

KLIMAGEOMORPHOLOGISCHE STUDIEN IN ZENTRAL-NAMIBIA:

Ein Beitrag zur Morpho-, Pedo- und Ökogenese

Dissertation zur Erlangung des
naturwissenschaftlichen Doktorgrades der
Bayerischen Julius-Maximilians-Universität Würzburg

vorgelegt von
Diplom-Geograph Jürgen Kempf
aus Heidenheim/Brenz

Würzburg 2000

Eingereicht am: 18. September 2000

1. Gutachter der Dissertation: Prof. Dr. Detlef Busche

2. Gutachter der Dissertation: Prof. Dr. Horst-Günter Wagner

1. Prüfer der mündlichen Prüfung: Prof. Dr. Detlef Busche

2. Prüfer der mündlichen Prüfung: Prof. Dr. Horst-Günter Wagner

Tag der mündlichen Prüfung: 2. Dezember 2000

Doktorurkunde ausgehändigt am: 15. Februar 2001

*Ukiramba mchanga wa nchi ngeni
uliyfika kwa ziara utajiepusha na
mashetani na maradhi ya nchi hiyo*

Wer am Sand eines fremden Landes
nach seiner Ankunft leckt, der wird
die bösen Geister und Krankheiten
dieses Landes abstoßen.

Sprichwort aus Zanzibar

Vorwort und Dank

Vorliegende Arbeit ist das Resultat eines vielschichtigen Komplexes, der bereits in der eigenen Schulzeit mit ausgedehnten Reisen ins östliche und südliche Afrika seit 1983 begann. Allen Personen zu danken, die in diesem Komplex mitgewirkt haben, würde den Umfang dieser Arbeit vermutlich übertreffen. Stellvertretend seien deshalb nur einige genannt, die insbesondere bei der Entstehung dieser Arbeit mitgewirkt haben, ja ohne deren Unterstützung sie niemals möglich gewesen wäre.

In ganz besonderer Weise bin ich dem Betreuer vorliegender Dissertation im Rahmen des Graduiertenkollegs „Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika“ im Geographischen Institut an der Fakultät für Geowissenschaften der Universität Würzburg, Herrn Prof. Dr. Detlef Busche, zu großem und herzlichem Dank verpflichtet. Dies gilt insbesondere für seinen unbedingten und selbstlosen Einsatz, seine Geduld und seine Bereitschaft zur Hilfe in allen Fachfragen, seine Unterstützung in Gelände und Institut sowie bei allen logistischen Angelegenheiten in Würzburg, wie in Namibia. In gleichem Maße danke ich Herrn Prof. Dr. Horst-Günter Wagner für seine Unterstützung und die Übernahme des Koreferats und den Verantwortlichen des geographischen Instituts der Universität für die Nutzung der Institutseinrichtungen.

In meinen Dank einschließen möchte ich die weiteren Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter des Graduiertenkollegs an allen beteiligten Instituten, stellvertretend den Sprecher, Herrn Prof. Dr. Martin Okrusch, die für einen reibungslosen Ablauf sorgten, alles menschenmögliche unternahmen, um die Finanzierung der langen Geländeaufenthalte zu sichern und bei logistischen oder finanziellen Problemen mit Rat und Tat zur Seite standen. Aus Sicht des Doktoranden war die Unterstützung im abgesteckten finanziellen Rahmen optimal. Einschließen möchte ich an dieser Stelle ausdrücklich Frau Angelika Kirchner, die Verwalterin der Kasse, die sich stets mit den Wünschen der Graduiertenkollegsmittglieder und deren Abrechnungen auseinandersetzen mußte - und diesen Wünschen in meinem Fall fast immer entsprochen hat. Dies wäre natürlich nicht möglich gewesen, ohne die finanzielle Ausstattung des Kollegs durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft, der ich für das Stipendium und die verfügbaren Forschungsgelder danke. Das Graduiertenkolleg hat sich als sehr fruchtbare Einrichtung erwiesen, die dazu beitrug, einmal über den eigenen wissenschaftlichen Tellerrand hinauszublicken und den Horizont zu erweitern. Besonders positiv ist in diesem Zusammenhang die gemeinsame Einführungssexkursion im April und Mai 1996 zu bewerten. Ich denke, das hat sich in dieser Arbeit niedergeschlagen.

Mein herzlichster Dank gilt auch meinen Freunden Dr. Andreas Lück, seiner Frau Kathleen und seiner Familie, für die langen und unvergeßlichen gemeinsamen Feldaufenthalte, ihre fortwährende Motivation und die Diskussion im Feld. Darüber hinaus danke ich allen Fachkollegen, die meine Arbeit auch im Feld begleitet haben, v. a. Herrn Prof. Dr. Horst Hagedorn für eine Exkursion ins Diamanten-Sperrgebiet, Frau Dr. Ingrid Stengel für die gemeinsamen Aufenthalte und sehr fruchtbaren Diskussionen, Herrn Dr. John Kinahan und Eugene Marais für Feldbegehungen und archäologische Informationen, Frau Dr. Sigrid von Hatten (UNAM, Windhoek) für eine Exkursion nach Gaub/Ben Hur, Frau Dr. Ingrid Christian für vegetationskundliche Aufnahmen sowie verschiedenen

Mitarbeitern des Sonderforschungsbereichs 389 ACACIA (Universität Köln), stellvertretend Herrn Prof. Dr. Wilhelm Möhlig, Herrn Dr. Rudolph Kuper und Dr. Werner Schuck für die wechselseitige Unterstützung.

Ganz besonders herzlich danken möchte ich auch allen meinen Freunden und Helfern in Namibia, die hier unmöglich alle genannt werden können. Ohne die riesige Unterstützung und die freundschaftliche Verbundenheit von Hede Schmitt, Renate Schmidt, Hellmut & Carola von Seydlitz (Klein Windhoek) und Franz Irlich (Swakopmund) wäre diese Arbeit nicht möglich gewesen. Gleiches gilt für die Mitarbeiter des Landwirtschaftlichen Labors im namibischen Landwirtschaftsministerium, nämlich Frau Marina Coetzee, Herrn Paul Strydom, Herrn Heleon Beukes, Herrn Albert Callitz, Herrn Josef Katuahupira, Herrn Jorry Kaurivi, Herrn Heiner Mouton, Frau Diana Müseler und Frau Nella Weder. Analysen wurden des weiteren durchgeführt von Frau Alberta Dausas, Frau Essie Ferris, Frau Eva Gases, Herrn Petrus Goagoseb, Frau Savatina Nanus, Frau Cynthia Peters und Frau Elaine Strong. Ich danke auch „meinen“ Praktikanten MSc Silke Bertram und MSc Magnus Broman (Uppsala), Dipl.-Geogr. Stefanie Grundner (München), Yvonne Jacob (Windhoek), Dipl.-Geogr. Christian König (Bonn) und Dipl.-Geogr. Julia Tombrink (Würzburg).

Für wertvolle Informationen bin ich folgenden Personen zum Dank verpflichtet: Dipl.-Geogr. Carmen Krapf und Dipl.-Geol. Mario Werner, Dr. Astrid Seckelmann, Dr. Steffen Niemann Dr. Holger Schinke, Dr. Christof Külls und Dr. Kai Boldt (alle Würzburg), MSc Ben Strohbach und Renate Kubirske (National Botanical Research Centre, Windhoek), Frau Martha Homann (†) und Frau Dr. Irmgard Wiss (†) (Otjiseva) für Vegetationsinformationen, Dr. Christel Bühmann, Dr. Koos Eloff und Jan Schoeman (Inst. for Soil, Climate and Water, Pretoria) für tonmineralogische und pedologische Informationen, Prof. Dr. J. Desmond Clark (Berkeley), Prof. Dr. David Philipson (Oxford) und Dr. Ivan Murambiwa (Harare) für eine archäologische Exkursion nach Livingstone/Zambia, Dr. Francis Thackeray (Transvaal Museum, Pretoria) für seine paläoökologischen Kommentare und eine private Führung durch die Sterkfontein- und Kroomdraai-Höhlen, Dr. Rainer Grün (Quaternary Dating Research Centre, Canberra) für die ¹⁴C-Datierung eines Seesediments, Dr. Théa Vogt (Strasbourg) für Mitteilungen zur Kalkkrustenbildung, Prof. Dr. Wolfgang Haubold (Hohenheim) für Informationen zum Chemismus von Schwefelverbindungen und Gipsbildung, Jan-Berend Stuit (Utrecht) für Informationen zu den Benguela-Schelfsedimenten sowie Dr. Wolfgang Wendt (Windhoek) für die Bereitstellung von Informationen zur Ur- und Frühgeschichte Namibias und Inventarnummern des Staatsmuseums.

Bei der Informationsbeschaffung dienlich waren u. a. Herr Dr. Werner Hillebrecht (Nationalbibliothek Windhoek), Dr. Brigitte Lau (†) und Peter Reiner (Nationalarchiv), Frau Margret Hofmann (Landwirtschaftliche Bibliothek Windhoek), Frau Etta Coetzee (NDC-Bibliothek), Frau Antje Otto-Reiner (Bibliothek der Namibia Wissenschaftlichen Gesellschaft Windhoek), Herr Obed Gurirab (UNAM-Bibliothek), die Mitarbeiter der Sam-Cohen-Bibliothek (Swakopmund), Frau Ursula Kutzner (†) (Geological Survey Library Windhoek), die Herren Immanuel Goëseb und Joseph Franke (Surveyor General, Windhoek) und Frau Renate Grossmann (†) (Windhoek). Vielen Dank für Ihre Hilfe!

Die für diese Arbeit notwendigen Feldarbeiten wurden teilweise auf Flächen durchgeführt, die sich in privatem, kommunalem oder staatlichem Besitz befinden. Für ihre Erlaubnis zur Durchführung der Arbeiten bedanke ich mich bei allen Grundstückseigentümern und Ortsvorständen. Darüber hinaus haben sie oft mit wichtigen Informationen beigetragen und auch selbstlos logistische Unterstützung

gewährt. Stellvertretend seien genannt: Fam. Karl-Heinz und Brigitte Fietz (Eckenberg, jetzt Swakopmund), Harm Ahting (Münsterland), Gero Dieckmann (Otjekongo), Anni Eichhoff (†) (Otjomasso), Fam. Nico van Rensburg (Rasputin), die Familien Albrecht und Hartwig von Seydlitz (Schönfeld), Fam. Wilfried Halenke (Hohewarte), Marian und Hentie Knouwds (Bergvflug), Fritz Metzger (†) (Trifels), Fam. Henner Volkmann (Jakkals Omuramba), Fam. Werner von Maltzahn (Hüttenhof), Elton Usurua und Berthold Kotjinyo (Kaoko Otavi), Fam. Dr. Eggers (Uisib), Enas Nampala (Okashana Centre), Fam. Berhar Kazuhua (Groot Huis), Fam. Stürnberg (Okauperuperu), Rosi Christensen (Horebis-Nord, Usakos), Fam. Oorlam (Blaukrans), Gernot Menge (Damascus), Uwe Gressmann (Gaikos), den Angestellten der Versuchsfarmen Uitkoms, Bergvflug, Neudamm und Omatjenne sowie die Gemeinden von Oruwanje, Khowarib, Okombahe, Otjimbingue und Ovitoto.

Bedanken möchte ich mich auch bei folgenden Institutionen und Personen, welche in vielfältiger Art und Weise Unterstützung geleistet haben: Namibia Wissenschaftliche Gesellschaft (Windhoek), Gesellschaft für Wissenschaftliche Entwicklung (Swakopmund), Ministry of Agriculture, Water and Rural Development - Section Land Evaluation, Ministry of Environment and Tourism (beide Windhoek), Dr. Henning Melber (NEPRU, Windhoek), Frau Gisela Sonntag, Frau Franz Leinberger, Herrn Karl Hannemann, Herrn Heinz Roth (alle Windhoek), Herrn Dr. Weber (Swakopmund), Frau Rita Stange (Omaruru), Fam. Josua von Gottberg (Tsumeb), Herrn Fox von SAA (Windhoek), Herrn Dr. Nel (Gobabis), Dr. Wulf Hegenberger und Dr. Ute Schreiber (Geological Survey, Windhoek), Dr. Antti Erkkilä (Department of Forestry, Windhoek), Frau Ingrid Bothma, Frau Katja Schmidt (beide Pretoria), Herrn Louis van Coller (Bethlehem), Dr. John Sutton (Nairobi), Dr. Hinrich Thölken (Deutsche Botschaft Windhoek), Ernst Handl und Lynn Clark (Titan Body Repairs, Windhoek) und Herrn Heinz Schenk (Oberkochen) für seine Hilfe bei Computer-Hardware-Problemen. Außerdem bedanke ich mich bei allen meinen Reisegefährten während der zahllosen, oft monate-langen Afrikareisen, insbesondere bei Renate und Volkmar Dünkel (Dar-es-Salaam), Dieter Edinger (Oberkochen), Prof. Dr. Axel Kämmerer und Walter Englert (beide Hamburg).

Zu ganz besonderem Dank verpflichtet bin ich dem Internationalen Hilfsfonds e. V., Rosberg v. d. H. und seinem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. Karl-Heinz Koch (Brüssel), für dessen finanzielle Unterstützung des *Namibia Land Degradation Project*, in dessen Rahmen die bodenkundlichen Aufnahmen zu vorliegender Arbeit durchgeführt wurden. Für die pedologisch-ökologische Erforschung der ländlichen Gebiete und zur Beratung von Landnutzern hat der Internationale Hilfsfonds seit 1996 ein Fahrzeug samt Unterhaltskosten bereitgestellt. Dadurch wurden sowohl die privaten Kosten, als auch diejenigen des Graduiertenkollegs gesenkt, so daß im gleichen finanziellen Rahmen mehr Arbeiten durchgeführt werden konnten. Davon profitierten v. a. auch die Landwirte und das Landwirtschaftsministerium Namibias.

Den größten Anteil an der Fertigstellung vorliegender Arbeit haben meine Freundin Susanne, meine Eltern und mein Bruder Bernd, die letztlich einen hohen Teil der finanziellen und persönlichen Lasten getragen und mir stets alle Steine aus dem Weg geräumt haben.

Ihnen allen und den zahlreichen ungenannten nochmals meinen herzlichsten Dank!
Jürgen Kempf

KLIMAGEOMORPHOLOGISCHE STUDIEN IN ZENTRAL-NAMIBIA:

ein Beitrag zur Morpho-, Pedo- und Ökogenese

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort

Abbildungs-, Tabellen- und Kartenverzeichnis

1	Einleitung: Ansätze und Ziele der Arbeit	1
2	Methodik der Untersuchung	5
2.1	Theoretische Einbindung	5
2.2	Methodisches Vorgehen und Arbeitsweisen	8
2.2.1	Transektkonzept	8
2.2.2	Methoden der Vorerkundung	10
2.2.2.1	Daten und Kartensätze als Hilfsmittel	11
2.2.2.2	Fernerkundung	12
2.2.2.3	Luftbilder	15
2.2.3	Erarbeitung des geomorphologisch-landschaftsgeschichtlichen Überblicks	16
2.3	Pedologische Feld- und Laborarbeiten	17
2.3.1	Bodenkundliche Aufnahme	17
2.3.2	Laboranalysen	20
2.4	Aufbau der Arbeit	24
3	Rezente klimatisch-ökologische Ausstattung und Morphomilieu	26
3.1	Zur Frage von Aktualismus und Paläoklima	26
3.2	Allgemeine klimatische Charakterisierung des Untersuchungsgebiets	28
3.3	Charakteristische Parameter des aktuellen Klimas in Zentral-Namibia	43
3.3.1	Temperatur	44
3.3.2	Potentielle Evaporation und Evapotranspiration	46
3.3.3	Niederschläge	47
3.3.4	Wind	68
3.3.5	Nebel	74

3.4	Das Benguela- Auftriebssystem als Klimamodifikator	75
3.5	Klimavariabilität, Morphomilieu und Ökosystemstabilität: ein Arbeitsmodell	81
3.5.1	Die Rolle der Primärdeterminanten im ökodynamischen System	81
3.5.2	Ökosystemstabilität	83
3.5.3	Morphomilieu	86
3.5.4	Modellbildung	91
3.6	Aktuelle Vegetationsökologie im zentralen Namibia: eine Kurzcharakteristik	97
3.6.1	Phytogeographische Zonierung	97
3.6.2	Biome und Lebensformen des Untersuchungstransekts	103
3.6.3	Vegetationsformationen als Milieuindikatoren	108
3.6.3.1	Wüsten- und Halbwüstenvegetation der Namib	114
3.6.3.2	Kurzstrauchsavanne und -steppe	137
3.6.3.3	Hochlandsavanne und -steppe	142
3.6.3.4	Savannen der Randstufenlücke und der Kalahari	149
3.6.4	Zum biologischen Alter der Namib, respektive deren Aridität	156
4	Ein geomorphologisches West-Ost-Transekt durch Zentral-Namibia, nebst einem kritischen Literaturüberblick als Problemstellung	172
4.1	Das Marin und Litoral der Zentral-Namib	172
4.1.1	Endtertiäre und quartäre Befunde vom südwestafrikanischen Schelf	172
4.1.2	Küstenterrassen-Galerien	186
4.2	Die Rumpfflächen der Namib und Prä-Namib in Zentral-Namibia	195
4.2.1	Beschreibung des Rumpfflächenreliefs „zwischen den Rivieren“	197
4.2.1.1	Das Spülflächenrelief mit Flachtälern	197
4.2.1.2	Rumpftreppen und Randverebnungen an Inselbergen	202
4.2.1.3	Inselberge	204
4.2.1.4	Pedimente, Glacis, Sandschwemmebenen	207
4.2.1.5	Krustenflächen, insbesondere Gipskrusten	215
4.2.1.6	Kleinrelief der Spüloberflächen außerhalb markanter Abflußlinien	241
4.2.1.7	Verwitterungsformen und (Paläo-) Bodenbildung	245
	Saprolitisierung der Hauptrumpffläche	245
	Bodenbildung	251
	Jüngere Pedogene Überformung auf den Rumpfflächen	258
	Tonminerale	263
	Silcrete und Ferricrete	265
	Karst, Lösung	270
	Verwitterung von exponierten Gesteinen	288
4.2.1.8	Pfannenbecken, Endpfannen, Otunahi, Kalkkrusten-Mbuga	289
4.2.1.9	Das äolische und proto-äolische Reliefstockwerk	313
4.2.2	Das fluviale Relief der die Namib querenden Riviere	336
4.2.2.1	Kurzer flußhistorischer Überblick	336
	Ugab	336

	Omaruru	343
	Khan	351
	Swakop	356
	Tumas und autochthone Namib-Riviere	372
	Kuiseb	391
	4.2.2.2 Vorlandsedimente und Reliefgenerationen der Referenzregion mittlerer Kuiseb	400
	4.2.2.3 Revision der Reliefgenerationen am mittleren Kuiseb	418
	4.2.2.4 Vergleich der Flußhistorien	440
4.3	Escarpment und Hochlandsflächen des Khomas-Niveaus	445
	4.3.1 Verlauf der Randstufe	445
	4.3.2 Randstufengene in Zentral-Namibia: ein Überblick	449
	4.3.3 Abtragungsgebiet Khomas-Hochland	451
	4.3.3.1 Flächenrelief	451
	4.3.3.2 Flußsysteme des Khomas-Hochlands	454
	4.3.3.3 Böden des Khomas-Hochlands	461
4.4	Das Windhoek Becken und seine Randgebiete	467
4.5	Neudammer Hochland	473
4.6	Kalahari-Flächen	476
5	Krustenbildungen in Namibia: eine Parenthese	488
	5.1 Zur Genese von Carbonatkrusten, insbesondere Calcrete	488
	5.2 Kalkkrusten Namibias als Geoindikatoren	494
	5.3 Calcrete-Reliefgenerationen	495
6	Der Stand der geoarchäologisch-paläontologischen Erkenntnisse in Namibia: ein Überblick	498
	6.1 Paläontologische und osteoarchäologische Indizien aus Namibia	501
	6.2 Artefakte und siedlungsgeschichtliche Interpretation	504
7	Entwurf eines chronologisch-klimageomorphologischen Ablaufs	516
	7.1 Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte	516
	7.2 Jüngere Reliefgeschichte Grundbedingungen für die Entstehung einer Randstufenlücke	525
	7.3 Die Bildung des heutigen Großreliefs der untersuchten Gebiete	528
	7.3.1 Das Hochland, Proximalbereich einer früh- bis mitteltertiären	

	Aufwölbung	529
	7.3.2 Weitere Verbiegungsformen und Arkogene	540
	7.4 Eine vorläufige klimatisch-morphologische Untergliederung von Endtertiär und Quartär in Namibia	548
8	Zusammenfassung	
9	Literaturverzeichnis	
10	Anhang	

Abbildungsverzeichnis

<u>Nr.</u>	<u>Abbildungstitel</u>	<u>Seite</u>
1	Oberflächenstruktur-Diagramm	19
2	Verwendete Korngrößendiagramme und Bodenartenbezeichnungen	20
3	Relative klimatische Position verschiedener Geostandorte in Namibia	38
4a	Paläoklimatisches Szenarium I: Verstärkter Zykloneinfluß	41
4b	Paläoklimatisches Szenarium II: Verstärkter Antizykloneinfluß	41
5	Langjähriger saisonaler Niederschlag: Station Grootfontein	50
6	Langjährige Niederschlagsmittel und -extreme einzelner Monate: Grootfontein	51
7	Vergleich der Regenzeiten 1987/88-1993/94: Station Bergvflug	52
8	Verteilung monatlicher Niederschlagsmengen: Station Windhoek	53
9	Verteilung monatlicher Niederschlagsmengen: Station Karibib	54
10	Gang der Regenzeit 1954/55: Station Bergvflug	55
11	Gang der Regenzeit 1955/56: Station Bergvflug	55
12	Gang der Regenzeit 1956/57: Station Bergvflug	56
13	Langjährige Monatsmittel und durchschnittlicher Niederschlagsgang	56
14	Verhältnis von Niederschlagsmittel zu prozentualer Abweichung	60
15	Gemessene Niederschlagsintensität: Station Von-Bach-Damm, Regenzeit	61
16	Gemessene Niederschlagsintensität: Station Von-Bach-Damm, Frühe Regen.	62
17	Gemessene Niederschlagsintensität: Station Omaruru, Trockenheitsaspekt	62
18	Gemessene Niederschlagsintensität: Station Gobabis, Feuchtaspekt	64
19	Regression: Anzahl der Regentage zu Jahresdurchschnittsniederschlag	64
20	Tägliche Niederschläge: Station Eckenberg, Trockenjahr 1994/95	65
21	Tägliche Niederschläge: Station Eckenberg, Regenjahr 1988/89	65
22	Januarniederschläge: Station Eckenberg 1984-1995	Anh.
23	Februarniederschläge: Station Eckenberg 1984-1995	Anh.
24	Jahresdurchschnittsniederschlag und Niederschlagsplanungswert in Namibia	Anh.
25	Vergleich zweier nahe beieinanderliegender Stationen: Bergvflug - Bellerode	Anh.
26	Windrichtungen: Station Okaukuejo	68
27	Windrichtungen zur Hauptregenzeit: Station Okaukuejo	69

28	Windrichtungen zur Trockenzeit: Station Okaukuejo	69
29	Windrichtungen im Zeitraum zwischen Trockenzeit und kleiner Regenzeit	69
30	Windrichtungen: Station Windhoek	70
31	Vereinfachtes Modell des Benguela-Auftriebssystems	76
32	Stofftransportmodell im Benguela-Küstenwüstensystem	78
33	Stofftransportmodell im Benguela-Küstenwüstensystem bei ENSO-Witterung	80
34	Grundmodell der Beziehung Naturraumvariabilität-Ökosystemstabilität	93
35	Überlagerungsmatrix der Morphodynamik zum Grundmodell	93
36	Morphomilieu-Arbeitsmodell für namibische Ökosysteme	94
37	Dornen der potentiellen natürlichen Vegetation des Damaralands	110
38	Relative Position der Kurzstrauchsavanne im Morphomilieu-Arbeitsmodell	138
39	Vegetationszusammensetzung im Gebiet Epako-Tjirundu	151
40	Ergebnisse der Busczählung im Gebiet Epako-Tjirundu	152
41	Relative Positionsänderung im Arbeitsmodell bei verstärktem Sommerregen	171
42	Paläotemperaturkurve des südlichen Ozeans	174
43	Kennwerte von Bohrkernanalysen vom namibischen Schelf	176
43a	Quartäre Meeresoberflächentemperaturen und Intensität des Auftriebs	181
44	Küstenterrassengalerien in Namibia	186
45	Der marine Terrassenkomplex im Sperrgebiet	187
46	Höhenmodell der Randstufenlücke mit dem Erongo	196
47	Rumpftreppenschema der zentralen Namib nach SPREITZER (1966a)	204
48	Gipskrusten-Bodenprofil von der Rooikop-Terrasse	207
49	Gipskrustengenerationen im Tumas-Einzugsgebiet	222
50	Oberflächentypenverteilung in Teilräumen der zentralen Namib	243
51	Höhenprofil durch den Moria-Flächenstreifen (nördliche Khomas-Stufe)	246
52	Zusammensetzung der Damaraschiefer nach SMITH (1953: 35)	250
53	Zusammensetzung des Damaraschiefers nach EITEL (1994a: 62)	250
54	Geochemische Zusammensetzung des Damaraschiefers	250
55	Kalzifiziertes Rotlehmprofil von Farm Schlesien	254
56	Gipsifiziertes fossiles Latosolprofil vom oberen Soutrivier (zentrale Namib)	254
57	Typisches Bodenprofil aus stark verwittertem Donkerhoek-Granit	255
58	Idealprofil eines Gipskrustenbodens nach HEINE & WALTER (1996)	261
59	Geologisch-morphologisches Profil durch den Gaub-Beckenkomplex	277
60	Genese des Karstsystems vom Pofaddergerat	278
61	Geologisch-morphologisches Profil der Randstufen-Zerschneidungszone	285
62	Geologisch-morphologisches Profil durch das Arnhem-Becken	286
63	Modell der Pfannenentwicklung nach GOUDIE (1991: 234)	290
64	Schnitt durch die Barnardespan mit Profil KH57	295
65	Pfannenboden von Kampingama nach SCHOLZ (1968d: 216)	297
66	Schnitt durch die Pfanne von Ovikokorero	299
67	Profil durch die Kalkpfanne von Otupanda	302
68	Schematischer Schnitt durch eine Spülscheide mit Otunahi	304
69	Schema der Trocken-Mbuga in Zentral-Namibia	306
70	Gegenüberstellung der LM-C- und Miozän-Modelle zur Reliefgenese	326
71	Feldskizze zur Morphoposition des Tsondab-Sandsteins	330
72	Profilschnitt durch das mittlere Ugab-Tal	338
73	Feldskizze zur Tekto- und Reliefgenese am mittleren Ugab	341

74	Profilschnitt durch das untere Ugab- und Goantagab-Tal	344
75	Flußlängsprofil des Goantagab	344
76	Gefälle der Wasserscheide zwischen Ugab und Omaruru	345
77	Distanz- und Gefälleverhältnis-Diagramm am Trig. Pkt. Löwenberg	346
78	Stratigraphie des Schwemmfächers am unteren Omaruru	349
79	Profilschnitt durch das Khan- Tal und die Otjipateraberge	352
80	Profilschnitt durch das Aroab-Becken und das Khan-Tal östl. Usakos	353
81	Flußlängsprofil des Aroab zwischen Okawayo und Usakos	355
82	Profilschnitt durch die Swakop-Nossob-Wasserscheide	357
83	Geologisch-morphologisches Profil durch das obere Swakoptal bei Otjisazu	358
84	Geologisch-morphologisches Profil durch das Swakoptal bei Swakoppoort	359
85	Geologisch-morphologisches Profil durch das Swakoptal bei Otjimbingue	360
86	Profilschnitt durch das Swakoptal zwischen Habis und Witwaterbergen	361
87	Flußlängsprofil von Swakop und Khan	361
88	Abfolge von Talquerschnitten im Swakopsystem	362
89	Geologisch-morphologisches Profil durch die Swakop-Khan-Wasserscheide	363
90	Profilschnitt durch das untere Swakoptal bei Riet	365
91	Morphologische Profilschnitte durch das obere Ganab-Gebiet	373
92	Höhenprofil der Kriess-Stufe	375
93	Talfüllungen des Proto-Tumas	379
94	Struktur der Leeukop-Konglomerate und Tumas-Sandsteine	382
95	Skizze der Talfüllungen am unteren Tumas	383
96	Flußlängsprofil von Kuiseb und Tumas	393
97	Profilskizze durch das mittlere Kuiseb-Tal	393
98	Profilskizze durch die nördlichen Zuflüsse am Kuiseb-Mittellauf	394
99	Profilschnitt vom Kuiseb-Cañon über die Berghof-Fläche zum Gamsberg	419
100	Skizze zur Reliefentwicklung am mittleren Kuiseb-Tal	422
101	Kalkkrustengenerationen auf Farm Kromhoek	426
102	Profilschnitt von der Tumas-Vlake zum Rostockberg	429
103	Aufschlußzeichnung zum Karpfenkliff nach KORN (1942)	432
104	Sedimentaufschluß am Aruvlei	434
105	Profil am Aufschluß Karpfenkliff	436
106	Vergleich der Terrassenprofile vom mittleren Ugab und mittleren Kuiseb	442
107	Geländemodell des Khomas-Hochlands mit der Randstufe	446
108	Profilschnitt und Karte des Kuiseb-Systems auf dem westlichen Hochland	456
109	Geländemodell der Hohenheim-Göllschauer Fläche	457
110	Profilschnitt vom Gamsberg in das Rehobother Becken	458
111	Geländemodell der Gamsberg-Stufe zwischen Gamsberg und Gaub	459
112	Geländemodell der Übergangs vom Windhoeker Becken zur Seeis-Fläche	470
113	Geländemodell des oberen Windhoeker Beckens im Streichen der Auasberg	471
114	Schnitt durch das Kalahari-Becken	479
115	Mächtigkeit von Kalahari-Sedimenten im Etoscha-Becken	480
116	Sammelprofil der Kalahari-Gruppe	481
117	Bohrprofile der Kalahari-Sedimente von Okamatangara (westl. Kalaharirand)	487
118	Kalkkrustentypen	490
119	Profil der Acheul-Fundstelle Namib IV	507
120	Schema der gondwanischen Flächen in Zentral-Namibia	523

121	Geologisch-morphologisches Profil durch die Randstufenlücke	526
122	Profilschnitt durch das Khomas-Arkogen	535
123	Schema der Querwölbung im distalen Arkogenbereich	538
124	Profilschnitt durch das quergewölbte Proximale Arkogen östl. Windhoek	539
125	Profil der Randstufe nördlich der Randstufenlücke (Damara-Randstufe)	541
126	Profil der Randstufe südlich des Khomas-Arkogens (Nama-Randstufe)	544
127	Hypothetischer landschaftsgeschichtlicher Ablauf im oberen Swakoptal	549
128	Hypothetischer landschaftsgeschichtlicher Ablauf im mittleren Swakoptal	549
129	Synopse mittel- bis spätpleistozäner Klimaindikatoren	Anh.
130	Synopse endpleistozäner und holozäner Klimaindikatoren	Anh.
131	Synoptische Gegenüberstellung der Auffassungen zur Reliefgenese	559
132	Morphomilieuentwicklung im Pliozän	558
133	Morphomilieuentwicklung im Alt- und Mittelpleistozän	558

Tabellenverzeichnis

<u>Nr.</u>	<u>Titel</u>	<u>Seite</u>
1	Vergleich von Umweltparametern Winterregen-Sommerregen-Gebiete	30
2	Systemmatrix der klimabestimmenden Einflüsse in Namibia	38
3	Niederschlagsdurchschnittswerte und Abweichungen	49
4	Berechnung des Niederschlagsplanungswerts für 64 ausgewählte Stationen	59
5	Nährstoff- und Sauerstoffkonzentrationen im Benguela-Bereich	79
6	Ökosystemstabilität und -dynamik	85
7	Klimageomorphologische Phasen der zentralen Namib	87
8	Phytogeographische Unterteilung der weiteren Namib-Karoo-Region	98
9	Biome in Zentral-Namibia	106
10	Daten zur Vegetationsbedeckung der Kurzstrauchsavanne	137
11	Daten zur Vegetationsbedeckung auf dem Khomas-Hochland	145
12	Diversitätsdaten einzelner Biome im südlichen Afrika	165
13	Tertiäre Paläoklimanachweise an Afrikas Südwestküste	178
14	Paläoklimatische Indikatoren an der Westküste des südl. Afrikas	183
15	„Glazial“ und „Interglazial“ in Kennwerten vom namibischen Schelf	185
16	Rumpfflächenstockwerke in Zentral-Namibia	202
17	Geochemische Zusammensetzung der Damara-Schiefer	250
18	Analysedaten ausgewählter Bodenprofile	Anh.
19	Pfannenlokalitäten und Pfannentypen	292
20	Analysedaten des Pfannenbodens von Kampingama nach SCHOLZ (1968d)	298
21	Vergleich zwischen Dambos, Trocken-Mbuga und Oshanas	307
22	Stratigraphie des sog. „Tsondab-Sandsteins“	321
23	Fundstätten fossiler <i>Struthioniformes</i> -Schalen und Alter der Arenite	324
24	Gegenüberstellung einiger Charakteristika der Tsondab-Hypothesen	329
25	Phasenablauf der Reliefgeschichte im westlichen Tumas-Catchment	386
26	Reliefgenerationen im Bereich des Fluvialreliefs am Kuiseb	440
27	Vergleich der Flußhistorien von Ugab, Omaruru, Khan, Swakop, Kuiseb etc.	444
28	Vergleich von altverwitterten und jungen Kolluvialhorizonten	463

29	Modell des <i>Early Stone Age</i> im südlichen Afrika	499
30	Geologie Zentral-Namibias (vereinfacht)	524
31	Reliefgenerationen in Zentral-Namibia und zeitliche Korrelation	552

Kartenverzeichnis

<u>Nr.</u>	<u>Titel</u>	<u>Seite</u>
1	Überblickskarte mit Höhenschichten	9
2	Meeresoberflächentemperaturen im südöstlichen Atlantik unter Normalbed.	33
3	Meeresoberflächentemperaturen im südöstlichen Atlantik bei Benguela-Niño	33
4	Zentral-Namibia in den Klimaregionen von KÖPPEN (1923)	44
5	Durchschnittliches Tagestemperaturminimum im kältesten Monat	45
6	Durchschnittliches Tagestemperaturmaximum im heißesten Monat	46
7	Potentielle Evaporation in Zentral Namibia	47
8	Durchschnittlicher saisonaler Niederschlag in Zentral-Namibia	48
9	Niederschlagsvariabilität in Zentral-Namibia	48
10	Isohyeten der extremen Regenzeit von 1933/34 in Zentral-Namibia	49
11	Durchschnittliche jährliche Niederschlagsenergie in Zentral-Namibia	67
12	Phytogeographische Unterteilung Zentral-Namibias nach JÜRGENS (1991)	99
13	Biome in Zentral-Namibia nach IRISH (1994)	104
14	Vegetationskarte Zentral-Namibias nach ENGLER (1914)	109
15	Beispiel für eine Regenfläche nach RUST (1970)	112
16	Vegetationsformationen Namibias nach GIESS (1971, 1998)	113
17	Habitattypen der zentralen Namib	136
18	Habitattypen der Hochlandsavanne	148
19	Hydrogeographischer Überblick über Zentral-Namibia	172
20	Geomorphologische Karte der Swakop-Khan-Wasserscheide (Chuos-Berge)	214
21	Karte der Nebelhäufigkeit in der zentralen Namib nach OLIVIER (1995)	239
22	Geomorphologische Karte Otjisondu-Pfannenfeld	301
23	Verbreitung von Namib-Sanden und Tsondab-Sandstein südlich des Kuiseb	323
24	Karte der zentralen Namib und ihrer Flußsysteme	335
25	Karte des Tumas-Einzugsgebiets mit Flußumlenkungen und Sedimentvork.	371
26	Geomorphologische Karte der Ganab-Region am oberen Tumas	373
27	Karte des unteren und mittleren Kuiseb-Einzugsgebiets	395
28	Verbreitung der Hauptschotter am mittleren Kuiseb	423
29	Geomorphologische Kartenskizze vom mittleren Ugab	443
30	Flußnetz des Khomas-Hochlands	455
31	Karte der Flußumlenkung am oberen Gurumanas	460
32	Karte der Flußverläufe im zentralen Khomas-Hochland	461
33	Gewässernetz des Windhoek-Okahandja-Beckens	469
34	Mächtigkeit der Kalahari-Beckensedimente	479
35	Verbreitung oligozäner Vulkanite im zentralen Hochland	533
36	Erdbebenbeobachtungen und junge seismische Aktivität in Zentral-Namibia	535

Verzeichnis der Fotos im Text

Foto 1: Khan-Tal mit Khanfläche und Chuos-Bergen	213
Foto 2: Nordenburg-Dorstrivier-Fläche mit Sphinx-Berg	213
Foto 3: Satellitenbild von Ugab-Tal und Kamanjab-Fläche	340
Foto 4: Blick von einer Calcrete-Mesa auf Farm Berghof zum Gamsberg	419
Foto 5: Hochterrassen im Kuiseb-Tal	419
Foto 6: Acheul-Faustkeil von Hohewarte	475

1 Einleitung: Ansätze und Ziele der Arbeit

Der vorliegenden Studie liegt ein mehrjähriger Forschungs- und Arbeitsaufenthalt in Namibia zugrunde. Ausgehend von einigen Studienreisen seit 1989 und einem viermonatigen Praktikum im Landwirtschaftlichen Labor des Ministry of Agriculture, Water and Rural Development (Windhoek) von Mai bis September 1993, war als Gegenstand dieser Arbeit ursprünglich ein geoökologisch-bodenkundlicher Schwerpunkt vorgesehen, der auch konkrete Anwendungsbezüge aufweisen sollte. Dies war und ist im Interesse der o. g. Praktikumsstelle, bei der sich eine Abteilung (Division Land Evaluation) mit der Erarbeitung der naturräumlichen Grundlagen für die Landnutzungsplanung in Namibia befaßt.

Aus politischen Gründen, die vermutlich in der bis 1990 dauernden südafrikanischen Mandatszeit liegen, ist Namibia das einzige Land des südlichen Afrika und eines der wenigen Länder weltweit, die (noch) nicht über eine ausreichend systematisierte und flächendeckende Inventarisierung dieser Grundlagen verfügen. Daher lag es nahe, in Form einer umfassenden Pilotstudie eines größeren Raumes zum Zweck der Kategorisierung des Relief, der Böden und der Vegetation unter dem Aspekt der Land-Degradation zu betrachten. Dies bildete den Leitgedanken des ersten Ansatzes. Für die organisatorische und logistische Durchführung wurde das Namibia Land Degradation Project (NLDP) gegründet, das sich vorwiegend mit der konkreten Anwendung von erzielten Forschungsergebnissen beschäftigt (KEMPF 1998), das aber gleichzeitig die Datenermittlung im Feld ermöglicht und fördert (siehe Vorwort).

Auf Basis der in aufwendigen Feld- und Laborarbeiten ermittelten Kategorien sollte eine naturräumliche Gliederung erarbeitet werden, deren Einheiten durch möglichst homogene Ausstattung und Prozeßgefüge charakterisiert werden. Dies sollte die Lösung konkreter, anwendungsbezogener Probleme erleichtern. Solche Probleme traten in der Abteilung Landnutzungsplanung des namibischen Landwirtschaftsministeriums vor allem dann auf, wenn es um die Beratung einzelner Landnutzer (z. B. Kommunalfarmer, Privatfarmer, Ackerbauern oder Bewässerungslandwirte) hinsichtlich bestimmter Nutzungsentscheidungen oder Nutzungsmaßnahmen ging. Oft wurden die Beratungen von den Landwirten allerdings erst dann in Anspruch genommen, wenn unter einem bestimmten Management die erhofften Erträge ausblieben oder kulturbedingte Schäden, z. B. beschleunigte Bodenerosion oder unerwünschte Vegetationsveränderungen auftraten.

Dabei wurde sehr häufig festgestellt, daß hinsichtlich der Landwirtschaft in Namibia eine bisweilen extreme „Klimagläubigkeit“ (zonales Klima als Standortfaktor) besteht. Viele Bestockungs- oder

Anbaumaßnahmen richteten sich in allen Jahren allein nach den langjährigen Durchschnittsniederschlägen am Standort. Und das, obwohl zum einen in Namibia eine bekanntermaßen hohe Variabilität der Niederschläge auftritt und zudem bisher keine, auf streng geökologischen Kriterien basierende agroökologische Zonierung existiert. Auch behördliche Empfehlungen und die Nutzung der staatlichen Landnutzungsflächen richteten sich in der Regel vornehmlich nach den statistisch zu erwartenden (mittleren) Niederschlägen.

Bei zahllosen Feldbegehungen in den unterschiedlichsten Regionen des Landes mit den unterschiedlichsten Managementformen sowie durch Gespräche mit den Landnutzern, konnte jedoch festgestellt werden, daß angesichts der erratischen Niederschläge auf denen viele der Systeme beruhen, der Faktor „zonales Klima“ in der Standortbewertung eher zurücktritt und vielmehr Faktoren, die den Meso- und Mikrostandort determinieren, klar in den Vordergrund rücken. Die Determinanten des Meso- und Mikrostandorts sind aber in allererster Linie im Boden und im Relief (bzw. der geomorphologischen Position) zu sehen. Gerade der Faktor Boden und mit ihm die reliefbestimmenden Einflüsse sind aber in Namibias Landwirtschaft sehr häufig „die großen Unbekannten“ im geökodynamischen System. Kommentare wie „*there is no soil erosion in this country; we have a severe bush problem*“ waren seitens der Landnutzer durchaus häufig zu hören, selbst wenn keine 100 Meter entfernt ein tiefer Donga die Weide zerschnitt und die Grashorste auf 20 Zentimeter hohen Hügeln standen. Daraus ist auch zu erklären, warum der Grad der bisherigen Erforschung von Boden und Relief in Namibia aus Sicht der Landnutzungsplaner in geradezu paradoxem Widerspruch zu deren tatsächlicher Bedeutung für die Landwirtschaft steht.

Hierzu einige Beispiele, um den Mißstand zu verdeutlichen:

1. Es existiert in Namibia keine landesweite Bodenkarte in einem für Landnutzungsplanung halbwegs akzeptablen Maßstab, lediglich die weitere Etosha-Region wurde systematisch erfasst (VERSTER 1981; BUCH 1990 unpubl, 1993a; BEUGLER-BELL 1996)
2. Außer für die weitere Etosha-Region existiert keine ausreichend angepaßte Bodenklassifikation, die eine Aufnahme und Bewertung des Naturraumpotentials Boden erleichtern würde.
3. Es existieren keine geomorphologischen Karten auf landschaftsgeschichtlicher Grundlage zur Gliederung der namibischen Naturräume.
4. Die bisherige landschaftsgeschichtliche Gliederung geht davon aus, daß mindestens seit dem ausgehenden Miozän (seit ca. 5-10 Millionen Jahren) in Namibia ein arides bis semi-arides Klima vorherrscht, das dem heutigen mehr oder weniger gleicht und das selbst im weltweit sehr

wechselhaften Quartär allenfalls Auslenkungen zu kürzeren oder schwächeren Feucht- bzw. Wüstenphasen zeigt (s. Kap. 4). Aus diesem Grund wurden die Böden Nambias bisher immer als „Wüsten-, Wüstensteppen-, Halbwüsten- oder trockene Savannenböden“ klassifiziert. Formen von Paläoböden wurden quasi nie beschrieben oder berücksichtigt. Eine zeitliche Einordnung von bestimmten Bodenbildungen unterblieb bisher weitgehend.

5. Die unzureichende, zum Teil widersprüchliche zeitliche Einordnung von Deckschichten, Substraten und Böden macht eine systematische Beurteilung von Landoberflächen hinsichtlich Nutzbarkeit/Fruchtbarkeit und Risikopotential gegenüber Degradationserscheinungen quasi unmöglich, da ein gliedernder „Aufhänger“, z. B. eine regionale, indizien-basierte Klima- und Landschaftsgeschichte im Sinne einer umfassenden Geochronologie fehlt.
6. Die existierende Landschaftsgeschichte geht davon aus, daß seit der angeblich miozänen Kalkinkrustierung der Rumpf- und Deckschichten-Flächen dort allenfalls pliozäne Dünenbildung und durch Hebung verursachte Zerschneidung das Relief formten. Alle weiteren Reliefeinheiten, also große Teile der pliozänen und quartären Reliefgenerationen befinden sich angeblich überwiegend in den Flußtälern als fluviales Relief. Damit wird für die Flächen gemeinhin eine mindestens 3 bis 5 Millionen Jahre währende Stabilität impliziert, die zu typischen Bodenbildungen geführt haben müßte. Ein pedologischer Nachweis für die bisher vorgeschlagene Landschaftsgeschichte fehlt jedoch fast völlig.

Im Verlauf der geoökologisch-bodenkundlichen Arbeiten wurde festgestellt, daß sich eine Reihe von Befunden nicht befriedigend in die existierende Geochronologie, wie sie z. B. bei WARD & CORBETT (1990) oder BESLER et al. (1994) u. v. a. publiziert wurde, einpassen lassen. Aus diesem Grund rückten während der Feldaufenthalte zunehmend geomorphologische Beobachtungen und die Durchforstung der verfügbaren geomorphologischen Literatur in den Vordergrund der Arbeiten, die lokal oder regional zu einer Bestätigung oder Ergänzung der publizierten Modellvorstellungen dienen sollten. Dies führte jedoch leider nicht zu einer Erhellung oder gar zu einer übergreifenden, belegenden Unterstützung der traditionellen Vorstellungen, sondern in „chaosnahe“ Verwirrungszustände. Bei fast jeder Feldbegehung wurden mehr geomorphologisch-landschaftsgeschichtliche Fragen aufgeworfen, als durch die geoökologisch-bodenkundlichen Aufnahmen beantwortet werden konnten.

Schließlich war keine andere Lösung mehr denkbar, als den (ungeliebten) Akt einer teilweisen thematischen Umformulierung vorliegender Arbeit zu wählen. Das ursprüngliche Konzept einer naturräumlichen Gliederung auf geoökologisch-pedologischer Basis mit direktem Anwendungsbezug (Ansatz 1), um Probleme wie agroökologische Zonierung oder Landdegradation angehen zu können, mußte neu gefaßt werden. Eine Durchsetzung dieses alten Konzepts hätte sehr wahrscheinlich zu kaum überbrückbaren Differenzen und zu einem Erklärungsnotstand gegenüber einigen bisher publizierten Darstellungen zu Geomorphogenese und Paläoklima geführt. Es war deshalb unumgänglich, den geoökologischen Ergebnissen eine möglichst geschlossene landschaftsgeschichtliche Darstellung voranzustellen, in die eigene und publizierte Befunde systematisch eingearbeitet werden konnten (zweiter Ansatz). Dabei konnte auf manche bisherigen Interpretationen kaum Rücksicht genommen werden, selbst wenn die Gefahr bestand, evtl. „heilige Kühe“ zur Schlachtbank zu führen. Es wurde notwendig, von einer *tabula rasa* aus die Landschaftsgeschichte Zentral-Namibias von alt nach jung neu aufzubauen. Letzten Endes handelt es sich bei dem geomorphologischen Teil der vorliegenden Arbeit um den subjektiven Versuch, die vergangene Realität zu deuten, wie bei anderen geomorphologischen Arbeiten auch.

Konkrete Feldbefunde wurden nach bestem Wissen und Gewissen zitiert, eigene Aufnahmen sind nachprüfbar. Sämtliche in dieser Arbeit zitierten Nachweise lagen physisch vor (bis auf wenige genannte Ausnahmen, die trotz langer Suche nicht beschafft werden konnten und als Sekundärzitat behandelt werden). Es ließ sich nicht immer vermeiden, daß in manchen Kapiteln beim Leser evtl. tiefergehende Sach- oder Lokalkenntnisse vorausgesetzt werden (möglicherweise manchmal auch unbewußt), insbesondere wenn auf Befunde oder Interpretationen dritter nur anhand der Literaturstelle verwiesen wird, ohne den exakten Inhalt und die Gründe des Befunds nochmals auszuformulieren oder Referenzlokalitäten zu beschreiben. Insbesondere in Nebenbereichen mußte aber aus Platzgründen so verfahren werden. Der Großteil der zitierten Literatur dürfte aber zumindest im südlichen Afrika ohne besondere Mühen beschafft werden können. Bibliotheken folgender Institutionen wurden bei der Recherche u. a. zu Rate gezogen: National Archives of Namibia, National Library, University of Namibia, Namibia Scientific Society, Agriculture Information Centre, Archaeological Library of the State Museum, Namibia Development Corporation, Geological Survey of Namibia (alle Windhoek), Sam Cohen Library (Swakopmund), Transvaal Museum (Pretoria), Public Library (Sandton City, Johannesburg), University of Zimbabwe (Harare). Verwiesen sei auch auf die Bibliothek der Desert Research Foundation, Gobabeb.

Die Verlagerung eines Schwerpunkts der vorliegenden Studie auf die Landschaftsgeschichte hatte zur Folge, daß der konkret anwendungsbezogene Teil sehr eingeschränkt werden mußte, um das Thema nicht zu weit ausufern zu lassen. Die Ergebnisse zu Degradationsgefährdung und Landschaftsrahmenplanung sollen in einer separaten Studie behandelt werden. Letztlich hat sich bei den Feldarbeiten gezeigt, daß aufgrund der standortbestimmenden Dominanz der landschaftsgenetischen Zusammenhänge eine sinnvolle naturräumliche Gliederung ohne Einbezug der Landschaftsgeschichte nicht möglich ist. „Sustainability“, Nachhaltigkeit kann nur durch möglichst gutes Verständnis des Gesamtsystems in seiner historisch-genetischen Entwicklung erreicht werden. Diese These soll vorliegender Arbeit voranstellen.

Daraus ergibt sich eine klare Zielvorgabe:

1. Erarbeitung der Geoökosystem-Zusammenhänge mit Inventarisierung des Formenschatzes
2. Klärung des Ablaufs der Landschaftsgeschichte unter Einbezug der lithologischen und geomorphologischen Ausgangsbedingungen in Zentral-Namibia von „alt nach jung“
3. Versuch der Verknüpfung von Landschaftsgeschichte im Ökosystemabläufen

Punkt 2. kommt die höchste Gewichtung zu. Erst wenn diese Arbeit abgeschlossen ist, können aus geoökologischer Sicht Problemkreise näher beleuchtet werden, die sich mit der agroökologischen Zonierung oder auch lokalen Dynamiken, z. B. den Auswirkungen und Formen der Land-Degradation, befassen. Die Frage nach der Anfälligkeit für bestimmte Degradationserscheinungen in Namibia muß daher zwangsläufig zu einer eher naturräumlich orientierten Betrachtung führen. Die anthropogenen Aspekte der Landschaftsformung können hier nicht berücksichtigt werden.

2 Methodik der Untersuchung

2.1 Theoretische Einbindung

Zu Beginn der Arbeit (erster Ansatz) mußte die Frage beantwortet werden, ob es für die Bearbeitung landschaftsökologischer Fragestellungen und anwendungsorientierter Probleme, wie zum Beispiel der Land-Degradation überhaupt notwendig ist, einen morphogenetischen Ansatz zu verfolgen. Schließlich gibt es innerhalb der Physischen Geographie heute einen ausgedehnten Fachbereich „Landschaftsökologie“, der bewußt nicht morphogenetisch arbeitet, sondern das aktuelle, gegebene Relief allenfalls zum Zweck der Naturraumgliederung und im Rahmen des

Stofftransports einbezieht (vgl. LESER 1997: 436f). Ähnliches gilt für die landschaftsökologisch orientierte Bodenkunde (vgl. GERRARD 1981). ROHDENBURG (1989: 2) hält die dadurch entwickelte „Frontstellung Genese - Ökologie“ sachlich für nicht gerechtfertigt: „Denn erst ein Verständnis der Reliefentstehung kann auch ein volles Verständnis für den Beziehungskomplex Relief - Sediment - Boden und dessen räumliche Ordnung liefern und dessen vollständige Erhebung [...] wesentlich beschleunigen.“

Bereits BÜDEL (1971: 119) bezog des „Pflanzenkleid“ (heute würde man es wohl die „Ökologie“ nennen) in seinen Wechselbeziehungen zu Bodenbildung und Wasserhaushalt als ein wesentliches Element des Formungsmechanismus in das „Natürliche System der Geomorphologie“ mit ein. Da - neben dem Relief der Erde - nach wie vor die reliefgestaltenden Prozesse *das* zentrale Thema der Geomorphologie darstellen, kann heute, in Zeiten, in denen Schlagworte wie „Umweltzerstörung“ und „Klimawandel“ gesellschaftspolitische Relevanz erhalten, sogar noch weiter gegangen werden: Weil beide Fachbereiche, Geomorphologie und Landschaftsökologie, heute mehr als bloße Methodiken zur Beschreibung von Form und Prozeß darstellen, sondern ein Milieubezug impliziert wird, sind sie, sobald es um die Beurteilungen von Milieuveränderungen und deren Auswirkungen geht, untrennbar verbunden. Das folgt aus der Erkenntnis, daß in einem bestimmten Milieu bestimmte morphologische und bestimmte ökologische Prozeßkombinationen in bestimmter zeitlicher Auflösung wirksam werden.

Auch wenn z. B. BÜDEL (1971, 1981) den Milieubegriff, also die Gesamtheit aller auf den Standort einwirkenden biotischen und abiotischen Faktoren, eher zonal (horizontal) auffaßt, ROHDENBURG (1970, 1989) u. a. eher funktional (vertikal) als Kombination von verschiedenen Prozessen unterschiedlicher Intensität, besteht jedoch allgemeine Einigkeit über die bedeutende Rolle von Reliefgenese und Ökologie als Einheit. Diese Einheit wird in vorliegender Arbeit als Axiom betrachtet.

Vereinfacht bietet sich so vielleicht die Möglichkeit, Erkenntnisse über Paläomilieu oder ihre Determinanten für Zukunftsszenarien anzuwenden bzw. aktuelle Prozesse einzuordnen. Manchem mag dies zu aktualistisch klingen, muß doch davon ausgegangen werden, daß insbesondere bei lange zurückliegenden Paläomilieu gänzlich andere Prozeßkombinationen milieu- und damit formbestimmend waren, als rezent. Außerdem kann über die zeitliche Konstanz der Milieu und damit über Stabilitätskriterien des Ökosystems oftmals nur spekuliert werden. Dennoch muß geklärt werden, ob und in wie weit aktualistisch argumentiert werden kann bzw. ob der Aktualismus für Details oder nur für übergeordnete Begriffe gelten kann.

Ein weiteres Argument für den Einbezug von Morphogenese in die Landschaftsökologie und umgekehrt, bietet die Erkenntnis, wonach nicht nur endogene Determinanten (geologisch – pedologisch - tektonische Prozesse) oder exogene Determinanten (Klima - Wasserhaushalt etc.) für jeweils aktuelle Milieuprozesse verantwortlich zeichnen, sondern auch der historische Ablauf, den das Milieu in seiner räumlichen Dimension genommen hat. Besonders deutlich wird diese Rolle der Reliefgeschichte bei einem Milieuwechsel, beispielsweise infolge einer klimatischen Veränderung. Als These soll formuliert werden: Morphodynamische Änderungen, z. B. im Verwitterungsregime, Vorflut- und Grundwasserniveau oder der Hangdynamik, ziehen ökodynamische Veränderungen nach sich. Umgekehrt können auch letztere zum Indikator oder gleichfalls zur Ursache von Milieu- oder morphodynamischen Änderungen werden (v. a. bei Katastrophenereignissen oder rezent bei anthropogenem Eingriff).

Durch den von BÜDEL (1971), ROHDENBURG (1989) und anderen postulierten engen wechselseitigen Bezug von Ökologie (Geoökologie) und Landschaftsgeschichte (Geomorphogenese) ergibt sich für jede Untersuchung mit landschaftsökologischem Anspruch die Untersuchung des morphodynamischen Prozeßgeschehens in Vergangenheit und Gegenwart gewissermaßen zwingend. Ohne den morphogenetischen Rückschluß auf Paläomilieus ist in Regionen, die aus Mangel an fossilem biotischen Material kaum konkrete paläoökologische Befunde liefern, die rezente ökologische Ausstattung allenfalls beschreibbar, jedoch kaum in ihrer Genese zu erklären, geschweige denn zu prognostizieren. Für die ökologische Ausstattung eines Raumes gilt wie auch für die morphologische Ausstattung: sie baut auf den Vergangenheitsformen und -prozessen deterministisch auf. So haben z. B. in Namibia noch heute die in Vorzeiten tiefgreifend verwitterten Gesteinsschichten, die Herausbildung ehemaliger Flächen- oder Terrassenniveaus oder Bodenbildungen unabdingbare Konsequenzen für Wasserhaushalt, Bodenchemismus etc. und damit direkte Auswirkungen auf Ökodynamik, Nutzung und Nutzungsfolgen.

Darin liegt die Begründung, warum in vorliegender Studie der möglichst genauen Klärung des morphochronologischen Verlaufs unbedingter Vorrang gewährt wird. In der historisch-genetischen Reliefbildung wird ein essenzieller Ansatzpunkt zur Beurteilung von Ökosystemstabilität und Naturraumpotential gesehen. Andere solche Ansatzpunkte zu deren Beurteilung, wie zum Beispiel das Kriterium „klimatische Ausstattung“, werden aufgrund ihrer hohen intrinsischen Variabilität in tropisch-subtropischen Trockengebieten (und der daraus folgenden notwendigerweise sehr langen Untersuchungszeiträume) als weniger geeignet angesehen. Zudem bleiben geomorphologische Grenzen und Einheiten über wesentlich längere Zeiträume unverändert, während sich z. B. die

Niederschlagsverhältnisse von Saison zu Saison unterscheiden (Kap. 3). So wirken die Reliefverhältnisse geökologisch als Puffer stark schwankender Klimaverhältnisse, indem sie zum bestimmenden Faktor werden.

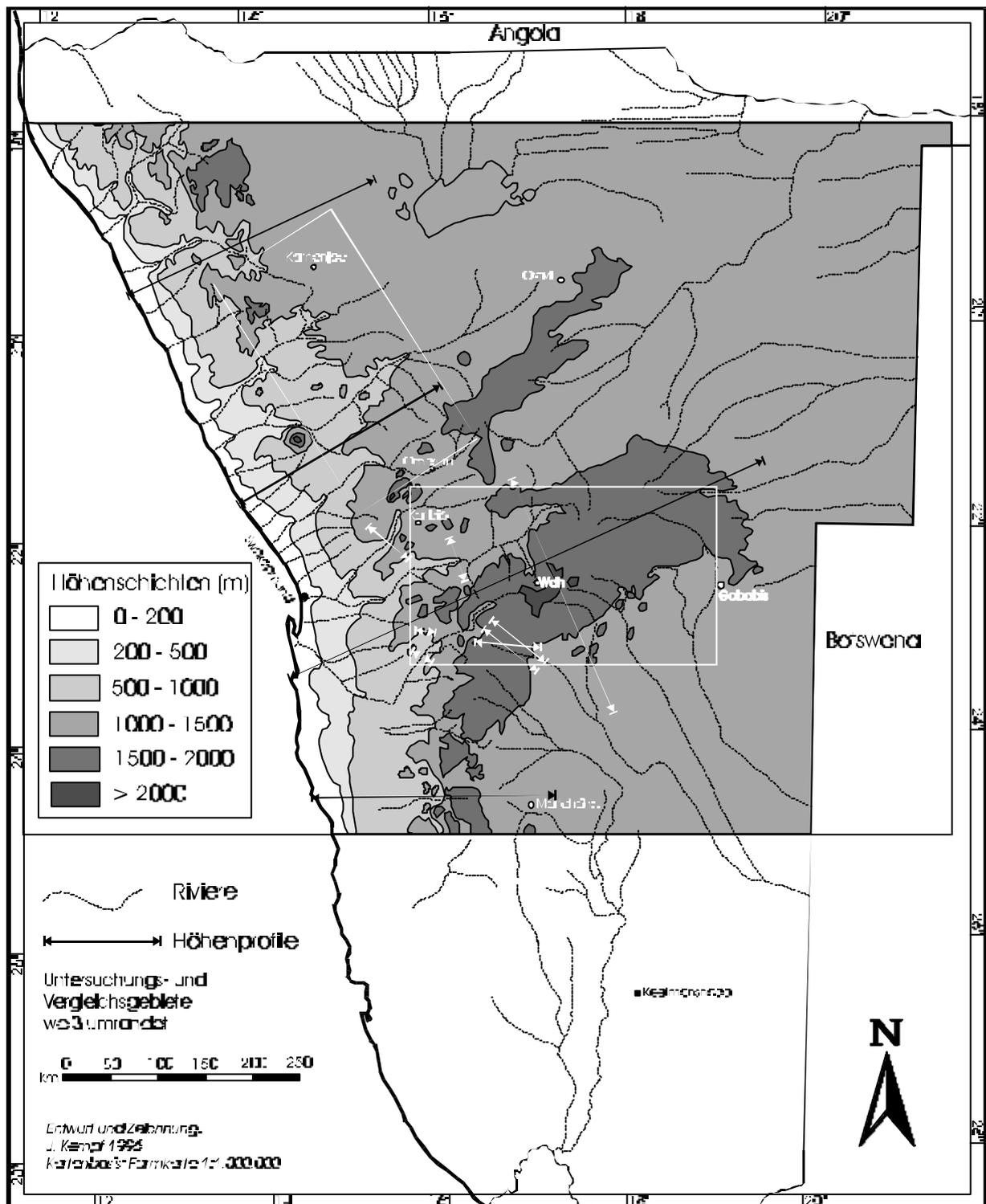
2.2 Methodisches Vorgehen und Arbeitsweisen

2.2.1 Transektkonzept

Um einen übergeordneten geomorphologischen und geökologischen Raum- und Funktionszusammenhang zu erarbeiten, den es nach LESER (in BESLER et al. 1994: 14) „bis heute immer noch nicht gibt“, bietet sich in Namibia ein geomorphologisches Transektkonzept von den Gebieten der Wüsten- und Halbwüstenkimate in Namib und Prä-Namib über die der Hochlandskimate bis zu den Savannenregionen des Kalahari-Beckens an. Dieses Transekt beschreibt einen morphologischen Übergang von der Küstenabdachung über die Randstufe und Randstufenhochflächen zur Kalahari-Abdachung und zu deren kontinentalen Sedimentationsräumen. Eine quasi ideale Anordnung für ein solches Transekt bieten die Landschaften Zentral-Namibias zwischen etwa dem 21. und dem 23. Grad südlicher Breite (vgl. Karte 1). Mit dem westlichen Kalahari-Becken, dem Escarpment-Vorland westlich der Randstufe und den Rivierterrassen existieren Sedimentationsräume, mit den Hochflächen und Talnetzen Abtragungsbereiche, die reliefgeschichtlich untersucht werden können. Parallel dazu berührt dieser Untersuchungsraum die sog. Randstufenlücke, in der Sedimentationsbereiche sehr selten und schwach ausgeprägt sind. Vergleichend dazu können Beobachtungen aus den nord- und südnamibischen Randstufenlandschaften herangezogen werden, wo ebenfalls umfassende Feldarbeiten durchgeführt wurden, die hier nicht in vollem Umfang berücksichtigt werden.

Die rezenten langjährigen Isohyeten im zentralnamibischen Transekt bilden einen stetig ansteigenden küstenparallelen Gradienten von ca. 10 Millimeter Jahresdurchschnittsniederschlag an der Namib-Küste, über 50-100 Millimeter in der Prä-Namib und 350 Millimeter auf dem Hochland bis zu ca. 500 Millimeter im Sandveld (Kap. 3.2. und 3.3). Dementsprechend geht die potentielle natürliche Vegetation von sehr vegetationsarmer „Vollwüste“ (Dünen- und Flächennamib) und annuellen Hartgrasländern - bei Hinzunahme von Formationen mit Karroo-Florenelementen auch Sukkulenten-Steppen - über in Kurzstrauch-, Dorn- und Trockensavannen mit schwankenden Gehölzanteilen bis hin zu Trockenwaldformationen (s. Kapitel 3.6 zur Vegetationsökologie); bei häufiger frostgefährdeten Hochländern (das Khomas-Hochland erreicht über 2000 Meter Höhe) bildet sich eine Hochlandsavanne (im strengen Sinne Hochlandsteppe) aus.

Die Geoökosysteme eines solchen Transekts repräsentieren einen beträchtlichen Teil der Landschaften Namibias, insbesondere der nördlichen Hälfte (nördlich des Steinbock-Wendekreises). Anlässlich einer Überblicksaufnahme, bestehend aus einer Befliegung und



Karte 1: Namibia mit Höhenschichten der untersuchten Gebiete und Kennzeichnung einiger der aufgenommenen Höhenprofile. Die engeren und sehr häufig begangenen Untersuchungsregionen sind weiß eingerahmt. Generell werden aber Befunde aus dem gesamten, hier mit Höhenschichten belegten Raum zur Erklärung der Morphogenese herangezogen.

zahlreichen umfangreichen Vorerkundungen, wurde festgestellt, daß sich eine Vielzahl von Relief-einheiten und sog. Geoökochoren (mesoskalige Einheiten gleicher oder ähnlicher Prozeßdynamiken, z. B. Catenen) ausgliedern lassen.

Der rezente ökologische Zustand weiter Teile des Transekts würden wohl nach ROHDEN-BURG (1970) aufgrund der schütterten Vegetationsdecke, der extrem schwachen Bodenneubildungsrate und der stark akzentuierten Niederschlagsverteilung als „morphodynamisch aktiv“ eingestuft werden. Eine Ausnahme bilden die extrem ariden Gebiete, wegen der dortigen geringen Niederschlagsaktivität (ROHDENBURG 1970: 91). Sie gelten als morphodynamisch „trockenstabil“ (Kap. 3.5). Die klimamorphologischen Zonen der Gegenwart nach BÜDEL (1981) weisen das Untersuchungsgebiet der „Warmen Trockenzone der Flächenerhaltung und traditionellen Weiterbildung, vorweg durch Sandschwemmebenen“ zu.

Mit dem Transektkonzept wird also ein eher als „klassisch“ zu bezeichnender, großräumiger methodischer Ansatz gewählt, in den auch verfügbare Befunde aus Neben- und Teildisziplinen, wie der Geologie, Geotektonik, Paläoökologie, Geoökologie oder auch der Ozeanographie, eingearbeitet werden können. Zusätzlich soll es möglich sein, auch die Befunde aus Vergleichsgebieten einzupassen. Dieser Ansatz war für ein Einzelprojekt nur deshalb wählbar, weil bei Projektbeginn bereits umfangreiche Literatur- und Raumkenntnisse aus früheren Aufenthalten zur Verfügung standen und die Möglichkeit gegeben war, über einen Zeitraum von fast vier Jahren quasi kontinuierlich Feldaufnahmen durchzuführen (s. Vorwort).

Kleinräumige Untersuchungen dienen der Vertiefung von Detailfragen. Der Gesamtaufenthalt in Namibia im Untersuchungszeitraum März 1993 bis März 1997 betrug etwa 27 Monate, wobei 5 Monate auf die Vorerkundungen von 1993 bis Juli 1994 entfielen. Zusätzlich wurde von Juni bis September 1999 eine viermonatige Nachbegehung durchgeführt. Für die Erkundungs- und Feldarbeiten wurden weit über 100.000 Kilometer zurückgelegt.

2.2.2 Methoden der Vorerkundung

Die Vorerkundung geschah unter geomorphologischen und geoökologisch-pedologischen Aspekten. Es werden also auch Informationsquellen aufgeführt, deren Nutzen über rein geomorphogenetische Fragestellungen hinausgehen kann. Das erleichtert die Weiterarbeit mit den morphologischen Erkenntnissen sowie eine naturräumliche Gliederung. Die Schwerpunkte der Arbeiten von

1993 bis 1995 lag auf der pedologischen Detailaufnahme. Nach Auftreten der geomorphologischen Problematik wurden ab 1995 diesbezügliche Informationen gesammelt.

2.2.2.1 Daten und Kartensätze als Hilfsmittel

Für die untersuchten Gebiete gibt es eine Anzahl von Klimadatenreihen verschiedener Länge, die vom namibischen Transportministerium/Wetterbüro bzw. seinen Vorläuferinstitutionen aufgenommen wurden. Aus diesen Datensätzen wurde vom DEPARTMENT OF WATER AFFAIRS (1992b) eine Isohyetenkarte (1:1 Mill.) berechnet. Demnach erhält der Untersuchungsraum in West-Ost-Differenzierung einen Jahresdurchschnittsniederschlag von 10-500 mm (Kap. 3). Dafür liegen die analogen Reihen von 15 Niederschlagsmeßstationen vor, deren kontinuierliche Länge 25 Jahre überschreitet. Des weiteren werden in Kap. 3 Meßwerte von privaten Stationen (meist auf Farmen) verwendet, die oft nicht nur in monatlicher, sondern sogar in täglicher Auflösung über Jahre hinweg erhoben wurden. Die Daten wurden digitalisiert und in aussagekräftigen Grafiken dargestellt. Ähnliche Meßreihen gibt es von hydrologischen Daten, vor allem Rivierpegel-Abflußmessungen (vgl. LÜCK 1997a).

Für die Gewinnung von Vorinformationen und die Lokalisierung von Merkmalen und Aufschlüssen wurde eine Anzahl von topographischen und thematischen Karten verwendet:

- Namibia-Farmkarte 1:1 Mill. (SURVEYOR GENERAL 1978, 1994), 1 Blatt
- Topographische Karte 1:250.000 (SURVEYOR GENERAL 1982ff), 15 Blätter (1912 Sesfontein, 1914 Kamanjab, 1916 Tsumeb, 1918 Grootfontein, 2014 Fransfontein, 2016 Otjiwarongo, 2018 Eiseb, 2114 Omaruru, 2116 Okahandja, 2118 Steinhausen, 2214 Walvis Baai, 2216 Windhoek, 2218 Gobabis, 2314 Kuiseb, 2316 Rehoboth)
- Topographische Karten 1:50.000 (SURVEYOR GENERAL 1976ff), 111 Blätter aus den Untersuchungsgebieten
- Straßenkarte 1:2 Mill. (DEPARTMENT OF TRANSPORT 1992, 1994), 1 Blatt
- Geologische Karte 1:1 Mill. (GEOLOGICAL SURVEY 1980), 4 Blätter (A-D)
- Geologische Karten 1:250.000 (GEOLOGICAL SURVEY 1988ff), 4 Blätter (1916 Tsumeb als Blaupause, 1918 Grootfontein als Blaupause, 2216 Windhoek als Blaupause, 2218 Gobabis)
- Geologische Karte 1:250.000 (CONSOLIDATED DIAMOND MINES 1979), 1 Blatt (2219 Gobabis und Hereroland)
- Geologische Karte des Damara-Orogens 1:500.000 (GEOLOGICAL SURVEY 1988)
- Vegetationskarte von GIESS (1971, 1998) 1:5 Mill., 1 Blatt

- Vegetationskarte 1:100.000 (DEPARTMENT OF FORESTRY 1994), 16 Blätter (1914A-1918D als Blaupausen)
- Landschaftstypenkarte 1:1 Mill. (FAO 1983), 2 Blätter
- Verdunstungskarte von CRERAR & CHURCH (1988) 1:2 Mill., 1 Blatt.

Ergänzend zu den Karten wurde digitale Geländemodelle (*digital elevation models*) der Untersuchungs- und Vergleichsgebiete ausgewertet, die unter Verwendung eines von Dr. Holger Schinke (Graduiertenkolleg „Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika“, Universität Würzburg) geschriebenen FORTRAN-Programms aus Rohdaten der *Defense Mapping Agency* (DMA, Washington) erstellt wurden (s. Vorwort).

2.2.2.2 Fernerkundung

Zusätzlich zur Karteninterpretation wurden im Rahmen der Vorerkundung und der geomorphologisch-geoökologischen Gliederung Fernerkundungsmethoden eingesetzt. Zur Verfügung standen mehrere Landsat-MSS- und Landsat-TM-Vollszene in unterschiedlichen Formen (Hardcopies als Farbausdrucke oder panchromatische Schwarz-Weiß-Ausdrucke verschiedener Bandkombinationen in hoher optischer Qualität; Digitale Datensätze auf Magnetband-Datenträger oder CD-Rom).

Die verwendeten Satellitenaufnahmen stammen sämtlich vom *Remote Sensing Centre* des *Centre for Scientific and Industrial Research* (CSIR), Johannesburg. Im einzelnen wurden folgende Szenen verwendet (alle Angaben bei den Abbildungen und im Text beziehen sich auf die vorangestellte Nummerierung):

1. LANDSAT-MSS-Szene ID 22143-08134 vom 04.12.1980 (10h14 GMT), LANDSAT 3, Vollszene-Hardcopy: Bandkombination 4-5-7 (BGR), linear kontrastverstärkt; Bildmittelpunkt 20°13' S - 15°46' E (UTM-Zone 33).
2. LANDSAT-MSS-Szene ID 22160-08081 vom 21.12.1980 (10h08 GMT), LANDSAT 3, Vollszene-Hardcopy: Bandkombination 4-5-7 (BGR), linear kontrastverstärkt; Bildmittelpunkt 21°40' S - 16°51' E (UTM-Zone 33).
3. LANDSAT-MSS-Szene ID 22430-08045 vom 17.09.1981 (10h05 GMT), LANDSAT 3, Vollszene-Hardcopy: Bandkombination 4-5-7 (BGR), linear kontrastverstärkt; Bildmittelpunkt 21°40' S - 16°48' E.
4. LANDSAT-MSS-Szene ID 22430-08045 vom 17.09.1981 (10h05 GMT), LANDSAT 3, monochromatische Vollszene-Hardcopy von Band 7 (Wellenlänge 0,8-1,1 µm, nah-infrarot) in Graustufen; Bildmittelpunkt 21°40' S - 16°48' E.
5. LANDSAT-MSS-Szene ID 22431-08101 vom 18.09.1981 (10h10 GMT), LANDSAT 3, Vollszene-Hardcopy: Bandkombination 4-5-7 (BGR), linear kontrastverstärkt; Bildmittelpunkt 20°13' S - 15°43' E (UTM-Zone 33).

6. LANDSAT-MSS-Szene ID 40057-08233 vom 12.09.1982 (10h23 GMT), LANDSAT 3, monochromatische Vollszenen-Hardcopy von Band 7 (Wellenlänge 0,8-1,1 μm , nah-infrarot) in Graustufen; Bildmittelpunkt 20°14' S - 15°56' E.
7. LANDSAT-MSS-Szene ID 40369-08312 vom 20.07.1983 (10h31 GMT), LANDSAT 4, Ausschnitt-Hardcopy (16°30' S - 18°30' S, 14°30' E - 15°30' E): Kanalkombination 4-5-7 (BGR), linear kontrastverstärkt; Bildmittelpunkt 17°22' S - 15°01' E.
8. LANDSAT-MSS-Szene ID 40369-08312 vom 20.07.1983 (10h31 GMT), LANDSAT 4, monochromatische Ausschnitt-Hardcopy (16°30' S - 18°30' S, 14°30' E - 15°30' E): Kanal 7 in Graustufen; Bildmittelpunkt 17°22' S - 15°01' E.
9. LANDSAT-MSS-Szene ID 50928-08165 vom 15.09.1986 (10h17 GMT), LANDSAT 4, Vollszenen-Hardcopy: Kanalkombination 4-5-7 (BGR), linear kontrastverstärkt; Bildmittelpunkt 20°16' S - 15°58' E (UTM-Zone 33).
10. LANDSAT-MSS-Szene ID 41523-08103 vom 16.09.1986 (10h11 GMT), LANDSAT 4, Vollszenen-Hardcopy: Kanalkombination 4-5-7 (BGR), linear kontrastverstärkt; Bildmittelpunkt 21°42' S - 17°04' E (UTM-Zone 33).
11. LANDSAT-TM-Szene 180-075 vom 21.06.1993 (LANDSAT 5), Vollszenen-Datensatz aller 7 Kanäle auf 3 CCT (*Computer Compatible Tapes*); systematisch geokodiert (Korrekturniveau 5); Eck-Koordinaten: OL 20°45'54" S / 13°14'50" E; OR 21°02'00" S / 15°05'46" E; UL 22°17'48" S / 12°58'58" E; UR 22°34'06" S / 14°51'03" E.
12. LANDSAT-TM-Szene 179-075 vom 30.06.1993 (LANDSAT 5), Vollszenen-Datensatz aller 7 Kanäle auf 3 CCT; systematisch geokodiert (Korrekturniveau 5); Eck-Koordinaten: OL 20°45'37" S / 14°49'10" E; OR 21°01'44" S / 16°39'53" E; UL 22°17'33" S / 14°33'17" E; UR 22°33'48" S / 16°25'10" E.
13. LANDSAT-TM-Szene 180-075 vom 21.06.1993 (LANDSAT 5), Vollszenen-Hardcopy der Kanäle 3-5-7 (RGB) als hochauflösende *Fire*-Ausgabe der Gesellschaft für Angewandte Fernerkundung (GAF, München) auf Ciba-Chrome[®]-Film (Koordinaten s. Bild 11).
14. LANDSAT-TM-Szene 178-075 vom 14.01.1987 (LANDSAT 5), Vollszenen-Datensatz aller 7 Kanäle auf CD-rom; systematisch geokodiert; Eck-Koordinaten: OL 20°47'32" S / 16°27'52" E; OR 21°02'48" S / 18°13'21" E; UL 22°16'50" S / 16°06'08" E; UR 22°32'15" S / 17°52'41" E.

Die aufgeführten Satellitenbild-Szenen decken weite Teile der untersuchten Gebiete gut ab und unterstützen die Ausgliederung naturräumlicher Einheiten in hohem Maße. Digitale Datensätze der *Thematic-Mapper*-Bilder ermöglichten eine eigene Bildverarbeitung am Geographischen Institut der Universität Würzburg, der DLR Oberpfaffenhofen (im September 1994, ERDAS-IMAGINE[®]) und dem *Environment and Remote Sensing Institute* (ERSI) Harare (im Juni/Juli 1995, TNTmips[®] durch Dr. A. Lück). Ergänzend wurden die Daten im Herbst 1997 und Frühjahr 1998 am Rechenzentrum der Universität Würzburg (ENVI[®]) bearbeitet. LÜCK (1997a: 32-36) erläutert die eingesetzten Methoden der Bildverarbeitung in der Vorerkundungsphase, die bei der abschließenden Extrapolation in Verbindung mit dem *ground truthing* in ähnlicher Weise zur Anwendung kamen. Methodisch wurden die Bearbeitungsmodi allerdings beschränkt auf die Zusammenstellung verschiedener Kanalkombinationen im erfahrungsgestützten *Try-and-error*-Verfahren vor dem Hintergrund der zu bearbeitenden Fragestellungen. Häufig verwendete Kompositen waren

Echtfarbenbilder (Kanäle 3-2-1, RGB) und die Kombinationen 4-5-1 (RGB), 4-5-3 (RGB) und 4-5-1 (RGB) für Vegetations- und Bodenuntersuchungen sowie die Kompositen 7-5-1 (RGB) und 7-5-3 (RGB) für Relief und Boden. Kanal 6 (thermales Infrarot) wurde nicht verwendet, da zum jeweiligen Bildaufnahmezeitpunkt keine vergleichenden Bodenfeuchte-Untersuchungen im Untersuchungsgebiet stattfanden und diesbezügliche Informationen folglich nicht zuverlässig kalibriert werden können.

Die jeweiligen Farbkompositen wurden durch Reduzierung der Grauwerte und Manipulation der Verteilungshistogramme kontrastverstärkt, um die Informationsdichte zu erhöhen. Eine aufwendigere Hauptkomponenten-Transformation fand aufgrund des geringen zu erwarteten Informationszuwachses zum Zweck der morphologischen Gliederung nicht statt. LÜCK (1997a: 158) zeigt ein Farbkomposit mit Hauptkomponenten (Szene 12) einem Falschfarbenkomposit ohne Hauptkomponenten-Transformation gegenübergestellt. Der Gehalt an kalibrierbarer Information ist bei letzterem für die Fragestellung deutlich höher, da morphologische Einheiten besser abgrenzbar sind.

Allerdings kann nicht ausgeschlossen werden, daß Bilder aus Hauptkomponenten-Kompositen für die funktionale Ökosystemanalyse (Naturräumliche Ordnung) hinsichtlich von Prozessen der Teilsysteme zur Beurteilung einer eventuellen räumlichen Verbreitung heranziehbar sind. Dieser Aspekt wurde im Feld berücksichtigt, jedoch nicht vertiefend untersucht. LÜCK (1997a) hat die Hauptkomponenten-Kompositen zur hydrogeographischen Charakterisierung und Regionalisierung von Einzugsgebietskenngrößen mitverwendet. Eine Verwendbarkeit für andere funktionale aber auch gliedernde Systemanalysen ist also durchaus wahrscheinlich.

Die MSS-Szenen 1-10 (*Multi-spectral Scanner*) aus den Jahren 1980 bis 1986 (LANDSAT 3+4) haben im Gegensatz zu den TM-Szenen 11-14 (reale Pixelgröße ca. 30x30 m, im Thermalkanal 6 ca. 120x120 m) nur eine reale Auflösung von 79x50 m (entspr. 240 Pixel pro km²), sind aber für den großräumigen Überblick aufgrund der geringeren Datenmasse hervorragend geeignet. Zumindest für die gliedernde Voruntersuchung war es kaum von Bedeutung, ob die Satellitendaten durch *multi-spectral scanning* (MSS) oder *thematic mapping* (TM) aufgenommen wurden. Für die weitere Bearbeitung bietet jedoch der TM wegen der höheren Auflösung und vor allem der erweiterten Bandgliederung gegenüber dem MSS - bei genügend Speicherkapazität der Verarbeitungsmodule und entsprechend hochauflösenden Ausgabemedien - deutliche Vorteile. Unter Berücksichtigung von Überlagerungs- und Oaseneffekten bei der Pixelinformation sind bereits Flächen im Hektarbereich in Teilen Namibias eindeutig klassifizierbar.

Die Möglichkeit des temporären Vergleichs zwischen den Szenen mindert das zeitliche Methodenproblem, d. h. das Problem einer eingeschränkten Vergleichbarkeit von Untersuchungszeiträumen in einem hochvariablen Naturraum. Es überlagern sich räumlich zumindest teilweise die Szenen 1, 5, 6 und 9 (Vergleichsregion Mittlerer Ugab) sowie die Szenen 2, 3, 4, 10 und 14 (Region Okahandja-Omatako-Vorsandveld) bei unterschiedlichen Aufnahmezeitpunkten. Die Bilder 7, 8 (Oshana-Region, nur vergleichend eingesetzt), 12 und 13 (Erongo-Omaruru-Swakop-Pränamib) sowie 11 (Brandberg-Pränamib) erlauben keine multitemporalen Vergleichsaussagen. Zumindest für die morphologische Gliederung scheint dies auch nicht nötig, da sich ja der Großraum im Untersuchungszeitrahmen nicht wesentlich verändert.

Weil aus atmosphärischen Gründen nur Winter- und Frühjahrsbilder (Höhepunkt der Trockenzeit) ausgewählt wurden, ist für geökologische Fragestellungen insgesamt eine hervorragende Vergleichbarkeit gegeben. Allerdings kann, wie bei Szene 11, die erhöhte äolische Aktivität und der atmosphärische Materialtransport die Pixelwerte beträchtlich stören (vgl. Foto bei LÜCK 1997a: 46 + 126). Ohne den Vergleich mit Bodendaten (*ground truthing*) zur Kalibrierung muß der Einsatz von Satellitendaten jedoch als wenig erkenntnisfördernd angesehen werden.

2.2.2.3 Luftbilder

Neben Karten- und Satellitenbildinterpretation kommt der Analyse von Senkrecht- und Schrägluftbildern für die naturräumliche Grobgliederung in den Vorarbeiten eine enorme Bedeutung zu, da anders als bei Satellitenszenen, eine Maßstabsnähe zum Arbeitsmaßstab 1:50.000 besteht. Besonders für die stereoskopische Reliefanalyse sowie die visuelle Beurteilung von Boden- und Vegetationsausstattung wurden über 300 Senkrechtluftbilder aus mehreren Befliegungen der Untersuchungsgebiete ausgewertet.

Die verfügbaren Senkrechtluftbilder waren sämtlich panchromatische Graustufenabzüge des *Directorate Surveys and Mapping*, Mowbray/Südafrika von Befliegungen aus den Jahren 1974 bis 1988 im Maßstab von etwa 1:50.000 bis 1:160.000. Für einige Detailgebiete wurden Vergrößerungen im Maßstab 1:25.000 angefertigt. Sie dienen als Übersicht im Feld und zusammen mit den topographischen Karten als Kartiergrundlage. Daneben wurden Halbton-Laserfotokopien zu größeren Luftbildplänen zusammengefügt. Unterstützend zur Luftbildinterpretation kam eine vereinfachte Klassifikationsmethodik nach VAN GILS et al. (1991) zur Anwendung.

Zusätzlich zu den älteren südafrikanischen Senkrechtaufnahmen mit Reihenmeßkammern wurden eigene Schrägluftbilder angefertigt. Von enormem Vorteil war die Tatsache, daß der Windhoek

International Airport inmitten des Untersuchungsgebiets liegt. So konnte der östliche Teil des Untersuchungsgebiets bei insgesamt 18 An- und Abflügen in Richtung Johannesburg aus der Luft observiert werden. Dabei wurden während des gesamten Untersuchungszeitraums mehrere hundert Dokumentationsfotos geschossen. Außerdem erfolgte am 23.07.1994 im Rahmen der Vorerkundung eine achtstündige Überblicksbelegung des kompletten Untersuchungsgebiets Zentral-Namibia auf der Route Gobabis - Sandveld - nördliches Neudammer Hochland - Ombotzu - Omaruru - Erongo - Hentiesbaai - Swakopmund - Rössing - Khomas-Hochland - Windhoek - südliches Neudammer Hochland - Gobabis mit knapp 500 Einzelaufnahmen aus dem Gesamttransekt (total ca. 800 farbige Schrägluftbilder). So konnte bereits bei den Vorarbeiten ein genauer Einblick in die geomorphologische Ausstattung der zu untersuchenden Landschaften gewonnen werden.

2.2.3 Erarbeitung des geomorphologisch-landschaftsgeschichtlichen Überblicks

Gemäß der in der Einleitung entwickelten Zielsetzung einer geoökologisch orientierten Geomorphologie, war es notwendig, einen landschaftsgeschichtlichen Überblick zu gewinnen, um zum einen Geländeoberflächen mit ihrer pedologischen Ausstattung zuverlässig zeitlich einordnen zu können und damit dynamische Rückschlüsse zu begründen und zum anderen die lithologischen Standorteigenschaften zu erarbeiten. Zwar ist für Namibia reichlich geomorphologische und klimageschichtliche Literatur verfügbar, aber bei deren Durchsicht wurde ja eine Anzahl z. T. widersprüchlicher oder mit eigenen Beobachtungen nicht in Einklang zu bringenden Angaben entdeckt (s. Einleitung). Deshalb war in Teilen eine Neuinterpretation der in Publikationen dokumentierten relevanten Fakten und Analyseergebnisse zusammen mit eigenen Aufnahmen unumgänglich. Diese Neuinterpretation ist also in keinem Fall als Zweifel an der wertungsfreien Einzelbeobachtung anzusehen, sondern als Ordnungsversuch unter Einbezug zahlreicher klima- und reliefhistorisch relevanter Teildisziplinen. Bis zur endgültigen Klärung der Reliefgeschichte Namibias gilt der in Kapitel 7 vorgestellte und begründete Versuch als subjektiv-indiziengestützte Annahme, gleichberechtigt gegenüber ähnlichen und unähnlichen indiziengestützten Interpretationen.

Für die landschaftsgeschichtliche Gliederung werden die in der Literatur bekannten ozeanisch-sedimentlogischen Befunde zur Klimaentwicklung im Endtertiär und Quartär herangezogen und mit den Reliefgenerationen der Escarpment-Vorlandsedimente und Terrassenkörpern der westwärts entwässernden Riviere verglichen. Dafür erfolgten sedimentstratigraphische Aufnahmen bzw. die Begehung bereits literaturbekannter Lokalitäten, unterstützt durch geoarchäologische und paläontologische Indizien. Für die Arbeitsmethodik wurden Werke wie LESER (1977) und

GOUDIE (1981) herangezogen, wobei Profilaufnahmen und Profileinmessungen (z. B. Schichtung, Neigung, Substratstruktur, Klasten- und Matrixlithologie, Verkalkung etc.) den Hauptteil der eigenen Untersuchungen einnahmen. Neben den Terrassen- und Sedimentkörpern wurde der Verwitterungszustand der Abtragungsgebiete und Verkarstungsphasen untersucht. Dafür wurden auch einige Höhlen begangen (z. B. Uisib-Grotte, Märchenhöhle, Münsterland-Höhle, Albrechtshöhle auf Farm Okongue, Arnhem-Höhle etc.). Des Weiteren wurden allgemeine Hangneigung, Exposition, Wölbung, Relieftyp und Mikrorelief ebenso aufgenommen wie Landnutzung und eventuelle Artefaktvorkommen *in situ* und als möglicherweise gestörte Oberflächenvorkommen.

2.3 Pedologische Feld- und Laborarbeiten

2.3.1 Bodenkundliche Aufnahme

Den zweiten Teil der Arbeiten nach der geomorphologischen Aufnahme umfaßte die möglichst detaillierte bodenkundliche Aufnahme von geochronologisch differenzierten Reliefeinheiten, um Erkenntnisse zum Boden-Relief-Zusammenhang zu erlangen. Sie wurde mit Hilfe eigens konzipierter Formblätter (Anhang A 1) auf Grundlage der FAO-Richtlinien (FAO 1990) und der AG BODENKUNDE (1982, 1994) durchgeführt. Es wurden die Horizontbeschreibungen der AG BODENKUNDE (1994: 82ff) verwendet und für die Verhältnisse in Namibia erweitert (Matrix siehe Anhang A 3). Beurteilt und bewertet wurden Aufnahme- und Analyseergebnisse nach den Richtlinien für tropische und subtropische Böden bei LANDON (1991). Die Lokalisierung der Einzelstandorte (Aufschlüsse, Schurf- und Bohrstellen) erfolgte mit Hilfe von Karten, Luftbildern, bei Gelegenheit auch mit einem Höhenmesser und einem GARMIN®-75-GPS (*Global Positioning System*). Für eine zweiwöchige Feldperiode (August 1994) im westlichen Teil des Untersuchungsgebiets stand ein leistungsfähiges ENSIGN®-GPS zur Verfügung.

Im einzelnen wurde im Feld untersucht:

1. Generelle Einordnung des Profilstandorts: Morphoposition, Catena-Zusammenhang, Oberflächenkrusten, pelikulare Strukturen (Algen-, Flechten- und andere Organismenkrusten), Verschlämmung, Profilkappung (Erosionszustand)
2. Horizontansprache: Mächtigkeit, Horizontgrenzen, Gefüge, Hohlräume (v. a. Poren, Risse, Röhren), Durchwurzelung (potentieller und effektiver Wurzelraum nach Formationen), ggf. Edaphon, Verbackung, Mobilisierbarkeit (Blasversuch, Schwemmversuch)

3. Bodenfarbe (feucht und trocken) nach MUNSEL (1967), Matrixfarbe, Farbe von Schmitzen, Konkretionen, Verwitterungsrinden, Toncutanen etc.
4. Schätzung des Gehalts an CaCO_3 durch Schaumreaktion des Feinbodens mit zehnpromzentiger HCl (Salzsäuretest) nach AG BODENKUNDE (1994: 110). Unterscheidung von Carbonatkrusten in Calcrete, Dolocrete bzw. Gypcrete (Zerhämmern und Leckversuch).
5. Einfacher Schlämmversuch an kompakten Probenstücken (ca. 100g, nicht bei Sandböden): zehnminütige subaquatische Aufschlammung im Becherglas zur Beurteilung des Kolloidzerfalls. Mikroskopische Analyse des Schlämmrückstands mit Mikrometerlupe (in Einzelfällen später unter dem Mikroskop) nach Dekantierung und Lufttrocknung.
6. Vereinfachte Infiltrationsversuche: Zur Beurteilung der fluvialen Erosionsanfälligkeit sind Erkenntnisse über das Infiltrationsvermögen der Böden notwendig. Aufgrund logistischer Probleme (hoher Wasserverbrauch bei Sandböden, drei bis fünf Stunden kontinuierliche Meßzeit) konnte nur an wenigen Topoi eine korrekte Basisinfiltrationsrate ermittelt werden (durch Einsatz eines EIJKELKAMP®-Doppelring-Infiltrometers nach LANDON 1991: 59ff). Meist war es jedoch ausreichend, durch einfache Bewässerungsversuche zusammen mit der Abschätzung der Kf-Wertstufe (s. u.) den Grad von horizontaler und vertikaler Dynamik zuverlässig zu beurteilen. Im Zusammenhang mit den pedologischen Standortaufnahmen und -analysen wird deren Fehlerquelle nicht höher eingeschätzt als bei bloßen Infiltrationsmessungen. Die einzelnen Bewässerungsversuche erfolgten standortnah (bei der Profilgrube oder -bohrung des *locus typicus*) mindestens zweimalig auf vier abgesteckten Grundflächen von je 50x50 cm (1/4 m²) auf trockenem Boden (keine Niederschläge in den letzten drei Monaten). Zur Simulation unterschiedlich realistischer Niederschlagsereignisse wurden die Testflächen mit einer gröberen und einer feineren Tropfengröße jeweils genau 30 Sekunden lang aus Kannen beregnet. Nach Abschluß der Beregnung wurde die Zeit bis zur vollständigen Infiltration der Regenmenge gemessen und zur Messung der Infiltrationstiefe (5 Minuten nach Beregnungsbeginn) die Mitte der Testfläche so weit wie möglich aufgegraben. An schwachen Hanglagen wurde ablaufendes Wasser durch zwei Plastikrinnen weitgehend aufgefangen und in Container geleitet. In die Beurteilung der Erodierbarkeit des Bodens floß also die relative Fähigkeit des Bodens, eine bestimmte Niederschlagsmenge in einer bestimmten Zeit aufzunehmen und in möglichst große Tiefen abzuleiten ein. Das Ergebnis gilt nur für den jeweiligen Topos mit allen physikalischen und chemischen Eigenschaften (z. B. Hygroskopie, Krusten, Verschlammungen). Es dient vor allem der relativen Beurteilungen in catenarem Zusammenhang. Aufgrund der zu geringen Anzahl der

Versuche konnte kein allgemeingültiger Index für die jeweilige Bodenart ermittelt werden (Formblatt: siehe Anhang).

7. Messung der Oberflächenstrukturverteilung: Ein wichtiger morphodynamischer Faktor ist die Struktur der Bodenoberfläche als Kontaktbereich Pedosphäre-Atmosphäre-Biosphäre. Deshalb wurden häufig vereinfachte Schätzverfahren zur Dichte und Verteilung von Oberflächenphänomenen angewandt. Zur Anwendung kam das Flächentransektverfahren nach CHRISTIAN et al. (1996), das für die Vegetationsbestimmung entwickelt wurde, mit dem aber auch Oberflächenstrukturen zuverlässig geschätzt werden können. Die Strukturen wurden vorher kategorisiert in Festgesteinsoberflächen, Geröll- und Schotterpflaster sowie Feinmaterialoberflächen. Die Messung selbst erfolgte nach einer Zählmethode von TID-MARSH & HAVENGA (1955), wobei allerdings kein Zählrad, sondern ein Zählstock verwendet wurde. Ermittelt wurde das Verhältnis der Kategorien untereinander auf einem Flächentranssekt mit mindestens 250 Zählpunkten. Die graphische Darstellung erfolgt nach einem Verhältnisdiagramm (s. Abb. 1).

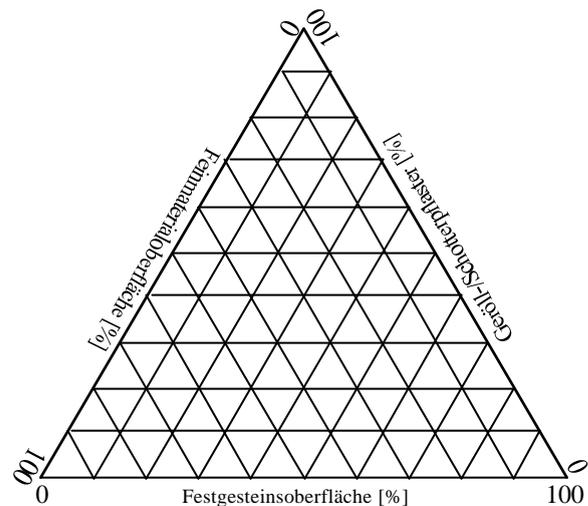


Abbildung 1: Oberflächenstruktur-Diagramm

2.3.2 Laboranalysen

Die Feldaufnahme und Beprobung der Horizonte folgte den methodischen Richtlinien von STOCKING (1983), LANDON (1991), der FAO (1990), der AG BODENKUNDE (1982, 1994) und SCHLICHTING et al. (1995). Von den einzelnen Horizonten wurden Bodenproben für die Laboranalyse entnommen. Diese umfaßte:

1. Trockensiebung der Bodenproben durch ein 2-mm-Sieb zur Trennung von Feinboden und Skelettanteil; Klassifikation nach AG BODENKUNDE (1994: 141), s. Abb. 2.
2. Naßsiebung der Fraktionen 0,063-2 mm (Sand), Pipettanalyse der Fraktionen <0,063 mm (Schluff- und Tonsedimentation nach KÖHN; Beschreibung bei HARTGE & HORN 1989 und SCHLICHTING et al. 1995) nach Dispergierung (Auflösung von Verbackungen und Kolloiden). Für einige Proben stand keine Pipettiermethode zur Verfügung. Sie wurden mit einer

Hydrometernmethode (nach ASTM 1985 und GEE & BAUDER 1986: 404-408) nur in Sand-, Schluff- und Tonfraktion getrennt (dann allerdings nach FAO-Einteilung, vgl. FAO 1990: 44f). Bei glimmerreichen Proben kann die Verlässlichkeit der Ergebnisse etwas schwanken, da Glimmerplättchen ein leicht differierendes Sedimentationsverhalten aufweisen.

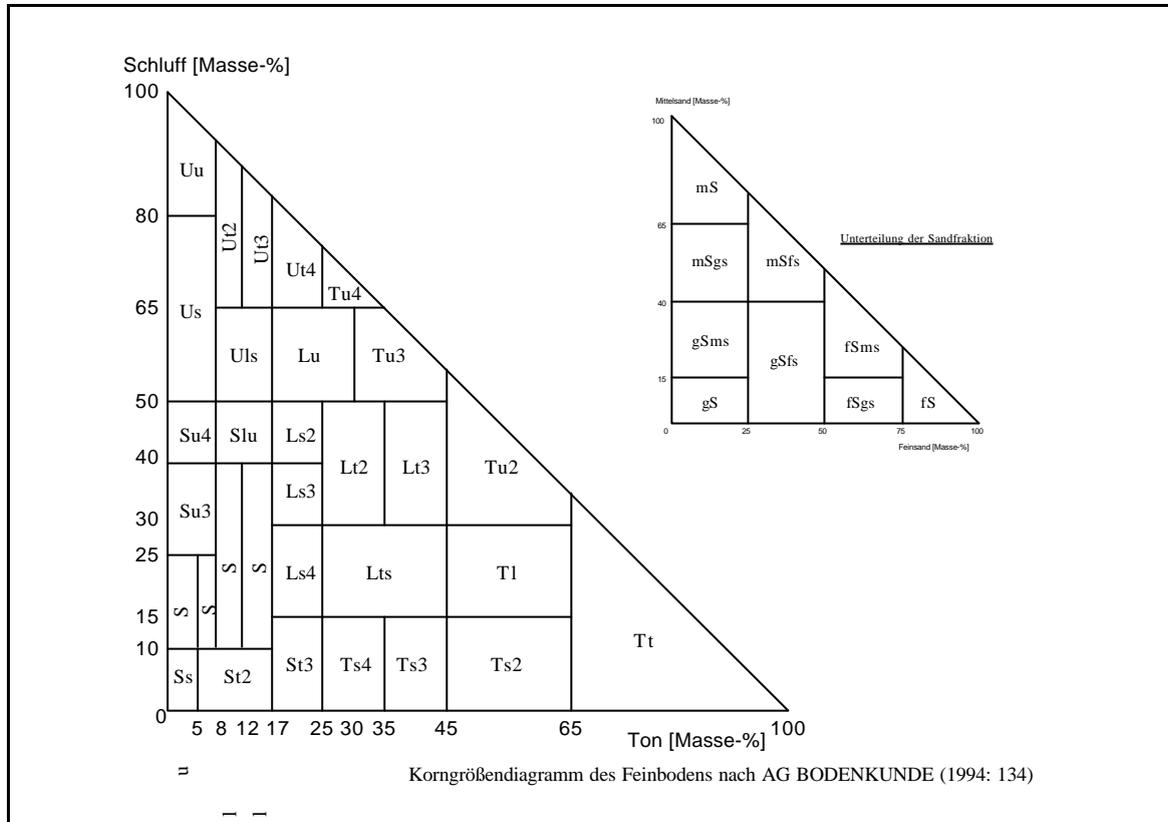


Abbildung 2: Verwendete Korngrößendiagramme und Bodenartbezeichnungen

Bei der Hydrometernmethode wird eine fünfprozentige Natrium-Hexametaphosphat-Lösung (Na-HMP) als Dispersionsmittel verwendet und die Bodenlösung eine Stunde elektrisch gerührt. Die Methode wurde verschiedentlich auch mit destilliertem Wasser ohne Rühren durchgeführt und zu den Ergebnissen mit Dispersionsmittel in Bezug gesetzt. Nach HEAD (1994, Vol. II: 143) kann so nach folgender Formel der relative Anteil an dispergierbaren Kolloiden im Boden errechnet werden:

$$\text{Dispersionsanteil [\%]} = \frac{\% \text{ Tonanteil [mit Dispersionsmittel]}}{\% \text{ Tonanteil [ohne Dispersionsmittel]}} \times 100$$

3. Mikroskopische Analyse der Sandfraktion(en): Kornform, Mattierung, Verwitterungshäutchen etc.
4. Gravimetrische Bestimmung des aktuellen Wassergehalts im ungesättigten Boden: Gewichtsverlust der Probe infolge Trocknung bei 105°C. Methode wurde nur an Proben durchgeführt, die noch

am Tag der Probennahme gewogen werden konnten, da ansonsten in Namibia die hohen Verdunstungsverluste die Ergebnisse zu sehr verfälschen (trotz luftdichter Verpackung am Probenort und kühler Lagerung). Genauigkeitsschwankungen von 10% des Meßwertes kommen vermutlich vor.

5. Messung des pH-Werts des Bodens in 1n-Kaliumchlorid-Lösung ($1 \text{ mol dm}^{-3} \text{ KCl}$) und/ oder in H_2O mit Glas-Calomel-Elektrodensystem (Messung des Grenzflächenpotentials, Verhältnis Boden-Suspendierlösung 1:2,5) an Böden in feldfrischem Zustand. Berechnung des Gehalts an aktiven H^+ -Ionen nach der Formel: $\text{cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1} [\text{H}^+] = 250 \cdot 10^{-\text{pH}}$ (SCHLICHTING et al. 1995: 312)
6. Messung des Gesamtpotentials an wasserlöslichen Kationen im Sättigungsextrakt (1:2,5 bei 25°C Labortemperatur) der Bodenprobe mit Hilfe eines Konduktometers (SSSSA 1990: Part 4). Beurteilung des Versalzungsstatus nach LANDON (1991) und FAO (1979).
7. Bestimmung der Kationenaustauschkapazität (KAK) und der Anteile austauschbarer Kationen des Feinbodens (gemäß SSSSA 1990: Part 12) durch Eintausch mit Ammoniumazetat ($1 \text{ mol dm}^{-3} \text{ NH}_4^+\text{CH}_3\text{COO}^-$ bei pH 7); Rücktausch mit Mg^{2+} -Ionen (potentielle Kationenaustauschkapazität KAK_{pot}) bzw. anderen Ionen (Ca^{2+} , K^+ , Na^+); Bestimmung des ausgetauschten NH_4^+ durch Titration mit Schwefelsäure ($0,05 \text{ mol dm}^{-3} \text{ H}_2\text{SO}_4$); Messung mit Atomabsorptions-Spektrometer (AAS) bei 285,2 nm (Mg^{2+}), 422,7 nm (Ca^{2+}), 589,0 bzw. 589,6 nm (Na^+) und 766,5 nm (K^+). Die Vorgehensweise im Detail ist bei STOCKING (1983: 60ff) beschrieben.
8. Abschätzung der effektiven Kationenaustauschkapazität (KAK_{eff}) nach SCHLICHTING et al. (1995: 42f) unter Einbezug von Humus- und Skelettgehalt.
9. Berechnung des Basensättigungsgrads (prozentualer Anteil der basischen Kationen an der KAK_{pot}) nach Tabelle bei SCHLICHTING et al. (1995: 43) und der Summe der austauschbar gebundenen basischen Kationen (S-Wert) nach der Formel:

$$\text{S-Wert} [\text{cmol}_c/\text{kg}] = \frac{\text{KAK}_{\text{pot}} \cdot \text{BS}}{100}$$
10. Bestimmung des pflanzenverfügbaren Phosphors (Phosphat) nach der Methode von OLSEN & DEAN (1965): Extraktion mit $0,5 \text{ mol dm}^{-3}$ Natriumbicarbonat (pH 8,5), Spektrophotometrie bei 882 nm im AAS.
11. Bestimmung des Gehalts an organischem Kohlenstoff nach WALKLEY-BLACK (vgl. NELSON & SOMMERS 1982): Oxidation des organischen Kohlenstoffs in der Bodenprobe mit einem erhitzten Gemisch von Schwefelsäure und Kaliumdichromat, Titration des über-

schüssigen Dichromats mit $0,5 \text{ mol dm}^{-3}$ Eisen-II-Ammoniumsulfat-Hexahydrat und Messung als Äquivalent zum C_{org} -Gehalt. Die Methode ist als relativ sicher anzusehen, da Verfälschungen durch andere Kohlenstoffquellen in Namibia kaum vorkommen. Bei Böden mit hohem Aschegehalt (z. B. durch Brennen) ist die Methode nur unter Vorbehalt anwendbar (SCHLICHTING et al. 1995: 159ff: „nasse Veraschung“).

12. Bestimmung des Humusgehalts (Gesamtanteil organischen Materials) durch Kalkulation nach SPRINGER & KLEE (vgl. LANDON 1991: 114 und AG BODENKUNDE 1994: 104):

$$\text{org. Mat. [\%]} = C_{\text{org}} [\%] \cdot 1,72$$

Bei Proben ohne Bestimmung von C_{org} erfolgte verschiedentlich eine Kalkulation durch gravimetrische Bestimmung des Glühverlusts nach STOCKING (1983: 57ff).

13. Bestimmung des Stickstoffgehalts nach KJELDAHL (H_2SO_4 -Aufschluß) nach SCHLICHTING et al. (1995: 165f + 228ff) und Berechnung des C/N-Verhältnisses als Maß für die Beurteilung der Rohhumus-Mineralisation.

Zur Beurteilung ökosystemarer Zusammenhänge wurden an diversen Proben einige ökologische Parameter des Solums ermittelt. Hier wurde v. a. auf Feldschätzverfahren, wie sie z. B. AG BODENKUNDE (1982, 1994) anbietet, zurückgegriffen und unter Zuhilfenahme bodenphysikalischer Analysedaten die nachfolgenden Kennwerte errechnet. Sie sind stark lokalitätsbezogen und im Zusammenhang mit dem beobachteten Makrogefüge zu betrachten (vgl. RENGER 1971).

1. Bestimmung der effektiven Lagerungsdichte ($\rho_b [\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}]$) nach dem tabellarischen Schlüssel bei AG BODENKUNDE (1994: 126) unter Verwendung der Methodiken von SCHLICHTING et al. (1995: 36f) und HARTGE & HORN (1989: 48ff). Nur in einigen Fällen konnten ungestörte Proben mit Hilfe eines Stechzylinders (*Core sampler*) gewonnen werden, da insbesondere bei den schwachbindigen, tonarmen Sandböden Namibias Aufnahme und ungestörter Transport sehr erschwert waren. Bei solchen edaphisch trockenen, humus- und tonarmen Böden genügte auch die einfache Gewichtsbestimmung der durch einen Stechzylinder oder ein Stechkästchen (100 cm^3) gewonnenen ungestörten Probe nach Trocknung. Soweit kein Materialverlust auftritt, kann eine solche Probe auch im Nachhinein, z. B. beim Transport gestört werden, ohne daß das Volumen-Gewichtsverhältnis verfälscht wird.

2. Da die festen Bodenbestandteile solcher Sand- aber auch vieler skelettreicher Rohböden im wesentlichen aus Quarz (Dichte: $\rho_Q = 2,65 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) bestehen, kann durch einfache Subtraktion der effektiven Lagerungsdichte (s. 1.) von der Dichte der Festbestandteile das Gesamtporenvolumen (GPV als Prozentwert) annähernd ermittelt werden (vgl. SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1992: 146f):

$$\text{GPV} = 1 - \frac{n_b}{\rho_Q} \quad (\text{Porosität})$$
3. Berechnung der Trockenrohdichte: Zwischen effektiver Lagerungsdichte und der Trockenrohdichte (ρ_t) besteht ein lineares Verhältnis (AG BODENKUNDE 1994: 127): T entspricht dem Tongehalt in %:

$$\rho_t = \rho_b - 0,009 \cdot T$$
4. Abschätzung von Feldkapazität (FK, Speicherfeuchte), nutzbarer Feldkapazität (nFK) und Luftkapazität (LK) in Abhängigkeit von der ermittelten effektiven Lagerungsdichte (ρ_b) und der Bodenart unter Zuhilfenahme der Tabellen in AG BODENKUNDE (1994: 296-303). Als nFK wird der prozentuale Wassergehalt im Boden bezeichnet, der einem pF-Wert [$\lg \text{ hPa}$] von 1,8-4,2 (Saugspannung) widersteht, also vom Boden festgehalten wird (Adsorptions-, Kapillarwasser etc.) und der Vegetation zur Verfügung steht.
5. Berechnung des nicht nutzbaren Bodenwasseranteils an der Feldkapazität (Totwasser, TW, bzw. Permanenter Welkepunkt PWP bei pF 4,2) nach der Formel:

$$\text{TW} = \text{FK} - \text{nFK}$$
6. Berechnung des Gesamtporenvolumens (GPV) für Nicht-Sandböden mit heterogener Textur (vgl. Punkt 2.) nach der Formel:

$$\text{GPV} = \text{LK} + \text{FK}$$
7. Berechnung des effektiven Wurzelraums nach SCHLICHTING et al. (1995: 57f) unter Einbezug der aktuellen Durchwurzelung.
8. Beurteilung der Durchwurzelbarkeit aus dem Eindringwiderstand (trocken und feucht) nach SCHLICHTING et al. (1995: 37 + 58). Klassifikation nach einfachem Stechversuch.
9. Berechnung der nutzbaren Feldkapazität des effektiven Wurzelraums (nFKWe) aus 4. und 7. bei grundwasserfernen Böden oder Substraten, die tiefgründiger als der effektive Wurzelraum sind (z. B. Arenosols, Regosols, mächtigere Kolluvisols etc.)
10. Ermittlung der Wasserdurchlässigkeit (bei Wassersättigung) in Abhängigkeit von Trockenrohdichte oder effektiver Lagerungsdichte (Kf-Wertstufen nach AG BODENKUNDE 1994: 305)
11. Bei grundwassernahen Böden, z. B. Rivieralluvionen oder Terrassenböden in Riviertälern Abschätzung der kapillaren Aufstiegsrate bis zur Untergrenze des effektiven Wurzelraums nach AG BODENKUNDE (1994: 308ff).

Welche der hier genannten Analysen an der jeweiligen Bodenprobe durchgeführt wurde richtete sich nach der konkreten Fragestellung im Feld. Generell wurde aber versucht, ein möglichst breites Spektrum anzuwenden, um eine Vergleichbarkeit zu ermöglichen. So konnte die Grundlage einer Bodenklassifikation im Untersuchungsgebiet erarbeitet werden. Der wichtigste Teil der Analyseergebnisse ist tabellarisch im Anhang wiedergegeben. Insgesamt wurden seit 1993 166 Profile detailliert aufgenommen. Davon entfallen 104 auf das zentrale Hochland (Khomas Hochland, Windhoeker Becken, Neudammer Hochland), 40 auf Namib und Randstufenlücke sowie 22 auf den Kalahari-Bereich. Dazu kommen 49 Profile, an denen keine über Feldmethoden hinausgehende Untersuchungen durchgeführt wurden.

Diese Profile bilden zusammen mit den bereits von GANSSEN (1963) und SCHOLZ (1993, 1968a/b/c/d, 1972) publizierten Daten die pedologische Basis der reliefgenetischen Ausarbeitungen. Berücksichtigt wurden neben der ansonsten spärlichen bodenbezogenen Literatur Namibias, auch die jüngeren Arbeiten von VERSTER (1980) und BUCH et al. (1993, unpubl.) und BEUGLER-BELL (1995) aus der nördlich an die untersuchten Gebiete angrenzenden Etosha-Region.

2.4 Aufbau der Arbeit

Vorliegende Arbeit gliedert sich in mehrere Hauptkapitel. Zunächst wird auf die rezente klimatisch-ökologische Ausstattung eingegangen und auf Ökosystemzusammenhänge in ihrer historischen und aktuellen Dimension hingewiesen (Kapitel 3). Es ist gegliedert in die Aspekte Klima und dessen Parameter (3.2, 3.3, 3.4), Modellentwicklung (3.5) und Vegetation (3.6). Dies wird deswegen als wichtig angesehen, weil vermutet wird, daß im Gesamtzusammenhang Morpho-Ökosystem wechselseitige Bezüge herzustellen sind, die evtl. paläo-geoökologische Hypothesen stützen. Darüber hinaus wird hier ein während der Feldarbeiten „empirisch“ konstruiertes Arbeitsmodell zur Deutung der ökologischen und morphologischen Befunde und Beobachtungen methodisch entwickelt.

In Kapitel 4 folgt eine geomorphologische Beschreibung des gesamten West-Ost-Transekts in Zentral-Namibia. Dabei werden Probleme und Hypothesen herausgearbeitet und auf Dissonanzen in der publizierten Literatur hingewiesen. Das Kapitel umfaßt auch den beschreibenden Teil der eigenen Befunde zum Formenschatz, wie er im Untersuchungszeitraum von 1993 bis 1997 (mit Vor- und Nachuntersuchungen von 1989-1999) vorgefunden wurde. Dabei wurde unterschieden zwischen dem interfluvialen (Flächen-) Relief und dem fluvialen Relief. Aus Gründen des Verständnis-

zusammenhangs wurden in einigen Unterkapiteln (insbesondere beim Rumpfflächenformenschatz, Kap. 4.2), z. B. bei den Teilkapiteln über Gipskrusten (4.2.1.5) oder Verwitterung (4.2.1.7), über die reine beschreibende Darstellung hinausgegangen und auch morphogenetische Aspekte berücksichtigt. Gleiches gilt für das Kapitel über Kalkkrusten (Kapitel 5), dem für die Betrachtung der Reliefgenerationen eine hohe Bedeutung zukommt.

Kapitel 4 wird gemäß des methodischen Ansatzes in die Transektabschnitte Marin und Litoral (4.1), Rumpfflächen der Prä-Namib und Namib (4.2), Escarpment und Khomas-Hochland (4.3), Windhoeker Becken (4.4), Neudammer Hochland (4.5) und Kalahari (4.6) gegliedert. Allgemeinere Aspekte der Flächenbildung und der Flächenanordnung im Untersuchungsraum werden im ersten Rumpfflächenkapitel (4.2) behandelt.

Nach den Ausführungen zur Kalkkrustenbildung (Kapitel 5) wird in Kapitel 6 auf den Stand der geoarchäologischen Forschung eingegangen, da im Rahmen der eigenen Feldarbeiten solche Argumente unterstützend herangezogen wurden. Hier wurde in paläontologische (osteoarchäologische) und siedlungsgeschichtliche Befunde unterschieden. Insbesondere bei der quartären Morphochronologie spielen aus Mangel an absolut datierbarem Material an verschiedenen Typlokalitäten geoarchäologische Nachweise eine wichtige Rolle. Auch für einige Krustengenerationen stellen sie den einzigen konkreten Altershinweis dar.

Kapitel 7 umfaßt die geochronologisch-morphogenetische Deutung der vor allem in Kapitel 4 dargelegten Feldbefunde unter Neuinterpretation der erläuterten Befunde aus der Literatur. Zunächst wird auf die geologisch-petrographisch-tektonische Ausstattung des Untersuchungsraums eingegangen, die für die Morphogenese wichtige Primärdeterminanten stellt (Kapitel 7.1). In diesem Kapitel finden sich die Angaben zur Geologie des Untersuchungsraums als Teil der älteren Landschaftsgenese. Aufbauend auf dieser Ausstattung wird die historische Entwicklung in morphochronologischer Dimension von alt nach jung unter Einbezug der tektonischen Ereignisse (Kapitel 7.3) erläutert.

3 Rezente klimatisch-ökologische Ausstattung und Morphomilieu

3.1 Zur Frage von Aktualismus und Paläoklima

Der in Kapitel 1 erwähnte 1. Ansatz der Aufgabenstellung war daraufhin ausgerichtet, einen Beitrag zur Beurteilung der anthropogen beeinflussten naturräumlichen Prozeßdynamik in Relation zur charakteristischen natürlichen Prozeßdynamik von Trockengebieten zu leisten. Es handelte sich also um die Behandlung eines aktuellen Problems. Aus den genannten Gründen wurde im Feld festgestellt, daß dies ohne landschaftsgeschichtliche Kenntnisse nicht lösbar ist. Der 2. Ansatz verfolgte in Konsequenz das Ziel der Erarbeitung einer Landschaftsgeschichte. Dabei stellt sich die Frage, ob historischen Formen, deren Entstehung durch rezent beobachtbare Prozesse theoretisch erklärt werden könnten, logischerweise als Indikatoren des gleichen oder vergleichbaren (rezentem) Morphomilieus dienen könnten. Falls dies der Fall wäre, folgt in gleicher Weise die Frage, ob dann gleiche Morphomilieus in Gegenwart und Vergangenheit in Namibia auf vergleichbares (Paläo-) Klima schließen lassen. Dies ist das in der Geomorphologie häufig auftretende Problem des Aktualismus bei der Extrapolation von Prozessen in die Vergangenheit (vgl. z. B. BREMER 1989: 118ff). Das Morphomilieu wird im wesentlichen vom Klima bestimmt. Rezent feststellbare öko- und morphodynamische Prozesse lassen sich dem aktuellen Klima zuordnen. Dabei muß allerdings der sog. anthropogene Faktor berücksichtigt werden, der heute in quasi allen (land-) wirtschaftlich genutzten Gebieten die morphodynamischen Prozesse nachhaltig mitbeeinflußt und der ja in früheren Zeiten nicht (oder regional auch in anderer Weise) vorhanden war. Hier bietet Namibia ein außerordentlich günstiges Untersuchungsgebiet, weil im Gegensatz zu den meisten anderen Trockenräumen der Welt eine wirtschaftliche Nutzung in nennenswertem Umfang erst im 20. Jahrhundert eingesetzt hat und diese Nutzung unter gängigen Maßstäben als extensiv bezeichnet werden kann. Weite Regionen Namibias verblieben sogar bis heute vollständig ohne landwirtschaftliche Nutzung (von Wildbeutertum abgesehen). Es wird demzufolge davon ausgegangen, daß auf rezent ungenutztem Veld die festgestellten Prozeßgefüge grob denjenigen „natürlichen“ Prozeßgefügen entsprechen, welche gemäß dem zonalen Klima zu erwarten wären. Zentral-Namibia darf also hinsichtlich der Beziehung „semi-arides Morphomilieu - Klima“ insgesamt als „Naturraum“, zumindest aber als sehr „naturnaher Raum“ betrachtet werden. In dieser Hinsicht ist das Untersuchungsgebiet mit ähnlichen semi-ariden bis ariden Räumen z. B. des Sahel oder

Vorderasiens, welche auf eine mindestens 6000 bis 8000 Jahre lange Agrikulturgeschichte zurückblicken, nicht vergleichbar.

Trotzdem werden bei der Betrachtung der morphodynamischen Prozesse die Nutzungshistorie und eventuelle anthropogene Veränderungen des Prozeßgefüges oder seiner Determinanten berücksichtigt. Dabei kommt zuhelfe, daß das Untersuchungsgebiet im Rahmen der Arbeiten des 1. Ansatzes eingehend untersucht wurde. Teile der Erkenntnisse aus diesen Arbeiten wurden publiziert (KEMPF 1994, 1996b, 1997). Es kann demnach z. B. nie als besonders sinnvoll erachtet werden, natürlichen Hangabtrag und Sedimentation in semi-ariden Gebieten auf Basis von Erkenntnissen zu beurteilen, welche auf überweideten Kommunalgebieten gewonnen wurden. Dann muß die Beurteilung stets unter der Prämisse „weidewirtschaftlich genutztes semi-arides Gebiet“ ausfallen. Ähnliches gilt für Gebiete, die eindeutig nutzungsbedingte Vegetationsveränderungen aufweisen.

Bezüglich der Abschätzung von Prozessen in der Vergangenheit, etwa des Frühholozäns oder des Pleistozäns, sind die in rezent stark genutzten Regionen ermittelten Prozeßgefüge oft nur von geringem Nutzen. Für die meisten semi-ariden Gebiete gilt: öko- und morphodynamische Prozesse und Prozeßintensitäten sind partiell anthropogen gesteuert. Diese Prozesse können nur unter Vorbehalt als charakteristische Ausprägungen des herrschenden Klimas angesehen werden. Je länger die Nutzungsgeschichte des Geostandorts Schlüsse auf Veränderungen der naturräumlichen Prozesse begründet, desto größer werden diese Vorbehalte. Die relativ junge Nutzungsgeschichte Zentral-Namibias mit extensiver Weidewirtschaft auf eingegrenzten Flächen seit weniger als 100 Jahren und seit maximal 400 Jahren einem räumlich sehr flexiblem, mit geringem Degradationspotential behaftetem Wirtschaftssystem (vgl. KEMPF 1994: 51ff) erlaubt problemlos die Einstufung als „naturnahen Raum“.

Folglich können die Formengesellschaften und ihre determinierenden Prozesse, wie z. B. Stofftransport, Abtrag und Sedimentation, Verwitterung und Bodenbildung, Hydrodynamik, Vegetationsformationen und deren Dichte, Oberflächenbedeckungen etc. als Ausprägungen des rezenten zentralnamibischen Klimas interpretiert werden. Deshalb ist es wichtig, vor der Formanalyse das gegenwärtige Klima in seiner Gesamtheit zu betrachten.

Schwierig wird es bei der für eine morphogenetische Betrachtungsweise notwendigen Extrapolation, da ja neben dem Klima, nach den Ausführungen in Kapitel 2.1, auch der historisch-genetische Ablauf der Landschaftsgeschichte die aktuellen Prozesse beeinflusst. Dieser Ablauf war bei einer zurückliegenden Periode ja noch nicht so weit fortgeschritten wie heute. Es herrschten also, selbst wenn das Klima dem heutigen tatsächlich ähnlich war, dennoch für die damaligen morphogenetischen

Prozesse andere Ausgangsbedingungen. Dieser Faktor wird in vielen Arbeiten zum Paläoklima Namibias nur wenig oder gar nicht berücksichtigt. Er betrifft vor allem die Determinante Materialbereitstellung aber daraus resultierend auch Hydro-, Pedo-, Bio- und letztlich Morphodynamik.

Aus diesem Grunde bergen auch in Namibia, wo kaum quartäre und endtertiäre paläontologische Befunde vorliegen, paläoklimatische Aussagen oft ein schwer abschätzbares Interpretationsrisiko. Dies ist weniger bei vergleichsweise eindeutigen Formen gegeben: tief-greifender Saprolit oder Silcrete unter einer Latosoldecke steht z. B. recht eindeutig für ein tropisch feucht-warmes Bildungsmilieu, vergipste kreuzgeschichtete Dünensande können als Indikator für ein (hyper-) arides Milieu gelten. Doch schon bei stratifizierten Auen- oder Schwemmfächersedimenten, lakustrinen Ablagerungen, schwachen Paläobodenbildungen, Sinterkegeln oder Krustenbildungen wird ein Analogieschluß auf aktualistischer Basis problematisch, vor allem wenn es sich um Einzelbefunde außerhalb des großräumigen Zusammenhangs handelt. Werden im Großraum aber ähnliche Reliefgenerationenfolgen (z. B. Sedimentstraten oder Terrassen) an mehreren unterschiedlichen Stellen gefunden, so darf mit hoher Wahrscheinlichkeit auf Milieuwechsel und daraus folgend auf Klimawechsel geschlossen werden. Dann sollten auch Rückschlüsse auf Paläoklimate erlaubt sein, die den heutigen ähneln oder auch solche, welche in bestimmten Faktoren unterschiedlich eingestuft werden müssen.

3.2 Allgemeine klimatische Charakterisierung des Untersuchungsgebiets

Die klimatologischen Grundlagen Namibias und ihre Entwicklung innerhalb des südafrikanischen Raums war bereits häufiger Gegenstand von Monographien und Studien. Frühe Arbeiten, z. B. von DOVE (1888), SANDMANN (1901), HEIDKE (1919), SCHWARZ (1919), JAEGER & WAIBEL (1920), BARTH (1921), WALTER (1940) und GELLERT (1948b, 1950a/b, 1955, 1962, 1966, 1968) ermangelten allerdings an einer aussagekräftigen Grundlage an verarbeiteten Meßdaten, so daß allenfalls Tendenzen wiederzugeben waren. Letztere wurden gelegentlich über- oder fehlinterpretiert, was zur ehemals verbreiteten Theorie des „fortschreitenden Austrocknens“ des südlichen bzw. südwestlichen Afrikas führte. Geomorphologisch wurde diese These erstmals durch KORN & MARTIN (1937) infrage gestellt.

Zwar sammelten schon ab den 1860er Jahren vereinzelt Missionare oder Händler Klimadaten (v. a. Niederschlagsdaten) und förderte die ehemalige Kolonialverwaltung Berichte mit diesbezüglichen Aufzeichnungen der frühen Farmer, aber durchgehende Datenreihen über einen zwanzigjährigen

Mindestzeitraum in einem einigermaßen flächenhaft abgedeckten Gebiet standen erst in den 20er und 30er Jahren zur Verfügung (z. B. VON THÜMEN 1919). Erst ab diesem Zeitpunkt konnten verlässliche Isohyetenkarten gezeichnet werden. Im Mittelpunkt stand dabei stets die Frage nach Periodizität von Feucht- und Trockenphasen im Rahmen des Klimawandels sowie die Suche nach einem Maß für die Variabilität der Niederschläge (z. B. JUNG 1932). Auch jüngere Forschungen setzen hier die Schwerpunkte. Beispielhaft seien die zusammenfassenden Arbeiten von TYSON (1969, 1978, 1980, 1981, 1986, 1990), GELLERT (1955, 1962, 1966), SCHULZE (1969), VINES (1980), PRESTON-WHITHE & TYSON (1988), JURY & PATHACK (1993), ZUCCHINI et al. (1992), und NICHOLSON (1994) genannt, die als Literatur für vorliegendes Kapitel herangezogen wurden. Dabei steht in jüngerer Zeit die mathematisch-statistische Modellentwicklung im Vordergrund (z. B. TYSON 1986, 1993, ZUCCHINI et al 1991, 1992, JOUBERT 1995, ENGERT & JURY 1995). Auf die dort behandelten Fragen kann hier nicht vertieft eingegangen werden. Eine allgemeine synoptische klimatologische Zusammenfassung der namibischen Verhältnisse existiert (noch) nicht.

In der agro-ökologischen und häufig auch in der geomorphologischen Literatur über Namibia wird der Faktor Klima zumeist auf den Faktor Niederschlag reduziert. Aus agro-ökologischer Sicht ist dies verständlich, gilt doch die Temperatur im tropisch-subtropischen Namibia nirgends als limitierender Faktor. Deshalb wurde und wird besonderer Wert auf die Erforschung der Niederschlagsverteilung in räumlicher und zeitlicher Auflösung gelegt (z. B. KATSIAMBIRTAS 1989, ENGERT & JURY 1995, OLSZEWSKI & MOORSOM 1995, u. a.), um die prognostischen Möglichkeiten zu verbessern. Im geomorphologisch-paläo-klimatologischen Kontext muß aber auch die Temperatur mit einbezogen werden, da sie eine Milieudeterminante darstellt.

Für die Verwitterungsformen und -intensität spielt z. B. die Anzahl der jährlichen Frosttage oder die Auslenkung der täglichen Temperaturkurve auch in Namibia eine Rolle. Vom Standpunkt der Ökosystementwicklung aus gesehen ist es keinesfalls gleichwertig, ob in einem semi-ariden Raum saisonal 500 Millimeter sommerliche Zenitalregen oder winterliche Landregen fallen. Es ist zu erwarten, daß Vegetationsausprägung (Artenspektrum, Oberflächenbedeckung etc.), Bodenbildung und Abflußverhalten (Stofftransport) bei beiden Niederschlagsformen erheblich differieren. Beispielhaft seien dazu die Verhältnisse im namibischen „Winterregengebiet“ (vgl. auch WAIBEL 1922) auf der Tsausvlakte südöstlich von Aus mit dem Sommerregengebiet um Palmwag verglichen (Tab. 1). Beide Regimes erhalten im langjährigen Durchschnitt ca. 80-90 Millimeter Regen pro Jahr. Die Distanz zwischen der Tsausvlakte und dem Palmwag-Becken beträgt ca. 820 Kilometer.

	Aus	Palmwag
Koordinaten	26°45' S, 16°20' E	19°50' S, 13°50' E
Entfernung zum Meer	ca. 120 km	ca. 90 km
Höhenlage über NN	ca. 1450 m	ca. 1100 m
Klimatyp nach KÖPPEN (1923)	BWkx'	BWhw
Durchschn. Niederschlag (NS)/Jahr	80-90 mm	80-90 mm
Anteil von Winterregen am NS	50-60 %	5-10 %
Anteil von Sommerregen am NS	40-50 %	90-95 %
Temperatur im Jahresdurchschnitt	< 18°C	> 18°C
maximale Tagesdurchschnittstemperatur im heißesten Monat	32°C	32°C
minimale Tagesdurchschnittstemperatur im kältesten Monat	4°C	9°C
Monate mit über 50 mm NS	< 1	1-2
Niederschlagsvariabilität	50 %	50 %
durschnittl. Anzahl von Regentagen	10-20	10-20
Wind	häufig sehr starke, konstante Winde aus Süd bis Südwest	gelegentlich schwächere Westwinde und im Winter seltener starke Bergwinde aus östlichen Richtungen
Fröste	regelmäßig von Juni bis September	extrem selten
potentielle Evaporation/Jahr	3200 mm	2900 mm
Einzugsgebiet	Arasab/Kubub, endorhëisch	Uniab (zum Atlantik)
Oberflächenabfluß	sehr selten Schichtfluten, hohe Infiltrationskapazität	gelegentlich heftiger Oberflächenabfluß, Infiltrationskapazität gering
Böden	Steppenböden: Cambisols, cambic Arenosols, Leptosols, Regosols, Schaumböden vorkommend	Savannenböden: Lithic Leptosols, vereinzelt Calcisols
Humusform	Mull vorkommend aber Rohhumus dominant	Rohhumus und unmineralisiertes organisches Material
C _{org} - Gehalt im Boden	1-3 %	meist < 1 %
Zonobiom (ZB)	Zono-Ökoton III/II: Übergang vom ariden ZB II zum humido-ariden ZB III; Namaland Domäne des Nama-Karoo-Areals	Zono-Ökoton II/III: Übergang vom tropischen humido-ariden ZB II zum ariden ZB III; Grenzbereich des Sudano-Sambesischen Areals
Vegetationsformation	Sukkulentensteppe	Mopane-Savanne im Übergang zur Halbwüste
Oberflächenbedeckung im Winter	40-85 %	6-10 %
Oberflächenbedeckung im Sommer	20 %	40-70 %
Anteil von Gehölzbedeckung an Gesamtoberfläche	< 1 % (ohne Zwergsträucher)	5 %
Anteil an C ₄ -Gräsern	80-85 %	97-100 %
Anteil an CAM-Pflanzen (Sukkul.)	hoch	sehr niedrig
dominante Lebensform Flora	Chamaephyten	Phanerophyten und Hemikryptophyten

Tabelle 1: Vergleich von Umweltparametern im namibischen Winterregengebiet bei Aus (Tsausvlakte) und im Sommerregengebiet des Palmwag-Beckens. Beide Gebiete gelten als (sub-) arid mit 80-90 mm Niederschlag im Jahresmittel. Klimatische Parameter unterscheiden sich kaum, Landschafts- und Lebensformen dagegen stark.

Die Zusammenstellung von Tabelle 1 zeigt deutlich die gravierenden Unterschiede bei Landschaftsdynamik und Morphomilieu innerhalb Namibias, obwohl im langjährigen Mittel die gleichen Durchschnittsniederschläge verzeichnet werden. Diese Unterschiede werden allein durch das

differierende Niederschlagsregime verursacht. Dies ist eine Konsequenz der geographischen Lage Namibias im Grenzbereich des tropisch-subtropischen Passatsystems zum außertropischen Westwindssystem.

Einige wichtige klimasteuernde Elemente dieses Grenzbereichs sollen hier genannt werden:

1. Namibia liegt im Bereich des relativ stabilen Hochdruckgürtels um den Wendekreis.
2. Dieser Gürtel ist nicht breitenparallel durchgängig, sondern gliedert sich über dem Ozean in zwei großräumige, sehr stationäre Antizyklonen über dem Südatlantik (West-Hoch) und über dem Indischen Ozean südwestlich Madagaskars (Ost-Hoch).
3. Über dem östlichen Südafrika und Moçambique entwickelt sich saisonal ein kontinentales Hochdruckgebiet, das ebenfalls zum subtropischen Hochdruckgürtel gehört.
4. An der Westküste des südlichen Afrikas ist über der Namib häufig im Zusammenhang mit der Aktivität des ozeanischen Benguela-Auftriebssystem ein stabiles Tiefdruckgebiet, der sog. Westküstentrog, ausgebildet.
5. Über dem Kontinent dringt saisonal die innertropische Konvergenzzone (ITC) weit nach Süden vor. Das Kalahari-Hitzetief trägt zur Ausbildung einer sITC im Südsommer bei.
6. Aus den hohen Breiten südlich des Kontinents dringen saisonal weit nach Norden auslenkende Zyklonen des Westwindgürtels vor (vgl. auch DIEM 1977).

Aus diesen Grunddeterminanten folgt bei graduell wechselnder Intensität der Einzelemente theoretisch eine große Fülle möglicher Wetterlagen für Namibia. Für genauere Ausführungen sei auf die zusammenfassende Literatur von TYSON (1986: 121-143) und PRESTON-WHITE & TYSON (1988: 207-249) verwiesen.

Daß diese große Fülle möglicher Wetterlagen häufig nicht zum tragen kommt, sondern über weite Strecken des Jahres ein konstant trockenes Klima herrscht, liegt an dem Faktum, daß insbesondere zwischen Südherbst und Südfrühling (April bis Oktober) relativ stabile Luftdruckverhältnisse vorliegen. Durch die starke Nordverschiebung der ITC im Nordsommer gerät das südwestliche Afrika nämlich weitgehend in eine Position außerhalb des Passateinflusses. Greift der Südostpassat dennoch weit nach Westen durch, so haben sich eventuelle feuchtigkeitsbeladene Luftmassen vom Indischen Ozean in der Regel bereits in den Randstufenhochländern der Kontinentostseite weitgehend abgeregnet und erreichen das Kalahari-Becken als Föhnwinde. In den seltenen Fällen, in denen sie nicht von den äquatornahen Tiefdruckzellen über den Kontinent nach Norden und Nordosten umgelenkt werden, steigen sie als heiße Fallwinde auf der Westseite des Kontinents ab

und werden vom küstennahen Tiefdruckgebiet angesaugt. Das führt zur typischen winterlichen Bergwind-Wetterlage in der Namib (s. Kap. 3.3.4). Niederschläge bringt das nicht.

Zyklonale Auslenkungen des Westwindbereichs erreichen in den allermeisten Jahren nur Südnamibia und sorgen vor allem im Escarpment-Vorland und auf den Hochländern für Winterregen, in Extremfällen bei rückseitigem Zufluß antarktischer Kaltluft auch für Schneefall.

Beispiel für extremen Zykloneinfluß: Im Untersuchungszeitraum wurde Ende Juni 1994 eine extrem weit nach Norden auslenkende Tiefdruckzelle beobachtet, als die Nordspitze der Kaltfront das zentrale Hochland noch erreichte und am 27.06.1994 in Windhoek für Schneefall sorgte. Folgende Einzelbeobachtungen mögen die außergewöhnliche Wetterlage verdeutlichen:

- Kapp's Farm: geschlossene Schneedecke bis 20 cm mächtig um 07.00 Uhr bei -12°C
- Temperatur um 08.00 Uhr in Epukiro (Kalahari): -10°C
- Aris: 2 cm Schneedecke bis auf die Hänge der Auas-Berge bei -10°C
- Helmeringhausen: Schneedecke bis 10 cm mächtig
- Der Theronsbergpaß an der Karoopforte zwischen Ceres und Calvinia (Kapprovinz) wurde bei einer Schneehöhe von 150 cm gesperrt, Lawinengefahr
- Die Tagestemperatur überschritt an diesem Tag in Aus den Nullpunkt nicht. Das Thermometer zeigte um 15.00 Uhr -4°C
- Lüderitz und Keetmanshoop: 7,5 mm Regen
- Swakopmund: 5 mm Regen
- Gobabeb: 2 mm Regen

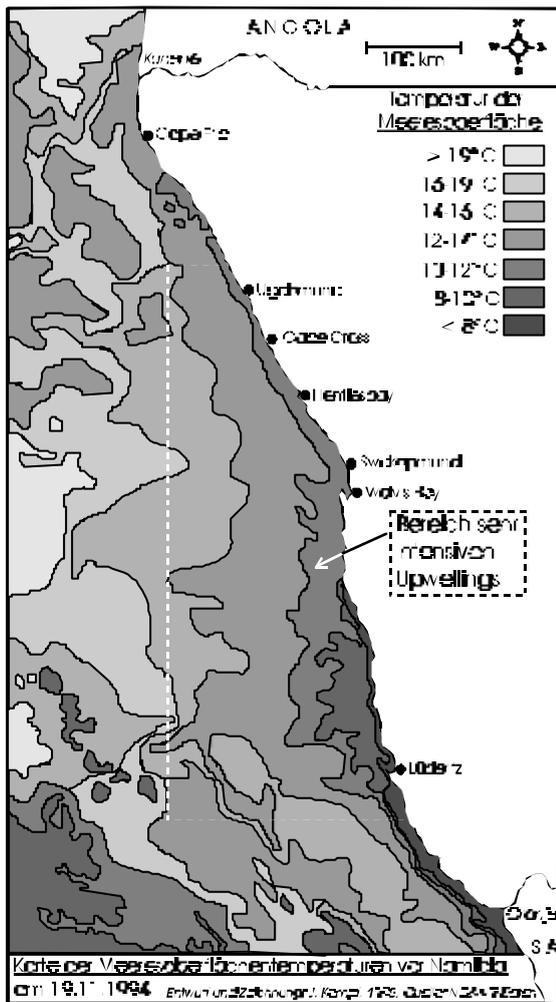
Eine ähnliche Wetterlage wurde zuletzt am 02.07.1982 aufgezeichnet.

Quelle: Eigene Beobachtungen, Berichte von Farmern, Aufzeichnungen des Weather Bureau, Windhoek

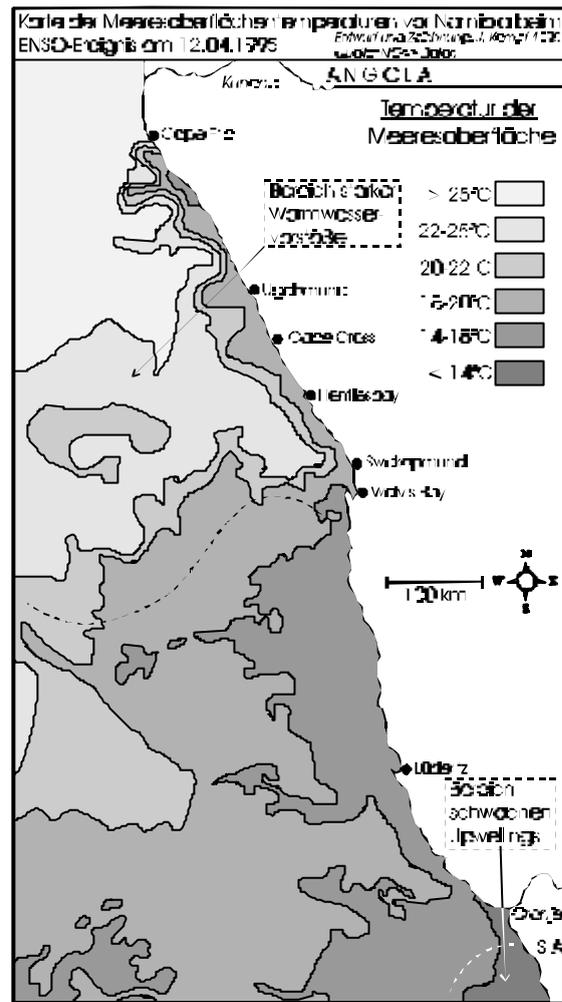
Als regelmäßige Feuchtigkeitsquelle für das Untersuchungsgebiet fallen die zyklonalen Vorstöße aber aus. Gleiches gilt für die südatlantische Antizyklone, deren potentieller Einfluß vom Westküstentrog geblockt wird. Die Ursache für die Ausbildung des stabilen Tiefs wird in den starken Land-See-Temperaturgegensätzen gesehen, die vom Benguela-Auftriebssystem (*upwelling*) vor der Namib-Küste verursacht wird. Das kalte antarktische Tiefenwasser führt zu Abkühlung westlicher Luftmassen und verhindert so trotz hoher Feuchtigkeit Aufstieg und Kondensation, während die trockenen kontinentalen Luftmassen aufsteigen können. Durch warme tageszeitliche ablandige Winde, etwa bei Bergwind-Witterung, wird die Stabilität noch verstärkt, so daß sich über dem küstennahen Ozean eine mächtige Inversionsschicht bildet, welche jegliche Konvektion über dem Ozean weiter unterbindet. Diese Inversion kann aufgrund ihres hohen Staubgehalts bei Ostwind noch von der Spitzkoppe und vom Erongo aus wahrgenommen werden. Starke Bergwinde treiben zusätzlich noch das Upwelling an.

Dieser, sich selbst treibende Prozeß wird als Hauptursache für die küstennahe Trockenheit gesehen. Ohne die Blockade würde die Namib vermutlich unter monsonalen Einfluß geraten, der

saisonal aus Südwesten konvektionsfähige feuchte Luftmassen heranführen könnte. Begründet wird dies mit den Witterungsverhältnissen bei schwachem oder zusammenbrechendem Auftriebssystem. In manchen Jahren, so auch von April bis Juni 1995, tritt im Ozean eine (zyklische ?) Südverschiebung der Angola-Benguela-Front auf, was zu einem Warmwassereibbruch durch südwärtiges Vordringen des Angola-Stroms führt. Die Karten 2 und 3 zeigen dieses Phänomen auf der Basis von NOAA-AVHRR-Satellitendaten.



Karte 2: Meeresoberflächentemperaturen im südwestlichen Atlantik unter Normalbedingungen. Starkes Upwelling der Benguela-Strömung vor der namibischen Küste mit Kaltwasser-Filamenten bis ca. 300 Kilometer westlich der Küste. Die Angola-Benguela-Front (ABF) liegt etwa auf der Breite der Kunene-Mündung. Die Wassertemperaturen betragen lediglich bis 12°C vor der Küste Zentral-Namibias und bis 16°C vor Cape Fria. Es bildet sich über den Auftriebszellen eine Inversion aus, die jegliche Konvektion verhindert. An der Küste kommen Nebelbrüche vor, im küstennahen Hinterland fallen keinerlei Niederschläge.



Karte 3: Meeresoberflächentemperaturen im südwestlichen Atlantik während des starken El-Niño-Ereignisses von März bis Juni 1995. Vor der Küste Namibias herrscht kein Upwelling. Statt-dessen sind die Auftriebszellen zusammengebrochen oder weit nach Süden verlagert. Südlich des Oranje zeigt die Karte Ausläufer eines Kaltwasser-auftriebs. Selbst vor Lüderitz herrschen Meerestemperaturen von 16-18°C. Das warme Wasser des Angola-Stroms reicht bis südlich von Walvis Bay. Es ist keine küstennahe Inversionsschicht ausgebildet, was zu starken Niederschlägen im Bereich des küstennahen Hinterlandes und der Randstufe führt.

[Quelle für die NOAA-Daten: Maritime Research Centre, Department of Fisheries, Swakopmund]

Diese Warmwassereinbrüche sind mit ähnlichen Vorgängen im Ostpazifik vergleichbar und werden daher El Niño/Southern Oscillation (ENSO) genannt. Wie im südlichen Ostpazifik gehen sie mit einer Verschiebung der WALKER-Zirkulation einher (PRESTON-WHITE & TYSON 1988: 203). Sie bewirken jeweils durch die Nicht-Ausbildung der Benguela-Inversion eine Veränderung der regionalen Zirkulation, von der hauptsächlich Seewinde betroffen sind (vgl. v. a. SHANNON et al. 1986 und Kap. 3.4).

Beispiel für ein ENSO-Ereignis: Im Untersuchungszeitraum brach von April bis Juni 1995 das Benguela-Auftriebssystem ab etwa der Region Walvis Bay fast vollständig zusammen. Der von Norden vordringende warme Angola-Strom brachte küstennah Wassertemperaturen von 29°C an der Kunene-Mündung, 27°C vor Cape Cross und 26°C vor Swakopmund. Am 11.04.1995 um 23.30 Uhr wurden vor der Omaruru-Mündung noch 24°C gemessen. Die Meeresoberflächentemperaturen lagen im Mittel um 9°C über dem für die Jahreszeit üblichen Durchschnitt. Folgende Beobachtungen aus dem genannten Zeitraum werden berichtet:

- Durch die nährstoffarmen Warmwässer kam es zu einem Aussetzen der Plankton-Produktion, was zum Abwandern von Fischschwärmen und zu einem großen Robbensterben führte.
- Das Westküstentieflagerungssystem verlagerte sich südwärts und förderte so die Zufuhr feuchter monsunaler Luftmassen aus südwestlichen bis nordwestlichen Richtungen.
- Das ehemalige Damaraland etwa ab der Breite des Brandberggebiets geriet dadurch in zonale Klimaeinflüsse, die unter Normalbedingungen denen von der Breite Lubangos und Lobitos (Angola) entsprechen (6 Breitengrade nördlicher).
- Die monsunalen Luftmassen konnten ungehindert aufsteigen und regneten sich vorwiegend im Randstufenbereich des Damaralandes ab.
- In Palmwag wurden 440 mm Niederschlag gemessen, in Warmquelle 510 mm. Insgesamt dürften die Niederschläge in diesem Bereich rund 500 mm und damit 500 % des in dieser Zone üblichen betragen haben.
- Selbst langjährig trockene Riviere erreichten bei mehr als 10 Einzelflutereignissen den Ozean mit Scheitelhöhen von bis zu mehreren Metern.
- Hoanib und Uniab flossen über mehrere Wochen hinweg dauerhaft.
- Riviere wie der Hoarusib, Khumib, Sechomib und Nadas, deren Lauf normalerweise von breiten Dünegürteln blockiert ist, durchbrachen die Barrieren und transportierten riesige Sedimentmassen ins Meer.

Die Gebiete östlich der Randstufenhochländer waren von den geschilderten Wetterlagen nicht betroffen. Stationen im Einflußbereich der Kalahari-Sommerkonvektion verzeichneten eher unterdurchschnittliche Niederschläge im Spätsommer und Herbst 1995.

Quelle: Eigene Beobachtungen, Informationen von A. LÜCK, Department of Water Affairs

Vergleichbare Witterungseinflüsse, die auf ENSO-Ereignisse zurückzuführen sind (oder ihre Auswirkungen) wurden seit Beginn der Aufzeichnungen mehrfach festgestellt (SCHENCK 1901, BORN 1930, LOGAN 1960, DEVEREUX et al. 1993). ARNTZ & FAHRBACH (1991: 46) nennen die Jahre 1934, 1963, und 1984 mit sehr starken „Benguela-Niños“ und führen Anomalien

geringerer Intensität in 1909/10, 1923/24, 1937, 1949/50 und 1972-74 auf. Zusammen mit 1995 ergeben sich im 20. Jahrhundert also 9 ENSO-Ereignisse vor der südwestafrikanischen Küste. Nach WALTER (1936: 610) und GELLERT (1950: 229) spiegelt sich dieser 9- bis 11-Jahreszyklus auch im Dickenwachstum von bestimmten Baumarten (vor allem *Acacia erioloba*) wieder. Statistisch gesehen wären die nächsten weiträumigen Namib-Regenfälle mit kontinentaler Dürre etwa in den Jahren 2004 bis 2007 zu erwarten. Parallel zu den ENSO-Fluktuationen wurde von TYSON (1980) eine „Quasi-20-Jahres-Oszillation“ (*Quasi Biennial Oscillation*, QBO) festgestellt, die sich zwar überwiegend an der Ostküste des südlichen Afrikas auswirken soll, sich aber mit dem 10-Jahreszyklus der ENSO überlagern kann (vgl. auch JURY & PATHACK 1993). Hierauf kann allerdings nicht weiter eingegangen werden.

Durch das Modell der WALKER-Zirkulation (vgl. PRESTON-WHITE & TYSON 1988: 202ff) ist der Effekt der Hinterland-Trockenheit bei ENSO-Ereignissen erklärbar. Vereinfacht ist dabei der absteigende Ast der südatlantischen WALKER-Zelle vom küstennahen Ozean auf den Kontinent verschoben, was die Ausbildung eines kontinentalen Hitzetiefs über der Kalahari unterdrückt und so einer Konvektion entgegenwirkt. Die entsprechenden Konvektionsbereiche sind dann an die Ostküste des südlichen Afrikas oder auf den Indischen Ozean verlagert (vgl. JURY & PATHACK 1993 und OLIVIER & VAN RENSBURG 1995). Die Ursache solcher Verschiebungen liegt wahrscheinlich in großräumigen Telekonnexionen des WALKER-Systems im Zusammenhang mit dem globalen Strahlungshaushalt. Es sei bei der Diskussion auf die El-Niño-Literatur und auf TYSON (1969, 1986) verwiesen. Auswirkungen auf Namibia von ENSO-Ereignissen werden in HUTCHINSON (1995), DEVEREUX et al. (1993), LEUSNER (1937) u. a. geschildert.

Das Zusammenbrechen der Benguela-Zirkulation vor Walvis Bay und die damit verbundenen Witterungseinflüsse stellen im rezenten Klima eine (zyklische?) Anomalie dar. Diese Anomalie deutet, da bei allen nachgewiesenen ENSO-Ereignissen quasi über Deckungsgleichheit bei Wirkungsphänomenen berichtet wird, mit relativ hoher Sicherheit an, welche Auswirkungen die Sommerzirkulation bei Nicht-Existenz des Benguela-Upwellings haben könnte. Demnach sind bei Phasen, in denen dauerhaft kein Upwelling vorhanden, das Upwelling abgeschwächt oder weit nach Süden verlagert war, hohe ganzjährige oder zumindest Sommer- bis Herbstniederschläge im Randstufenbereich und Randstufenvorland zu vermuten. Gleichzeitig dürfte im Hinterland und in der Kalahari eher mit trockeneren Verhältnissen als heute zu rechnen sein (zumindest unter der Prämisse, die WALKER-Zirkulation existiert in solchen Phasen in ähnlicher Weise).

Extrapoliert man die heutigen atmosphärischen Verhältnisse in die Vergangenheit, so kann für die Betrachtung des namibischen Raums die Lage und Intensität des Benguela-Systems als Indikator für die Position der entsprechenden WALKER-Zelle dienen. Es ist also von Bedeutung, die Intensität des Upwellings in anderen Zeitaltern als heute zu kennen. Als Extrema seien die Verhältnisse zu den nordhemisphärischen Glazialzeiten genannt. So haben z. B. MORLEY & HAYS (1979) im Südatlantik die Verteilung von klimatypischen Radiolarien untersucht und daraus Rückschlüsse auf Paläotemperaturen der Meeresoberfläche gezogen. Aus den Ergebnisse postulieren sie ein nordwärtiges Vordringen der antarktischen Kaltwasserfront im letzten Hochglazial (18.000 BP) und eine Intensivierung von ozeanischer und atmosphärischer Zirkulation (verstärkte Winde, verstärktes Upwelling). Daraus wäre auf stärkere Aridität im küstennahen Bereich und/oder eine Nordverschiebung der Zone von Winterregeneinflüssen zu schließen.

RUST (1981) kritisiert dieses Postulat aufgrund terrestrischer Befunde, die im selben Zeitraum auf höhere Feuchte in denjenigen Gebieten hindeuten, welche heute weniger als 500 mm Jahresniederschlag erhalten. Als Belege nennt er ^{14}C -datierte Bildungen von Calcretes, Höhlensintern, fluvialen Sedimenten und Seen. Allerdings wird nach GEYH (1995) die Validität der meisten Carbonatdatierungen heute bezweifelt, so daß die Erkenntnisse von MORLEY & HAYS (1979) und den darauf aufbauenden Forschungen (vgl. auch Kap. 4.1) durchaus bedeutsam sein können. Es besteht aber auch die Möglichkeit, Hypothesen zu formulieren, die klimatisch den beiden an sich kontraproduktiven Resultaten (Hochglazial eher trockener als heute oder eher feuchter?) Rechnung trägt:

Hypothese 1: Bei den von RUST (1981: 163) genannten Befunden aus der Zeit von 19.000 bis 13.000 BP, die auf erhöhte Grundfeuchte im Namib-Pränamib-Bereich hindeuten, handelt es sich (vorausgesetzt die Datierung kann akzeptiert werden) um Ausprägungen, die auf eine nordwärts verschobene Winterregenzone zurückzuführen sind. Bei niedrigem Meeresspiegelstand kann küstennah trotzdem starke Aridität geherrscht haben.

Hypothese 2: Die Auslenkungen der Paläoklimakurve können nicht an Meeresspiegelhoch- oder -tiefstandsphasen geknüpft werden, sondern sind „dynamischer“ zu interpretieren, im Sinne von Transgressions- und Regressionsphasen. Bei einer Assoziierung von Regressionsphasen mit zunehmender Trockenheit auf dem küstennahen Kontinent und von Transgressionsphasen mit zunehmender Feuchte, sind die sich scheinbar widersprechenden Befunde überraschend deckungsgleich. Der jeweilige Tief- oder Hochstand wäre dann nicht mehr als ein (relativ kurzer) Zeitpunkt, der einen Wandel einleitet, für den aber keine genauen Aussagen getroffen werden können.

Für die Verifizierung von Hypothese 2 ist zu prüfen, ob ozeanische Befunde in Kombination mit der Küstengeomorphologie (z. B. Terrassenabfolgen) mit Milieuaussagen aus dem Hinterland sinnvoll

argumentativ verbunden werden können. Eine der grundsätzlichen Fragen lautet denn auch: Können die Etablierung des Benguela-Upwellings und seine Schwankungen in verschiedenen Regionen Namibias geomorphologisch belegt werden?

Die Etablierung des Benguela-Upwellings erfolgte nach SIESSER (1980) erstmals im Endmiozän bis Frühpliozän (s. Kap. 4.1.1), allerdings vermutlich nicht mit der heutigen Intensität. Dies geht aus der nachgewiesenermaßen höheren organischen Produktion in Bohrkernschichten des entsprechenden Alters hervor (nach SIESSER 1980, höher als im Mittelmiozän, aber nur etwa 20% der heutigen Produktion). Im Verlauf von Pliozän und Pleistozän sind mehrere Schwankungen in der Upwelling-Intensität dokumentiert, die aber möglicherweise auch auf räumliche Verlagerung von Auftriebszellen hindeuten können (vgl. DINGLE et al. 1983, DIESTER-HAAS 1987, u. a.). Gleichzeitig schwankt die Oberflächentemperatur des südlichen (zirkumantarktischen) Ozeans (SHACKLETON & KENNET 1975, MORLEY & HAYS 1979, u. a.). Außerdem muß das Upwelling stets im Zusammenhang mit den weltweiten Meeresspiegelschwankungen betrachtet werden, weil untermeerische Schwellen, v. a. die Walvis-Schwelle, die Position der Zellen und den Verlauf der Strömung beeinflussen können (DIESTER-HAAS 1987: 66). Alle diese Schwankungen sprechen gegen eine Persistenz des heutigen Klimaregimes im südwestlichen Afrika seit dem Neogen.

Zur Begründung: Die meisten dieser Autoren (vgl. Diskussion bei WILKINSON 1990: 20ff) verknüpfen die stetigen Südwestwinde vor Afrikas Südwestküste als eigentlichen „Antrieb“ der Benguela-Strömung mit der Existenz und Lage der Antizyklonen im subtropischen Hochdruckgürtel. Aus der Existenz der Paläo-Benguela-Strömung wird deshalb aktualistisch auf die frühere Existenz der heutigen Luftdruckverhältnisse geschlossen. Eine veränderte Benguela-Strömung wäre, dieser Argumentation folgend, demnach als Indiz für andere Luftdruckverhältnisse zu werten (vgl. auch GUILCHER 1982).

Die Komplexität des Zusammenspiels aller 6 o. g. „Grunddeterminanten“, die wie anhand der geschilderten Extremwetterlagen gezeigt, zur hohen Klimavariabilität in Namibia führt, läßt folgende Annahme als realistisch erscheinen: Die vielen aus den Witterungen theoretisch ableitbaren Klimate verursachen bei den endtertiären und quartären Schwankungen auch erhebliche Auslenkungen zur feuchten Seite. Letztere wären unter aktualistischen Gesichtspunkten genau dann zu erwarten, wenn (1) - wie beim ENSO-Ereignis - durch Warmwassereinbruch der ozeanische, „monsunale“ Einfluß verstärkt wird, (2) der Einfluß der ITC nach Süden verschoben ist oder (3) der zyklonale Einfluß nach Norden verlagert wird. Möglichkeit (1) würde wohl mit kontinentaler Trockenheit einhergehen und die Möglichkeiten (2) und (3) würden saisonal erhöhte Feuchtigkeit bringen: bei Zykloneinfluß

Winterregen mit Sommer-trockenheit, bei ITC-Einfluß längere Sommerregenzeiten. Humide bis perhumide Verhältnisse in allen Teilen Namibias kann vermutlich nur mit einer Aufhebung der Blockade von Antizyklonaleinfluß, also der Nicht-Existenz des Benguela-Systems einhergehen.

Das Klimasystem über dem südwestlichen Afrika muß aber nicht nur als komplexes Wirkungsgefüge von unterschiedlichen Determinanten gesehen werden, sondern kann unter Beachtung derselben auch auf die Grundmuster „ozeanischer Einfluß“ und „Kontinentalität“ reduziert werden. Unter aktuellen Bedingungen bewirkt der kontinentale Einfluß im jahreszeitlichen Verlauf Sommerregen und Winter-trockenheit. Dieses kontinentale System (im folgenden mit „K“ bezeichnet) beeinflusst vorwiegend das Innere des südlichen Afrikas mit einer graduellen Abnahme zu den Küsten hin. Erklärt wird dies durch die sommerliche Auslenkung der äquatorialen Tiefdruckzone über dem Kontinent.

Dem gegenüber steht der ozeanische Einfluß („O“) der küstennahen Bereiche - in Namibia also der (weiter gefaßten) Namib. Dieser ist (vereinfacht) bimodal zu verstehen: (1) bei Zyklonaleinfluß Winterregen und Sommertrockenheit („OZ“), (2) bei Antizyklonaleinfluß („OA“) Regen zu allen Jahreszeiten möglich, mit Spitzen im Sommer und Herbst („Monsun“). Variante (2), Antizyklonaleinfluß, wird im aktuellen Klima durch die Aktivität des Benguela-Systems geblockt und kommt demnach nur bei (zyklischen?) ENSO-Ereignissen zum tragen. Daraus ergibt sich eine vereinfachte Systemmatrix, aus der die Grundmuster des variablen Klimasystems in Namibia erklärt werden können (Tabelle 2):

Einfluß	Abk.	Sommer	Winter	gradueller Abnahme
kontinental	K	Regen	Trockenheit	E-W bzw. NE-SW
ozeanisch-zyklonal	OZ	Trockenheit	Regen	SW-NE bzw. S-N
ozeanisch-antizyklonal	OA	Regen	Regen (?)	W-E bzw. NW-SE

Tabelle 2: Einfache Systemmatrix der klimabestimmenden Einflüsse in Namibia mit Angabe der Abnahme-Gradienten

Alle Geostandorte Namibias zeigen eine graduell unterschiedliche Verteilung dieser drei Einflüsse und können in einem Dreiecksdiagramm zumindest relativ eingeordnet werden (Abb. 3).

Eine absolute Zuordnung ist nur schwer möglich, da als einziges leicht meßbares Kontrollkriterium der Zeitpunkt bestimmter Niederschlagsmengen (Sommer, Winter) bzw. der jeweilige Anteil am Gesamtnieder-schlag in Frage kommt. Der Anteil

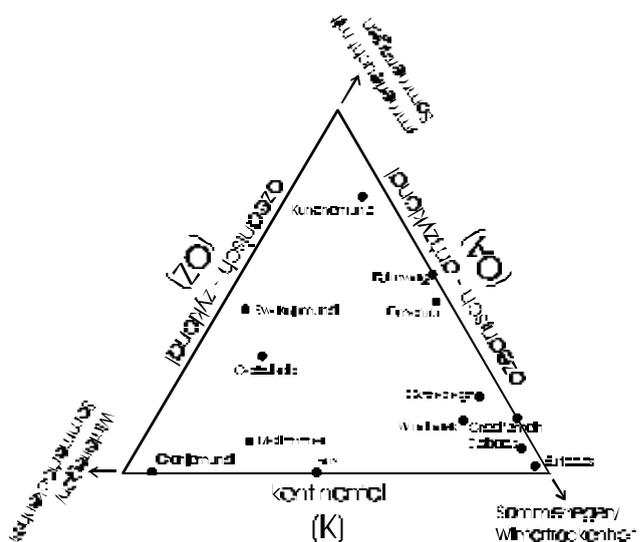


Abbildung 3: Relative klimatische Position verschiedener Geostandorte in Namibia

an antizyklonal-ozeanischem Niederschlag geht dabei rezent gegen Null, weil die Benguela-Zirkulation solche Niederschläge weitgehend verhindert (zumindest in Zentral-Namibia). Weiter nördlich, etwa ab dem Kunene, muß mit einem saisonal höheren Anteil von OA-Regen gerechnet werden (kein Upwelling), während vom Wendekreis aus nach Süden der Anteil von OZ-Regen zunimmt.

In den Breiten um den Wendekreis, also im Untersuchungsgebiet, ist eine Besonderheit festzustellen. Dort nimmt der OA-Einfluß von der Küste her zunächst ab, dann ab einer Höhenlage von ca. 800-1000 m wieder leicht zu. Das ist dadurch zu erklären, daß der Einfluß der Benguela-Inversion ab einer bestimmten Höhe schwächer zu werden scheint, so daß feuchte Luft von antizyklonalen westlichen Winden aus dem zentralen Südatlantik (außerhalb des Upwelling-Bereichs) per Ferntransport über der Inversion zum Hochland transportiert wird. Solche OA-Wetterlagen wurden im Untersuchungszeitraum auf dem Hochland häufig beobachtet. Sie manifestieren sich in kontinuierlich starken und kühlen Westwinden, die oft bis weit in die Kalahari hineinreichen. Sie werden nicht durch zyklonale Westströmungen mit Frontdurchgängen verursacht, wie der Winterregen in Südnamibia. Charakteristisch sind Westwindstaubstürme in der Usakos-Karibib-Omaruru-Region mit und ohne Hochnebelvorstoß. Gelegentlich kommt es zu weiterer Konvektion am Hochlandsscheitel mit typischem kühlen Landregen im Frühjahr oder Herbst, seltener im Sommer:

Einige Beispiele für typischen OA-Einfluß im zentralen Hochland:

- 24.07.1994: stürmische, kühle Höhenwestwinde (ab ca. 600 m Höhe) während des Erkundungsflugs Gobabis-Swakopmund-Gobabis, Staubstürme, entwurzelte Gehölze, Wellblech-hütte auf Flughafen Gobabis vom Wind umgeworfen. Im küstennahen Bereich (Swakopmund) dagegen kühl aber fast windstill, kein Nebel; Brandberg über 1500 m Höhe dicht in Wolken verhüllt, Windhoek feucht-kühl, kein Regen.
- 28.01.1995: dauerhaft kühler Westwindeinbruch mit leichtem Nieselregen in der Omaruru-Region.
- 17.02.1995: kühler Westwindeinbruch in Windhoek mit 14-16 mm Nieselregen, schwaches Abkommen des Klein-Windhoek Riviers.
- 17.09.-19.09.1995: dauerhaft kühler Westwind stößt auf dem zentralen Hochland auf warme östliche Luftmassen. Vereinzelt leichte Gewitter bei Windhoek, gefolgt von anhaltendem Nieselregen (18 mm am 17.09.).
- 12.10.1995: starke kühle Westwinde mit Staubsturm und nachfolgendem Hochnebel bei Usakos.
- 17.10.1996: heftige dauerhafte Westwinde zwischen Namibrand (ca. 30 km westlich von Usakos) und Wilhelmsthal, starker Starker Staubsturm zwischen Usakos und Karibib.

Quelle: eigene Beobachtungen

In den Sommermonaten kommen solche ozeanischen Einflüsse ebenfalls vor, wobei oft Wolken aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen herangeführt werden. Sie bringen aber nur selten Niederschläge und werden auf dem östlichen Hochland oder der Kalahari aufgelöst (*Alto cumulus*

lenticularis-Wolken). Insgesamt sind diese Wetterlagen aber höchstens in etwa 5 % des Jahres zu beobachten. Sie scheinen aber, wenn sie auftreten durchaus stabil und über evtl. mehrere Tage anzudauern. Noch geringer ist ihr Beitrag zum rezenten jährlichen Gesamtniederschlag einzuschätzen. Im Falle der Nicht-Existenz der Benguela-Blockade dürften diese Einflüsse auch im Hochland sehr wirkungsvoll auftreten.

Der Hauptteil der Niederschläge von der zentralen Kalahari bis zum Namibrand, fällt als sommerlicher Zenitalregen bei schweren Gewitterstürmen. Dies ist den Ausläufern des sommerlichen kontinentalen Hitzetiefs im Zentrum des südlichen Afrikas zuzuschreiben und wird deswegen als K-Regen bezeichnet. Charakteristisch sind die hohen Niederschlagsintensitäten. So erhielt zum Beispiel Tsu-meb am 10.03.1995 innerhalb von 45 Minuten 149 mm Regen (KEMPF 1998: 14). Typisch sind Anfangsintensitäten von ca. 20 mm in den ersten 15 Minuten des Gewittersturms (Kap. 3.3.3).

Der kontinentale Einfluß nimmt in Namibia zur Küste hin ab. Trockenzeitlich ist er auf die östlichen bis nordöstlichen Bergwinde beschränkt, die sehr hohe Windgeschwindigkeiten erreichen. Vor allem im August und September haben Bergwinde auch Auswirkungen auf das Klima an der Küste. Paradoxerweise sind sie als heiße Fallwinde (Föhn) nach trockenadiabatischem Abstieg ausgerechnet im Südwinter für die höchsten Tagesmitteltemperaturen des Jahres verantwortlich (z. B. Swakopmund 40°C gemessen am 23.06.1993 bei sehr starkem konstantem Ostwind; transportierte Kornfraktion bis Grobsand).

Mit Hilfe der Reduktion auf drei klimabestimmende Determinanten können einfache paläoklimatische Szenarien entwickelt werden. Dabei wird davon ausgegangen, daß sich die kontinentalen, ozeanisch-zyklonalen und ozeanisch-antizyklonalen Einflüsse gemäß den aus den aktuellen Witterungen abgeleiteten Determinanten entwickeln. Demnach ist z. B. kaum denkbar, daß bei Nicht-Existenz einer Benguela-Inversion immerwährende küstennahe Aridität herrscht, sondern daß dann der antizyklonal-ozeanische Einfluß (als Monsun?) voll zur Geltung kommt, da von der südatlantischen Hochdruckzelle zumindest jahreszeitlich ungehindert feuchte Luftmassen zugeführt werden können und die Konvektion nicht unterbunden wird.

Ähnliches gilt für eine zonale Nordverschiebung des Westwindgürtels, wie er von zahlreichen Autoren für das Pleistozän angenommen wird. Dann würde die Bedeutung des zyklonalen Winterregeneinflusses vermutlich erheblich ansteigen, weil häufiger Tiefdruckgebiete die niedrigeren Breiten erreichen würden. Das Niederschlagsregime würde sich dann aber sicher erheblich ändern. Der kontinentale Tiefdruckeinfluß mit seinen Sommerregen wäre dann vermutlich abgeschwächt, oder aber die Temperaturgegensätze auf dem Hochland verstärkt.

Die Position der aktuellen Geostandorte ist also für beide paläoklimatischen Szenarien zu verschieben (Abb. 4a und Abb. 4b):

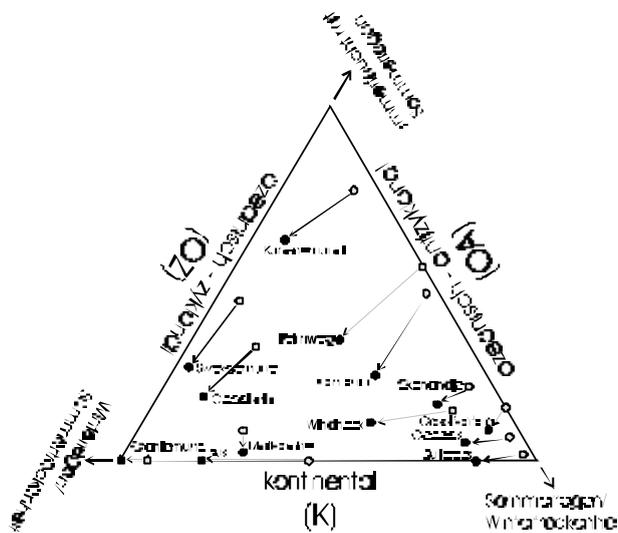


Abbildung 4a: Paläoklimatisches Szenarium 1. Dargestellt ist die relative klimatische Position verschiedener Geostandorte in Namibia bei verstärktem Zykloneinfluß in Bezug zur aktuellen Position (vgl. Abb. 2, S. 37).

Der erhöhte Winterregeneinfluß führt bei küstennahen Stationen zu einer stärkeren Verschiebung in Richtung ozeanisches Klima als bei den kontinentalen, aber vermutlich werden auch letztere häufigere Winterregen erhalten als rezent.

Besonders schwierig ist der Ausfall der Benguela-Zirkulation zu beurteilen, da ja hier keine leicht kalkulierbare zonale Verschiebung zugrundeliegt, sondern die hypothetische Annahme, daß das Klima ungefähr in der Art ausgeprägt ist, wie rezent bei ENSO-Witterung. Dies mag ein Dimensionsproblem darstellen, bildet aber wohl die einzige Möglichkeit, überhaupt Aussagen über Paläoklimate derartiger Determinanten zu begründen.

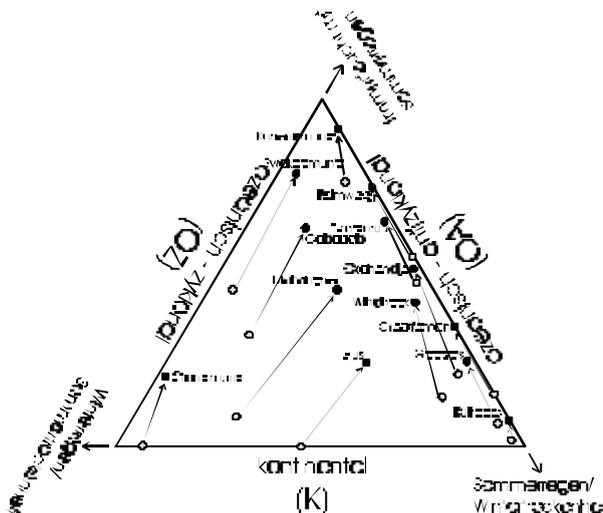


Abbildung 4b: Paläoklimatisches Szenarium 2. Dargestellt ist die relative klimatische Position verschiedener Geostandorte in Namibia bei verstärktem Antizykloneinfluß infolge einer Abschwächung oder des Zusammenbruchs der Benguela-Zirkulation. Auch bei diesem Szenarium ist Bezug zum aktuellen Klima herzustellen (Abb. 2, S. 37).

Bei den küstennahen Stationen nimmt der kontinentale Einfluß in stärkerem Maße ab als bei den aktuellen Gradienten. Vermutlich ist dann ein Hauptteil aller Niederschläge auf ozeanische Einflüsse zurückzuführen, auch bei ausgesprochen kontinental geprägten Stationen.

Mit Unterstützung der Matrix von Tab. 2 lassen sich auch Annahmen zu anderen Szenarien begründen. Auch folgendes Szenarium könnte mit gewisser Wahrscheinlichkeit im Pleistozän zugefallen sein: Starkes Benguela-Upwelling bei weit nach Westen verschobener Küstenlinie. Dabei wäre auf stärkere Kontinentalität der Hinterlandsstationen zu schließen, wodurch auch das zentrale Hochland und evtl. sogar das Randstufenvorland mehr zenitale Sommerniederschläge als rezent

erhalten haben könnte. Darauf ist zu schließen, weil die Entwicklung des Kalahari-Hitzetiefs dann gefördert würde. Dadurch würde das Passatsystem im Sommer stabilisiert und die ITC könnte über dem Kontinent evtl. weiter nach Süden auslenken.

Die Ausführungen dieses Kapitels haben gezeigt, daß in Namibia mehrere Grundwetterlagen mit unterschiedlichen Varietäten vorkommen und daß diese nicht allein vom ozeanischen Benguela-Auftriebssystem bestimmt werden. Vielmehr wirkt letzteres rezent als wichtiger Modifikator und beeinflußt vor allem die küstennahe Zirkulation nachhaltig. Dieser Einfluß wirkt hauptsächlich im Gefüge der WALKER-Zirkulation, indem er den Zustrom feuchter Luftmassen zu den konvektiven Bereichen behindert. Für die Hinterland-Trockenheit ist die Benguela-Strömung nur sekundär verantwortlich. Hier spielt eine wichtige Rolle, daß das Untersuchungsgebiet im Winter oft außerhalb des monsonalen Einflusses liegt und im Sommer außerhalb des zyklonalen.

So können Sommerniederschläge nur vorkommen, wenn die Ausläufer der äquatorialen Tiefdruckzone die Nähe ihrer maximalen Südauslenkung erfahren und diese Ausläufer sich stabilisieren (wichtigste Monate für Zenitalregen: Januar und Februar). Mit wenigen Ausnahmejahren sind Winterniederschläge auf das südliche Namibia beschränkt, da nur wenige Zyklonen weiter nach Norden auslenken.

Als Hypothese folgt: Der relativen Position innerhalb der atmosphärischen Zirkulationssysteme über dem südlichen Afrika kommt hinsichtlich von Morphomilieu und Landschaftsdynamik zumindest die gleiche Bedeutung zu wie der Niederschlagsmenge. Das bedeutet: bei einer Verlagerung der Zirkulationssysteme, wie sie z. B. im Pleistozän mehrfach weltweit angenommen wird, sind auch in Namibia Wandel im Morphomilieu zu erwarten.

Für diese Hypothese der Verlagerung der Milieubedingungen im Pleistozän sprechen auch biologische Indizien. So sieht JÜRGENS (1991: 33) in den Expansions- und Kontraktionszyklen (respektive der Verschiebung von Grenzbereichen) der Florenzonen mögliche Erklärungen für die Evolution von extrazonalen Taxa der südnamibischen Sukkulenterkaroo-Flora. Tatsächlich ist die evolutive Entwicklung dieses Phänomens kaum anders zu erklären.

Das Untersuchungsgebiet Zentral-Namibia liegt genau zwischen den beiden oben (Tab. 1, S. 29) synoptisch gegenübergestellten Beispielsstationen. Die Verhältnisse im Namib-Randbereich dürften also im wesentlichen zwischen diesen beiden Extrema „pendeln“. Indizien für ehemals stärkeren Zylkonaleinfluß könnten demnach z. B. in Reliktfloraen gesehen werden. Ein höherer Anteil von gut mineralisiertem organischem Material in einem Reliktboden, z. B. unter einem Kolluvium könnte ebenfalls Hinweise auf zonale Verschiebungen bringen.

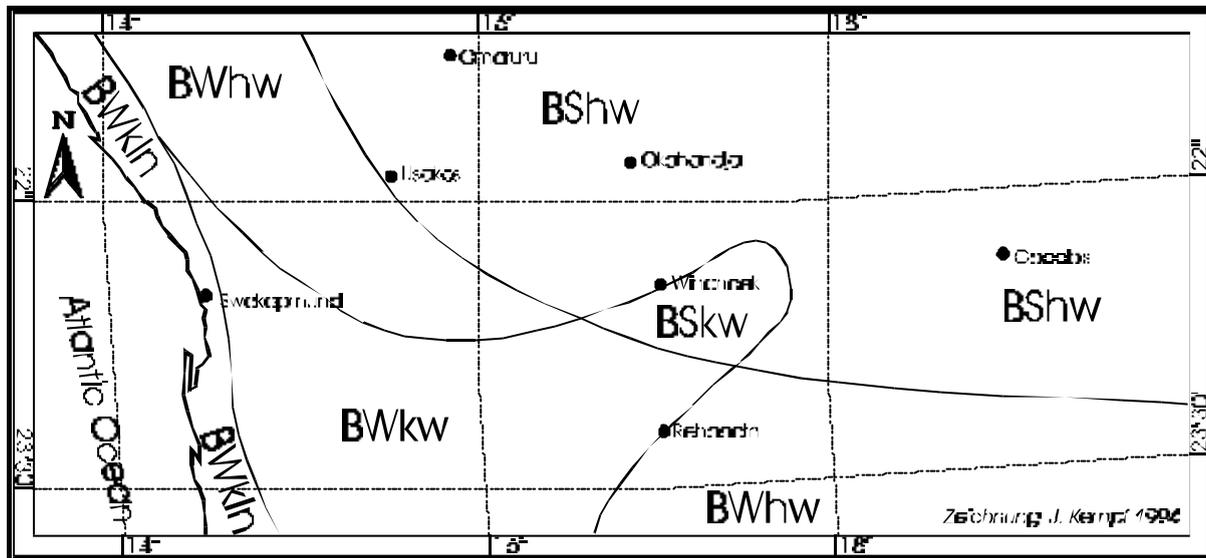
3.3 Charakteristische Parameter des aktuellen Klimas in Zentral-Namibia

Bei der Betrachtung des rezenten Morphomilieus und seiner Ökosysteme im zentral-namibischen Transekt spielen die aktuellen Klimaparameter als Ausdruck der Summe aller atmosphärischen Vorgänge eine tragende Rolle. Diese sind maßgebend für aktuelle Prozesse der Geomorphologie, Verwitterung und Bodenbildung, Stofftransport sowie Flora, Fauna und menschliche Besiedlungsgeschichte. Deshalb folgt hier eine kurze Charakterisierung des aktuellen Klimas anhand seiner meßbaren Parameter. Abgesehen von gelegentlichen Temperatur- und Niederschlagsmessungen wurden keine eigenen Messungen durchgeführt. Die hier vorgestellten Daten beziehen sich auf die Auswertungen verschiedener Landnutzer und des *Department of Water Affairs* sowie des namibischen *Weather Bureau (Department of Transport)* in Windhoek. Die Datenreihen vieler Landnutzer sind dabei oft über Jahrzehnte hinweg so detailliert, daß sie insgesamt einen sehr guten Einblick in die klimatische Situation, insbesondere was die Niederschläge betrifft, ermöglicht.

Eine synoptische Klimatologie Namibias existiert in der Literatur bisher leider nicht. Deshalb wird auch hier auf die umfassenden Studien von WALTER (1940), GELLERT (1955, 1962, 1966), SCHULZE (1969), TYSON (1969, 1980, 1986, 1990) und PRESTON-WHITE & TYSON (1988) verwiesen. Einen Überblick mit zahlreichen Karten gibt der Nationalatlas Namibias (VAN DER MERWE 1983). Daneben liegen einige lokale Studien vor, z. B. von PIKE (1971) für die Kalahari, HÜSER (1976) für den Erongo, BREUNIG (1990) für den Brandberg oder ENGERT (1992 unpubl.) für die Etosha-Region.

Der größte Teil des Untersuchungsraumes wird nach der Klassifikation von KÖPPEN (1923) von den heißen Steppen- bzw. Savannenklimate „BShw“ mit Sommerniederschlägen und einem Jahrestemperatur-Durchschnitt von über 18°C eingenommen (Karte 4). Nur in den höchsten Lagen des Khomas-Hochlands liegt das Temperaturmittel unter 18°C. Dort kommen auch regelmäßig heftige Fröste vor (s. u.). Nach Westen und Süden gehen diese Klimate in die Trocken- oder Wüstenklimate „BWh“ oder „BWk“ über, in denen nur in ein bis zwei Monaten die klimatische Trockengrenze überschritten wird. An der Küste herrschen die charakteristischen Klimate der Namib-Nebelwüste vor („BWkln“ mit Jahresdurchschnitt unter 18°C und einer Differenz von 10°-22°C zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Monatsmittel [„J“] sowie regelmäßigen Nebelvorstößen [„n“]). Die Namib-Klimate wurden von BESLER (1972) nochmals untergliedert (Kap. 4.2.1) in die Nebelwüsten-, Nebelwechselwüsten- und Vornamibklimate. Problematisch an der Klassifikation ist, daß von einfachen Parametern ausgegangen wird und dadurch etwa Orte wie

Rehoboth (Becken im Hochlandsbereich mit ca. 250 mm Jahresniederschlag und gelegentlichen Winterfrösten) und Arandis (in der Vollwüste mit ca. 50 mm Jahresniederschlag und absolut frostfrei) in die gleiche Klimazone eingeordnet werden. Ähnliches gilt für Paare wie Usakos und Dordabis oder Khorixas und Gobabis, die sich in klimatischer Ausstattung und Morphomilieu so stark unterscheiden, daß sie eigentlich nicht gleich zu klassifizieren sind.



Karte 4: Klimaregionen in Zentral-Namibia nach KÖPPEN (1923), vgl. VAN DER MERWE (1983: 23).

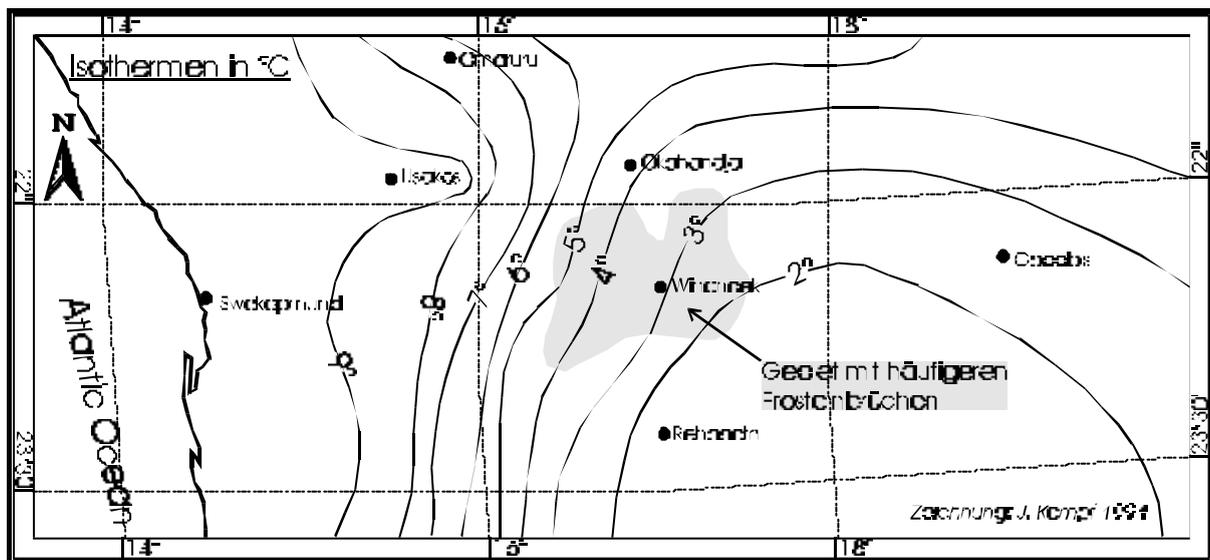
1.3.5 Temperatur

Nach LESER (1982: 89) treten die thermischen Verhältnisse in Namibia nirgendwo als limitierender Faktor auf. Kurze, aber bisweilen starke Nachtfroste bis zu -15°C werden von der Hochland-Vegetation vertragen. Extreme Fröste können aber in manchen Jahren in der Kalahari die Gehölzvegetation schädigen. So verloren während eines Feldaufenthalts in der Epukiro-Region (Mai 1993) bei einem Nachtfrost von -11°C (im Mikroklima) die Gelbholz-Bäume (*Terminalia sericea*) in einer kleinen Senke innerhalb weniger Stunden sämtliche Blätter, während die Vegetation außerhalb der Senke unbeeinflusst schien. Die Grenze für verstärkten Laubfall in der Kalahari liegt also bei ein- oder mehrmaligem Unterschreiten von Temperaturen um -8°C bis -10°C . Das Mikroklima hat also auch in der Kalahari gewisse Auswirkungen auf die organische Produktion und somit auf den Gehalt an mineralisiertem Humus im Boden.

Auf dem Hochland muß Frostsprennung als Verwitterungsprozeß einkalkuliert werden, obwohl die Beteiligung von Wasser gering ist. In manchen Jahren, wie z. B. im Winter 1994, gibt es bis zu 30 Frostwechsel mit relativ hohen Tagestemperaturen. Auch wenn es nicht zu Frost kommt, sind die Schwankungen im Tagesgang der Temperatur enorm. Die Schwankungsbreite kann im Windhoeker

Raum bis über 30°C betragen. Sie nimmt zum ozeanischen Bereich hin ab und mit zunehmender Kontinentalität noch zu. So beträgt zum Beispiel in Gobabis die gemessene absolute Minimaltemperatur -9,9°C und die absolute Maximaltemperatur 40,5°C (vgl. VAN DER MERWE 1983: 18; Schwankungsbreite über 50°C).

In ähnlicher Weise verhält sich der Monatsgang der Temperaturkurve, die in kontinentalen Einflußbereich eine ausgeprägte Saisonalität aufweist (Gobabis: Monatsdurchschnitt im Dezember 25,2°C und im Juli 12,9°C). In Swakopmund schwanken die Monatsmittel dagegen nur um etwa 4°C (14,0°C im August, 18,2°C im Februar).

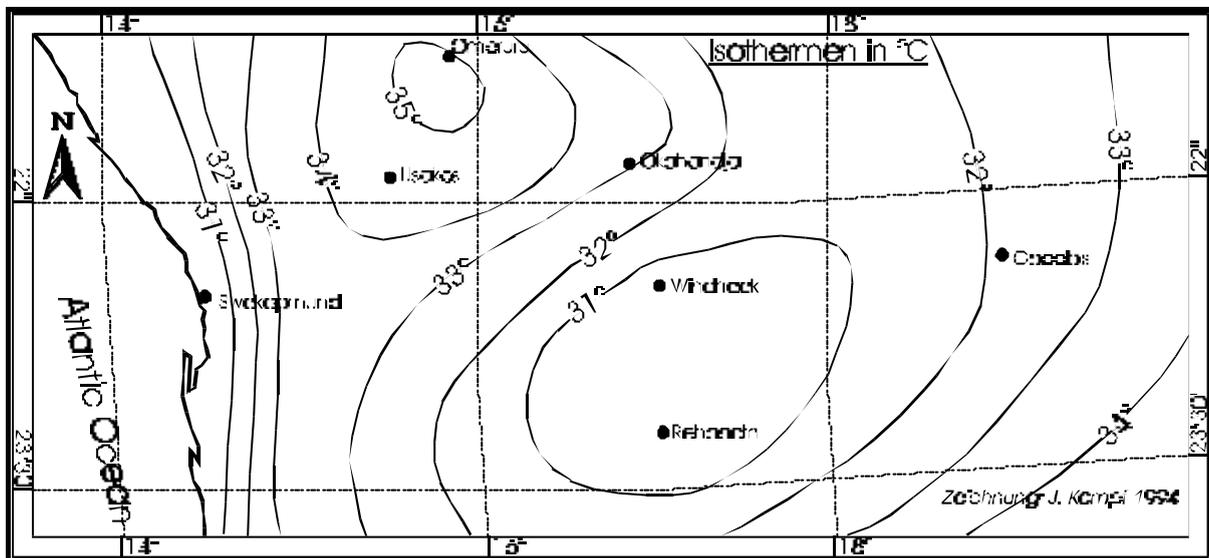


Karte 5: Durchschnittliches Tagesminimum im kältesten Monat in Zentral-Namibia (vgl. VAN DER MERWE 1983: 19). Die Isothermen zeigen eine deutliche Kontinentalität im Hinterland (Kalahari) mit zunehmendem ozeanischem Einfluß an der Küste. Im Bereich der sog. Randstufenlücke reicht der ozeanische Einfluß weit nach Osten. Die höchsten Regionen des Khomas-Hochlands weisen häufigere winterliche Nachtfröste auf.

Das Minimum der Tagesdurchschnittstemperatur beträgt im kältesten Monat (im Hochland Juni und Juli, an der Küste August) in den kontinentaleren Bereichen des östlichen Untersuchungsgebiets unter 2°C (Windhoek ca. 4°C), im ozeanischen Bereich etwa 10°C (Swakopmund ca. 9°C, vgl. Karte 5). An der Küste unterschreiten die tiefsten gemessenen Temperaturen den Gefrierpunkt nur extrem selten (tiefste jemals in Walvis Bay gemessene Temperatur: -3,9°C), während die Höchsttemperaturen 40°C überschreiten können (insbesondere bei Bergwind).

Bei den durchschnittlichen Tagesmaxima wirkt sich zusätzlich zur Kontinentalität die Höhenlage des Geostandorts aus. Insbesondere gilt dies für die heißesten Monate des Jahres. An der Namib-Küste liegt dann das Tagesmaximum durchschnittlich unter 31°C. Es steigt dann von der inneren Namib bis zu 34°C an und nimmt ab dem Bereich der Randstufe und auf dem Hochland wieder auf unter 31°C

ab, ehe ein erneuter Anstieg bis in die innere Kalahari erfolgt (Karte 6). Die Botswana-Grenzstation Buitepos in der Kalahari weist also im heißesten Monat durchschnittlich das gleiche Tagesmaximum auf wie die Namib-Station Gobabeb. Noch stärker sind diese doppelten Gradienten im Bereich der sog. Randstufenlücke, wo bei Omaruru die Tagesmaxima über 35°C betragen.



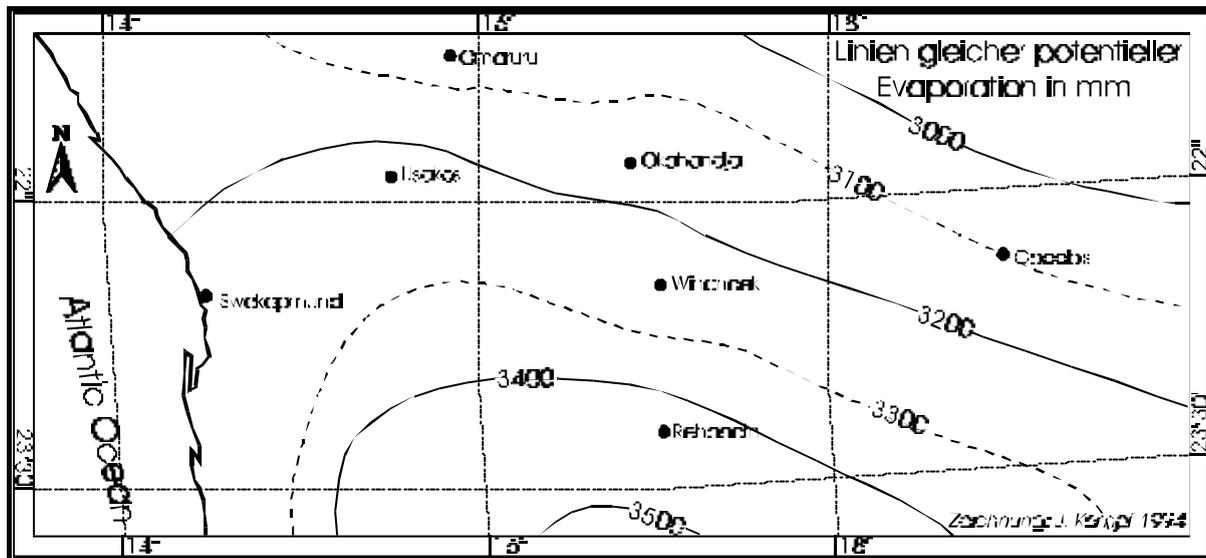
Karte 6: Durchschnittliches Tagesmaximum im heißesten Monat in Namibia (vgl. VAN DER MERWE 1983: 18). Die Kontinentalität kommt hier wesentlich schwächer zur Geltung wie bei den Minimaltemperaturen im kältesten Monat (vgl. Karte 5). Stattdessen spielt die Höhenlage eine gewichtigere Rolle.

Als Trockengebiet hat Namibia naturgemäß in allen Monaten eine lange durchschnittliche Sonnenscheindauer und damit hohe Strahlungsintensität und Energiezufuhr aufzuweisen. Dies wird nur durch die häufigen Nebelbrüche an der Küste modifiziert. Abseits der Küste werden lediglich in den Monaten der Regenzeit die durchschnittlichen Sonnenscheinwerte von ca. 10 Stunden pro Tag unterschritten.

1.3.6 Potentielle Evaporation und Evapotranspiration

Nach den Angaben des Department of Water Affairs (Windhoek) beträgt die potentielle Verdunstung von einer offenen Wasserfläche im Untersuchungsgebiet zwischen 2900 und 3500 mm jährlich (vgl. Karte 7 und Messungen bei LÜCK 1996: 42). Diese hohen Werte können von den Jahresniederschlägen in keiner Weise kompensiert werden. Nur wo der Niederschlag eine einigermaßen perennierende Vegetation ermöglicht (ab etwa 250 mm jährlich) werden diese Werte abgesenkt, so daß von einer etwas niedrigeren Evapotranspiration ausgegangen werden muß. Insgesamt weisen die Werte starke jahreszeitliche Schwankungen auf, mit sommerlichem Maximum

(Oktober bis Januar) und winterlichem Minimum (Mai bis Juli) auf dem Hochland (vgl. ZELLE in BOSS 1953: 8).

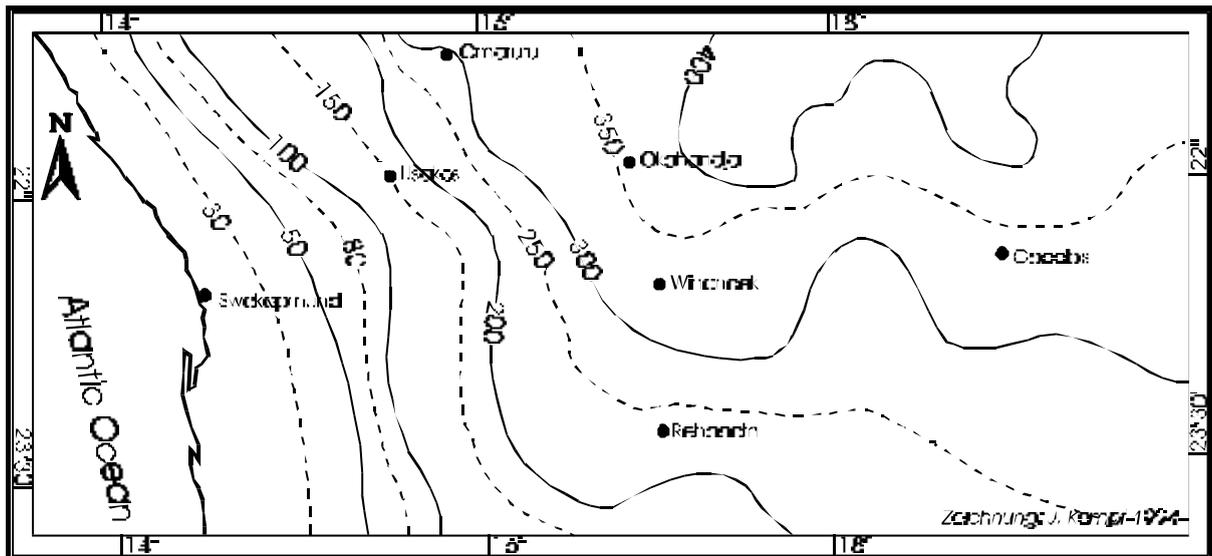


Karte 7: Potentielle Evaporation in Zentral-Namibia (vgl. VAN DER MERWE 1983: 15). Die Karte zeigt eine graduelle Zunahme der Evaporation von NW nach SE.

LÜCK (1997a: 39) ermittelte auf Basis von Class-A-Pan-Messungen des Department of Water Affairs, welche eine potentielle Evapotranspiration von $pETP \geq 3300 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ im Bereich des östlichen Omaruru-Einzugsgebiets ergaben, einen Ariditätsquotienten nach THORNTHWAITE & MATHER (1955) von $r = 5,1$. Daraus wird deutlich, daß nur ein relativ geringer Anteil aller Niederschläge überhaupt als Agens dem Morphomilieu zur Verfügung steht. Da in weiten Teilen des Untersuchungsgebiets Sommerniederschläge vorherrschen, ist die Wirkung der Evapotranspiration noch verstärkt. Zum einen ist die Infiltrationskapazität der Böden für intensive Zenitalregen zu gering, so daß es oft zu Oberflächenabfluß und stehendem Wasser kommt, zum anderen bewirken die hohen Temperaturen nach den Niederschlagsereignissen sofortige Verdunstung. In der Pedosphäre ist deswegen mit ab- und aufsteigenden Bodenwasserströmen zu rechnen.

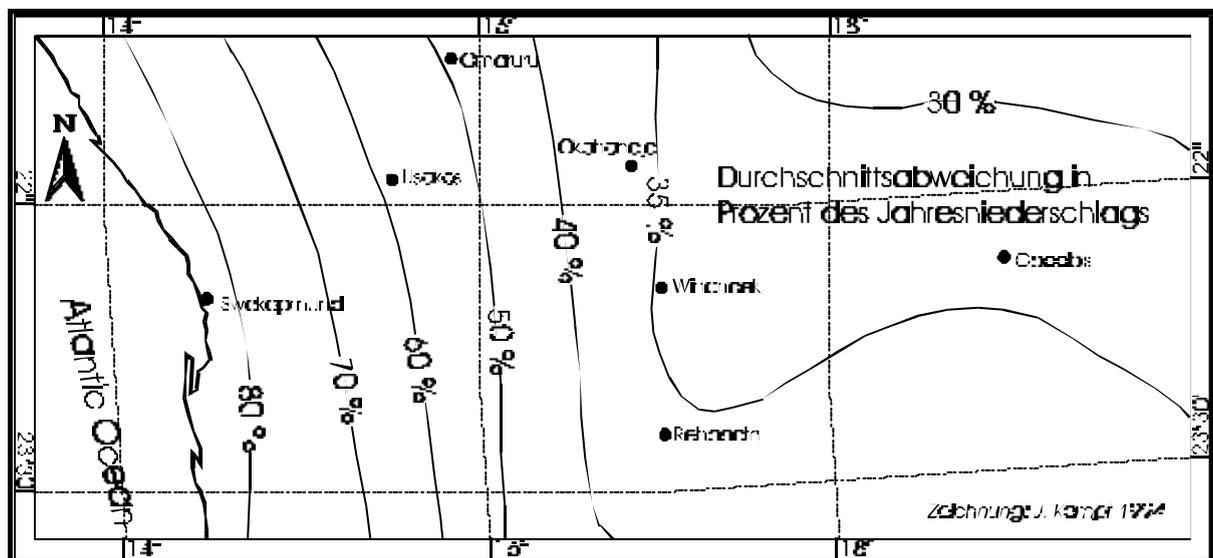
1.3.7 Niederschläge

In den Trockengebieten Namibias kommt dem Faktor Niederschlag besonders hohe Bedeutung zu. Das Untersuchungsgebiet reicht von der vollariden Namib im Westen mit nur wenigen Millimetern Niederschlag pro Jahr (davon das meiste als Nebelfeuchte) bis zur semi-ariden Kalahari mit durchschnittlich bis 450 mm saisonalem Regen. Die Isohyeten verlaufen in der Namib küstenparallel, biegen aber auf dem Hochland etwa ab dem Wendekreis in eine West-Ost-Richtung um (Karte 8).



Karte 8: Durchschnittlicher saisonaler Niederschlag in Zentral-Namibia (verändert nach VAN DER MERWE 1983: 10 und DEPARTMENT OF WATER AFFAIRS 1992).

Damit reichen die Niederschlagsregime von eremäisch (12 Trockenmonate) im Westen über hemoeremäisch in der Prä-Namib (8-11 Trockenmonate) bis zu xerochimienisch (1-8 Trockenmonate im Winter) auf dem Hochland und in der Kalahari. Entsprechend haben sich unterschiedliche Vegetationsformationen ausgebildet, deren Arten gemäß der Niederschlagsgradienten zunehmend an Trockenheit angepasst sind.



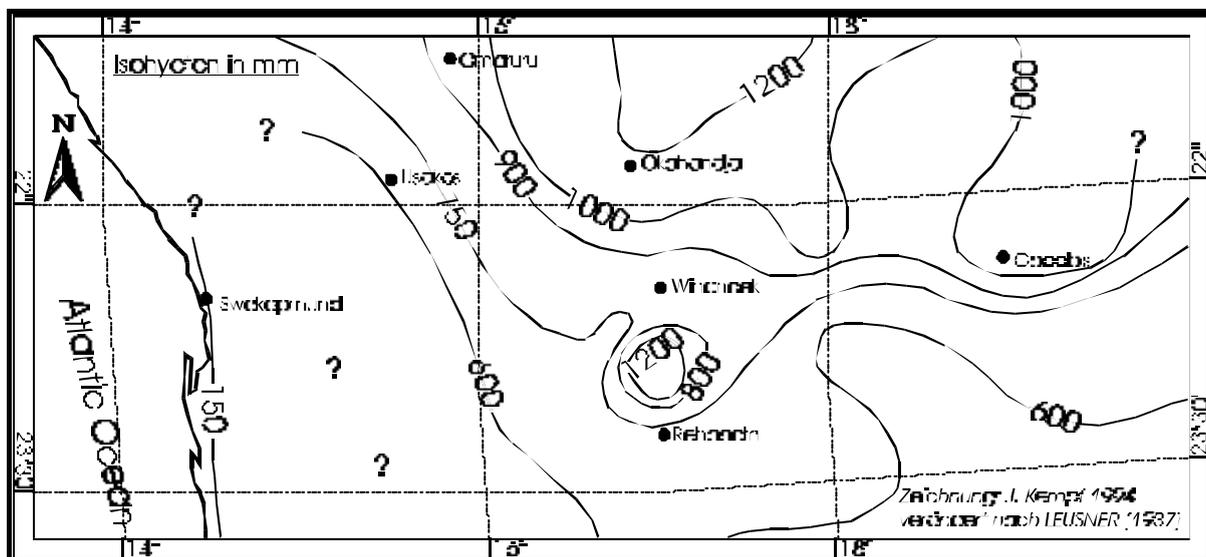
Karte 9: Niederschlagsvariabilität in Zentral-Namibia (vgl. VAN DER MERWE 1983: 12). Mit abnehmendem saisonalen Durchschnittsniederschlag nimmt die Variabilität (Abweichungsprozente vom Jahresdurchschnitt) zu. Diese mittleren Niederschläge sind einer hohen Variabilität unterworfen (Karte 9), das heißt sie weichen mengenmäßig sehr häufig und sehr hoch vom ermittelten statistischen Durchschnitt und auch vom Median ab. Beispielhaft sei dies anhand von Tabelle 3 dargestellt, die für einige Stationen in

Zentral-Namibia mit langjährigen Datenreihen den Durchschnittsniederschlag sowie Jahresminimum und -maximum auflistet (in mm):

Station	Meß-jahre	Jahresdurchschnitt [mm]	minimaler Jahresniederschlag	maximaler Jahresniederschlag
Swakopmund	95	15,8	0,0	158,9
Gobabeb	30	19,1	0,3	107,3
Usakos	51	145,5	20,5	367,1
Otjimbingue	82	166,7	36,6	809,6
Okahandja	104	359,0	138,1	1108,9
Rehoboth	112	244,1	43,5	716,4
Windhoek	108	365,9	112,0	763,8
Gobabis	96	369,1	124,3	1036,0

Tabelle 3: Durchschnittswerte des Niederschlags (nur komplette Meßjahre) und absolute Abweichungen (trockenste und feuchteste Jahressummen). [Quelle: Weather Bureau, Windhoek]

Die hohe Niederschlagsvariabilität hat zur Folge, daß das saisonale Wasserangebot extremen Schwankungen unterliegt und somit kein typisches Jahr oder „Normaljahr“ definiert werden kann. Besonders deutlich wird dies anhand von Karte 10, die den Isohyetenverlauf in einem extremen Feuchtjahr darstellt (vgl. Karte 8). In der Regenzeit 1933/34 trafen starke zenitale Niederschläge und starke ozeanisch-antizyklonale Niederschläge zusammen.



Karte 10: Isohyeten der extremen Regenzeit 1933/34 in Zentral-Namibia (verändert nach LEUSNER 1937: 423). In allen Regionen wurde der Jahresdurchschnittsniederschlag um über 200% überschritten, in der Namib teilweise sogar um 1000%.

In dieser Regenzeit kamen alle Riviere des Untersuchungsgebiets in mehreren Wellen über Monate hinweg kontinuierlich ab. Der Strand vor der Swakopmündung wurde um über 500 Meter nach

Westen verschoben, so daß die Swakopmunder Landungsbrücke mehrere Monate komplett auf dem Festland stand. Erst 1937 erreichte der Ozean wieder die Strandlinie von 1933 (vgl. STENGEL 1976). Solche extremen Überschreitungen des Mittelwertes sind aber sehr selten. An den meisten Niederschlagsmeßstationen östlich der 150-mm-Isohyete wird das langjährige Mittel in 80 bis 90 % aller Meßjahre um mehr als 10% verfehlt 10% Plus oder Minus gilt als Stabilitätsindiz in der Ökosystementwicklung, vgl. KEMPF 1994, 1988:13). Das bedeutet, daß das errechnete Mittel keinen aussagekräftigen Wert bildet, was die Niederschlagservartung betrifft. In den meisten dieser Jahre (je nach Station 60-70%) wird der Mittelwert erheblich unterschritten, jedes dritte bis vierte Jahr gilt als mehr oder weniger starkes Dürrejahr (Abb. 5).

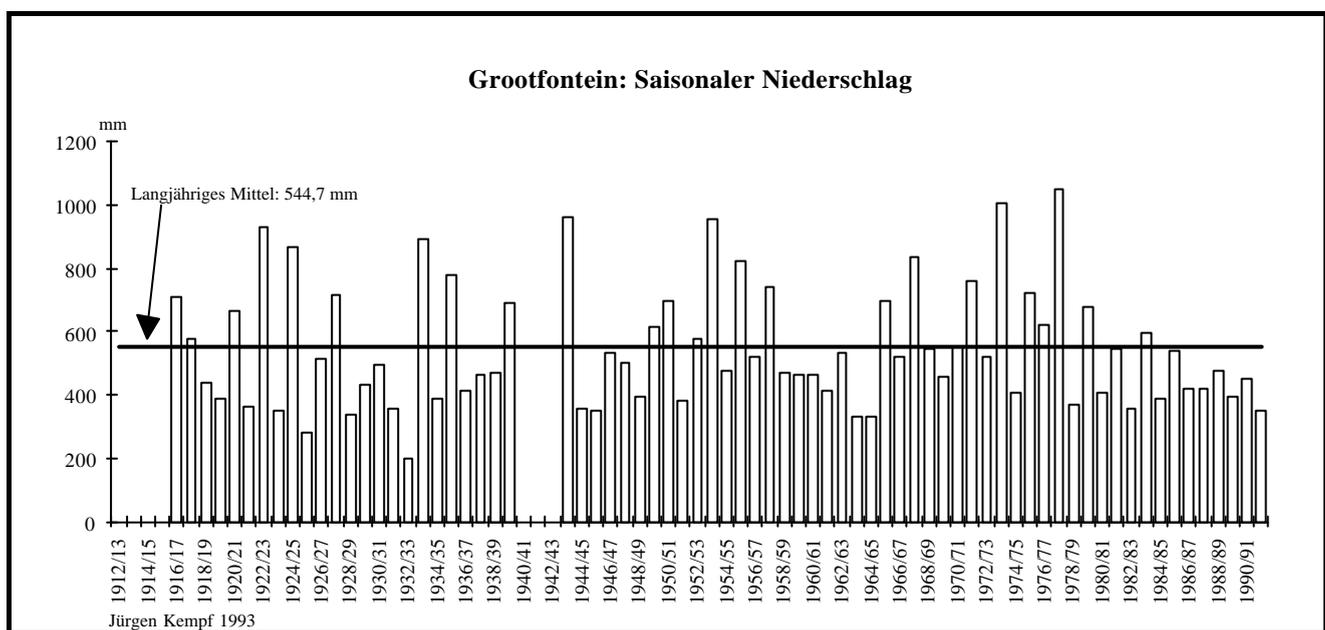


Abbildung 5: Langjähriger saisonaler Niederschlag, Station Grootfontein (Datenquelle: *Weather Bureau, Department of Transport, Windhoek*). In den meisten Jahren wird das Mittel deutlich unterschritten, in wenigen Jahren deutlich überschritten und in nur etwa 10% aller Jahre +/-10% erreicht.

Für die Ökosystementwicklung ist vor allem die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge von Bedeutung. So kann der Verlauf der Regenzeit die Ausbildung der Vegetation und damit auch die Morphodynamik nachhaltig beeinflussen. Niederschläge wirken besonders erosiv, wenn sie mit großer Intensität auf unbedeckten Boden treffen. Beginnt jedoch die Regenzeit im Oktober mit schwächeren Landregen, die ausreichen um die annuellen Gräser zu etablieren, so fallen die heftigen Sommer-niederschläge auch vegetationsbedeckten, gut durchwurzelten Boden. Dadurch wird der Abtrag erheblich behindert.

Der „ideale“ Verlauf einer Regenzeit ergibt sich durch die Zusammenstellung der mittleren Monatsniederschläge. Abb. 6 zeigt diese Monatsmittel zusammen mit den in den langjährigen Datenreihen verzeichneten absoluten Monatsmaxima und -minima.

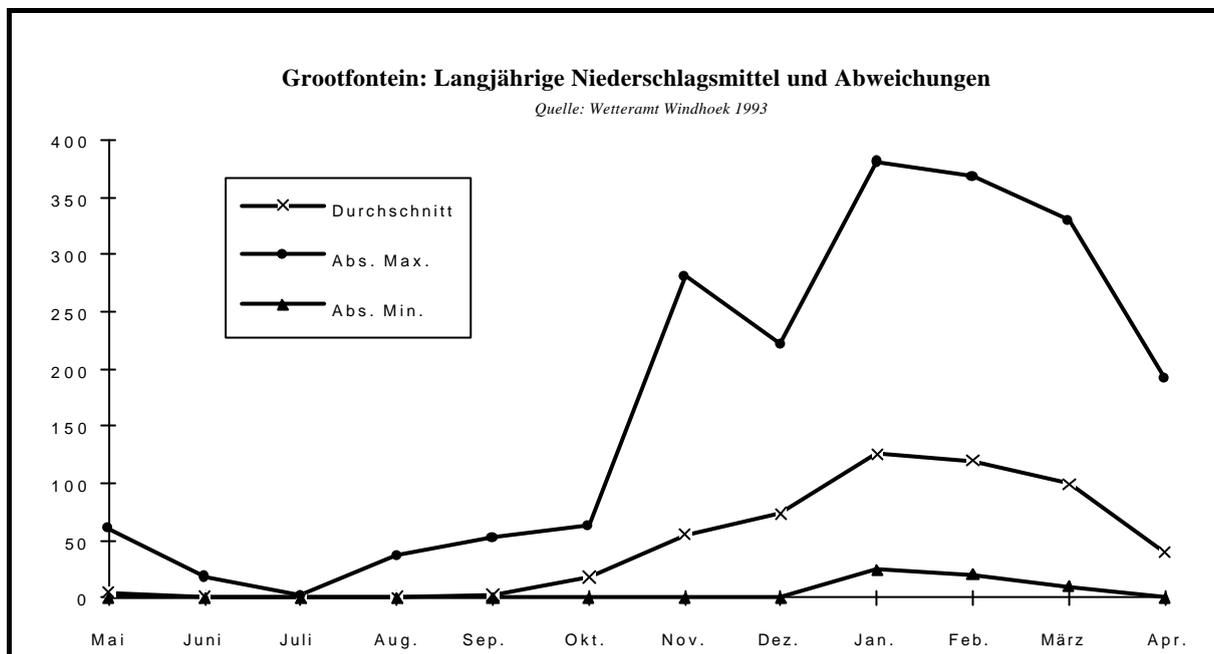
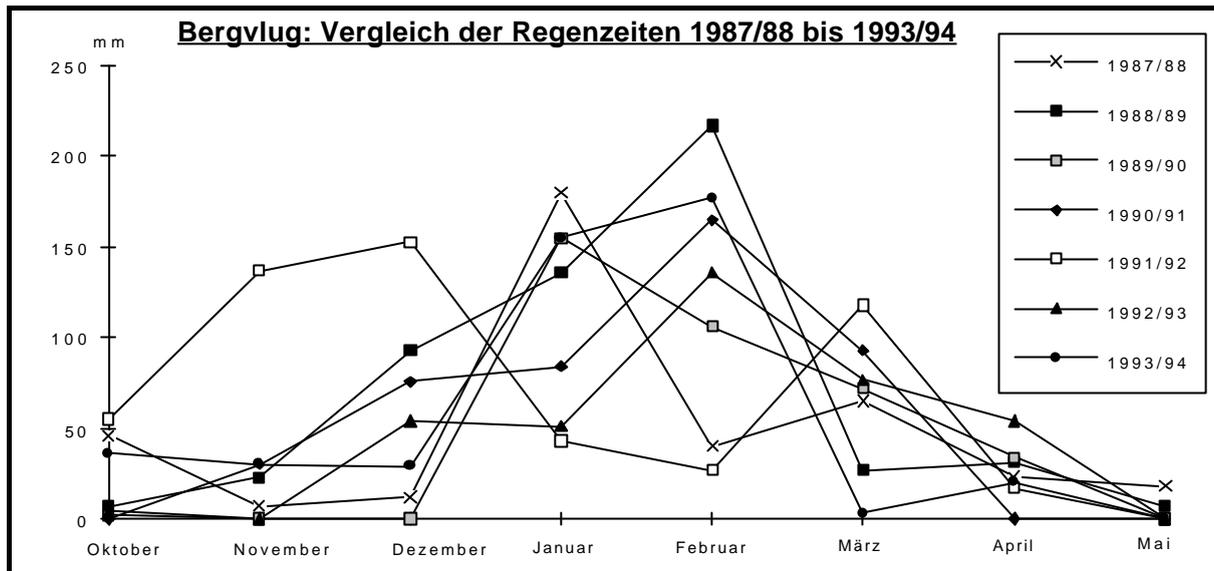


Abbildung 6: Idealverlauf der Niederschlagskurve (mittlere Linie), Station Grootfontein. Die obere Linie zeigt zum Vergleich die von 1912 bis 1994 gemessenen Monatsmaxima, die untere die Monatsminima. Im Jahr 1995 muß bei der Minimalkurve eine Korrektur angebracht werden, da im Januar 1995 kein Niederschlag in Grootfontein gemessen wurde. Alle Kurven zeigen die typische namibische Saisonalität mit einer „kleinen Regenzeit“ im Oktober und November, der großen Sommerregenzeit von Januar bis März und der langen Trockenzeit von April bis September.

Die aus Abb. 6 zu erschießende typische Saisonalität mit „kleiner“ und „großer“ Regenzeit sowie Trockenzeit ist in den wenigsten Jahren ausgeprägt. Sie manifestiert sich fast ausschließlich in den Mittelwerten. Zum Vergleich wurde in Abb. 7 der tatsächliche Verlauf einiger Regenzeiten dargestellt. Es zeigt sich, daß in allen betrachteten Stationen der Verlauf der jeweiligen Niederschlagssaison nur in groben Zügen mit der „idealen Regenzeit“ übereinstimmt. Dabei wurde festgestellt, daß die Monate Oktober bis April generell jeweils die niederschlagsreichsten sein können. In (fast) allen dieser Monate kann aber auch in manchen Jahren gar kein Niederschlag fallen, obwohl sie statistisch die feuchtesten sind. Dann gehören sie zu den niederschlagsärmsten Monaten.

So fielen an der Beispielstation Grootfontein z. B. im November 1967 mit 281,3 mm die höchsten Niederschläge von allen Monaten, während 1936 oder 1994 kein Novemberrniederschlag verzeichnet wurde. Wenn die Regenzeitmonate aber in manchen Jahren zu den regenreichsten in anderen Jahren zu den regenärmsten Monaten gehören, so ergeben sich für die Ökosystementwicklung beträchtliche Anpassungsprobleme.



Datenquelle: WeatherBureau, Department of Transport, Windhoek

Abbildung 7: Verlauf der Monatswerte von 7 aufeinanderfolgenden Jahren, Station Bergflug. Die Regenzeit 1988/89 verlief etwa in einer „Idealkurve“ mit kleiner und großer Regenzeit. Völlig konträr verlief dagegen die Niederschlagsperiode 1991/92, die bereits ein frühes Maximum im November und Dezember erreichte, in den statistisch regenreichsten Monaten Januar und Februar aber selbst hinter den Oktoberniederschlägen zurückblieb. Die ökologisch wichtige Hauptregenperiode war auf März beschränkt, als die früh aufkommende Bodenbedeckung wegen des Mangels zu Jahresbeginn bereits wieder erhebliche Dürreschäden aufwies. Die Folge war, daß trotz des weit überdurchschnittlichen Gesamtniederschlags von 550 mm (Durchschnitt: 387,8 mm, Median 376,0 mm) die Regenzeit 1991/92 an der Station Bergflug nur als mäßig eingestuft werden kann, weil die Vegetation aufgrund der Niederschlagsverteilung sich nicht ideal entwickeln konnte. Die starken Märznieerschläge wirkten zudem sehr erosiv auf den Boden der Hänge, weil die Vegetationsperiode im Januar unterbrochen wurde.

Die Station Bergflug bei Neudamm zeigt das gleiche Muster wie andere Stationen des Hochlands. Einheitliche Regenzeiten sind nicht ausgebildet. Stattdessen schwanken in allen Meßjahren die regenzeitlichen Monatsmittel um über 100-150 mm. Dabei fällt bei Abb. 7 auf, daß kaum jemals gleiche Monatssummen zustandekommen, sondern eine breite Streuung innerhalb der gesamten Schwankungsbreite auftritt. Zumindest für die Hauptregenzeit von Dezember bis März kommt also die ausgedehnte, uneinheitliche Schwankung nicht durch einzelne „Ausreißer“ (Extremjahre) zustande. Selbst bei längeren Meßreihen korrigiert sich dieses Bild nicht wesentlich als eine Konzentration in Richtung der Mittelwerte. Eine relative Glättung der Kurve tritt kaum auf. Dies bedeutet, daß selbst bei Durchsicht der längsten vorliegenden Datenreihen (Station Windhoek) im Einzeljahr kaum eine statistische Häufung der tatsächlichen kumulativen Monatsniederschläge in einem 20%-Intervall um den langjährigen Monatsmittelwert erkennbar ist. Abb. 8 belegt für einige Monate sogar das Gegenteil: Monatsniederschläge, welche in das 20%-Intervall um den langjährigen Durchschnitt fallen, sind vergleichsweise selten. Selbst Jahre, in denen der Mittelwert um über 100% überschritten wird, sind häufiger als „Normaljahre“. Noch wesentlich häufiger kommt es in allen Monaten zu weit unterdurchschnittlichen Niederschlägen, denn bei Einzelbetrachtung der Monate

müssen ca. 50-60% aller Jahre als extreme Dürrejahre gelten, in denen weniger als 50% des Jahresdurchschnittsniederschlags fällt. Ganz besonders gilt dies für die Monate, welche nicht direkt zur Hauptregenzeit zu rechnen sind (Oktober, November, April), da sie in ca. 10-30% aller Jahre keinen Regen erhalten.

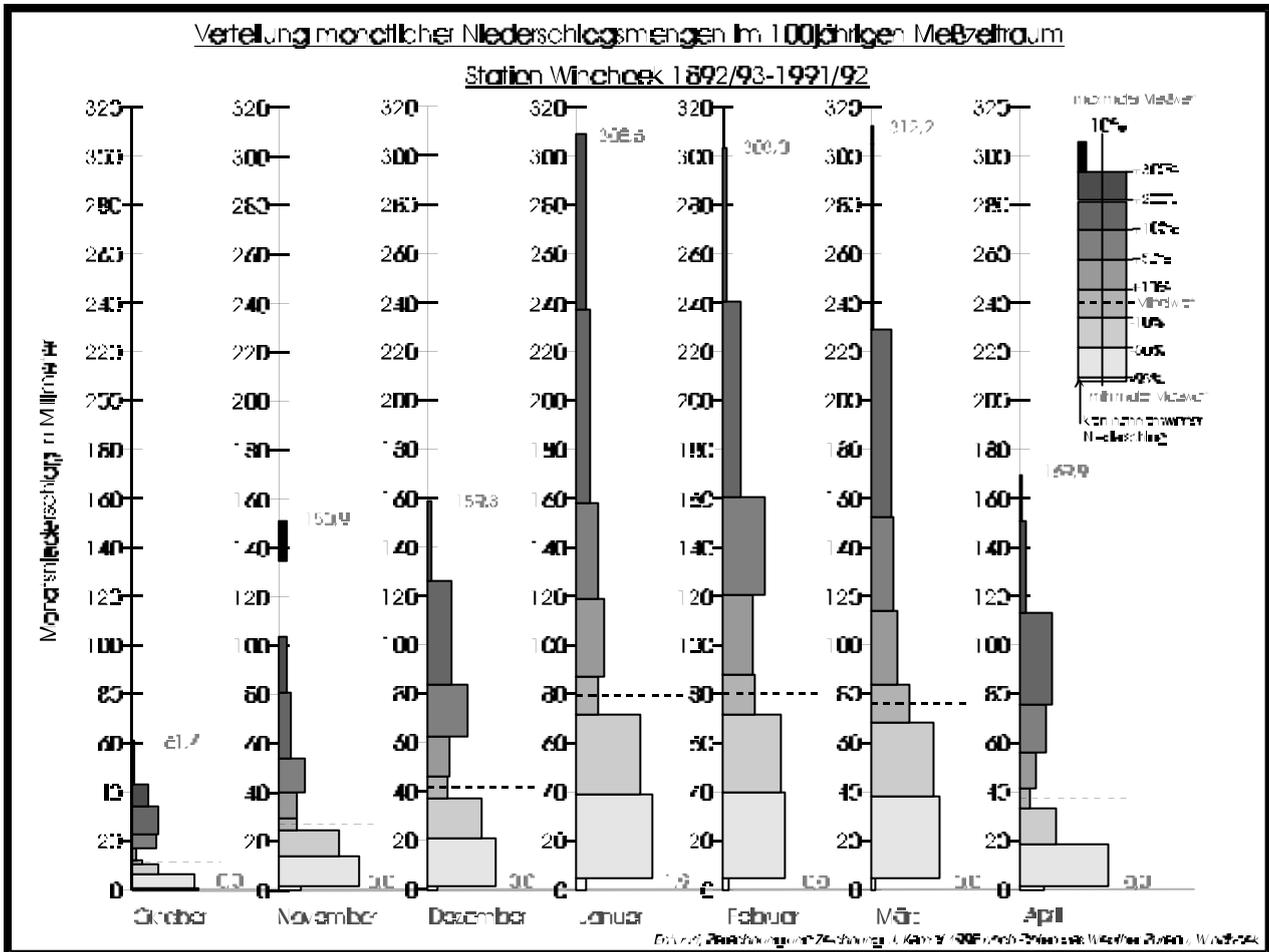


Abbildung 8: Verteilung monatlicher Niederschlagsmengen im 100jährigen Meßzeitraum (Station Windhoek). Die Balken geben die Häufigkeit an, in der bestimmte Niederschlagsmengen gemessen wurden. Der unterste Balken markiert die Anzahl der Jahre, in denen im jeweiligen Monat keinerlei nennenswerte Regenmengen gemessen wurden (Oktober < 0,5 mm, November und April < 1,0 mm, Dezember < 2,0 mm, Januar bis März < 5,0 mm). Der zweite Balken gibt die Anzahl der Jahre an, in denen weit unterdurchschnittliche Regen gefallen sind (weniger als 50% des langjährigen Mittelwertes). Der dritte Balken kennzeichnet unterdurchschnittliche Regenmengen, der vierte das 20%-Intervall um den Mittelwert und der fünfte mäßig überdurchschnittliche Regenjahre mit bis zu fünfzigprozentiger Überschreitung des Mittelwerts. Der sechste Balken gibt die Häufigkeit von Feuchtjahren an, in denen der langjährige Durchschnitt um 50-100% übertroffen wurde. Die weiteren Balken stehen für extreme Feuchtjahre mit über 100-, 200- und 300prozentiger Überschreitung. Die Ziffern am Kopf der jeweiligen Monatssäule geben den in den 100 Meßjahren ermittelten maximalen Monatsniederschlag an, diejenigen an der Basis den minimalen. Auffallend ist, daß in allen Monaten (außer Januar im Meßzeitraum) absolute Niederschlagslosigkeit vorkommt (im Januar 1995 fiel allerdings in Windhoek kein Regen).

Dieses Phänomen der „Mittelwerts-Irrelevanz“ scheint sich zu verstärken, je niedriger die durchschnittlichen Niederschläge liegen. So können nach obigen Berechnungen aus Daten der Windhoeker Wetterstation und den hier verwendeten Kriterien lediglich 4 % der Windhoeker

Oktoberniederschläge als „durchschnittlich“ bezeichnet werden, während gleiches immerhin für 13-15 % der Februar- und März-niederschläge gelten kann. Selbst das Intervall zwischen 50 % weniger und 50 % mehr Niederschlag als der Mittelwert, was einer sehr weit (zu weit) gefaßten Definition von „Normaljahr“ entsprechen dürfte, wird im Oktober nur in 17 % aller Jahre getroffen (dabei 11 % unterdurchschnittlich und nur 2 % überdurchschnittlich), gegenüber 51 % aller Jahre im März (48 % im Februar, 47 % im Januar). Dagegen müssen 53 % aller Oktober als Dürremonate gelten, da sie weniger als 50 % des langjährigen Durchschnittsniederschlags (oder gar keinen) erhalten. Selbst bei den Hauptregenmonaten Januar, Februar und März müssen 28-35 % aller Jahre als „extrem trocken“ und weitere 25 % als „trocken“ gelten. Oben erläuterte Daten begründen die Annahme, daß es sich in Namibia gegenwärtig um ein extrem „akzentuiertes“ Niederschlagsregime handelt. Es fällt (vereinfacht) entweder kein nennenswerter (ökologisch wirksamer) oder aber weit überdurchschnittlicher Regen. Ein ähnliches Muster, wenn auch etwas abgeschwächt, spiegelt sich neben den Monatsdaten auch in den Jahresdaten wieder (vgl. Abb. 9).

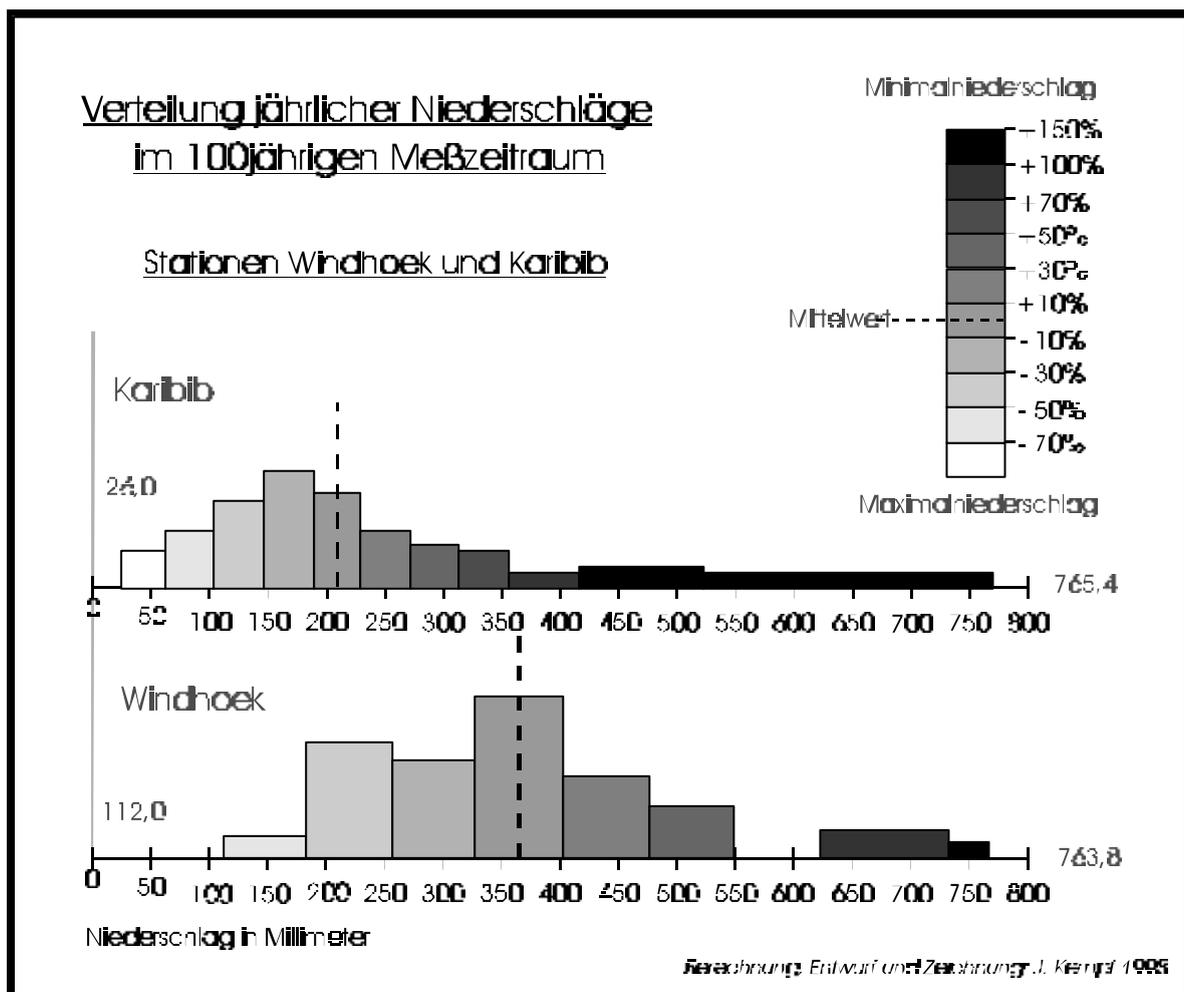
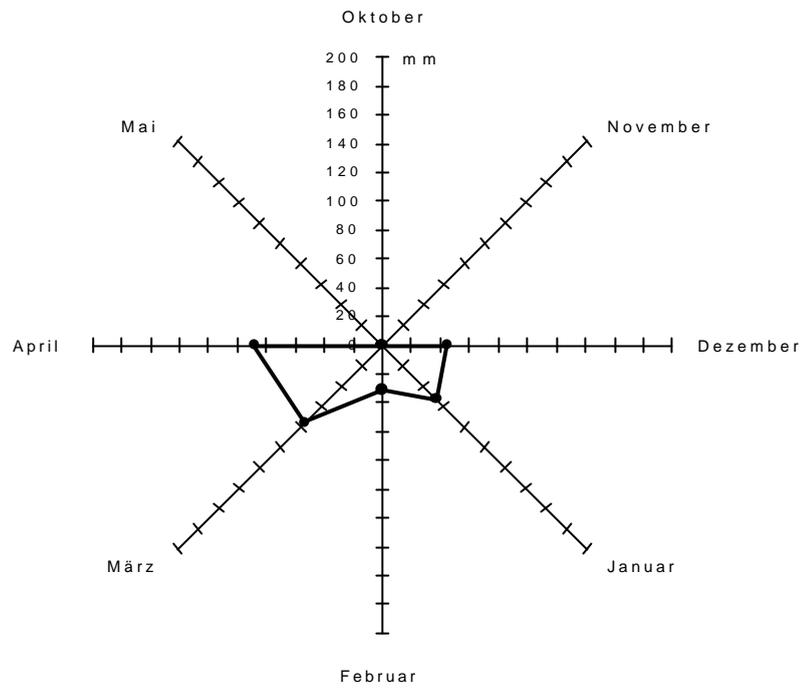
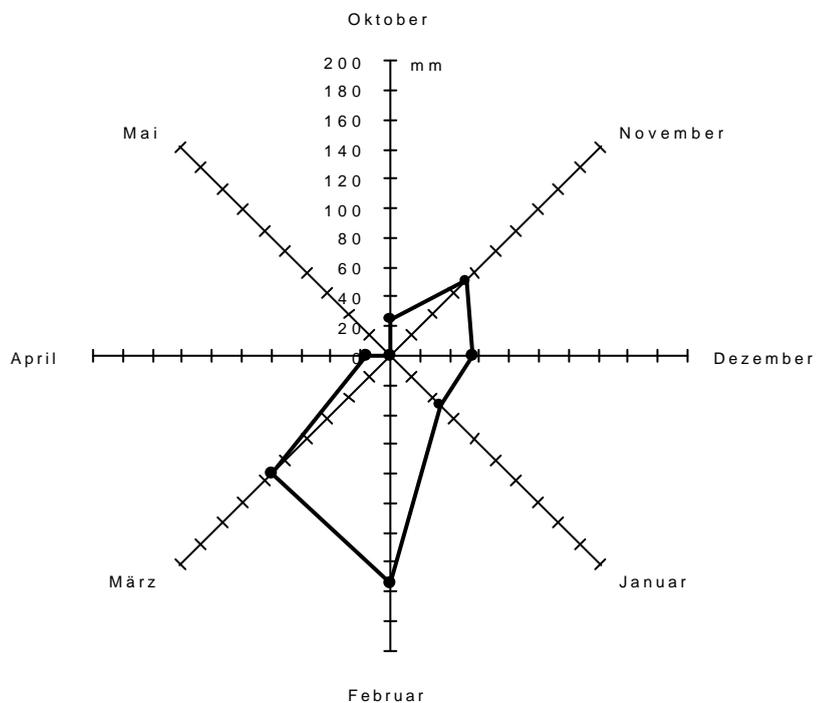


Abbildung 9: Verteilung jährlicher Niederschläge im 100jährigen Meßzeitraum an den Stationen Windhoek und Karibib. Normalverteilung ist nur angedeutet. Anteil der Trockenjahre überwiegt deutlich.



Entwurf und Zeichnung: Jürgen Kempf, 1996

Abbildung 10: Station Bergvflug, Niederschlagsdaten der Regenzeit 1954/55 (gesamt: 293 mm). Diese Niederschlags-saison ist gekennzeichnet durch den Ausfall der „kleinen Regenzeit“ in Oktober und November. Auch die Hauptniederschläge im Januar und Februar fielen schwach aus. Erst gegen Saisonende kam es zu ergiebigen Niederschlägen, die allerdings das ökologische Defizit der mangelhaften vorangegangenen Monate kaum kompensieren konnten und sehr erosiv wirkten, da sie auf kaum vegetationsbedeckten Boden trafen.



Entwurf und Zeichnung: Jürgen Kempf, 1966

Abbildung 11: Station Bergvflug, Niederschlagsdaten der Saison 1955/56 (gesamt: 482 mm). Typischer Verlauf einer überdurchschnittlichen Niederschlags-saison mit günstiger „kleiner Regenzeit“ und ergiebigen Hauptniederschlägen, die auf bereits gut bedeckten Boden fallen und daher gering erosiv wirken.

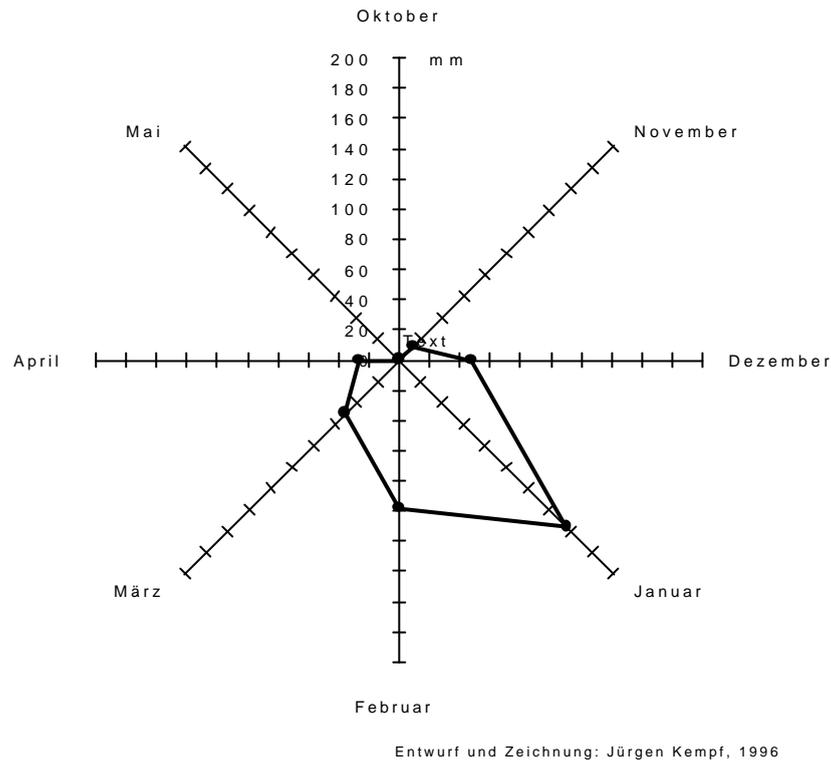


Abbildung 12: Station Bergflug, Niederschlagsdaten der Regenzeit 1956/57 (gesamt: 393 mm). Sehr erosiv wirkende, starke Januarniederschläge nach kaum ausgeprägter „kleiner Regenzeit“. Die extreme Ausprägung der Hauptperiode hatte nur geringen ökologischen Nutzen, da es zu starkem Oberflächenabfluß kam und nicht die gesamte Vegetationsperiode mit ausreichend Feuchtigkeit versorgt wurde.

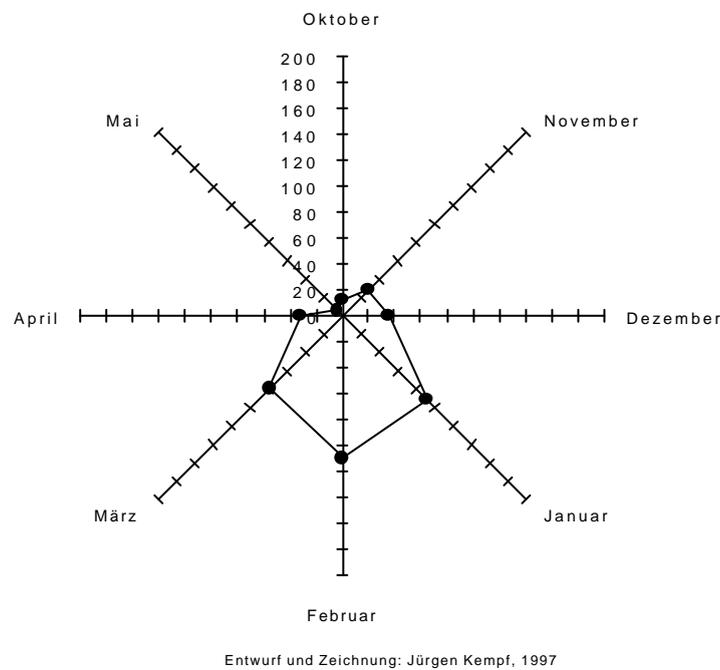


Abbildung 13: Station Bergflug, langjährige Niederschlagsmittelwerte der Einzelmonate (Gesamtdurchschnitt 394 mm). Typisch ist die „kleine Regenzeit“ im Oktober und November und die ausgeprägte Hauptregenzeit von Januar bis März. Ein ähnliches Niederschlagsmuster, das die durchschnittlichen Verhältnisse wiederspiegeln würde, war bisher in keinem Meßjahr annähernd zu verzeichnen. Das definierte „Normaljahr“ ist demnach rein hypothetisch zu betrachten.

Die Abbildungen 10 bis 12 stellen den Verlauf dreier zufällig ausgewählter aufeinanderfolgender Regenzeiten (1954/55, 1955/56 und 1956/57) dar. Sie unterscheiden sich sowohl im Verlauf als auch in den daraus folgenden morpho- und ökodynamischen Prozeßdeterminanten erheblich (vgl. auch Abb. 7). Tatsächlich weichen alle Regenzeiten von dem durch seine Mittelwerte definierten „Normaljahr“ (Abb. 13) erheblich ab und führen letztlich diese Definition *ad absurdum*. Die erheblichen Auswirkungen dieser Variabilität wurden bereits bei KEMPF (1994: 16-22) erläutert. Neben der typischen Variabilität wird die extreme Akzentuierung der Niederschläge in den Monatsdatenreihen besonders deutlich.

Auch bei Betrachtung der saisonalen Gesamtniederschläge in Abbildung 9 treten vergleichsweise selten Niederschlagssummen auf, die dem langjährigen Mittelwert grob entsprechen (vgl. KEMPF 1994: 20ff, 1998: 13f). Dies gilt vor allem für die „trockenen“ Stationen in Zentral-Namibia, also westlich des Escarpments. Allerdings erfolgt hier schon weit eher die zu erwartende Normalverteilung um den Mittelwert, als bei den Monatsniederschlägen. Der Scheitel der normalverteilten Niederschläge ist dabei vor allem bei den „trockeneren“ Stationen unter ca. 250 mm Jahresniederschlag (z. B. denjenigen westlich des Escarpments) durchweg deutlich zur trockeneren Seite verschoben. An der Station Karibib liegt er bei 167,3 mm (gegenüber 209,0 mm im langjährigen Durchschnitt). Dieser Medianwert liegt im Bereich des Niederschlags-Planungswerts, der nach der Methode von KEMPF (1994: 21 + Tab. 10 in Anh.) für Karibib 153,0 mm erbrachte (vgl. Tab. 4). Bei den Hochlandstationen, die generell höhere saisonale Niederschläge erhalten, ist auch der Medianwert stärker in Deckung mit dem tatsächlichen langjährigen Mittel. Auch diese Fakten lassen auf eine sehr starke Akzentuierung des Regenfalls schließen.

Tabelle 4 gibt für 64 ausgewählte Meßstationen Namibias mit langjährigen Datenreihen die Berechnung des Niederschlags-Planungswerts wieder. Dieser beruht auf der Berechnung eines „korrigierten Mittelwertes“ (KM), indem der übermäßige Oberflächenabfluß in Starkregenjahren bei der Mittelwertberechnung nur mit dem langjährigen Durchschnitt plus 10% berücksichtigt wird. Von KM wird noch ein Abweichungsquotient abgezogen, der die mittlere negative Abweichung in den Jahren angibt, in denen KM um mehr als 10% unterschritten wird (Dürrejahre). Aus dem Verhältnis von Planungswert zu langjährigem Mittel ergibt sich ein vereinfachtes Maß für die Niederschlagsvariabilität (RQ), das die wichtigsten steuernden Funktionen enthält (Anzahl der Dürrejahre, mittlere negative Abweichung bei Dürrejahren, Feuchtjahre mit übermäßigem Oberflächenabfluß und ökologischer Ungunst). So wird ein relatives Maß zur ökodynamischen Bewertung des Niederschlagsfaktors in Namibia gegeben.

Im einzelnen wird dieser Niederschlagsplanungswert (PW) wie folgt berechnet:

- Bestimmung des korrigierten Mittelwertes, der übermäßigen Oberflächenabfluß in Feuchtjahren nicht berücksichtigt, also aus der ökologischen Verfügbarkeit herausnimmt. Pauschal wird angenommen, daß in Jahren, welche mehr als 110 % des langjährigen Durchschnitts erhalten, der Überschuß als Oberflächenabfluß das Ökosystem verläßt. 10 % Schwankung um den Mittelwert gelten als ökologisch akzeptabel. Deswegen gehen Jahressummen dieser Feuchtjahre nur mit dem 1,1fachen des Durchschnitts in die Berechnung ein. Es läßt sich also folgende Formel zur Bestimmung des korrigierten Mittelwertes (P_K) in Tab. 4) aufstellen:

$$P_K = \frac{\sum_{i=1}^r P_i + \sum_{i=r+1}^n 1,1 \cdot P_i}{n} \quad \text{(Formel 1)}$$

Dabei ist: P = langjähriger Durchschnitt
 n = Anzahl der Meßjahre
 p = tatsächlicher Niederschlag im Meßjahr
 P_K = korrigierter Mittelwert
 p^- = tatsächlicher Niederschlag in Meßjahren mit $p \leq 1,1 \cdot P$
 p^+ = $P \cdot 1,1$ in Meßjahren mit $p > 1,1 \cdot P$

- Berechnung der mittleren negativen Abweichung (MNA) vom Mittel in Jahren mit $p \leq P_K$: Es fallen Meßjahre ins Gewicht, die um mehr als 10 % negativ von P_K abweichen. Diese werden als „Trockenjahre“ bezeichnet. Es gilt folgende Formel:

$$MNA = \frac{\sum_{i=1}^{n^-} (P_K - p_i)}{n^-} \quad \text{(Formel 2)}$$

Dabei ist: n^- = Anzahl der Meßjahre, in denen $p < 0,9 \cdot P_K$

- Berechnung der mittleren negativen Gesamtabweichung (MNGA, bezogen auf alle Meßjahre):

$$MNGA = MNA + \frac{MNA}{n} \quad \text{(Formel 3)}$$

- Berechnung des Planungswerts (PW):

$$PW = P_K - MNGA \quad \text{(Formel 4)}$$

- Berechnung des Variabilitätsindex (RQ):

$$RQ = \frac{MNA}{P_K} * 100 \quad \text{(Formel 5)}$$

- Bestimmung des Variabilitätsindex (RV):

$$RV \approx 100 - RQ \quad \text{(gerundet auf ganze Zahlen).}$$

Es gilt: Je höher RV, desto größer die Niederschlagsvariabilität.

Station	MJ	NS-Mittel	M + 10%	KM	KM - 10%	neg. J	% Tr. J.	MNA	MNGA	PW	RQ	RV
Andara Mission	51	598,0	657,8	540,8	486,7	18	35,29	68,5	24,2	516,6	86,39	14
Aranos	44	207,2	227,9	176,4	158,8	14	31,82	57,6	18,3	158,1	76,29	24
Ariamsvlei	65	124,2	136,6	102,2	92,0	26	40,00	25,9	10,4	91,8	73,95	26
Aroab	64	167,5	184,3	139,1	125,2	25	39,06	34,9	13,6	125,5	74,91	25
Aus (WR)	72	85,3	93,8	66,1	59,5	26	36,11	26,6	9,6	56,5	66,23	34
Berseba	51	140,6	154,7	114,3	102,9	21	41,18	35,9	14,8	99,5	70,78	29
Bethanien (z. T. WR)	91	115,1	126,6	92,2	83,0	34	37,36	27,3	10,2	82,0	71,24	29
Bunja	39	534,0	587,4	480,9	432,8	13	33,33	91,0	30,3	450,6	84,38	16
Diaz Point (WR)	69	17,1	18,8	12,3	11,1	31	44,93	5,0	2,2	10,1	58,79	41
Dordabis	66	313,4	344,7	270,5	243,5	22	33,33	72,2	24,1	246,4	78,63	21
Gibeon	76	171,0	188,1	136,2	122,6	30	39,47	37,1	14,6	121,6	71,08	29
Gibeon Reserve	54	177,5	195,3	142,9	128,6	20	37,04	37,2	13,8	129,1	72,74	27
Gobabeb	30	19,1	21,0	12,7	11,4	13	43,33	5,6	2,4	10,3	53,79	46
Gobabis	90	369,1	406,0	327,8	295,0	27	30,00	81,6	24,5	303,3	82,18	18
Gochas	44	190,8	209,9	164,5	148,1	17	38,64	33,3	12,9	151,6	79,47	21
Grootfontein	73	544,7	599,2	486,8	438,1	26	35,62	68,3	24,3	462,5	84,90	15
Hochfeld	43	412,8	454,1	369,5	332,6	12	27,91	67,1	18,7	350,8	84,97	15
Kalkfeld	49	377,7	415,5	325,3	292,8	19	38,78	79,1	30,7	294,6	78,01	22
Kalkrand	39	157,8	173,6	127,0	114,3	15	38,46	38,9	15,0	112,0	71,00	29
Kamanjab	52	311,7	342,9	277,5	249,8	17	32,69	53,7	17,6	259,9	83,40	17
Karasbura WR	70	121,2	133,3	97,8	88,0	26	37,14	28,5	10,6	87,2	71,96	28
Karibib	82	209,0	229,9	172,0	154,8	29	35,37	53,7	19,0	153,0	73,21	27
Katima Mulilo	38	708,4	779,2	645,0	580,5	13	34,21	93,9	32,1	612,9	86,52	13
Keetmanshoop	43	160,2	176,2	129,5	116,6	17	39,53	37,1	14,7	114,8	71,68	28
Khorixas	37	216,4	238,0	191,5	172,4	10	27,03	58,5	15,8	175,7	81,19	19
Koes	44	162,8	179,1	129,8	116,8	16	36,36	36,1	13,1	116,7	71,67	28
Leonardville	62	239,2	263,1	200,8	180,7	22	35,48	43,9	15,6	185,2	77,43	23
Maltahöhe	88	168,3	185,1	132,5	119,3	36	40,91	40,7	16,7	115,9	68,84	31
Neudamm	36	377,7	415,5	344,1	309,7	10	27,78	67,2	18,7	325,4	86,16	14
Nkurenkuru	48	597,6	657,4	566,0	509,4	16	33,33	67,9	22,6	543,4	90,92	9
Okahandja	92	359,0	394,9	314,3	282,9	33	35,87	66,2	23,7	290,6	80,93	19
Okandiose	32	381,0	419,1	347,0	312,3	10	31,25	58,6	18,3	328,7	86,27	14
Okatiho	64	367,0	403,7	313,5	282,2	26	40,63	66,9	27,2	286,3	78,02	22
Okaukuejo	60	380,7	418,8	346,0	311,4	19	31,67	58,9	18,7	327,3	85,99	14
Omatienne	51	428,9	471,8	384,1	345,7	15	29,41	78,8	23,2	360,9	84,15	16
Ombalantu	51	453,1	498,4	389,8	350,8	16	31,37	102,9	32,3	357,5	78,90	21
Oniipa	52	458,7	504,6	412,9	371,6	16	30,77	73,5	22,6	390,3	85,08	15
Oranienmund (WR)	52	51,6	56,8	41,7	37,5	17	32,69	18,0	5,9	35,8	69,41	31
Oshakati	24	412,3	453,5	365,3	328,8	6	25,00	132,1	33,0	332,3	80,59	19
Oshiqambo	49	436,1	479,7	407,9	367,1	16	32,65	50,4	16,5	391,4	89,76	10
Otavi	64	532,5	585,8	488,7	439,8	17	26,56	74,6	19,8	468,9	88,05	12
Otjimbingue	75	166,7	183,4	134,6	121,1	29	38,67	41,9	16,2	118,4	71,02	29
Otiwarongo	68	451,8	497,0	412,8	371,5	20	29,41	80,9	23,8	389,0	86,10	14
Otiwasandi	25	311,7	342,9	276,2	248,6	10	40,00	36,1	14,4	261,8	83,98	16
Otiwasando	25	411,9	453,1	372,8	335,5	9	36,00	32,3	11,6	361,2	87,68	12
Otjio	88	418,8	460,7	376,6	338,9	29	32,95	78,0	25,7	350,9	83,79	16
Rehoboth	85	244,1	268,5	203,8	183,4	32	37,65	62,0	23,3	180,5	73,93	26
Rohrbeck	31	213,2	234,5	179,9	161,9	10	32,26	50,0	16,1	163,8	76,82	23
Rundu	51	589,3	648,2	548,4	493,6	14	27,45	94,4	25,9	522,5	88,66	11
Sandveld Versuchsfl.	23	421,6	463,8	374,4	337,0	9	39,13	58,3	22,8	351,6	83,39	17
Sesfontein	24	95,4	104,9	71,7	64,5	10	41,67	24,6	10,3	61,5	64,41	36
Stamriet	34	114,7	126,2	79,0	71,1	19	55,88	22,9	12,8	66,2	57,72	42
Swakopmund	73	15,8	17,4	10,7	9,6	36	49,32	4,6	2,3	8,4	53,36	47
Tses	59	125,9	138,5	96,7	87,0	21	35,59	36,3	12,9	83,8	66,54	33
Tsumeb	75	524,5	577,0	479,4	431,5	23	30,67	82,8	25,4	454,0	86,56	13
Tsumkwe	25	482,6	530,9	426,9	384,2	11	44,00	56,4	24,8	402,1	83,32	17
Usakos	44	145,5	160,1	120,8	108,7	16	36,36	36,6	13,3	107,5	73,88	26
Warmbad	73	89,1	98,0	73,0	65,7	29	39,73	20,0	7,9	65,1	73,01	27
Wilhelmstal	60	310,0	341,0	266,9	240,2	19	31,67	79,5	25,2	241,7	77,98	22
Windhoek	101	365,9	402,5	326,3	293,7	31	30,69	72,0	22,1	304,2	83,14	17
Windhoek-Airport	26	378,3	416,1	343,6	309,2	8	30,77	87,7	27,0	316,6	83,69	16
Windhoek Convent	52	367,4	404,1	332,0	298,8	18	34,62	62,8	21,7	310,3	84,45	16
Windhoek Wasserw.	20	251,8	277,0	221,6	199,4	5	25,00	65,0	16,3	205,4	81,55	18
Witvlei	52	320,8	352,9	289,0	260,1	16	30,77	65,3	20,1	268,9	83,82	16

Tabelle 4: Berechnung des Niederschlagsplanungswerts nach KEMPF (1994: 21 + Tab. 10 im Anh.) für 64 ausgewählte Stationen Namibias, für die langjährige Datenreihen vorliegen. MJ = Meßjahre, NS-Mittel = langjähriger Durchschnittsniederschlag, KM = korrigiertes Mittel, neg. J. = Anzahl Jahre, die KM um mehr als 10 % unterschreiten, % Tr. J. = Anteil der Trockenjahre, MNA = mittlere negative Abweichung, PW = Planungswert, RQ = Abweichungskoeffizient von NS-Mittel (vgl. auch Abb. 24 im Anhang).

Der ermittelte Planungswert repräsentiert wesentlich häufiger eintretende Werteklassen als das langjährige Mittel. Dabei fällt auf, daß die „trockeneren“ Stationen sowohl eine häufigere als auch eine dann jeweils stärkere negative Abweichung vom korrigierten Mittelwert aufweisen als „feuchtere“ Stationen (Abb. 14). Sie gleichen in ihrem Verteilungsmuster also demjenigen der „trockeneren“ Regenzeitmonate (in allen Stationen). Vereinfacht: „Trockene“ Meßstationen (unter ca. 250 mm im Jahr) weisen ein ähnliches Verteilungsmuster der Niederschläge auf wie die Oktober- oder Aprilverteilung in Abb. 8; die „Mittelwerts-Irrelevanz“ und damit die Akzentuierung der Niederschläge nimmt erheblich zu. Bei einer Verschiebung des Großklimas zur trockenen Seite hin, etwa in pleistozänen oder holozänen Trockenphasen, ist im Sommerregenschirm mit einer erheblichen Zunahme der Akzentuierung zu rechnen.

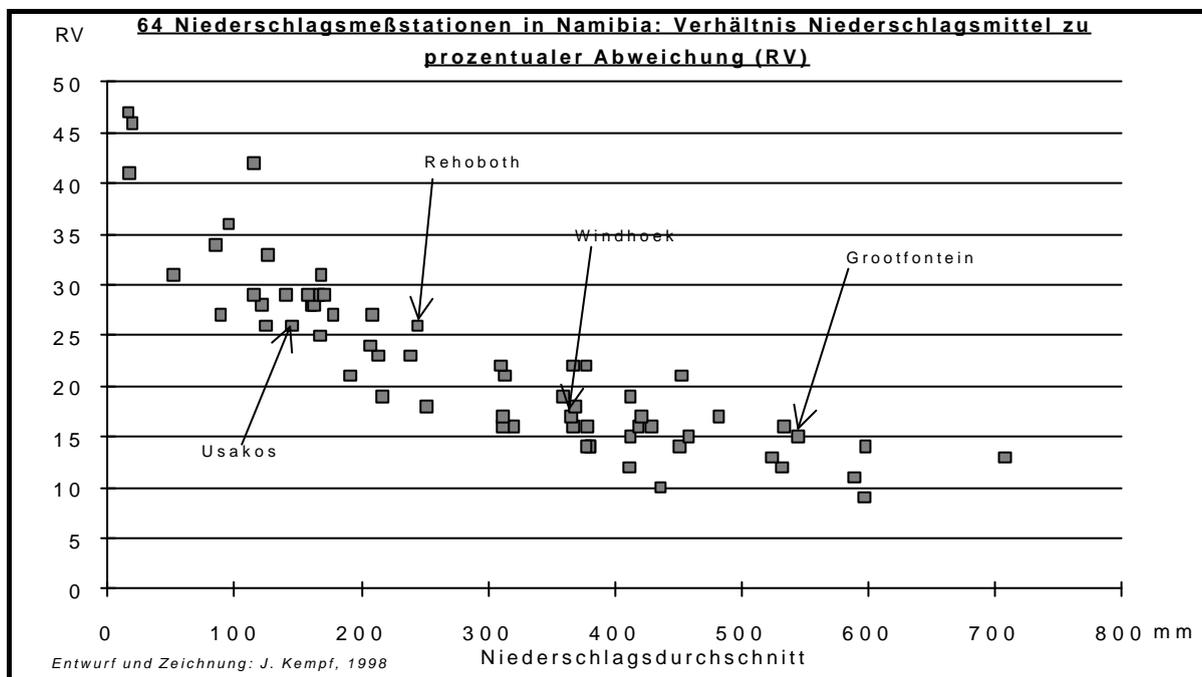


Abbildung 14: Verhältnis von langjährigem Niederschlagsmittel zu prozentualer Abweichung des Niederschlags-Planungswerts (RV, vgl. Tab. 4). „Trockenere“ Stationen zeigen eine stärkere Abweichung von RV zu NS-Mittel und damit eine höhere Variabilität und stärkere Akzentuierung im Niederschlagsregime. Bei feuchteren Stationen ist dagegen auch die Akzentuierung abgeschwächt. Sie erhalten mit höherer Regelmäßigkeit eine bestimmte Regenmenge, die vergleichsweise nahe am Mittelwert liegt.

Für die Betrachtung der Morphodynamik in den folgenden Kapiteln kann dieses Faktum hinsichtlich der Abschätzung von Prozessen der Bodenbildung, Materialtransport und Sedimentation von Bedeutung sein. Das gilt sowohl für die Extrapolation einer veränderten (abgeschwächten oder verstärkten) Akzentuierung des Niederschlagsregimes in Pleistozän und Holozän, wie auch für eine hypothetische Verschiebung von klimatischen Zonen. Ohne die Berücksichtigung des klimatischen Faktors mit thermischer Komponente und den Niederschlagsmustern ist eine morphologische Klassifizierung nicht denkbar.

So schließen beispielsweise u. a. EITEL et al. (1999: 26) anhand der grobklastischen Ablagerungen im Ugab-Tal, welche die sog. Ugab-Terrassen aufbauen, auf stark akzentuierte Niederschläge mit hochturbulenten Abflußereignissen im Hinterland der Namib zur Zeit der Ablagerung. Aufgrund der oben ausgeführten Analysen ist aber festzustellen, daß eine noch stärkere Akzentuierung als beim gegenwärtigen Regime kaum mit erheblich höheren Niederschlägen einhergehen kann. Stattdessen geht anscheinend starke Akzentuierung eher mit einer Verschiebung zur trockenen Seite einher (seltene, aber heftige Zenitalregen mit turbulentem Abfluß). Bei Erhöhung der Anzahl heftiger Niederschläge, wie heute in Namibia bei einem West-Ost-Transekt zu beobachten, kommt es infolge einer Abschwächung der Variabilität zu einer positiven Anpassung der Vegetationsdecke und zur Verringerung der Intensität von Abflußereignissen. Dieser Fragenkreis wird bei der paläoklimatischen Deutung der entsprechenden Ablagerungen diskutiert. Im folgenden wird anhand der Tagesdaten der tatsächliche akzentuierte Energie-Input durch Niederschlagsereignisse erläutert. Als „akzentuiert“ wird ein Niederschlagsregime bezeichnet, wenn bezogen auf einen langen Zeitraum ein großer Anteil des Regens mit hoher Intensität fällt. Je mehr vom Gesamtniederschlag einer Station in Form von intensiven Gewitterregen gemessen wird, desto akzentuierter ist das Regime. Für Namibia liegen einige Datenreihen zur Niederschlagsintensität vor.

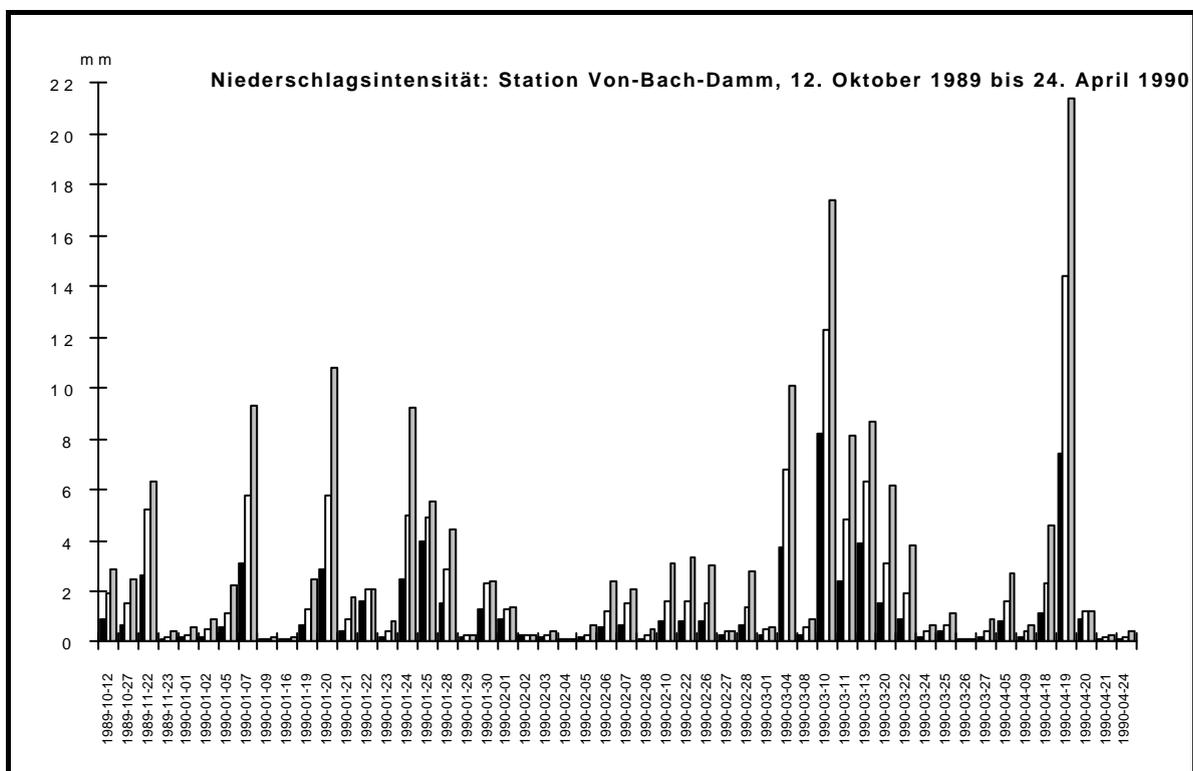


Abbildung 15: Gemessene Niederschlagsintensität an der Station Von-Bach-Damm bei Okahandja in der Regenzeit 1989/90. Die Balken geben die Regenmenge nach 15 Minuten (schwarz), nach 30 Minuten (weiß) und nach 60 Minuten (grau) an [Datenquelle: *Department of Water Affairs, Windhoek*].

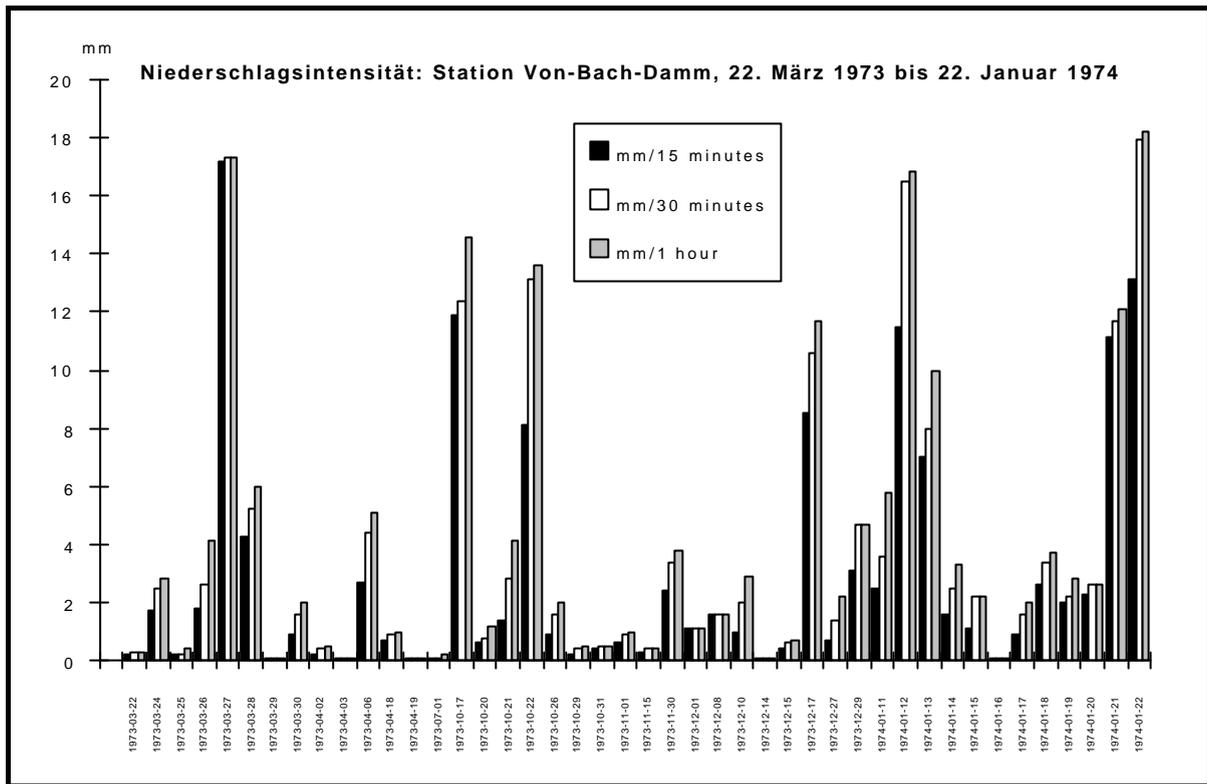


Abbildung 16: Gemessene Niederschlagsintensität an der Station Von-Bach-Damm in der späten Regenzeit 1973 und der „kleinen Regenzeit“ 1973/74. Besonders deutlich wird, daß außerhalb der Hauptregenzeit in der Regel bei allen Niederschlagsereignissen mehr als drei Viertel der Regenmenge in den ersten 15 Minuten fallen.

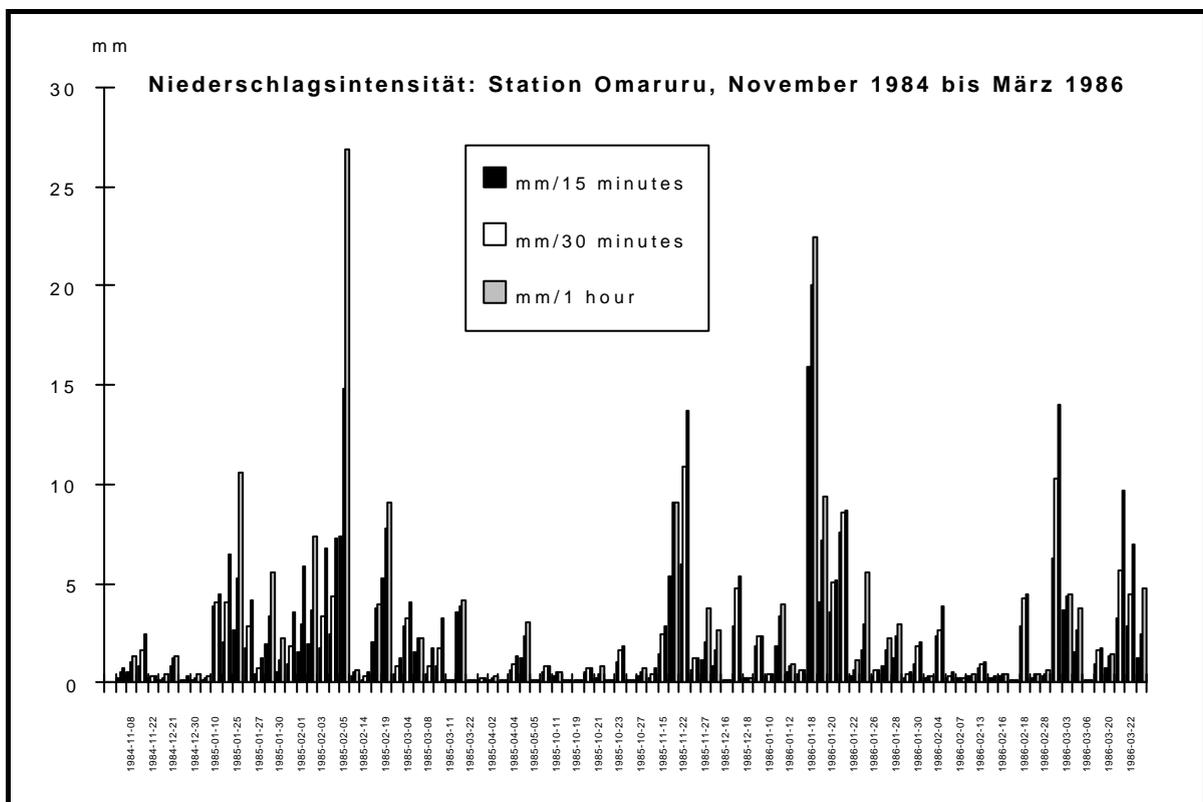


Abbildung 17: Gemessene Niederschlagsintensität an der („trockeneren“) Station Omaruru in den Regenzeiten 1984/85 und 1985/86 nach Daten des *Department of Water Affairs* (Windhoek). Sowohl in Hauptregenzeit, wie auch in „kleiner Regenzeit“ ist der Großteil der Niederschläge als sehr intensiv bis intensiv zu bezeichnen.

In Abb. 15, 16 und 17 ist jeweils das intensivste Niederschlagsereignis eines Regentages im Meßzeitraum dargestellt. Weniger intensive Regen am gleichen Meßtag blieben unberücksichtigt. Abb. 15 zeigt, daß weniger als die Hälfte aller Niederschlagsereignisse als besonders intensiv bezeichnet werden können. Typische Gewitterregen weisen eine Intensität von über 10 mm in der ersten halben Stunde auf. Extremereignisse mit einer Intensität von über 20 mm in den ersten 15 Minuten treten vergleichsweise selten auf, tragen dann aber erheblich zum kumulativen Jahresniederschlag bei. Schwache Gewitterregen sind zwar häufiger, fallen aber bei der saisonalen Gesamtsumme nicht ins Gewicht. Sie werden meist durch ein einziges heftiges Zenitalregenereignis übertroffen. So fielen z. B. im März 1995 in Tsumeb 149 mm Regen innerhalb von 45 Minuten (Kap. 3.2, S. 40 und KEMPF 1998: 14), was nach STOCKING (1987: 24) einem Energie-Input von über $2,8 \text{ kJ} \cdot \text{m}^{-2}$ entspricht.

Abb. 16 zeigt, daß die Akzentuierung am Beginn („kleine Regenzeit“) und am Ende der Regenzeit noch zunimmt. Hier treten ein noch größerer Anteil der Niederschläge als heftiger Gewitterregen auf, andere Niederschlagsereignisse sind hinsichtlich der gefallenen Gesamtsumme zu vernachlässigen. Wie bei der Analyse der jährlichen und monatlichen Daten tritt also auch bei den Tagesdaten eine Zunahme der Akzentuierung zur „trockenen Seite“ hin auf. Dies wird durch Abb. 17 bestätigt, die ein gleiches Muster anhand der Daten von zwei Regenzeiten einer „trockeneren“ Station (Omaruru: langjähriger Durchschnitt 265 mm) darstellt. Die „feuchtere“ Station Gobabis (langjähriger Durchschnitt 369,1 mm) zeigt in Abb. 18 dagegen keine wesentliche Zunahme der Intensität der Einzelereignisse, sondern nur eine leichte Zunahme der Regentage pro Saison (Omaruru im Mittel 42 Regentage, Gobabis 49). Die Zunahme der Regentage bei feuchteren Stationen bedingt keine stärkere Akzentuierung der Niederschläge, denn es treten bei den Einzelereignissen die gleichen Intensitäten auf wie bei Ereignissen an den „trockeneren“ Stationen. Diesen Zusammenhang verdeutlicht Abb. 19, in der das Verhältnis der durchschnittlichen Regentage im Jahr zu langjährigem Jahresdurchschnittsniederschlag dargestellt ist. Es ergibt sich eine lineare Regression mit der Steigung 0,0946. Dabei fällt auf, daß die Abweichung von der Regressionsgeraden im feuchteren Bereich (etwa ab 350 bis 800 mm) eher nach oben ausfällt, d. h. die Anzahl der Regentage ist höher, als stochastisch zu prognostizieren. Demnach ist an feuchteren Stationen mit weniger Niederschlag pro Regentag zu rechnen als bei trockeneren Stationen. Tatsächlich ist das Auftreten von Niederschlägen an trockeneren Stationen stärker akzentuiert als an feuchteren. Der mehr oder weniger lineare Zusammenhang zwischen Anzahl der Regentage und Niederschlag läßt die Vermutung zu, daß auch in anderen Zeitaltern keine Änderung in der Niederschlagsakzentuierung auftritt.

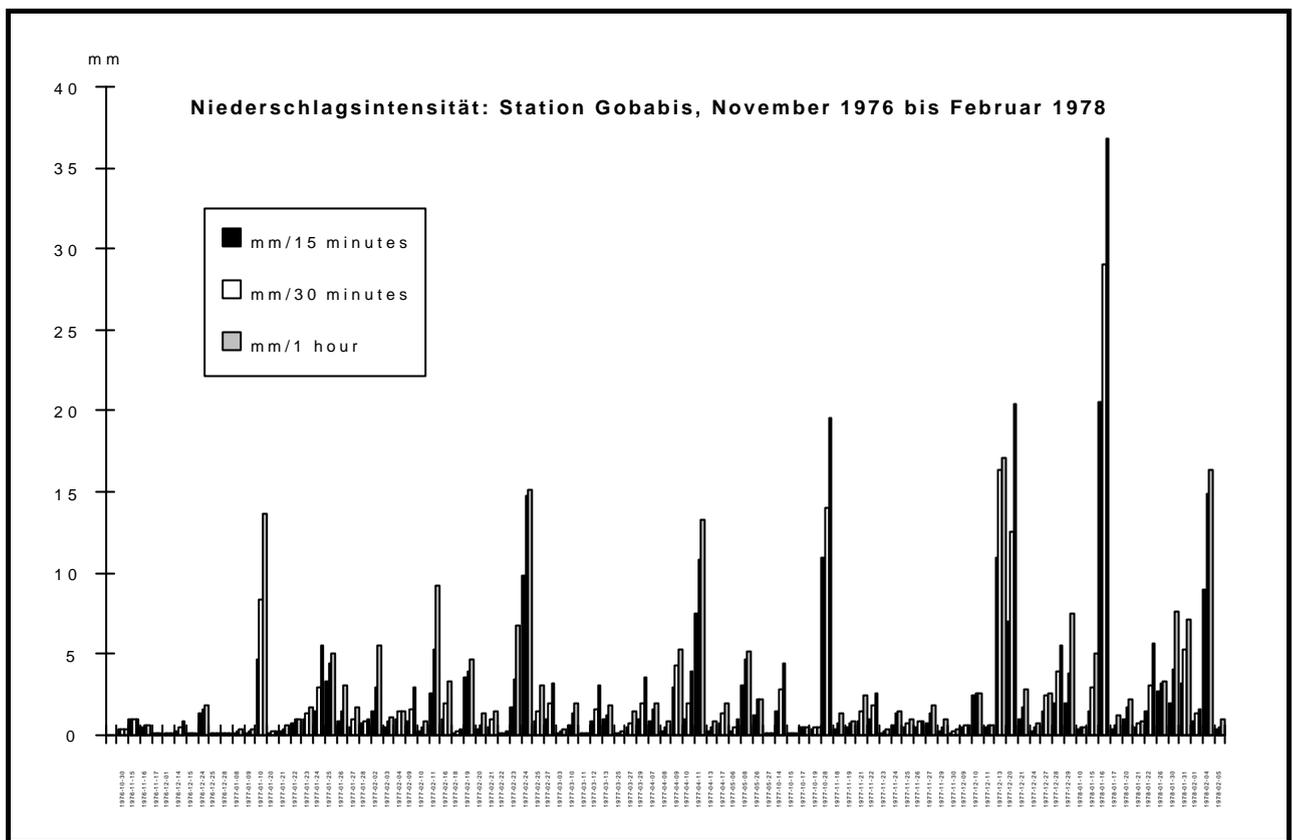


Abbildung 18: Gemessene Niederschlagsintensität an der („feuchteren“) Station Gobabis in den Regenzeiten 1976/77 und 1977/78 nach Daten des *Department of Water Affairs* (Windhoek). Gegenüber den trockeneren Stationen ist eine Zunahme der Regentage festzustellen, jedoch keine stärkere Akzentuierung der Niederschläge.

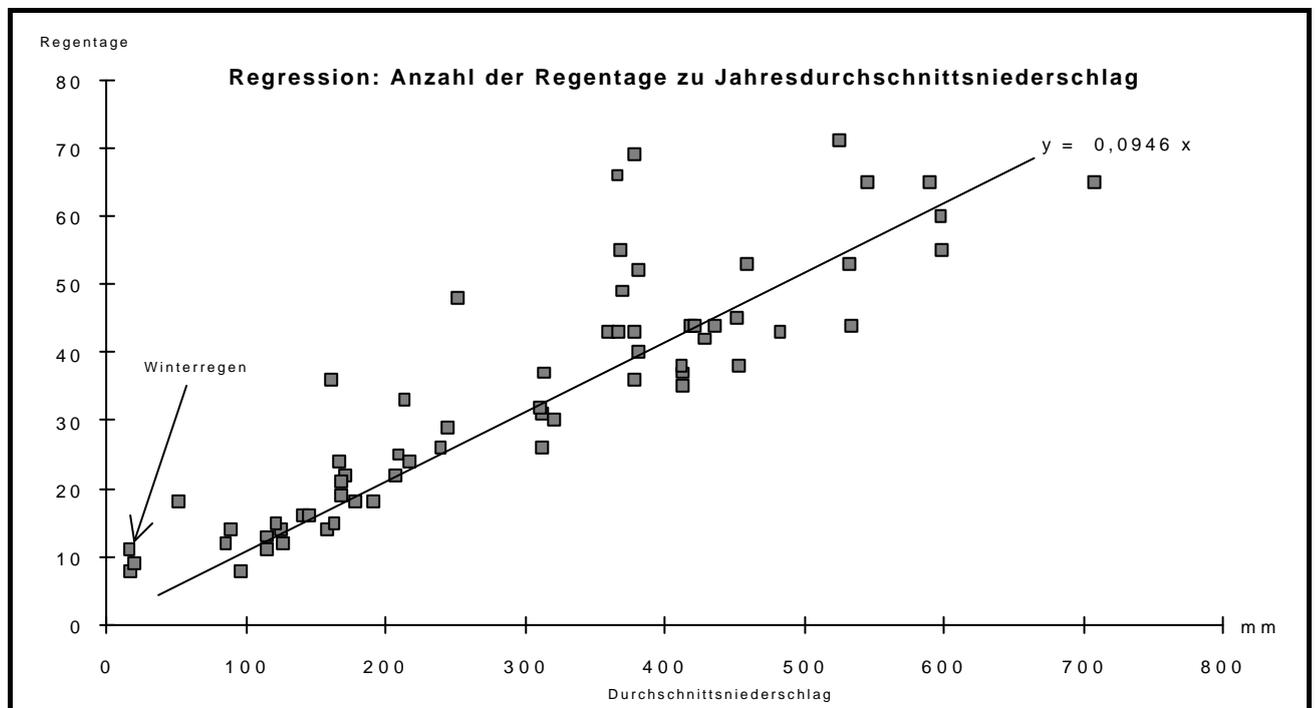


Abbildung 19: Verhältnis der durchschnittlichen Anzahl jährlicher Regentage zu langjährigem Jahresdurchschnittsniederschlag, anhand von 64 ausgewählten Niederschlagsmeßstationen. Die Punktwolke zeigt eine Korrelation zwischen Regentagen und Niederschlägen. Eine relative Abnahme der Regentage bei steigenden Niederschlägen als Folge einer eventuellen Akzentuierungszunahme ist nicht zu konstatieren. Die Regressionsanalyse ergab die Regressionsgerade y [Regentage] = $0,0946 \cdot x$ [Niederschlag].

Die Regressionsanalyse der Niederschlagsdaten ergab einen statistischen Erwartungswert von ca. 8,56 mm Niederschlag pro Regentag (bezogen auf alle Stationen, $x = 8,559 \cdot y$) Bei Nicht-Berücksichtigung der Winterregenstationen (z. B. Oranjemund, Diaz Point) dürfte dieser Wert bei ca. 9-10 mm pro Regentag liegen. Die tatsächlichen Meßwerte an einer Sommerregenstation zeigen beispielhaft die Abbildungen 20 und 21.

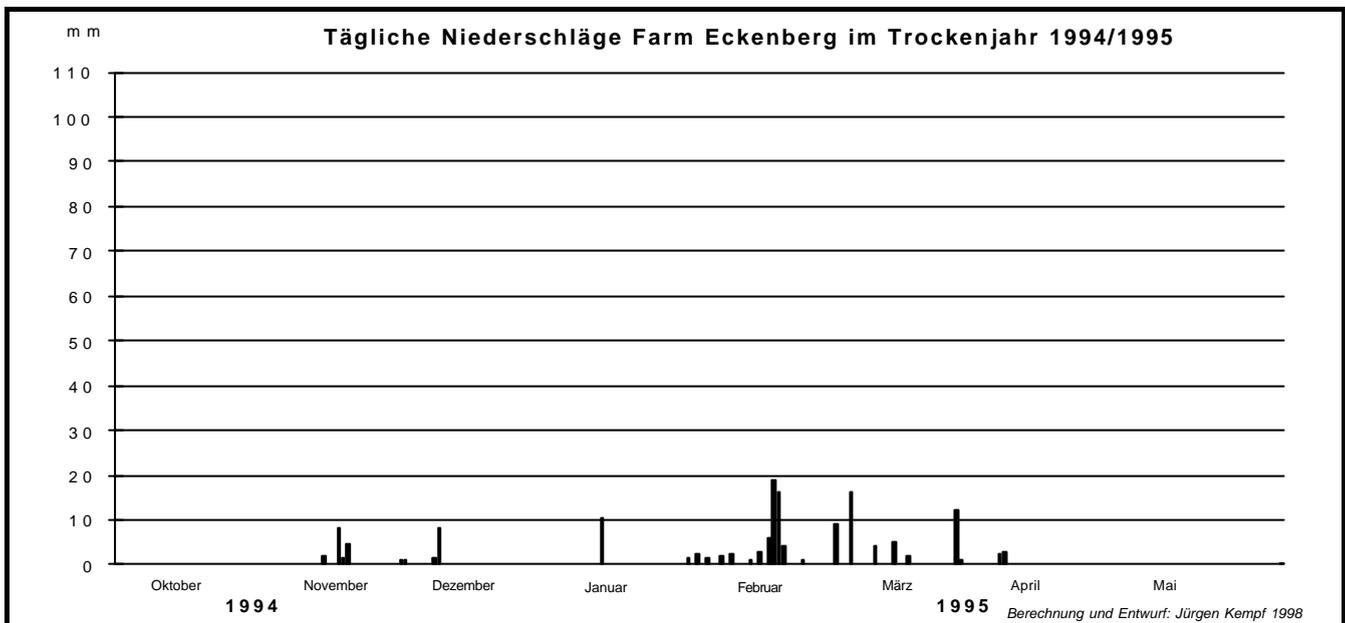


Abbildung 20: Gemessene Tagesniederschläge der Station Eckenberg in einem ausgewählten Trockenjahr. Die Gesamtniederschläge der Saison 1994/95 betragen 152,5 mm bei einem langjährigen Mittel von 384,9 mm. Tagesniederschläge von 20 mm wurden nicht erreicht. Die Intensität der Einzelereignisse entspricht der in Abb. 15 bis Abb. 18.

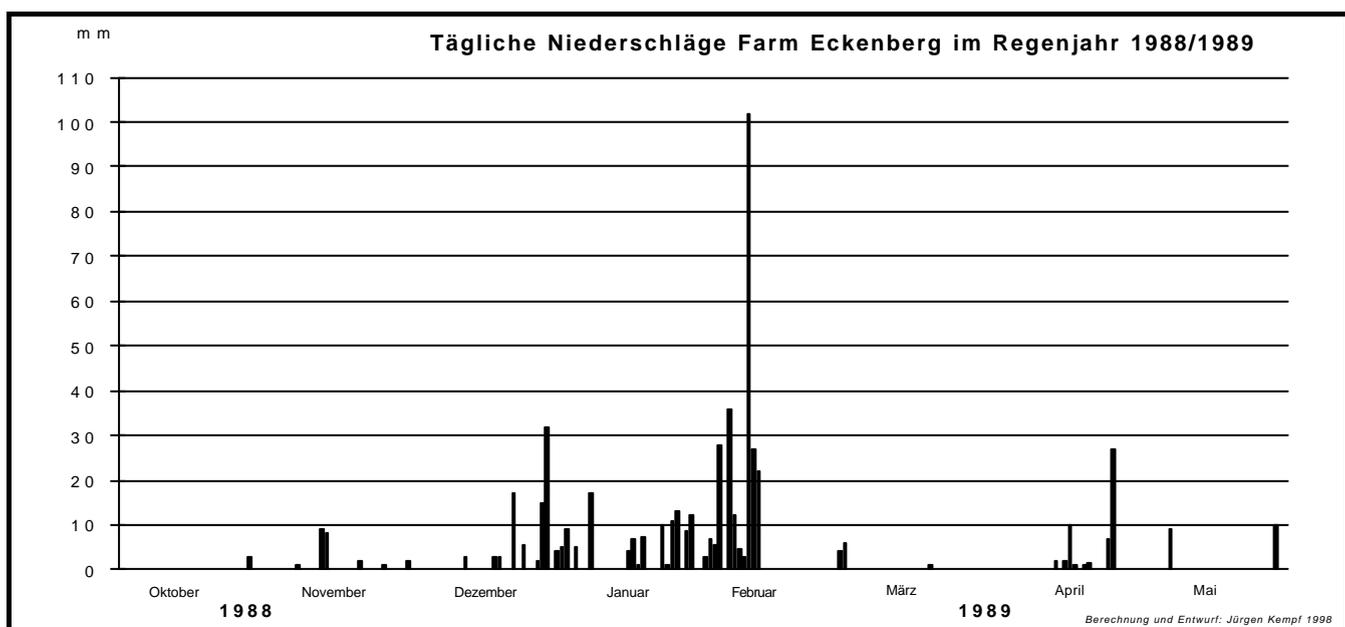


Abbildung 21: Gemessene Tagesniederschläge der Station Eckenberg in einem ausgewählten Feuchtjahr. Die Gesamtniederschläge der Saison 1988/89 betragen 521,0 mm, eine über 35prozentige Überschreitung des langjährigen Mittels. Erkennbar ist eine Zunahme der Regentage, insbesondere in den Hauptregenmonaten. Die Niederschläge des Feuchtjahres müssen als stark akzentuiert gelten.

Aufgrund der hohen Niederschlagsvariabilität spiegelt sich das aus der Analyse mehrerer Datenreihen ermittelte Bild nicht unbedingt bei Betrachtung der Einzelstation wieder. Hier unterscheiden sich feuchtere und trockenere Jahre nicht nur in der Niederschlagsmenge erheblich, sondern die Tagesdaten lassen auch einen Schluß auf stärkere Akzentuierung zu (vgl. Abb. 20 und 21 auf S. 65, sowie Abb. 22 und 23 im Anhang).

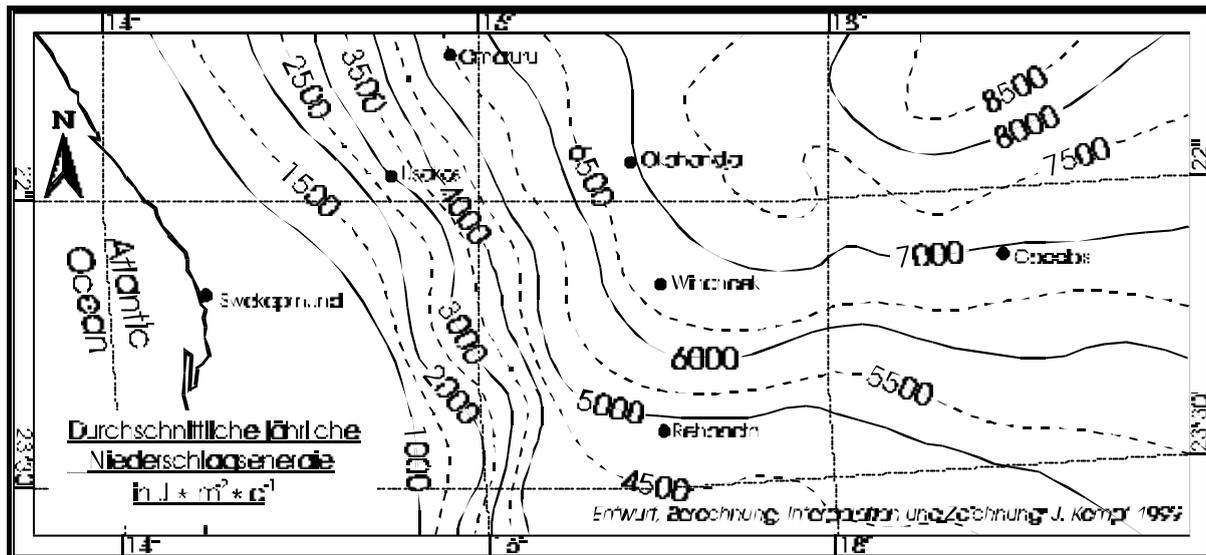
Die höheren Tageswerte in Abb. 21 beruhen auf der Tatsache, daß es an einigen Tagen mehrere Niederschlagsereignisse normaler Intensität gab. Zusätzlich traten einige Extremereignisse auf. Die stark akzentuierten Niederschläge des Feuchtjahres lassen keine generelle Tendenz bei der Frage der Akzentuierung erkennen. Dafür können nur lange Datenreihen herangezogen werden. Die Abflußereignisse im Feuchtjahr waren häufiger, aber mit Ausnahme des Extremereignisses von 102,0 mm Tagesniederschlag am 09.02.1989 nicht heftiger. Bei dem Extremereignis war die erosive Wirkung durch Interzeption abgeschwächt, da aufgrund des günstigen Verlaufs der Regenzeit eine gut entwickelte Vegetationsdecke vorlag. Dagegen trafen die 19 mm Niederschlag am 15.02.1995 auf einen nahezu unbedeckten Boden mit schwer dürrebeschädigter Vegetation.

Ein wichtiger Faktor bei der Betrachtung der Niederschlagsakzentuierung ist der energetische Input in das morphodynamische System, da hiervon die wesentlichen Stofftransportprozesse (insbesondere die Materialmobilisierung und die Transportfähigkeit) abhängen. STOCKING (1987: 24) hat bei der empirischen Erarbeitung des SLEMSA-Modells (*Soil Loss Estimation Model for Southern Africa*) eine enge Korrelation zwischen Niederschlagsmenge und Niederschlagsenergie (über Niederschlagsintensität) festgestellt (vgl. auch STOCKING et al. 1988: 174f). Demnach läßt sich je nach Niederschlagsregime der Jahresdurchschnittsniederschlag mit folgenden Gleichungen umrechnen:

- nen: (1) $E = 18,846 \cdot P$ für Gebiete mit überwiegend Zenitalregen
 (2) $E = 17,368 \cdot P$ für Gebiete mit signifikanter Menge an Landregen

Dabei ist: $E =$ mittlere saisonale Niederschlagsenergie in Joule pro Quadratmeter [$J \cdot m^{-2}$]
 $P =$ langjähriger Jahresdurchschnittsniederschlag [mm]

VAN DER POEL (1980) sowie ABEL & STOCKING (1987: 464) geben für Botswana die Gleichung (3) $E = 18,107 \cdot P$ an. Da der Starkregenanteil (mit Ausnahme der küstennahen Bereiche) in Namibia eher höher ist (vgl. KEMPF 1994: 146), ist hinsichtlich der kinetischen Niederschlagsenergie im Untersuchungsgebiet von Gleichung 1 auszugehen. Eine stärkere Akzentuierung der Niederschläge würde vermutlich auch den Umrechnungsfaktor zum Energie-Input erhöhen, eine schwächere Akzentuierung denselben erniedrigen. Karte 11 gibt die saisonale Niederschlagsenergie als Isoenergeten in Zentral-Namibia an.



Karte 11: Durchschnittliche jährliche Niederschlagsenergie auf Basis des langjährigen saisonalen Niederschlagsmittels in Zentral-Namibia (ohne die Küstenregion) nach eigenen Berechnungen und Interpolation. Als Grundlage zur Datenermittlung dienten die Umrechnungsfaktoren nach STOCKING (1987: 24), s. o.

Der höchste Niederschlagsenergie-Input wird im Nordosten des Untersuchungsgebiets mit über $8,5 \text{ kJ} \cdot \text{m}^2$ pro Jahr erreicht. Gleichzeitig ist dort aber aufgrund einer weitgehend perennierenden dichten Vegetationsdecke ein relativ hohes Interzeptionsvermögen vorhanden, das die Auswirkungen der Niederschlagsenergie (*splash*) auf die Morphosphäre erheblich mindert. Ihre erosive Wirkung am stärksten entfalten die Niederschläge im Bereich lückenhafter, vorwiegend annueller Vegetation, also im Bereich der stärksten Akzentuierung (zwischen ca. 100 und 300 mm Jahresdurchschnitt), obwohl die kinetische Energie dort nur ca. $1,8$ bis $5,5 \text{ kJ} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ beträgt.

Die Karten 8-11 zeigen Isolinien aus interpolierten punktuell erhobenen Datensätzen. Ein Abriß über die klimatische Ausstattung Namibias kann jedoch ohne die Erwähnung der kleinräumlichen Variabilität nicht komplett sein. Schließlich wird darauf hingewiesen, daß die festgestellte „Mittelwerts-Irrelevanz“ die auf eben diesen Mittelwerten beruhenden Isohyetenkarten in ihrer Aussagekraft extrem einschränkt. Dies verdeutlicht Abb. 25 (im Anhang), wo zwei eng benachbarte Stationen verglichen werden. Obwohl die Mittelwerte im gleichen Bereich liegen, treten sowohl in der Gesamtmenge, wie auch im jahreszeitlichen Verlauf erhebliche Unterschiede auf (HÜSER 1976: 16-19).

Fazit: Das Niederschlagsregime des untersuchten Raumes muß als extrem akzentuiert und hoch variabel angesehen werden. Eine noch größere Akzentuierung ist im semi-ariden Rahmen kaum vorstellbar. Mit zunehmender Feuchtigkeit nimmt die Akzentuierung eher ab. Der Großteil aller Niederschläge fällt als Starkregen mit hoher Intensität in wenigen Einzelereignissen. Mit zunehmenden Niederschlägen steigen die Intensitäten kaum, sondern lediglich die Anzahl der Einzelereignisse. Die Niederschlagsaison verläuft unprognostizierbar, eine Art „Normaljahr“ kann nicht auf Basis der Durchschnittsniederschläge definiert werden.

1.3.5 Wind

Als wichtiges morphodynamisches Agens im Trockenraum Namibia muß die äolische Aktivität gesondert betrachtet werden. Windrichtungen und Windstärke der Großsysteme werden dabei von der Lage des Untersuchungsgebiets innerhalb der jahreszeitlichen Zirkulationsdynamik bestimmt (Kap. 3.1). Innerhalb des Großsystems, welches vom Wechselspiel der relativ stabilen südatlantischen Antizyklone mit den saisonalen kontinentalen Luftdrucksituationen (SCHULZE 1969: 503ff + 544ff; TYSON 1987: 123ff) dominiert wird, treten charakteristische lokale Windsysteme auf. Diese können topographische oder thermische Sonderbedingungen repräsentieren, z. B. küstennahe Land-Seewind-Systeme (vgl. TYSON & SEELY 1980). Auf Ursprung und Dynamik dieser Bedingungen kann hier nicht vertieft eingegangen werden. Es sei auf die Literatur, insbesondere die umfassenden Studien von TYSON (1987) und PRESTON-WHITE & TYSON (1993) verwiesen.

Für Namibia liegen insgesamt nur wenige Langzeit-Winddatenreihen vor, doch geben v. a. die Aufnahmen des Wetteramtes (Windhoek), des Hafenamtes (Walvis Bay), der Wüstenforschungsstation (Gobabeb) sowie des Etosha Ecological Institute (Okaukuejo) anscheinend ein gutes Bild der Windverhältnisse in Zentralnamibia und dem zentralen Nordnamibia wieder.

Im Hinterland, der Kalahari und dem zentralen Hochland überwiegen den Daten zufolge im Jahresverlauf Winde aus nordöstlichen Richtungen bei weitem. Es folgen die Ost- und Nordwinde (Abb. 26). Andere Windrichtungen nehmen nur etwa ein Viertel der Zeit ein (ENGERT 1992: 9, unpubl.).

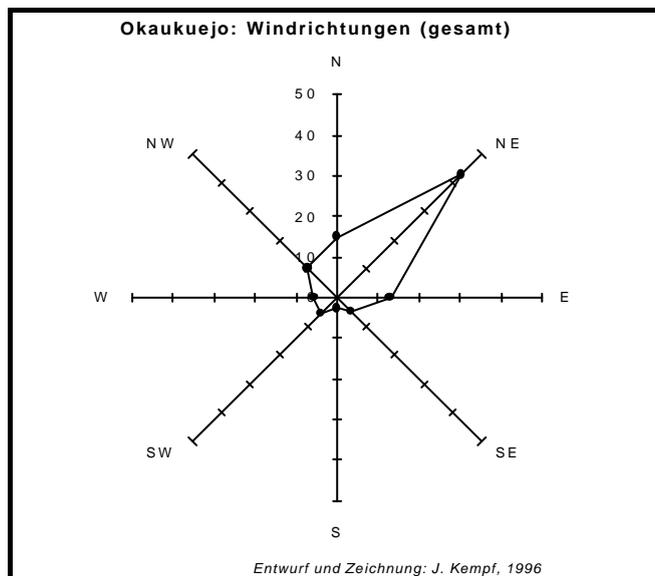


Abbildung 26: Windrichtungen an der Station Okaukuejo (Etosha National Park), gemessen täglich um 14.00 Uhr im Zeitraum von Januar 1982 bis Januar 1991 nach ENGERT (1992: 9, Datenquelle: *Etosha Ecological Institute*, Okaukuejo). Die nordöstlichen Winde dominieren mit über 43 % deutlich.

Die Daten des *Etosha Ecological Institute* wurden durch BERRY (1980: 31) jahreszeitlich untergliedert (Abb. 27-29, vgl. ENGERT 1992: 10f, unpubl.):

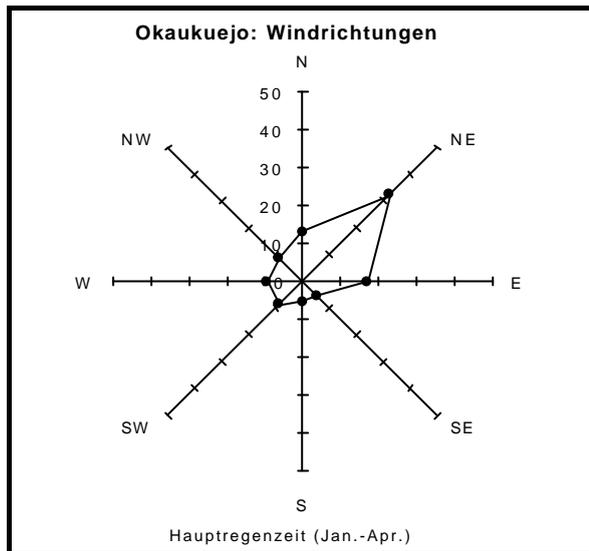


Abbildung 27: Hauptregenzeit (Januar bis April)

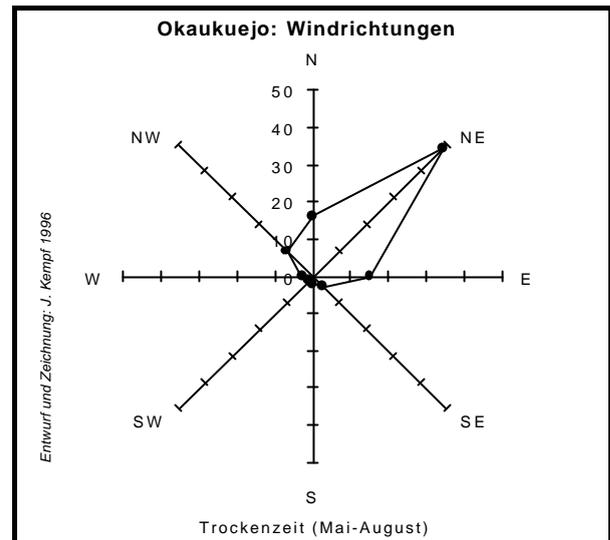
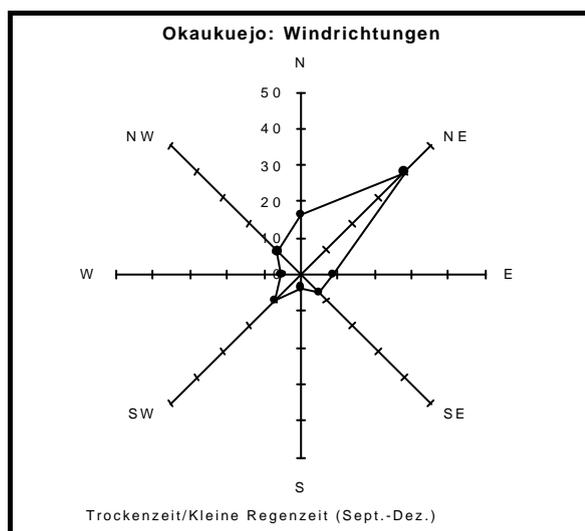


Abbildung 28: Trockenzeit (Mai bis August)

Abbildung 29: Trockenzeit bis Kleine Regenzeit



Entwürfe und Zeichnungen: J. Kempf, 1996

Abbildungen 27-29: Windrichtungen an der Station Okaukuejo (Etosha National Park), gemessen täglich um 14.00 Uhr im Zeitraum von Januar 1982 bis Januar 1991 nach ENGERT (1992: 10f) und BERRY (1980: 31f) auf Basis der Daten des *Etosha Ecological Institute*, Okaukuejo. Trockenzeitlich ist der in Abb. 26 erkennbare starke NE-Trend noch verstärkt. Lediglich in der Hauptregenzeit spielen westliche Winde eine, wenn auch untergeordnete, Rolle. Insgesamt ist ein starker passatischer Einfluß an dieser kontinentalen Station erkennbar.

Die jahreszeitliche Gliederung zeigt keine gravierenden Unterschiede zum Windregime des gesamten Jahres. Lediglich im Verlauf der Trockenzeit ist der Anteil von Winden aus nordöstlichen Richtungen noch höher. Regenzeitlich nimmt er zugunsten des Anteils westlicher Winde ab. Selten sind Winde aus südlichen Richtungen in allen Jahreszeiten. Dies unterscheidet die kontinentalen Meßstationen von den küstennahen (s. u.). In einigen Monaten, insbesondere im November können nach BERRY (1980: 42) auch Nordwinde vorherrschen. Daneben gibt es auch tageszeitliche Unterschiede. So wird um 08.00 Uhr und um 20.00 Uhr nach BERRY (1980: 42f) in vielen Monaten eine dominante südwestliche Windrichtung gemessen, wobei hier aber die Windstärke erheblich schwächer sein soll (vgl. auch HERDTFELDER 1984: 17). Ein vergleichbares Windregime verzeichnen die Stationen Grootfontein und Gobabis (VAN DER MERWE 1983: 21).

Die Dominanz der nordöstlichen bis östlichen Windrichtungen wird noch durch die besondere Stärke dieser Winde unterstrichen. Nach BERRY (1980: 42) wurde im Meßzeitraum 1974-1978 in der Trockenzeit (Juni-August) an bis zu 5 Tagen monatlich eine Windstärke von 9 Beaufort-Graden ($> 20 \text{ m/s}$) überschritten. Windböen können gelegentlich auch Orkanstärke erreichen, insbesondere wenn sich am frühen Vormittag im Zuge der täglichen Erwärmung lokale Luftdruckdifferenzen entwickeln. Dieses trockenzeitliche Geschwindigkeitsmaximum hat erhebliche Auswirkungen auf den äolischen Materialtransport von den dann kaum vegetationsbedeckten Flächen. Als Charakteristikum sind dann in ganz Namibia Staubtromben in einer allgemein sehr aerosolreichen Luft zu beobachten, die sich bis an die jeweilige Luftmassenobergrenze ausdehnt (nach Erfahrungen der eigenen Anflüge auf den Flughafen Windhoek bis zu einer Höhe über 2000 m ü. GOF).

Anders ist dies bei den gelegentlich auftretenden antizyklonalen Höhenwestwinden (Kap 3.2, S. 39), die bis zum Auftreffen in der entsprechenden Höhenlage staubarm sind und nur lokal zur Materialmobilisierung führen. Außer bei diesen Ereignissen muß von einem Staubtransport in südwestliche bis westliche Richtungen ausgegangen werden (s. u.). So haben sich z. B. an der Westseite der Etosha-Pfanne Lunette-Dünen entwickelt (vgl. BUCH 1996: 11). Dabei beschränkt sich die Transportfähigkeit nicht nur auf Saltation von sandigen Komponenten, sondern vor allem auf suspensiven Ferntransport feiner und feinsten Korngrößen. Die Transportfähigkeit der trockenzeitlichen Ostwinde ist nicht zu unterschätzen. Der hohe Aerosolgehalt kann selbst zu Beeinträchtigungen bei der spektrometrischen Analyse von Fernerkundungsdaten führen (freundl. Information Dr. A. LÜCK, vgl. auch LÜCK 1996: 46), da Veränderungen der Reflexionseigenschaften auftreten können.

Auch bei Meßstationen auf dem zentralen Hochland überwiegt die östliche Komponente bei den Windrichtungen (Abb. 30), wenngleich andere Richtungen häufiger vorkommen, da zyklonale Westwindeinbrüche nicht auszuschließen sind. Auch hier sind jedoch die stärksten Winde aus östlichen Richtungen während der Trockenzeit zu erwarten. Etwa 14 % repräsentieren die antizyklonalen nordwestlichen bis westlichen Höhenwinde, die zu allen Jahreszeiten auftreten können. Nach VAN DER MERWE (1983: 21) sind 17,8 % aller Tage windstill.

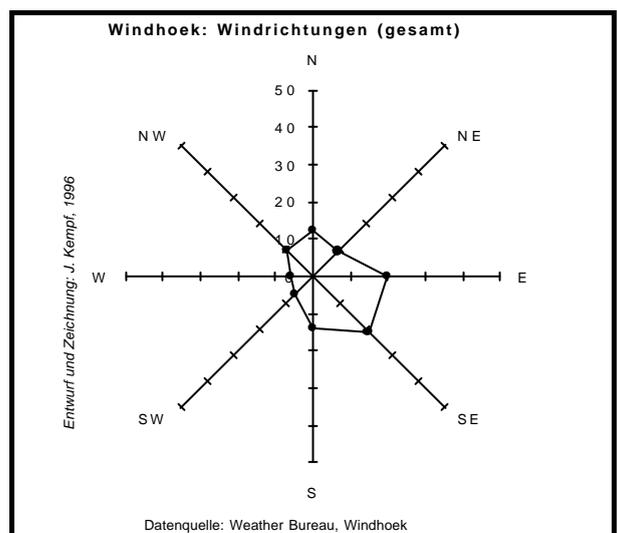


Abbildung 30: Windrichtungen an der Station Windhoek nach Daten des *Weather Bureau*. Östliche Windrichtungen (NE-E-SE) dominieren mit über 50 %.

Etwas anders als bei den Meßstationen des Hochlandes verhält es sich bei den Stationen der Namib. Hierzu liegen einige Studien vor, die sich im Hinblick auf den Materialtransport mit den Winden beschäftigen, z. B. BESLER (1980: 104f), TYSON & SEELY (1980), LAN-CASTER et al. (1984), WHITAKER (1984), LANCASTER (1985, 1989: 15ff). Demnach überwiegen in der Namib schwache bis mäßig starke, aber konstante südliche bis südwestliche Winde von der ozeanischen Antizyklone (s. o.). In Küstennähe werden sie lokal überlagert von einem Land-Seewind-Wechsel (Tag-Nacht), der von den Temperaturunterschieden zwischen der kühlen Meeresoberfläche und der warmen Landfläche verursacht werden soll (LANCASTER 1989: 15). Diesen täglichen Zyklus, der sich auch in den charakteristischen regelmäßigen Nebelbrüchen der Küstennamib manifestiert, haben TYSON & SEELY (1980) beschrieben.

Die ganzjährigen südlichen bis südwestlichen Winde erreichen eine Maximalhäufigkeit und -stärke im namibischen Frühling und Frühsommer (Ende September bis Mitte Januar, wenn die Druckunterschiede über dem Südatlantik am größten sind (LANCASTER et al. 1984). Sie werden von einigen Autoren für die rezente Verbreitung von Namib-Dünen verantwortlich gemacht. Zur Verdeutlichung der klimatischen Situation an der Küste der Dünen-Namib folgt ein Auszug eines unpublizierten Berichts von GROSSARTH (1932), der von Oktober 1926 bis Februar 1931 ununterbrochen das Klima im Gebiet zwischen Meob Bay und Conception Bay aufgezeichnet hat.

Das Klima ist das übliche an der Namibküste. Morgens und nachts herrschen häufig Seenebel. Tagsüber kann es zuweilen sehr heiß werden. Die auf den Südfeldern so gefürchteten Südwestwinde treten hier weniger stark auf. Nach Osten hin scheinen aber die stärkeren Winde mehr aus Süden zu kommen, wie z. B. die breiten Sandgräben mit kleinen Grobkerndünen, die Süd-Nord verlaufen, auf den großen Sandflächen des nördlichen Abbaugebiets beweisen. Dieses Allandigwerden des Südwestwinds hat auch Prof. Kaiser auf den Südfeldern festgestellt. Die Hauptwindzeit ist von September bis Dezember. Dann herrschen die Südwestwinde, die einige Stunden nach Sonnenaufgang leise anfangen, mittags zum Sturm anwachsen, von gegen 4 Uhr ab schwächer werden und gegen Mitternacht aufhören. Doch dauern die stärkeren Winde selten über drei Tage - mit dem zweiten Tag als Höhepunkt. Dann tritt wieder etwas ruhigeres Wetter ein.

Von April bis Juli treten zuweilen Ostwinde auf. Diese fangen meist bald nach Mitternacht an und hören gewöhnlich mittags auf. Nach kurzer Windstille setzt dann regelmäßig ein leichter Südwestwind ein. Der Ostwind bringt, besonders nach guten Regenjahren im Inneren, große Mengen an Grassamen von Aristida-Arten, so daß es zuweilen wie Schneetreiben aussieht. Insbesondere ist dies der Fall, wenn nachmittags der Südwestwind die Samen wieder vor sich hertreibt. Auch bringt der Ostwind große Mengen an Insekten aus dem Inneren [...].

Nordwinde können in jedem Monat auftreten. Sie beginnen auch nachts und drehen meist von Nordost über Nord nach West und nachmittags nach Südwest. Sie sind aber selten so stark wie die Südwestwinde, aber oft feuchter als diese. Frost tritt nie auf. Regen ist ansich garnicht so selten und häuft sich in den Regenmonaten des Inneren. Meist sind es nur wenige Tropfen (0,0 bis 0,2 mm). Nur ein Gewitterregen mit ca. 15 mm Niederschlag im April 1928 war der einzige stärkere Regen meines fast 4 ½-jährigen ununterbrochenen Aufenthaltes [...].

Tau tritt dagegen häufiger auf, da die Nebel besonders nach der Küste hin sehr tief ziehen. Die Nebel gehen aber nicht weit in das Innere, selten über die Ostgrenze unseres Gebiets, die festliegenden Dünen, hinaus. Mit Sonnenaufgang beginnen von Osten her sich die Nebelwolken aufzulösen und dann ist das Dünengebiet schon in hellem Sonnenschein, während über das Vorland von der Küste her noch dicke Nebelschwaden ziehen. Ich möchte sogar die Grenze der Dünenstauung direkt als Klimagrenze betrachten, also der Grenze zwischen dem heißen und trockenen Klima der Binnennamib und dem etwas feuchteren Klima der Küstennamib. [...].

Quelle: unpublizierter Bericht von GROSSARTH (1932) für die Anglo-American Corp.

Es ist dies der längste lückenlos beobachtete Zeitraum im genannten Gebiet. Der zitierte Bericht gibt ein gutes Bild der aktuellen Witterungsphänomene an der Küste der Dünen-Namib und nennt die charakteristischen Elemente:

1. im Tagesverlauf anhebender und abflauernder, mäßiger bis starker Südwestwind,
2. Land-Seewind-System mit Nebeleinbruch im Tag-Nacht-Wechsel,
3. starker ablandiger Ostwind,
4. gelegentlicher feuchter Nord- bis Nordwestwind.

Neben den südlichen Winden wird v. a. dem Ostwind besondere morphologische Wirkungskraft zugesprochen, wobei zwischen der östlichen Komponente des halbtäglich wechselnden Land-Seewind-Systems und dem Luftmassenferntransport (sog. „Bergwind“) klar zu unterscheiden ist. Ersterer tritt ausschließlich im direkten Küstenbereich auf, indem er mit maximalen Windstärken von 4 Beaufort-Graden (< 8 m/s), zumeist aber nur mit einer leichten Brise gegen Nachmittag den Küstennebel aufs Meer zurücktreibt.

Der Bergwind gehört dagegen als heißer Föhn- oder Fallwind, der Sturmstärke erreicht, genetisch zum regionalen Passatsystem. Er tritt sehr häufig in den namibischen Wintermonaten, v. a. im August und September, gelegentlich auch von April bis Juli auf, wenn das kontinentale Hoch über der Kalahari und das küstennahe Tiefdruckgebiet besonders gut ausgebildet sind. Dabei summieren sich nach TYSON (1964) folgende Faktoren:

1. trockenadiabatische Fallerwärmung aus den Höhenlagen des zentralen Teils des Kontinents, bzw. den Randstufenhochländern,
2. Divergenz und Verstärkung der Druckunterschiede durch präfrontales Absinken der Luftmassen,
3. Advektion warmer, kontinentaler Luftmassen im Hinterland.

Nach PRESTON-WHITE & TYSON (1993: 219) würden sie ohne die topographische Konfiguration (Luftmassenbewegung von zentralem Hochlandbecken über Hochländer, Randstufe und Vorland bis auf Meereshöhe) nicht ausgebildet werden. Die absteigende Bewegung dieser Bergwinde führt zu der bereits erwähnten paradoxen thermischen Situation, daß an der Küste die höchsten Tagestemperaturen im Winter gemessen werden können. Die kontinentalen, im bis über 1800 m ü. NN gelegenen Hochland und im Tagesverlauf bis zu 20° - 25° C erwärmten Luftmassen zeigen beim Absinken eine Zunahme der Temperatur bis auf 35° - 40° C auf Meereshöhe. Charakteristisch bei Anheben eines Bergwindeinbruchs ist ein sehr rascher Abfall der Luftfeuchtigkeit. So senkte sich z. B. am 25.06.1993 in Swakopmund-Kramersdorf um 7.20 Uhr die Hygrometeranzeige von 96 % auf unter 20 % innerhalb von knapp 10 Minuten. Die oberflächennahe Lufttemperatur

stieg von 18° C auf 29°C. Es erfolgte eine schnelle Austrocknung der Substrat- und Bodenoberflächen sowie der oberen Bodenhorizonte. Zusätzlich zur Erwärmung werden hohe Windgeschwindigkeiten erreicht. Nach WHITAKER (1984: 16) sind Geschwindigkeiten von 50-60 km/h bei Bergwinden, auch in der inneren Namib, nicht selten.

Auch das inverse Ereignis, das Zusammenbrechen des Bergwinds und das schnelle Einsetzen eines starken Seewinds konnte vielfach beobachtet werden. Insbesondere im küstennahen Bereich ist dieser Übergang häufig extrem ausgeprägt. Er kann sich in Sekundenschnelle vollziehen, wie z. B. am 19.08.1999 um 21.40.10^u Uhr, als bei Mile 108 eine südwärts laufende Windschere den vorher tagelang wehenden, heftigen, böigen Ostwind (etwa Beaufort-Stärke 8-9: deutliches weites Abwehen der Gischt von über 3 m hohen Wellenkämmen) plötzlich durch eine kühl-feuchte nordwestliche Meeresbrise ersetzte, in deren Gefolge sich die See beruhigte und dichter Nebel einbrach. Solche küstensenkrecht Nord-Süd verlaufenden Windscheren wurden im Beobachtungszeitraum häufig wahrgenommen.

Ihre besondere ökodynamische Bedeutung besteht v. a. in der extrem schnellen Zunahme der Taupunkttemperatur im bodennahen Bereich, wodurch eine hohe Wasserdampfübersättigung eintritt und sich ein großer Teil des Kondenswassers an den durch den staubbeladenen Ostwind aerosolreichen Luftmassen niederschlägt. So tritt eine Bodenbefeuchtung (Tau) auf, die derjenigen von einigen Millimetern Regen entspricht. Die tiefreichendste Befeuchtung (mit bis über 3 cm) des Bodens wurde stets nach solchen raschen Windwechseln beobachtet, während „normale“ Nebelvorstöße im Rahmen des täglichen Land-Seewind-Wechsels in der Regel keine so tiefreichende Durchfeuchtung bewirkten. Morphodynamische Konsequenz ist ein sofortiger Abbruch des seewärtigen Materialtransports; eine gleichzeitige starke Verminderung des Aerosolgehaltes der Luft ist anzunehmen.

Bei einsetzendem Bergwind dagegen fällt der Taupunkt teilweise bis in den negativen Temperaturbereich ab; jegliche Kondensation wird unterbunden und der Aerosolgehalt der Luft erhöht sich ständig. Das Ausmaß dieses Materialtransports vom Festland auf das Meer hat u. a. WHITAKER (1984) untersucht. Die Analyse der Winddaten aus der Namib in den Jahren 1978-1983 und der jüngsten Schelf- und Meeresbodensedimente belegt demnach, daß eine große Menge terrigenes Material mit nordöstlichen bis östlichen Bergwinden auf den Ozean transportiert wird und daß diese Winde hinsichtlich der äolischen Transportvorgänge rezent bei weitem vor anderen Winden dominieren (WHITAKER 1984: 27).

Die Ablagerungen der „dust plumes“ (Staubfahnen) können bis über 100 km westlich der Küste nachgewiesen werden (vgl. auch Satellitenbilder bei PRESTON-WHITE & TYSON 1993: 221 und

bei LÜCK 1996: 126). Nach WHITAKER (1984: 10) traten im genannten Untersuchungszeitraum jährlich 13-19 Bergwindereignisse mit *dust plumes* auf. Dies entspricht etwa der durchschnittlichen Anzahl von Tagen mit vom Westwind gesteuerten Nebelvorstößen im Bereich der Nebelwechselwüste östlich von Gobabeb (vgl. Kap. 4.2.1.5 und OLIVIER 1995: 131). Daraus kann geschlossen werden, daß die Annahme eines auflandigen Materialtransports unter gegenwärtigen Bedingungen nicht sehr wahrscheinlich ist. Auflandige Transportgradienten dürften durch das im Jahresverlauf dominierende Bergwind-System überkompensiert werden.

Hypothese: Hinsichtlich der Transport- und Formungskraft müssen in rezenten Morphomilieu die östlichen bis nordöstlichen (Berg-) Winde als das wirksamste äolische Agens angesehen werden. Die im Jahresverlauf häufigeren westlichen und südwestlichen Winde erreichen keine vergleichbare Wirkungskraft. Der Gradient des äolischen Stofftransports ist scheinbar ablandig. Auch im Hinterland dominieren eher östliche Winde. Insgesamt ist eine westwärts gerichtete äolische Aktivität im Untersuchungsgebiet zu postulieren.

3.3.5 Nebel

Da es in der küstennahen Namib nur sehr selten regnet, kommt hier für Verwitterungs- und pedochemische sowie ökodynamische Prozesse vor allem dem Nebelniederschlag eine hohe Bedeutung zu (vgl. MARTIN 1963a, GOUDIE 1972, GOUDIE et al. 1997 u. a.). Die charakteristischen Küstennebel der Namib-Nebelwüste entstehen vorwiegend an der Untergrenze einer Temperaturinversion, die sich in ca. 100-500 m Höhe als Abstrahlungsfläche eines relativ stabil geschichteten Kaltluftpakets über den kühlen Benguela-Auftriebswässern regelmäßig und dauerhaft ausbildet. Diese Inversion ist durch ihren hohen Aerosolanteil auch aus größerer Entfernung deutlich sichtbar. Oberhalb der Abstrahlungsgrenzfläche werden in der Regel ablandige warme Luftmassen herangeführt. Die Temperaturverhältnisse mit Warmluftzustrom über kühler Unterlage führt zu typischem Advektionsnebel an der Untergrenze der Inversion. Dabei wird jede weitere Konvektion unterbunden. Stattdessen treibt der tageszeitliche Seewind den Nebel landwärts.

Je nach Ausprägung der Luftdruck- und Temperaturunterschiede ist die Inversionsobergrenze in unterschiedlichen Höhen ausgebildet, so daß bisweilen der direkte Küstenbereich nebelfrei bleibt, während das küstennahe Hinterland in dichtem Hochnebel (Garùa) liegt. Zumeist ist aber der Nebel im gesamten Kaltluftpaket ausgebildet und betrifft daher weite Teile der Namib-Küste. So verzeichnet z. B. Swakopmund jährlich weit über 100 Nebeltage (OLIVIER 1995). Landwärts nimmt die Zahl der Tage mit Küstennebel schnell ab. Die Auswirkungen der Nebelphänomene werden in Kap. 4.2.1.5 und 4.2.1.6 diskutiert. Es sei hier auf die Literatur bei LOGAN (1960), BESLER (1972), LANCASTER et al. (1984) und OLIVIER (1995) verwiesen (Karte 21, S. 239).

3.4 Das Benguela-Auftriebssystem als Klimamodifikator

Von zahlreichen Autoren wird die Aktivität des Benguela-Auftriebssystems als entscheidender Faktor für die Aridität des südlichen Afrika angesehen (z. B. TYSON 1987: 27, HEINE in BESLER et al. 1994: 158; zusammenfassend bei HÜSER et al. 1998: 241ff). Damit stellt die Etablierung des Benguela-Systems für diese Autoren einen bedeutenden Umschwung im terrestrischen Morphomilieu dar, der sich in den Reliefgenerationen widerspiegelt. So verbinden z. B. EITEL (1993, 1994a, 1995: 105) in Anlehnung an WARD (1987: 40) mit dem durch das Benguela-System bedingten Klima die Ausbildung der Deckelkalkkruste der Kalahari-Formation (Kap. 4.2.1.5 und Kap. 5), HEINE & WALTER (1996, 1997) die Ausbildung der Gipskrusten der Namib (siehe Diskussion in Kap. 4.2.1.5). Andere Autoren, z. B. WILKINSON (1990: 162), zweifeln an der überregionalen klimatischen Bedeutung der Benguela-Strömung.

Den Ausführungen in Kap. 3.2 zufolge muß dem Auftriebssystem vor der Westküste des südlichen Afrikas zumindest lokale Klimawirksamkeit durch Blockade des antizyklonal-ozeanischen Einflusses innerhalb der regionalen WALKER-Zirkulation und die Förderung der konvektionshemmenden Inversionsschicht (Kap. 3.3.4 und Kap. 3.3.5) an der Namib-Küste zugebilligt werden. Gezeigt wurde dieser Zusammenhang anhand der Tatsache, daß der antizyklonal-ozeanische Einfluß bei Nicht-Existenz des Benguela, z. B. bei Eintritt eines ENSO-Ereignisses durchaus vorhanden ist. Es ist daher angebracht, als Grundlage der morphologisch-paläoklimatischen Diskussion in Kap. 4 und Kap. 7 hier eine kurze synoptische Darstellung des Benguela-Systems zu geben.

Aufgrund der wirtschaftlichen Bedeutung der nährstoff- und damit fischreichen Wässer des Benguelastroms darf das entsprechende Ökosystem in seinen physikalisch-chemischen und biologischen Determinanten als hinreichend gut erforscht gelten. Die Literatur umfaßt einige Tausend Artikel und Monographien, von denen hier nur einige Überblickspublikationen verwendet werden können. Für weitere Detailinformationen sei u. a. auf die Veröffentlichungen von HART & CURIE (1960), STANDER (1964), ANDREWS & HUTCHINGS (1980), NELSON & HUTCHINGS (1983), PICAUT (1985), CHAPMAN & SHANNON (1985), SHANNON (1985, 1989), HUTCHINGS et al. (1995), SHANNON & NELSON (1996), SHANNON & O'TOOLE (1998) und SHILLINGTON (1998) verwiesen.

Beim Benguela-Auftriebssystem (engl. „*upwelling*“, auch „Benguela-Strom“ oder einfach „Benguela“) handelt es sich um ein typisches Strömungssystem an Ozean-Ostseiten. Es ist gut in seinem Habitus vergleichbar mit dem Humboldt-System vor Chile und Südperu. Solche Ostseiten-

strömungen sind v. a. charakterisiert durch das Aufsteigen kühler, nährstoffreicher Wassermassen aus antarktischen Breiten vor der jeweiligen Kontinent-Westküste. Die Benguela-Region ist im Süden begrenzt vom warmen Agulhas-Strom am Südkap Afrikas und erstreckt sich nordwärts bis Süd-Angola, wo sie auf die ebenfalls warme (tropische) Angola-Strömung stößt (Angola-Benguela-Front, ABF). Nach SHANNON (1989) wird das Auftriebssystem angetrieben von der äquatorwärtigen Ausgleichsströmung und den küstenparallelen persistenten Winden, die das Oberflächenwasser nordwärts (mit einem rotationsbedingten westwärtigen Vektor) schieben. Das so entwickelte Massendefizit wird durch aufsteigendes Tiefenwasser ausgeglichen (Abb. 31). Aufgrund der Küstenbarriere und infolge der Schelftopographie entstehen Verwirbelungen und lokale Thermoklinen (Schichten mit hohen Temperaturdifferenzen).

Vereinfachtes Modell des Benguela-Auftriebssystems
nach SHANNON (1989), verändert

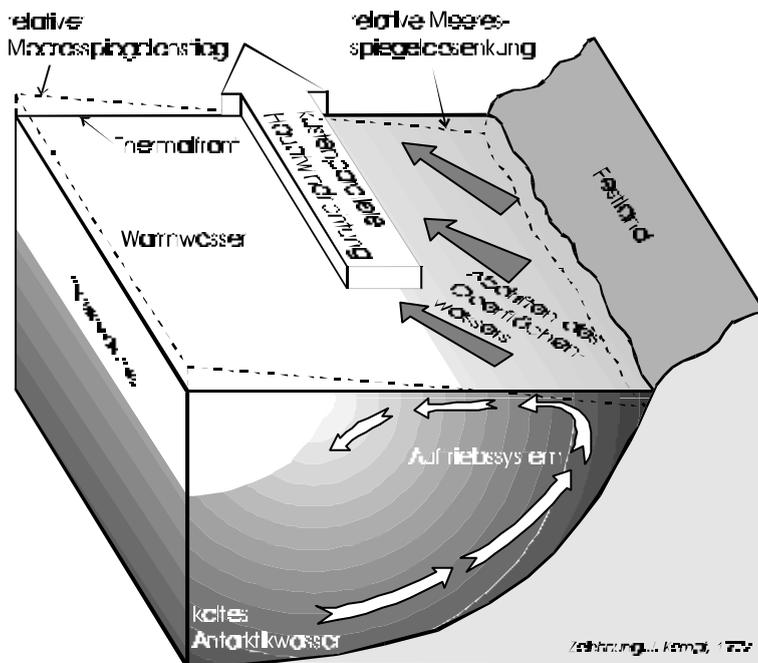


Abbildung 31: Vereinfachtes Modell des Benguela-Auftriebssystems nach der Arbeit von SHANNON (1989). Die Grafik zeigt die Hauptelemente des Upwelling-Antriebs mit der vorherrschenden küstenparallelen Hauptwindrichtung (hier Süd bis Südwest) und dem Auftrieb der Kaltwasser als Ausgleichsbewegung des oberflächlichen Abdriftens. Eine Zusammenfassung der physikalischen Bedingungen geben auch RUST & SCHMIDT (1981: 157-160)

Das Gesamtsystem setzt sich aus mehreren Zellen zusammen, von denen die Walvis-Zelle im näheren Bereich des Untersuchungsgebiets liegt. Modifizierende Faktoren, wie z. B. der Bergwind wurden hier nicht berücksichtigt. Auch die Struktur des Schelfbodens und die küstennahe Topographie spielt bei der Ausbildung des Benguela eine tragende Rolle. Nach SHANNON & O'TOOLE (1998: 5) kommt es beim Upwelling zu häufigen Intensitätsschwankungen, die sehr wahrscheinlich durch sog. „coastal trapped waves“ verursacht werden: „It follows, that coastal upwelling in the Benguela is neither uniform in time or in space.“

Die nordwärtige Komponente der Benguelaströmung führt zur Bildung einer typischen Ausgleichsküste. Diese oben angedeutete Uneinheitlichkeit scheint jedoch zu kurzfristig, um rezent zu bedeutenderen klimatischen Schwankungen zu führen, denn tatsächlich ist das Küstenklima ja vergleichsweise stabil. Die Funktionsweise des Benguela bei langfristig veränderten großräumigen Bedingungen, z. B. bei erheblich verändertem Meeresspiegelstand ist weitgehend unklar (Kap. 3.2, S. 37).

Das Blockbild von Abb. 31 bezieht sich auf die Gebiete des etwa 20-75 km breiten namibischen Schelfs, der ja im Tertiär und auch im Pleistozän zeitweise in weiten Strecken trockengefallen war (Kap. 4.1). Auch könnten dann von heute differierende Luftdruck- und Windverhältnisse vorgelegen haben. So ist nach SHANNON (1989) der küstenparallele Wind in maximal 10 km Küstenentfernung generell eine notwendige Voraussetzung für Auftriebssysteme, doch bereits die Rolle des ablandigen Bergwinds ist strittig. DIESTER-HAAS (1979: 49f) in Anlehnung an HART & CURIE (1960) sah die ablandigen Passate (Ostwinde) als eigentlichen Antrieb des Upwellings, SHANNON & O'TOOLE (1998: 4) u. a. messen ihnen dagegen keinerlei modifizierende Wirkung bei, während NELSON & HUTCHINGS (1983: 354) sogar eine Unterdrückung des Auftriebs durch Bergwindereignisse konstatieren.

Es liegen nur wenige eigene Aufzeichnungen vor, die die eine oder andere der o. g. Hypothesen stützen könnten. Trotz Ostwind scheint sich regelmäßig eine Inversionsschicht zu bilden, bzw. scheint die vorhandene Inversion erhalten zu bleiben. Das ist erkennbar an einer nach unten ausdünnenden Staubschicht mit scharfer Obergrenze über dem Ozean. Allerdings herrschen zumindest küstennah wärmere Oberflächen-Wassertemperaturen (Heizwirkung der Föhnwinde, ungehinderte Sonneneinstrahlung) und Nebel wird infolge der Zufuhr absteigender Trockenluftmassen aufgelöst. Gefördert wird sicherlich das westwärtige Abdriften der erwärmten Oberflächenwässer und damit auch die Temperaturgegensätze der Thermoklinalschicht. Dies dürfte Auswirkungen auf die Ausgleichsdynamik des Upwellings haben. Möglicherweise sind dann die Zentren der jeweiligen Auftriebszellen etwas westwärts verlagert, dort aber der Auftrieb insgesamt intensiviert. Generell ist also mit den relativ wenigen Tagen starker Bergwindwitterung (von April bis September) das jährliche Gesamtpotential des Auftriebssystems nur wenig beeinflusst.

Die identische Funktionsweise des Benguela unter veränderten (paläoklimatischen) Bedingungen unterliegt der Spekulation. Sie scheint aber als Produkt gleicher oder sehr ähnlicher Faktoren wahrscheinlich. Ergebnisse, die durch Untersuchung der Schelf- und Tiefseesedimente über die Geschichte des Benguela Auskunft geben, werden in Kap. 4.1 diskutiert. Insgesamt scheint es mehrfache Schwankungen in Positionierung und Intensität des Auftriebssystems vor Namibia gegeben zu haben.

Aus den physikalisch-klimatischen Determinanten resultiert ein dezidiertes, charakteristisches Stofftransportsystem, das in Abb. 32 modellhaft skizziert wird.

Stofftransportmodell im Benguelo-Küstenwüstensystem

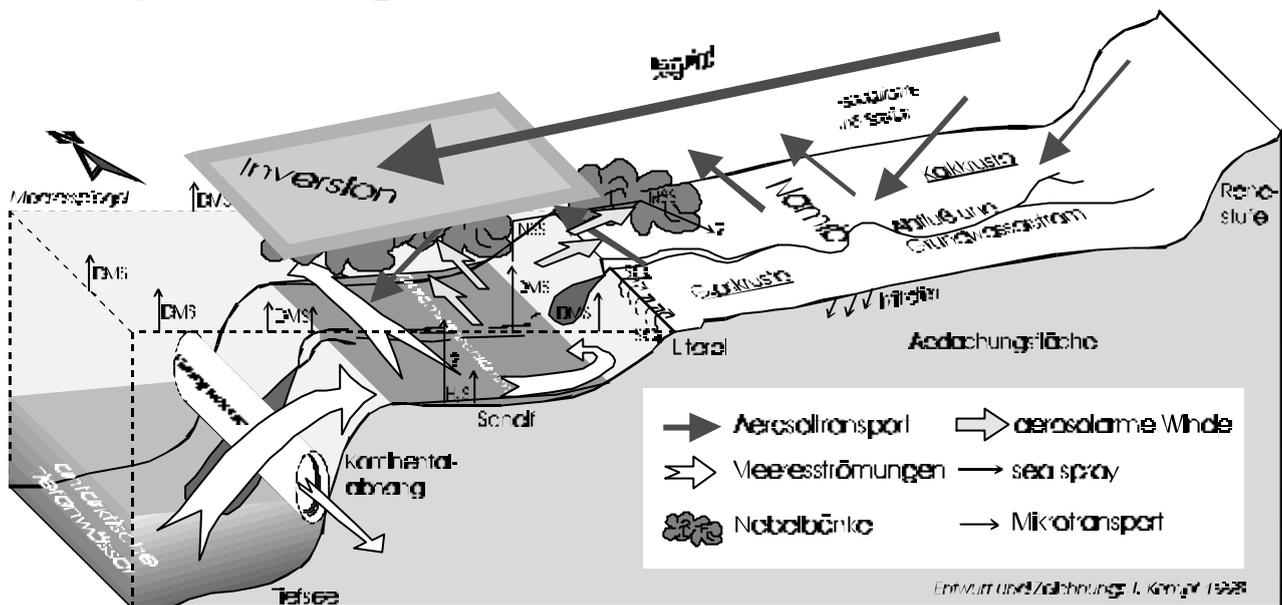


Abbildung 32: Stofftransportmodell im System Benguelo-Küstenwüste (Zentralnamib). Besonders deutlich wird der vorwiegend ablandige Aerosoltransport bei Bergwind, also dem Transportvektor mit der höchsten Transportleistung. Dabei handelt es sich vorwiegend um gröbere Partikel aus der Ferntransportsuspension und das korrosive Namib-Äolium (vgl. Kap. 4.2.1.5 und ANNEGARN et al. 1983). Landwärts werden lediglich Meersalz-Verbindungen transportiert. Dies geschieht überwiegend im *sea spray* und vermutlich im Nebelwasser gelöst (s. Diskussion in Kap. 4.2.1.5). Der Transportweg anderer Verbindungen (v. a. Dimethylsulfid, DMS) und NSS (*non-sea-salt sulfate*) ist weitgehend ungeklärt. DMS stammt aus dem anoxischen Abbau von organischem Material im planktonreichen Wasser. Es gast weltweit aus den Ozeanen in die Atmosphäre aus, wobei die Regionen starker organischer Produktion die Gesamtbilanz positiv beeinflussen. NSS entsteht vermutlich unter bestimmten Bedingungen durch Oxidation von Schwefelionen am metallischen Aerosol in der Gasphase (s. Kap. 4.2.1.5). Es liegen Berichte über eine spontane episodische Ausgasung von H_2S aus dem Upwelling-Bereich des Ozeans vor (z. B. O'TOOLE 1996: 53, SAKKO 1998: 190). Dieses Gas soll aus den Schelfablagerungen stammen, welche überwiegend aus einem Diatomeenschlamm bestehen. Letzterer enthält bis zu 15 % an organischem Kohlenstoff (SHANNON 1989: 12). Nach MARTIN (1963a) soll H_2S im Nebel oxidiert und als Sulfat auf dem Festland niedergeschlagen werden.

Die Grundrichtungen der Transportlinien dürften unstrittig sein, doch über die chemischen Prozesse beim landwärtigen Transport, insbesondere von Schwefelverbindungen und deren Bedeutung für die Landschaftsdynamik und -geschichte, besteht keine Klarheit. Das betrifft v. a. die Entstehung von Gipskrusten und hier vor allem die Herkunft des Schwefelanteils im Gips. Schwefelherkunft und Gipskrustenentstehung in der küstennahen Namib wird in Kap. 4.2.1.5 ausführlich diskutiert.

Die komplizierten chemischen Wechselwirkungen und Nährstoffzyklen innerhalb des Benguelo-Ökosystems haben zuletzt v. a. CHAPMAN & SHANNON (1985) und BAILEY & ROGERS (1997) im Rahmen einer forschungsgeschichtlichen Darstellung zusammengefaßt. Für vorliegende Arbeit ist dieser Nährstoffzyklus insofern wichtig, als daß er zu charakteristischen Ablagerungen auf dem Schelf- und dem Tiefseeboden (z. B. des Walvis-Rückens) führt. Er soll hier nur sehr stark

verkürzt erläutert werden. Vereinfacht existieren Nährstoffe, wie Nitrat, Phosphat, Stickstoff oder auch Silikate im Ozeanwasser in bestimmten (niedrigen) Konzentrationen. An der Meeresoberfläche oder in den obersten Wasserschichten werden diese Nährstoffe von Phytoplankton (v. a. Algenarten, dominant Diatomeen) konsumiert und photosynthetisch umgewandelt. Bei den Stoffwechselfvorgängen wird Kohlendioxid absorbiert und Sauerstoff ins Wasser freigesetzt. Es kommt zur Algenblüte und Vermehrung, die nach intensivem Upwelling und bei zusätzlichem Warmwasserzustrom (z. B. bei ENSO-Ereignis) so umfassend sein kann, daß sich das Oberflächenwasser verfärbt. Dann blühen besonders die Rotalgen (*Heterocapsa triquetra*, *Noctiluca scintilans*, *Mesodinium rubrum*, *Gymnodinium spp.*, *Scrippsiella spp.*, *Gongaulax spp.* und andere Dinoflagellaten), was zu typischen Rotfärbungen (*red water*, *red tides*) führt. Ein Foto der *red tides* zeigt SCHOEMAN (1996: 23).

Das Phytoplankton ist Nahrungsgrundlage der Zooplankton- und Fischfauna. Da jedoch im Benguela unter Normalbedingungen ein Ungleichgewicht zwischen Flora und Konsumenten besteht, sinkt ein Großteil des abgestorbenen Materials zusammen mit den Abfallprodukten der Fauna auf den Meeresboden, wobei sie organisch zersetzt werden. Während der Fäulnis- und Zersetzprozesse wird Sauerstoff der tieferen Wasserschichten und der Schelfsedimente verbraucht und Nährstoffe wieder in die (tieferen Teile der) Wassersäule entlassen. Nach CHAPMAN & SHANNON (1985) resultiert die Gesamtbilanz des Prozesses in einer relativen Absenkung der Nährstoffkonzentrationen mit Sauerstoffanreicherung in den oberen Wasserschichten bei gleichzeitiger Nährstoffanreicherung und Sauerstoffverarmung in den bodennahen (vgl. Tab. 5).

Konzentrationen [μM]	Nitrat	Phosphat	Silikate	Sauerstoff
Schelf und tiefe Wässer	10-30	2-3	20-50	< 1,5 ml/l
Auftriebswässer	15-25	1,5-2,5	5-20	< 2 ml/l
Oberflächenwässer	< 5	< 2	< 1	4,8-5,2 ml/l

Tabelle 5: Nährstoff- und Sauerstoffkonzentrationen in Teilen der Wassersäule auf dem namibischen Schelf nach SHANNON & O'TOOLE (1998: 15). Schon während der „Meteor-Expedition“ 1925-1927 wurden in Tiefenwässern Sauerstoffgehalte von unter 0,5 ml/l gemessen (WATTENBERG 1938), was extrem anoxischen Bedingungen entspricht. Deutlich wird der Nährstoffreichtum der tiefen Wasserschichten und des Auftriebswassers.

Die Funktion des Upwellings im Ökosystem besteht in der Zufuhr von Nährstoffen für den Beginn der Nahrungskette in den thermoklinen Wässern der Meeresoberfläche. Die Relikte sammeln sich am Schelfboden an und bilden einen typischen Diatomeen-Faulschlamm, dessen Komposition paläoökologisch ausgewertet werden kann. Über die Sedimente erfolgen daher auch Rückschlüsse auf die Geschichte des Benguela-Upwellings.

ENSO-Ereignisse, sog. „Benguela-Niños“, stellen eine bedeutende Veränderung des komplexen Systems dar (Kap. 3.2). Durch die Südverschiebung der Angola-Benguela-Front kommt es zu einem südwärts gerichteten Warmwasserzustrom (Angola-Gegenströmung), wodurch die stabile Kaltluftschichtung mit der abschließenden Inversionsschicht über dem küstennahen Ozean gestört wird. Dadurch wird die Konvektion der feuchten, antizyklonal-ozeanischen Luftmassen nicht unterbunden und die Okklusion über der heißen Namib-Luft gefördert. Es kommt zu Niederschlägen als Steigungsregen, insbesondere im Bereich der Randstufe (Abb. 33).

Stofftransportmodell im Benguela-Küstenwüstensystem bei ENSO-Witterung

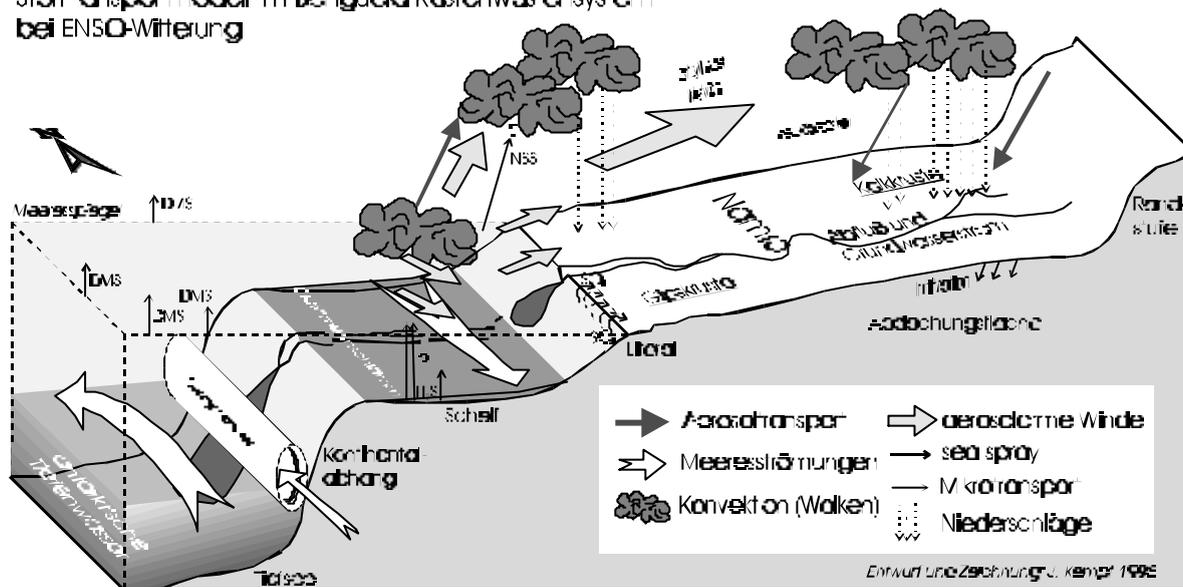


Abbildung 33: Stofftransportmodell im Benguela-Küstenwüstensystem bei ENSO-Wetterlage (Benguela-Niño). Das Upwelling ist zusammengebrochen bzw. nach Süden oder Südwesten verlagert. Es ist keine Inversionsschicht ausgebildet, was zu Steigungsregen führt. Daraus folgt verstärkter Oberflächenabfluß und Infiltration (Grundwasser-Interflow). Aerosol wird überwiegend deponiert. Im Übergangsstadium vom Normalsystem kommt es durch verstärkten organischen Abbau zu erhöhter Ausgasung von Abbauprodukten (H_2S -Exhalation?) und Faulschlammdeposition auf dem Schelfboden. Dies führt zu extremem Sauerstoffmangel in den bodennahen Wässern und im Folgestadium auch zu einem Defizit in den Oberflächenwässern, da aufgrund des Absterbens von Phytoplankton kein Kompensationssauerstoff mehr ausgeschieden wird. Die verbreiteten Fisch- und Robbensterben werden auf diese zyklischen (?) Prozesse zurückgeführt. Wann sich eine Neustabilisation oder die Etablierung eines Ersatzsystems einstellt, ist unbekannt, da ENSO-Ereignisse nur kurzfristige Änderungen darstellen und sich das Benguela-System offenbar nach Ende des Benguela-Niño wieder schnell regeneriert.

Ob die aktualistische Argumentation zulässig ist, wonach die Verhältnisse bei (kurzfristigen, zyklischen) ENSO-Ereignissen repräsentativ für das Stofftransportsystem bei (dauerhaft) zusammengebrochenem oder verlagertem Auftriebssystem sein kann, ist nicht abschließend zu klären. Dazu muß auch die jeweilige Paläozirkulation der Atmosphäre in ihren weitreichenden Telekonnexionen berücksichtigt werden. Es sprechen aber immerhin einige physikalische Argumente dafür, daß bei Existenz einer südatlantischen Antizyklone die Nicht-Existenz eines Auftriebssystems die extreme Aridität der Namib aufhebt (Kap. 3.2, S. 37f).

3.5 Klimavariabilität, Morphomilieu- und Ökosystemstabilität: ein Arbeitsmodell

1.5.4 Die Rolle der Primärdeterminanten im ökodynamischen System

Für jede Modellierung der Entwicklung von Ökosystemen und Morphomilieus ist eine differenzierte Betrachtung der vorgegebenen Standortbedingungen unumgänglich. Diese Standortbedingungen sind bis zu bestimmten Grenzbereichen anhand ihrer Prozeßdeterminanten approximierbar. Als wichtigste Primärdeterminanten wirken hinsichtlich der Standortbedingungen neben der in Kap. 3.2 u. 3.3 betrachteten klimageographischen Ausstattung (energetischer Input, Transportagentien) vor allem die geologisch-geomorphologisch-pedologische Ausstattung (Gesteins- und Mineralgrundlage, Formungsprozesse, Verwitterungsmilieu, Stofftransport und Reliefenergie). Zusammen mit der Determinante Zeit stecken diese rückgekoppelt verbundenen physischen Primärdeterminanten den Rahmen (das Morphomilieu) ab, in dem die Prozesse des ökodynamischen Systems als Formungsmechanismus evolutiv (algorithmisch) ablaufen. Die klimatisch-hydrogeographische Primärdeterminante ist dabei anhand von Meßreihen für aktuelle oder sub-aktuelle Zeiten mathematisch-statistisch hinreichend exakt darstellbar (Kap. 3.3).

Gänzlich anders verhält es sich mit der in dieser Arbeit zu behandelnden geologisch-geomorphologisch-pedologischen Primärdeterminante. Hier ist eine quantifizierende Beschreibung der prozessualen Verknüpfungen zur Charakterisierung der Formungsmechanismen nur unzureichend möglich. Allgemein auf die namibischen Trockengebiete exakt anwendbare mathematische Modellvorstellungen, die als Teilsysteme in ein ökodynamisches Modell eingearbeitet werden könnten, sind nicht bekannt und wurden für diese Abhandlung auch nicht entwickelt. Dafür wären sehr lange Beobachtungs- und Meßzeiträume notwendig gewesen. Ursächlich zu nennen sind dabei vor allem der hohe Grad an Komplexität (d. h. das unterschiedlich dimensionierte Zusammenwirken von zahlreichen Prozeßdeterminanten an unmeßbar vielen *topoi*). Natürlich gibt es in gängigen Lehrbüchern Modellansätze zur mathematischen Beschreibung geomorphodynamischer Prozesse (z. B. zum Hangabtrag etc.), die vielleicht auch ökosystemdynamisch ausgewertet werden könnten. Allerdings sind sie für die hier betrachteten Zusammenhänge empirisch kaum überprüfbar und bilden außerdem nur Teilaspekte ab, was nicht im Sinne der gegebenen Fragestellung (Gesamtdarstellung der Morphogenese mit Interpretation des Milieublaufs) sein kann.

Diese Primärdeterminante gleicht somit einem *Black-Box*-Modell, bei dem momentan nur die Endzustände (Boden und Relief) beobachtbar sind. Letztere sind als „exogene Realform“ (BÜDEL 1971: 13) Produkte einer „synthetisch-historischen“ Entwicklung, die nur mittels eines „logisch-

historischen Indizienbeweises“ auf raum-zeitlicher Ebene erklärbar werden und intersubjektive Befunde liefern. Als Bezugsrahmen der Intersubjektivität dient in dieser Arbeit das System der Klimageomorphologie (BÜDEL 1971, 1981), das ein geeignetes Instrumentarium für die Erklärung des Formenschatzes in den namibischen Untersuchungsgebieten bereitstellt. Demnach sind die wesentlichen Züge des Formungsmechanismus aus der Analyse der von ihm erzeugten Reliefgestalt erkennbar (BÜDEL 1971: 6).

Es wird allerdings weniger versucht, durch absolute Datierungen zu einem Verständnis des chronologischen Ablaufs zu kommen und so bestimmte Prozesse einzuordnen. Leider sind in Namibia angewandte Datierungsmethoden aus vielerlei, exemplarisch bei GEYH (1995) angeführten Gründen manchmal fragwürdig, so daß sie allenfalls mit Vorbehalten Argumente stützen oder ablehnen können. Das gilt insbesondere für die ^{14}C -Methode, da nach GEYH (1995: 81f) der Verdacht besteht, daß ein Großteil des bisher aus Namibia datierten Materials aus „offenen“ oder zeitweise offenen Systemen entnommen wurde und somit keine zuverlässigen radiometrischen Alter ermittelt werden konnte. Stattdessen erfolgte eine relative Einordnung der Reliefgenerationen, die eine ungefähre Altersabschätzung erlaubt.

Zur Umsetzung der Reliefanalyse wurden in den Untersuchungsgebieten formbeschreibend vorgegangen und der Formenschatz mit aus der Literatur bekannten historisch-genetisch interpretierten Indizien abgeglichen. Dafür dienten unterstützend insbesondere publizierte Erkenntnisse zur Sedimentgeschichte und der dadurch indizierten biologisch-ökologischen Entwicklung aus Bohrkernanalysen vom ostatlantischen Schelf, zur Klimageschichte aufgrund terrestrischer Befunde, aber auch zur Geoarchäologie und Paläontologie Namibias.

Bemerkenswert an Namibias Großlandschaften ist die Beobachtung, daß sie im wesentlichen aus Rumpfflächen verschiedener Niveaus bestehen. Die Rumpfflächenbildung oder ihre Weiterbildung wird von BÜDEL (1971, 1981) u. a. mit einem bestimmten charakteristischen Morphomilieu verknüpft, das zu tiefgründiger chemischer Verwitterung des Ausgangsgesteins (tropische Bodenbildung) und durch den Mechanismus der „doppelten Einebnungsfläche“ zur gesteinsunabhängiger Flächentieferlegung führt („alteritisches Tiefschalten“ bei RUST 1970). Dieses Modell und seine reale Wirkungsweise stehen hier nicht zur Diskussion. Vielmehr kann die in dem Modell implizit enthaltene typische Bodenbildung (z. B. Oxisol- oder Latosolprofil über Saprolit) als charakteristische Ausprägung eines (feucht-) tropischen „flächenbildenden“ Milieus angesehen werden. Sie stellt einen Extremfall (zur feuchten Seite hin) der im Untersuchungstransect feststellbaren (Boden-) Form dar.

Andere Bodentypen, wie Regosole oder andere Rohböden, sowie eine Reihe pedogener Formen, wie z. B. Profilkappungen, Krustenbildungen, Kolluvienbildungen etc., weisen auf andere, energetisch unterschiedlichere Milieus hin. Damit bietet der Formenschatz im Transekt Zentral-Namibia ein breites Spektrum an möglichen Milieus im zeitlichen Ablauf. Die zugehörigen Ökosysteme dürften zwischen dichten Feuchtwäldern und Extremwüsten pendeln. Gegenstand der Untersuchung ist hier in erster Linie die Milieudynamik seit der letzten durchgreifenden Flächenbildungsphase, soweit dies nachgewiesen werden kann.

In Kapitel 2.1 (S. 6) wird die axiomatische Einheit von Reliefgenese und ökologischer Ausstattung eines Raumes formuliert und das Gesamtsystem unter dem Begriff „Morphomilieu“ zusammengefaßt. Das Morphomilieu wird neben den (eher langfristigen) endogenen Kräften vor allem vom Klima und dem Geoökosystem in seiner Gesamtheit bestimmt. Bei Betrachtung der formbildenden Prozesse in einem bestimmten Ökosystem oder einer Geoökochore fällt auf, daß Materialbereitstellung und Stofftransportprozesse, welche zur Formbildung führen, mit Ausnahme des äolisch und zoogen (physikalisch) transportierten Materials fast immer mit der Verfügbarkeit von flüssigen Agentien in Verbindung zu bringen sind. Diese scheinbare Trivialität unterstreicht aber gerade in Trockenräumen, wie dem Untersuchungsgebiet die Bedeutung aller Faktoren, die mit der Bereitstellung von Wasser als Formungsagens zu tun haben. Der wichtigen Rolle von Niederschlagsmenge und -verteilung für Ökosystem und Morphodynamik wurde mit den Ausführungen in Kap. 3.3 Rechnung getragen. Es wurde dabei festgestellt, daß die Bereitstellung von Wasser für die Formungsdynamik und die Ökosystementwicklung an den einzelnen *topoi*, wie auch im Rahmen chorischer Prozeßvergesellschaftungen extrem variablen Bedingungen unterliegt. Vereinfacht: Regen ist ein zeitlicher, räumlicher und mengenmäßiger Unsicherheitsfaktor für das Geoökosystem und deshalb ein Stabilitätskriterium.

Hypothese: Hohe Klimavariabilität beeinflusst die Stabilität von Ökosystemen und ist demnach eine wichtige Determinante des Morphomilieus.

1.5.5 Ökosystemstabilität

Vor der modelltheoretischen Betrachtung der Ökosystemzusammenhänge im jeweiligen Morphomilieu ist es unumgänglich, eine kurze Definition des Begriffs der Ökosystemstabilität zu geben, da der Stabilitätsbegriff scheinbar uneinheitlich verwendet wird. Er ist zunächst klar zu unterscheiden vom morphodynamischen Stabilitätsbegriff, wie ihn etwa ROHDENBURG (1970) verwendet. Nach ROHDENBURG (1989: 120) ist letzterer ein *„Zustand mit sehr schwacher fluvialer Geomorphodynamik an mit dichter Vegetation bestandenen, und durch relativ starke Bodenbildung ausgezeichneten Hängen.“* Die Stabilität eines Ökosystems gilt dagegen vor allem bei der Trag-

fähigkeitsbestimmung eines Raumes als sehr bedeutsame Größe. Aus Sicht des Landnutzers ist beispielsweise ein Nutzungsraum dann stabil, wenn seine ökonomische Leistungsfähigkeit (landwirtschaftliche Produktion; im Fall Namibias weidewirtschaftliche Produktion) dauerhaft gesichert ist (Konstanz). Es dürfen also keine irreversiblen Störungen des Naturpotentials auftreten. Demnach ist Ökosystemstabilität definiert als

„das Bestehenbleiben eines ökologischen Systems und seine Fähigkeit, nach Veränderung in die Ausgangslage zurückzukehren“ (GIGON 1984: 14).

Ökosystemlabilität ist daher die *„Neigung eines Ökosystems, verändert zu werden“*, Instabilität *„das Fehlen der Fähigkeit, in die Ausgangslage zurückzukehren“ (GIGON 1984: 15).* REMMERT (1992: 291) betont jedoch, daß diese „Konstanz“ nicht mit „Stabilität“ und „Inkonstanz“ nicht mit „Labilität“ (Empfindlichkeit) gleichgesetzt werden dürfen. Vielmehr sind stabile Systeme dann solche, die bei exogenen Einflüssen keine wesentliche Änderung erfahren; labile Systeme reagieren dagegen mit Veränderung auf Störfaktoren. Demgegenüber ist ein konstantes System *„ein System, in dem nur relativ geringe Veränderungen bei den herrschenden klimatischen Bedingungen zu beobachten sind“*. Inkonstant ist dagegen *„ein System, welches beim Vergleich jeweils der gleichen Jahreszeit über viele Jahre hinweg mehr oder weniger deutliche Unterschiede zeigt“ (REMMERT 1992: 290f).*

Diese Begriffsdefinitionen aus der agroökologischen Sichtweise können auf die Verhältnisse der Morphomilieus übertragen werden, da sie nicht zwingend den Faktor „Nutzung“ enthalten. Daraus ist aber nicht zu schließen, daß nach diesen Definitionen stabile oder instabile Ökosysteme ebenso stabile oder instabile Morphomilieus repräsentieren. Das instabile Morphomilieu ist charakterisiert durch hohe Transportleistungen, ein Indiz, das über die Stabilität des zugehörigen Ökosystems allein noch keine Wertung erlaubt, da sich ein Ökosystem auch an hohe Transportleistungen anpassen kann. Trotzdem kann ein Bezug zwischen dem Morphomilieu und dem Ökosystem hergestellt werden. Die wechselseitige Verbindung beider Begriffe besteht bei der Fragestellung dieser Arbeit hauptsächlich im Energie-Interzeptionsvermögen der Vegetationsformation (s. u.).

HABER (1979) unterscheidet eine ökozentrische Sichtweise mit Stabilitätskriterien des natürlichen Prozeßablaufes von einer anthropozentrischen Sichtweise mit Stabilitätskriterien der Nutzungsansprüche. Besonders komplex erscheint die Definierung eines Zielzustands mit festgelegten ökologischen Zielkriterien und Toleranzgrenzen. In dieser Arbeit soll (sowohl im ersten als auch im zweiten Ansatz, vgl. Kap. 1) der Zielzustand der Ökosystemstabilität über den Geostandort definiert werden; es herrscht also eine rein morphozentrische Sichtweise vor. Dafür ist es notwendig, die inhärenten

Stabilitätsdeterminanten des Ökosystems am Geostandort von außenbestimmten Determinanten (Störfaktoren) und der Fähigkeit zu deren Pufferung (Abschwächung oder Regeneration) zu unterscheiden. Das unterliegt in einem genutzten Raum mit Berücksichtigung der Aktualismusproblematik erschwerten Bedingungen.

Sowohl Stabilitäts- wie auch Labilitätsdeterminanten sind systemimmanent. Aufgrund der hohen naturräumlichen Variabilität in Namibia sind beide besonders ausgeprägt (KEMPF 1996b: 267). Deshalb befinden sich die untersuchten Geoökosysteme bzw. Geobiozönosen auch ohne exogene Störfaktoren durch häufige naturbedingte Über- oder Unterschreitung inhärenter Toleranzgrenzen stets in einem mehr oder weniger dynamischen Zustand. KEMPF (1994) lehnt darum für solche Ökosysteme am hochvariablen Geostandort das Prinzip von Sukzession und Klimax mit „potentieller natürlicher Vegetation“ ab (zur Kritik des Klimax-Begriffs s. auch REMMERT 1992: 216). Besonders gilt dies, wenn die Klimaxstruktur als „*Bereich im Zustandsraum*“ definiert wird, „*auf den das System zuläuft und in dem es dann verbleibt, unter der Voraussetzung, daß die durch die Milieuparameter beschriebenen exogenen Einflüsse sich nicht ändern, stationär sind*“ (SCHWEGLER 1981: 130).

Tab. 6 gibt eine Typisierung der Ökosystemstabilität (basierend auf GIGON 1984: 17) mit ausgewählten namibiabezogenen Beispielen:

	Dynamik	ohne Störfaktoren	mit Störfaktoren
Stabilität	Keine bis vernachlässigbare Veränderungen und Schwankungen	Konstanz: (<i>innere</i>) <i>Stabilität der Namib</i>	Resistenz: <i>Widerstandsfähigkeit der Caprivi-Trockenwälder gegenüber natürlichen Bränden</i>
Instabilität	elastische Schwankungen (Zyklen)	Zyklizität: <i>regelmäßig wiederkehrende Großtierwanderungen in Savannen</i>	Elastizität: <i>Erhalt der Savanne trotz regelmäßiger saisonaler Brände</i>
	unregelmäßige Fluktuationen (azyklisch, algorithmisch)	Endogene Fluktuation: <i>Unregelmäßiger Heuschreckeneinfall; ephemere Flutereignisse oder Extremdürren</i>	Exogene Fluktuation: <i>Verbuschung infolge Über- oder Unterschreitung der Tragfähigkeitsgrenzen</i>
	irreversible, mehr oder weniger große Veränderungen	Endogene Veränderung: <i>exponentielles Wachstum einer Tribulus terrestris-Gesellschaft auf Pionierstandort; Klimaveränderung</i>	Exogene Veränderung: <i>Dünenmobilisierung infolge Überweidung von Grasland; Bodenerosion</i>

Tabelle 6: Ökosystemstabilität: Einteilung verändert nach GIGON (1984: 17).

In Tab. 6 wird eine Generalisierung der Ökosystemdynamik vorgenommen. Sie wird in vier Grundmuster unterteilt:

- (1) keine Veränderung der Systemdeterminanten, allenfalls schwache Schwankungen,

- (2) elastische Schwankungen mit regelmäßig wiederkehrenden, zyklischen (z. B. saisonalen) Veränderungen,
- (3) unregelmäßige, azyklische, starke Fluktuationen,
- (4) irreversible, erhebliche Veränderung (Umbruch).

(1) und (2) sind dabei charakteristisch für stabile Ökosysteme. Sie sind so elastisch, daß auch Störfaktoren nicht zum Zusammenbruch, zu gravierender Veränderung oder Ausbildung eines anderen Systems führen; (3) und (4) charakterisieren eher labile Ökosysteme. Eine solche Generalisierung in vier Stufen ist unumgänglich, will man das komplexe Problem überhaupt angehen. Die Beurteilung von Geoökosystemen nach Stabilitätskriterien steht in engem Zusammenhang mit dem ökologischen Gleichgewicht. Letzteres ist gekennzeichnet durch ein ausgewogenes Niveau des Energie- und Stofftransports zwischen den Systemen und den jeweiligen Organisationsstufen. Für geographische Fragestellungen ist vor allem das ökologische Gleichgewicht höherer Stufen relevant; insbesondere die landschaftsökologische Stabilität erfordert eine chorologische Betrachtung. Von untergeordneter Relevanz sind Ökosystemstabilität im engeren Sinne sowie Biozönosenstabilität, die eher topologisch betrachtet werden (vgl. BASTIAN 1992). Stabilitätsdimensionen unterhalb der Biozönose (biologische Fragestellungen) werden in dieser Arbeit nicht berücksichtigt und spielten auch bei den Feldaufnahmen keine Rolle. Vielmehr wurde gemäß der Fragestellung des zweiten Ansatzes ein Schwerpunkt auf die Ökodynamik innerhalb des jeweiligen Morphomilieus gelegt.

3.5.3 Morphomilieu

In Kapitel 3.5.2 wurde der Begriff der Ökosystemstabilität definiert als der Grad, in dem Ökosysteme zu Veränderungen ihrer inneren Struktur neigen, wobei stabile Systeme die Fähigkeit besitzen, nach Veränderungen in ihre Ausgangslage zurückzukehren. Da die Hauptdeterminanten des Ökosystems, Energie-Input durch Klima (Temperatur, Niederschläge etc.), Relief, Stoffumsatz (z. B. Verwitterung, Mineralisierung) und Stofftransportleistung, gleichzeitig Hauptdeterminanten des Morphomilieus sind, kann letzteres unter ähnlichen Gesichtspunkten betrachtet werden. Innerhalb eines klimageomorphologischen Ansatzes haben erstmals RUST & WIENEKE (1973, 1976), RUST (1975) und WIENEKE (1975) die Reliefgenese innerhalb eines Ausschnitts (künstennahe Zentral-Namib) des Untersuchungstransekts als Abfolge unterschiedlicher „geomorphologischer Milieus“ (hier zusammengezogen „Morphomilieu“) erklärt.

In Anlehnung an ROHDENBURG (1970) unterschieden die o. g. Autoren dabei zwischen „Aktivitätsphasen“ und „Stabilitätsphasen“ der Reliefbildung und gliederten vertiefend vier geomorpho-

logische Milieus aus - „Feucht-Stabilität“, „Feucht-Aktivität“, „Trocken-Stabilität“ und „Trocken-Aktivität“. Von diesen Milieus konnten sie die letzten drei in der Zentral-Namib nachweisen (z. B. RUST & WIENEKE 1973: 20). Sie sind in Tab. 7 dargestellt:

Geomorphologisches Milieu			Indizien		
Reliefbildung	Bodenbildung	„Prozesse“	Relief	Sediment	Böden
	alternativ				
---	Feucht-Stabilität ^{*)}	„alteritisches Tiefschalten“ (RUST 1970)	Flachmuldentäler und Inselberge	?	vermutlich Kaolinprofile Latosole
Feucht-Aktivität	---	autochthone Regenflächen-Spülung	Haupttal mit Nebentälern; Schwemmfächer	fluviale Sedimente	---
---	Trocken-Stabilität	Allochthone der Regenflächen-Spülung	Canyon im allochthonen Vorfluter; Schwemmfächer im Vorfluter	fluviale Sedimente	Gips-Horizonte Kalk-Horizonte Regosole Lithosole Takyre
Trocken-Aktivität	---	Dünenbildung	Barchane	Barchan-Sedimente	---

^{*)} diese Zeile wurde in die Originaltabelle eingefügt (vgl. RUST & WIENEKE 1976: 27f)

Tabelle 7: Klimageomorphologische Phasen in der Zentralen Namib nach RUST & WIENEKE (1973: 20, 1976: Tab. 3.1 im Anhang) in Anlehnung an die Modellvorstellung von ROHDENBURG (1970). Aus der Abfolge von Terrassen, Schwemmfächern, Tälern und Böden in der Zentral-Namib und dem unteren Swakop wird auf die Abfolge abgrenzbarer klimageomorphologischer Phasen und Milieus im Spätquartär geschlossen.

Nach dieser Vorstellung werden bei „Feucht-Aktivität“ die Niederschläge am Standort (*topos*) reliefwirksam und es bilden sich Täler. Die Ausbildung von Tiefenlinien und den darauf ausgerichteten Hängen wird von den Standortgegebenheiten gesteuert (Petrovarianz, vorgegebenes Relief etc.) und wird als autochthone fluviale Formung definiert (RUST 1975: 102). Beim trocken-stabilen Milieu soll dagegen das Niederschlagsangebot nicht zur Talbildung, sondern lediglich zur Bodenbildung ausreichen (Wüstenrohböden, Verkrustungen). Ausgenommen sind Fremdlingsflüsse, die als „isolierte Aktivitätsbezirke“ betrachtet werden (RUST 1975: 102) und in deren Gerinnebett Formbildung (Sedimentation, Transport, Erosion) stattfinden kann (allochthone fluviale Formung). Das Milieu der Trocken-Aktivität wird von äolischer Aktivität bestimmt, da die Niederschläge am *topos* so gering sind, daß Wind formbildend wird, sofern transportable Korngrößen (Barchansande, Riviersande, trocken-gefallene Schelfablagerungen etc.) vorliegen (RUST 1975: 104). Für Fremdlingsflüsse gelten ähnliche Überlegungen wie beim trocken-stabilen Milieu. Das vierte geomorphologische Milieu (feucht-stabil; in Tab. 7 mit Asterisk versehen) wurde innerhalb des gesteckten Zeitrahmens o. g. Arbeiten (¹⁴C-Datierungsbereich) im entsprechenden Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen. Dieses Milieu soll durch großklimatisch feuchtzeitliche Bodenbildung gekennzeichnet sein (vermutlich Kaolinit- bzw. Latosolprofile, vgl. Tab. 7).

RUST (1975: 107) und RUST & WIENEKE (1976: 28) leiten aus der Abfolge der so charakterisierten „geomorphologischen Milieus“ (gefaßt als „klimageomorphologische Phasen“) bestimmte regelhafte Relieftypen her:

1. Tumasisches Relief: Produkt des Wechsels zwischen feucht-aktiven und trocken-stabilen Phasen mit Formungsruhe auf Hängen und in Gerinnebetten bei Trocken-Stabilität (Bsp.: Gipskrustenbildung am mittleren Tumas) sowie autochthoner „Regenflächenspülung“ (Begriff definiert bei RUST 1970: 154; vgl. Kap. 3.6.3 und Karte 15) bei Feucht-Aktivität. Als Idealtypus wird das Tumas-Rivier der zentralen Namib gesehen.
2. Gramadullarelief: Produkt des Wechsels von trocken-stabilen und feucht-aktiven Phasen mit Auswirkungen der allochthonen Regenflächenspülung aus dem Hochland in den Gerinnebetten (isolierte Aktivitätsbezirke), die dadurch quasi dauerhaft weiter eingetieft werden. Die autochthonen Seitentäler sollen sich dabei in den feucht-aktiven Phasen erneut auf den auch in trocken-stabilen Zeiten allochthon weitergeformten Hauptvorfluter einstellen (engständige V-Täler, „Gramadullas“ nach RUST & WIENEKE 1974). Als Beispiele für diesen Relieftypus nennen RUST & WIENEKE (1976: 28) Swakop und Kuiseb.
3. Tsondabisierungs-Relief: Produkt einer Phasensukzession von trocken-stabilem oder feucht-aktivem zu trocken-aktivem Milieu. Dabei kann nach RUST & WIENEKE (1976: 29) das Ausreten äolischer Transportformen zur Laufversperrung der Riviere führen, wie aktuell bei Tsondab, Tsams, Tsauchab, Tumas oder den Rivieren des Skelettküsten-Ergs.

Für den Relieftyp (Rumpffläche mit) „Inselberglandschaften“ und seine Weiter- oder Umbildung liefert das Modell der klimageomorphologischen Phasen auf Basis des Aktivitäts-Stabilitäts-Begriffspaares dagegen keine hinreichende Erklärung, wie auch RUST & WIENEKE (1976: 29) feststellen. Gerade dieser Relieftyp dominiert jedoch weite Teile der Zentral-Namib und des Untersuchungstransekts. Deshalb muß die Konzeption der geomorphologischen Milieus einer kritischen Betrachtung unterzogen werden.

Kritik am Modell der klimageomorphologischen Phasen: Es ist unklar, ob das Begriffspaar Aktivitäts-Stabilität der Morphodynamik und die daraus abgeleiteten Milieus der reliefgenetischen Untersuchung innerhalb des gewählten Transekts genügen kann. Kritikpunkte wurden bereits von BÜDEL (1971: 78ff u. 93ff), LOUIS (1973) u. a. geäußert und vielseitig diskutiert. Hier sollen aber nur Punkte vorgebracht werden, die sich aus den Vorarbeiten zur eigenen Arbeitsmodellbildung ergeben haben.

1. Das aus den Überlegungen ROHDENBURGs (1970, 1989) entwickelte Modell stellt eine *black box* dar, die derzeit nicht in mathematisch begründbare Nomogramme umgesetzt werden kann, welche in der Lage wären, eine bestimmte exogene Realform (BÜDEL 1971) zielsicher einem bestimmten Morphomilieu zuzuordnen. Es wird auch bezweifelt, ob eine solche mathematische Modellierung angesichts der tatsächlichen Komplexität der Reliefgenese überhaupt anzustreben ist oder durchgeführt werden kann. Beim Fehlen konkreter Indizien, wie zum Beispiel Fossilien oder pollenführender Ablagerungen, können aber begründbare paläoklimatische Aussagen nur über das definierbare Paläo-Morphomilieu erfolgen. Ansonsten verbleiben paläoklimatische Aussagen in (von Fall zu Fall möglicherweise gut indizierter) Spekulation.
2. An Tab. 7 ist auffallend, daß keine Angaben zum jeweils vorliegenden Ökosystem aufgeführt werden (auch nicht zum rezenten), obwohl gerade hier ROHDENBURG (1970) einen zentralen Verknüpfungspunkt sah. Milieuaussagen beschränken sich dagegen ausschließlich auf Reliefformen und (eingeschränkt) auf Böden.
3. Mit seiner These der grundsätzlichen Trennung von morphodynamischer Aktivität und Bodenbildung wollte ROHDENBURG (1970: 93) „die verbreitete Vorstellung eines zeitlichen Alternierens von ‘Pluvialen’ [...] hinfällig machen“. Mit der Unterscheidung zwischen „trocken“ und „feucht“ kommt aber der Pluvialbegriff gewissermaßen durch die Hintertür wieder ins Modell hinein. Anscheinend kommt jegliche Modellierung ohne die Vorstellung von klimatischen Phasen nicht aus.
4. Die postulierte Verknüpfung von Bodenbildung mit Oberflächenstabilität widerspricht dem Cate-na-Prinzip, wonach Bodentypen reliefabhängige Verteilungsmuster zeigen. Die Bodenbildung am Hang zeigt abwärts gerichtete Stoffströme, die für die Ausbildung des jeweiligen Bodentyps einen wichtigen Faktor darstellen. Pedologisch kann dies jedoch nicht als „Stabilität“ angesehen werden.
5. Problematisch ist die Realisierung des Stabilitätsbegriffs im so bezeichneten feucht-stabilen geomorphologischen Milieu: Konsens dürfte darüber zu finden sein, daß es sich um ein Milieu handelt, in dem Bodenbildung infolge tiefgründiger (chemischer) Verwitterung vorherrscht, doch ob dabei morphodynamische Stabilität erreicht wird, ist zumindest fraglich. Tatsächlich ist so kaum ein System zu charakterisieren, in dem keine Transportprozesse stattfinden. Schon die Komponente „feucht“ impliziert selbst bei geringem Gefälle irgendwelche Transportprozesse, sei es von Stoffen in gelöster Form oder feinen Korngrößen. Statt der morphodynamischen Stabilität dürfte also eher ein hohes Maß an ökodynamischer Stabilität bei geringer Variabilität (Kap. 3.5.4) herrschen.

6. In den Stabilitätsbegriff wird eine Vielzahl pedogener Prozesse eingeschlossen, die sehr unterschiedliche Dynamiken zeigen. Aus Sicht der Arbeiten in Namibia ist besonders zu kritisieren, daß echte Pedogenese (Bodenbildung durch Verwitterung von verschiedenen Ausgangsgesteinen) begrifflich nicht getrennt wird von den „bodenmodifizierenden“ Prozessen, wie zum Beispiel Krustenbildung. Tatsächlich läßt sich etwa die Vorstellung der Kalkkrusten-Automultiplikation nach EITEL (1993, 1994a) keinem der in Tab. 7 vorgeschlagenen geomorphologischen Milieus eindeutig zuordnen, da zum einen „pedogene Prozesse“ (Krustenbildung), zum anderen Transportprozesse (Verkarstung, Carbonatfreisetzung, äolischer Transport) postuliert werden. Trocken-Stabilität oder Trocken-Aktivität? Beides schließt sich nach obigem Modell eigentlich aus. Auch die Einführung eines Begriffs der „Teilaktivität“ (ROHDENBURG 1989: 121) mit „korngrößenselektiver Verlagerung“ löst das Problem nicht. Selbst unter feucht-aktiven und feucht-stabilen Aspekten könnten Kalkkrustenbildungen betrachtet werden.
7. Ähnliches gilt für die Gipskrustenbildung der Namib: auch sie werden in Tab. 7 als pedogene Ausprägung eines stabilen (rezenten) Milieus gesehen, obwohl von den meisten Autoren (Kap. 4. 2.1.5) Transportprozesse zur ihrer Bildung als notwendig erachtet werden (kein autochthoner Gips im Ausgangsgestein) und eine äolische Reliefbildung vorherrscht.
8. Mit der Zuordnung von Kalk- und Gipskrustenbildungen zum gleichen (trocken-stabilen) Milieu wird den unterschiedlichen tatsächlichen Bildungsmilieus (völlig unterschiedliches Löslichkeitspotential) keinerlei Rechnung getragen. Eine Einordnung von Salzkrusten (Salcrete), Eisenkrusten (Ferricrete) oder Silikatkrusten (Silcrete) wird gar nicht erst versucht.
9. Auch Lithosole und Takyre lassen sich oft nicht sinnvoll in das gleiche Milieu einordnen, wie Krustenbildungen, da es sich bei vielen Bodenbildungen der Namib nicht um autochthone Lithosolbildungen handelt, sondern um durch Transportprozesse veränderte (z. B. gekappte) ältere Bodenbildungen bzw. deren skelettreiche Residuen. Sie sind also keinesfalls in einem stabilen Milieu entstanden, sondern tragen erst später teilweise zu einer Stabilisierung bei.
10. Beim stabilen Milieu wird die Geschwindigkeit der Bodenbildung, also die Bodenneubildungsrate nicht berücksichtigt, obwohl es gerade hier graduelle Unterschiede gibt, die nicht zuletzt klimatische Ursachen zeitigen (Verfügbarkeit von chemischen Agentien, Hydrolyse oder Ligandenverwitterung, Milieuazidität, physische Materialaufbereitung durch Frost etc. pp). Auch hier liegt mit der Subsummierung unter einen Stabilitätsbegriff eine wenig hilfreiche Vereinfachung zugrunde.
11. Kritisiert wird auch die Begriffswahl zum „Gegensatzpaar Stabilität - Aktivität“, die etymologisch nicht begründet werden kann. Gemeinhin gilt „Stabilität“ als Gegensatz von „Labilität“ oder

„Instabilität“ und wird so auch in der Ökosystemforschung angewandt (s. o.). Der komplementäre Begriff zur „Aktivität“ wäre „Passivität“ oder allenthalben „Nicht-Aktivität“. Die Gleichsetzung von „Stabilität“ mit „Nicht-Aktivität“ ist ausschließlich in der Morphodynamik möglich, nicht in der Ökodynamik, denn dort beinhaltet der Stabilitätsbegriff keineswegs eine „Nicht-Aktivität“ (Kap. 3.5.2). Im Konstrukt „Morphomilieu“ sind aber *per definitionem* beide Dynamiken (u. a.) enthalten. Deshalb wird es als problematisch angesehen, das Begriffspaar für Morphomilieu zu verwenden.

Aufgrund der gravierenden Kritikpunkte kann das zu stark vereinfachende System von morphodynamischer Stabilität und Aktivität für die Untersuchung im zentralnamibischen Transekt allenfalls vereinzelt argumentativ auf einzelne Prozesse angewandt werden. Insgesamt bietet das Modell keine ausreichenden Lösungsansätze bei der Betrachtung von Groß- oder Gesamtsystemen.

Hypothese: Das Konzept „Morphomilieu“ ist unter Vorbehalt als Arbeitsbegriff auf die reliefgenetische Analyse des Untersuchungsstransekts anwendbar. Die Bildung eines Arbeitsmodells muß Modifizierungen enthalten, die den auf Namibia bezogenen Kritikpunkten gerecht werden.

3.5.4 Modellbildung

Zur Verifizierung der unter 3.5.1 und 3.5.3 genannten Hypothesen im Untersuchungsgebiet wurde in der Literatur nach einem verwendbaren Modell gesucht, das die Zusammenhänge zwischen Klimavariabilität und Ökosystemstabilität darlegt. Leider war diese Recherche erfolglos, so daß es nötig war, ein eigenes Arbeitsmodell zu erstellen. Folgende unterstützende Überlegungen waren Hauptkriterien:

1. Aus Gründen der Darstellung und Anwendbarkeit sollte das Modell zweidimensional aufgebaut sein. Es war das Morphomilieu in Relation zur Variabilität zu betrachten.
2. Morphogenetische Prozesse wie Verwitterung, Abtrag, Stofftransport und Deposition werden in erheblicher Weise vom Energie-Input beeinflusst. Neben der Reliefenergie und der solaren Energie, die zunächst generalisiert betrachtet werden sollten, spielte vor allem die kinetische Energie des Niederschlags eine hervorgehobene Rolle. Sie wird beim Aufschlag des Regentropfens in (Wärme- und) Transportenergie umgesetzt.
3. In allen gängigen Modellvorstellungen, die eine Quantifizierung des Bodenabtrags zum Ziel haben, z. B. der USLE (SMITH & WISCHMEIER 1957, WISCHMEIER & SMITH 1978) oder SLEMSA (STOCKING 1972, 1984, 1987; ELWELL 1978, 1981, 1984; vgl. auch KEMPF 1994: 142ff), tritt die Niederschlagsenergie als ein empirisch überprüfter mathematischer

Umrechnungsfaktor der Niederschlagsmenge auf. Die von der Bodenoberfläche empfangene kinetische Energie entspricht diesem Wert abzüglich der Interzeption (STOCKING et al. 1988: 179), also des Prozentsatzes, welcher durch die Vegetationsdecke absorbiert wird. Daher ist die Vegetationsdichte einer Formation am jeweiligen *topos* der wichtigste Faktor des Modells.

4. Da der Vegetationsbedeckungsgrad im saisonalen Verlauf generell eine schwer zu verallgemeinernde Größe darstellt, ist er nicht einfach modelltheoretisch betrachtbar.
5. Abgesehen von azonalen Sonderstandorten unterliegt aber der Bedeckungsgrad einer Vegetationsformation im wesentlichen der gleichen Variabilität wie die Niederschläge, kann also in theoretischen Überlegungen gekürzt werden.

Aus den Überlegungen 1-5 folgte: Das Morphomilieu eines Raumes in einem bestimmten Zeitrahmen spiegelt sich im Phänotyp „Ökosystem dieses Raumes im gleichen Zeitrahmen“ wider. Der Phänotyp ist gleichzeitig Hauptkomponente des Morphomilieus. Stabilitätsaussagen über das Ökosystem können also (meist) auf das Morphomilieu übertragen werden, sofern Reliefenergie- und solarer Energie-Input generalisiert oder nicht berücksichtigt werden. Es war aufgrund dieser Vorüberlegungen daher sinnvoll, zur Ordinate „Klima- oder Naturraumvariabilität“ in einem zweidimensionalen Grundmodell die Ordinate „Ökosystemstabilität“ in Bezug zu setzen. Gegenstand der Betrachtung im Grundmodell waren die (potentiellen) natürlichen Vegetationsformationen des Untersuchungsgebiets. Eine Quantifizierung konnte nicht gegeben werden. Dafür wären umfangreiche jahrelange Untersuchungen sowie Vergleichsmessungen aus anderen Gebieten notwendig gewesen. Folgende Hilfsmittel und Erfahrungen dienten der Konkretisierung des Grundmodells (Abb. 34):

1. Die Variabilitäts-Ordinate war einfach relativ untergliederbar: für einzelne *topoi* mit langjährigen Niederschlagsdaten konnten Angaben zur Variabilität statistisch ermittelt werden. Sie war mit Karte 9 in interpolierter Form für das Untersuchungsgebiet und ganz Namibia verfügbar (vgl. VAN DER MERWE 1983: 12). Zusätzlich lag für die gleichen *topoi* ein Variabilitätsindex RV vor (Kap. 3.3.3, S. 58ff), der zu einer relativen Einordnung herangezogen werden konnte.
2. Zur Zuordnung einer Vegetationsformation am jeweiligen *topos* mußten Feldüberprüfungen durchgeführt werden, wobei die allgemeine Vegetationskarte nach GIESS (1971) und die vegetationskundliche Literatur unterstützend herangezogen wurde (Kap. 3.6).
3. Die relative Einschätzung der Stabilität konnte nur als Erfahrungswert auf Basis von pedologischen Indizien und bei bekannter Vegetationshistorie erfolgen. Dabei waren Formationen, die sich v. a. im Bedeckungsgrad nicht leicht verändern als relativ stabil einzustufen, solche bei denen Ver-

änderungen bekannt sind, als relativ instabil. Als weitere Hilfsmittel zur Abschätzung wurden ältere Landschaftsbeschreibungen und Fotovergleiche herangezogen.

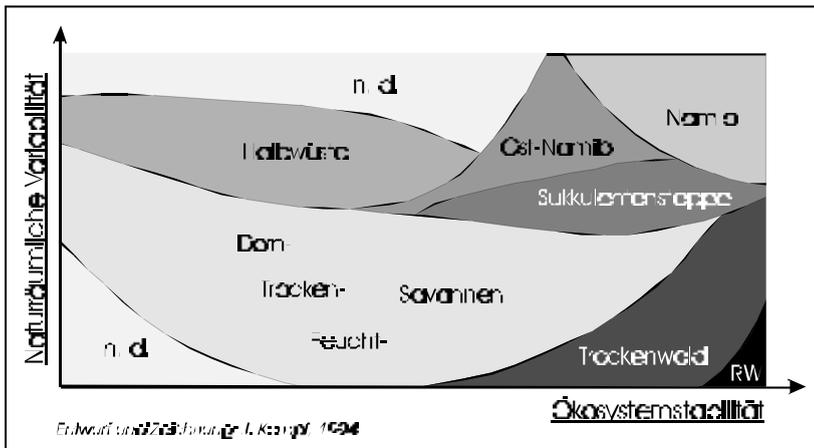


Abbildung 34: Grundmodell der Beziehungen zwischen Naturraumvariabilität und Ökosystemstabilität. Relativ stabile Ökosysteme gibt es sowohl im Bereich geringer naturräumlicher Variabilität (Trocken- und Feuchtwälder) als auch im Bereich hoher Variabilität (v. a. Namib und Sukkulentensteppen). Die Savannen- und Halbwüstenökosysteme sind dagegen in dem im Text genannten Sinne als weniger stabil einzustufen (RW = rezent nicht vorkommende Feuchtwälder; n. d. = nicht definiert).

Das Grundmodell (Naturraumvariabilität - Ökosystemstabilität) sollte von einer vereinfachten morphodynamischen Matrix überlagert werden, deren Elemente zunächst hypothetischen Charakter hatten und bei den Feldaufnahmen zu verifizieren waren (Abb. 35). Eine Trennung in ein Zweischichtmodell mit Grundmodell und Überlagerungsmatrix war die einzige Möglichkeit, den Bereich Morphodynamik gemäß der Fragestellungen sinnvoll mit Variabilität und Stabilitätskriterien des Ökosystems zu verbinden.

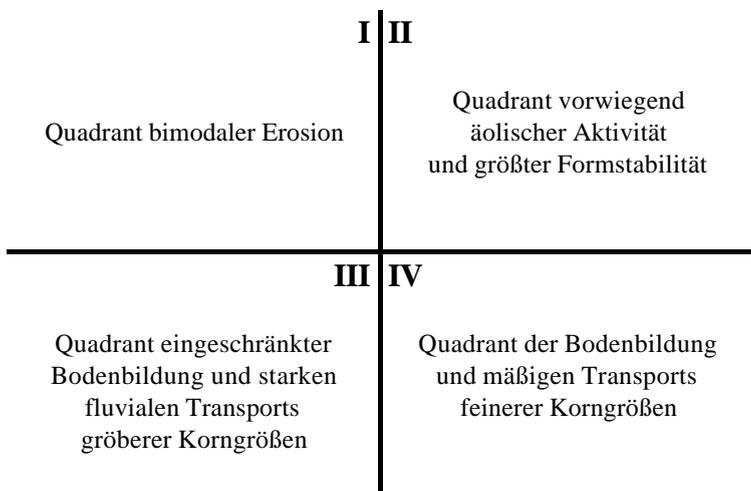


Abbildung 35: Einfache Überlagerungsmatrix der Morphodynamik zum Grundmodell der Ökosystemstabilität (Abb. 34). Die Matrix besteht aus 4 Quadranten mit charakteristischen Dynamiken, wie sie im Untersuchungsgebiet empirisch ermittelt wurden. Zusammen mit Abb. 34 ergibt sich das Gesamtmodell von Abb. 36 als Arbeitshypothese für die geomorphologisch-pedologischen Untersuchungen im zentralnamibischen Transekt.

Die Überlagerungsmatrix gliedert sich in 4 Quadranten charakteristischer Formungsdynamik. Quadrant I (mittlere bis hohe Naturraumvariabilität, niedrige bis mittlere Ökosystemstabilität) kennzeichnet Morphomilieus mit hoher bimodaler, also fluvialer und äolischer Abtragungsrate. Er umfaßt überwiegend Halbwüsten-Ökosysteme sowie die trockeneren Savannenformationen (v. a. Dornbuschsavanne). Quadrant II (mittlere bis hohe Naturraumvariabilität, mittlere bis hohe Ökosystemstabilität) ist gekennzeichnet durch ein Morphomilieu mit überwiegend äolischer Aktivität und insgesamt relativ hoher Formenkonstanz. Hier sind wesentlich die Ökosysteme der Sukkulentensteppen (im Bereich

geringer Reliefenergie), der Ost- oder Prä-Namib und Namib-Übergangszone sowie der inneren Namib eingeschlossen. Es wird besonders deutlich, daß die Stabilität der Ökosysteme nicht zwangsläufig allein mit der durchschnittlichen Niederschlagsmenge in Verbindung steht, sondern auch regenarme Ökosysteme relativ stabil i. o. S. sein können. Im Fall der Namib liegt das vor allem an der Tatsache, daß die Vegetation Feuchtigkeitsquellen nutzt, welche einer erheblich niedriger variablen Bereitstellung unterliegen, z. B. regelmäßige Nebel oder konstant fließender Grundwasserströme (durch Abflußverzögerung und Pufferwirkung der Aquifere).

Quadrant III (niedrige bis mittlere Variabilität, niedrige bis mittlere Stabilität) repräsentiert Morphomilieu mit eingeschränkter (verlangsamter, abgeschwächter oder kolluvialer) Bodenbildung und starkem fluvialem Transport aller (vor allem größerer) Korngrößen. Hier sind vor allem (trockenere) Savannenökosysteme eingeschlossen. Quadrant IV (niedrige bis mittlere Naturraumvariabilität, mittlere bis hohe Ökosystemstabilität) kennzeichnet Morphomilieu mit ausgeprägter Bodenbildung (hoher Anteil an chemischer Verwitterung und Lösungsprozessen) und mäßigem Transport vor allem der feineren Korngrößen. Er umfaßt eine hohe Bandbreite von (meist eher feuchteren) Savannen- und Wald-Ökosystemen.

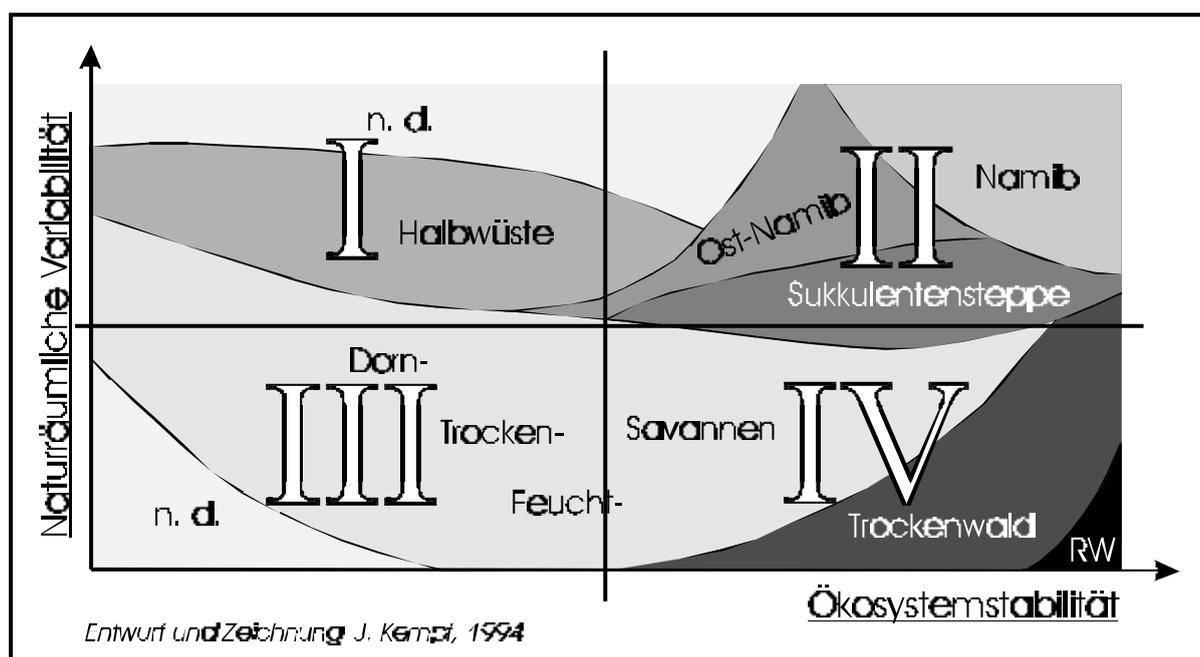


Abbildung 36: Morphomilieu-Arbeitsmodell für namibische Ökosysteme aus der Synthese von Abb. 34 (Ökosystem-Grundmodell) und Abb. 35 (Überlagerungsmatrix Morphodynamik). Sämtliche namibischen *topoi* sollen in das Modell eingetragen werden können. Bei der Betrachtung von Paläomilieu erfolgt eine Verlagerung des jeweiligen *topos* innerhalb des Modells.

Die weitere Unterteilung der Kompartimente von Abb. 36 wäre zwar zur Verbesserung der Genauigkeit wünschenswert, würde aber eine große Anzahl von Detailaufnahmen erfordern, ohne zu

einer wesentlichen Verdichtung der kalibrierbaren Information hinsichtlich der Fragestellung zu führen. Letztlich soll ja nicht nur das rezente Morphomilieu beschrieben, sondern vor allem über die Relikte von früheren Stofftransportprozessen auf Paläomorphomilieu geschlossen werden.

Das in Abb. 36 präsentierte Arbeitsmodell stellt gegenüber früheren Vorstellungen eine wesentliche Erweiterung dar. So wird zwar seit BÜDEL (1971: 5, 1981: 21) das Pflanzenkleid bzw. die Biosphäre als ein Formungselement im „Natürlichen System der Geomorphologie“ betrachtet, doch eine konzeptionelle Modellierung der geoökologischen Zusammenhänge im klimageomorphologischen Rahmen wurde weder für eine der klimamorphologischen Zonen, noch für Prozeßgefüge erarbeitet. Das v. a. in den englischsprachigen Erdwissenschaften verbreitete Fachgebiet der *biogeomorphology* liefert einige hilfreiche Modelle zu Teilprozessen und der aktuellen Wirkung verschiedener biologischer Elemente auf Verwitterung, Hydrodynamik und Erosion, ist aber schwerpunktmäßig auf die Erforschung der Degradationsproblematik ausgerichtet (vgl. zusammenfassend die Sammelbände von VILES 1988 und THORNES 1990). Langfristige Prozesse in geomorphologischen Zeiträumen werden dort kaum berücksichtigt. Auf die aktuelle Erosionsproblematik kann hier nicht weiter eingegangen werden (vgl. THORNES 1985, 1987; DIECKMANN et al. 1985; VILES 1990). In die Modelle zur Abschätzung von Bodenabtrag fließt die Interzeptionswirkung der Vegetation als Meßgröße mit ein (für SLEMSA vgl. z. B. ELWELL & STOCKING 1976, KEMPF 1994: 150f).

Einige generelle Wirkungskreise zwischen Vegetationsveränderung und Abtragsverhalten in geomorphologischen Zeiträumen hat ROHDENBURG (1989: 112ff) anhand eines Modells der „Positiven Rückkopplung“ dargelegt, ohne dies jedoch auf konkrete Morphomilieu zu beziehen. Komponenten des Modells konnten mit dem Morphomilieu-Arbeitsmodell bereits in den Vorarbeiten bestätigt werden. So geht auch ROHDENBURG (1989: 112) von einer Schwächung der Vegetation unter anderem durch erhöhte Niederschlagsvariabilität aus.

Insgesamt dient das Arbeitsmodell als Hilfestellung zur Konkretisierung von Milieuaussagen mittels einer Analyse der exogenen Realformen des Reliefs. Mit dem Ansatz der klimageomorphologischen Phasen von Tab. 7 hat es gemein, daß die aktuelle Realform als Abfolge von diskreten Morphomilieu gesehen wird. Somit erhält das Modell dynamischen Charakter, da eine Anwendbarkeit auf Paläomilieu angenommen wird. Der Stabilitätsbegriff ist kritisch zu überprüfen.

Zur Kritik des Morphomilieu-Arbeitsmodells: Ein Schwachpunkt der hier vorgelegten Modellvorstellungen könnte darin gesehen werden, daß dem Faktor Bedeckungsgrad einer zonalen Vegetationsformation eine hohe Bedeutung für die Erklärung der Reliefgenese beigemessen wird, obwohl

dieser Faktor einerseits rezent starken saisonalen Schwankungen unterworfen ist und andererseits aufgrund einer bekannten typischen Patch- oder Mosaik-Dynamik lokal erhebliche Dichteunterschiede vorkommen. Gerade deshalb stellt die Vegetationsformation mit ihren systemimmanenten Schwankungen bei Betrachtung größerer Areale aber eine zulässige Generalisierungsebene dar. Diese Generalisierungsebene beinhaltet nicht nur das Interzeptionsvermögen als eine Determinante des Stofftransports, sondern kontrolliert u. a. auch Abflußmenge und Abflußgeschwindigkeit über Oberflächenrauigkeit, Infiltrationsvermögen und Retentionsvermögen durch Wurzelhaltefähigkeit.

Keinesfalls wird der Versuch unternommen, die exogene Realform des Reliefs allein auf Basis des Modells zu erklären. Stattdessen ist es eher als ein konkretisierender Aspekt im Rahmen der synaktiven Geomorphologie i. S. BÜDELS (1971: 82ff) zu verstehen. Seine Gültigkeit ist zunächst auf die Räume beschränkt, für die es konzipiert wurde, nämlich die Untersuchungsgebiete im südwestlichen Afrika. Infolge der Lage an der mathematischen Grenze zwischen Tropen und Subtropen und damit im Bereich zeitlich wechselnder Großklimaeinflüsse und Zirkulationssysteme bietet dieses Gebiet eine außerordentlich günstige natürliche Versuchsanordnung, da rezent der Übergang von Trockenwäldern über Savanne, Sukkulenteppen und Halbwüsten bis zur Vollwüste untersucht werden kann (s. Transektkonzept). Wird das Transekt über die Randstufenlücke gelegt, so lassen sich die Ökosysteme sogar in rein zonaler Sichtweise betrachten, da dort keine azonale Reliefierung (z. B. in Form eines „Hochland-Blocks“, wie beim Khomas-Hochland) vorkommt. Es stellt damit quasi eine ideale Anordnung zur Ökosystemzonalität auf einer (fast) homogenen Rumpffläche dar (die Höhenlage von max. 1500 m bedingt hier noch keine thermische Differenzierung).

Das Arbeitsmodell könnte als *black box* angesehen werden, deren tatsächliche Wirkungsweise nicht mathematisch kalkulierbar ist. In der Tat sind quantitative Aussagen zum Stofftransport mit dem Arbeitsmodell nicht möglich. Dies kann auch gar nicht angestrebt werden (vgl. die Diskussion bei RUST & WIENEKE 1976: 21ff). Über den Ansatz der Transektanalyse wird aber eine relative Einordnung der (aktuellen) Milieudynamik möglich. Unter der Annahme, daß keine wesentlich anderen Milieus in der Landschaftsgeschichte seit dem mittleren Tertiär vorkommen und diese Paläomilieus nicht grundsätzlich anderen Determinanten unterliegen, ist das Modell auf diese Zeitalter extrapolierbar. Läßt sich das Arbeitsmodell verifizieren, so bedeutet dies einen Schritt von der *black box* zur *grey box*.

3.6 Aktuelle Vegetationsökologie im zentralen Namibia: eine Kurzcharakteristik

1.6.2 Phytogeographische Zonierung

In das in Kap. 3.5 vorgestellte Morphomilieu-Arbeitsmodell fließt die zonale Vegetation als ein wichtiger Parameter ein. Sie wird als Ausprägung vorwiegend hygrischer (klimatischer) Determinanten angesehen und ist damit eng mit der Zonalität von Stofftransport und bodenbildenden Bedingungen verbunden. Die Evolution der phytogeographischen Beziehungen und Arealverhältnisse stellt ein wichtiges Indiz in der Milieugeschichte dar. Es ist daher unumgänglich, eine Kurzcharakteristik der weiter gefaßten Vegetationszonen in Zentral-Namibia zu geben. Dabei wird auch eine evtl. känozoische Verschiebung dieser Zonen berücksichtigt, indem benachbarte Zonen im südwestlichen Afrika mit eingeschlossen werden. Es wird in der Argumentation vor allem auf die gängige Literatur (u. a. GIESS 1989) aber auch auf unpublizierte Informationen sowie auf eigene Beobachtungen und Feldaufnahmen im Rahmen der Projektarbeiten (s. Vorwort) zurückgegriffen. Azonale Aspekte waren ebenfalls einzubeziehen.

Im Bereich der Randtropen-Subtropen-Grenze, die von dem Untersuchungsstranekt erfaßt wird, treffen üblicherweise sehr unterschiedliche Florenreiche aufeinander. Hierbei handelt es sich in Zentral-Namibia um das (tropische) *Palaeotropis*- und das (subtropische) *Capensis*-Reich. Die Vegetationsformationen des südwestlichen Afrika enthalten demnach Elemente aus unterschiedlichen Floren, die stark differierenden Standortbedingungen und physiognomischen Anpassungen unterliegen - und das in unterschiedlichen Mischungsverhältnissen. Gleichzeitig repräsentieren sie Grenzbereiche der eigentlichen Vegetationsgeographischen Zonen. Es ist zu erwarten, daß sich diese Grenzbereiche im Rahmen der känozoischen Klimageschichte mehrfach verlagert haben und es zur Bildung von Relikt- oder Inselfloren (Disjunktionen) mit einem gewissen Anteil (heute) extrazonaler Taxa gebildet haben (JÜRGENS 1991, 1997). Solche Arealverlagerungen haben z. B. BOND et al. (1994: 395) für die Karoo-Flora oder LINDER et al. (1992: 131) für die Kap-Flora festgestellt, was an dieser Stelle nicht vertieft betrachtet werden kann.

Es liegen von unterschiedlichen Autoren mehrere vegetationsgeographische Unterteilungen des südwestlichen Afrikas vor. Nach WALTER & BRECKLE (1984: 271) in Anlehnung an CANNON (1924) liegt das Untersuchungsgebiet hauptsächlich im Bereich des Zono-Ökoton II/III, also im Übergang vom „humido-ariden“ Zonobiom II (tropisches Zonobiom mit Sommerregen) zum ariden Zonobiom III (subtropische Wüsten). Die Namib, als westlicher Bereich des Untersuchungsstranekts fällt ins Zonobiom III. Als Grenze zwischen dem Zonobiom III und dem Zono-Ökoton II/III sehen

WALTER & BRECKLE (1984: 194f) die 200-mm-Isohyete, als Grenze zwischen Zono-Ökoton II/III und Zonobiom II die 500-mm-Isohyete (vgl. Karte 8). Diese Einteilung beruht allerdings weniger auf Florengesellschaften, als vielmehr auf rein physischen Faktoren, die ja den Ausführungen von Kap. 3.3 und 3.5 zufolge einer hohen Variabilität unterliegen.

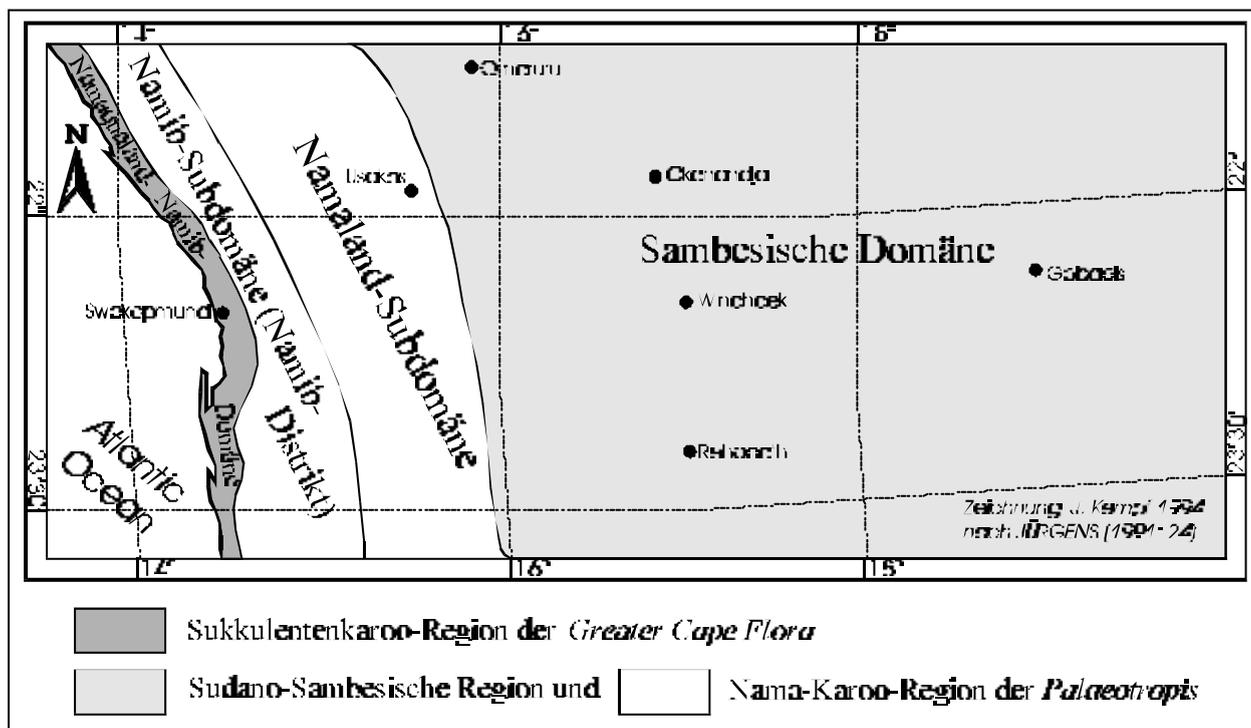
Eine eher auf Florengesellschaften basierende Einteilung geben VOLK (1966) und WERGER (1978a), der beim *Palaeotropis*-Reich zwischen einer Karoo-Namib-Region und der Sudano-Sambesischen Region unterscheidet. Als ungefähre Grenzlinie wird die 250-mm-Isohyete gesehen. Die Karoo-Namib wird weiter unterteilt in vier Domänen (Westkap, Namib, Nama-land, Karoo), wobei in der Namaland-Domäne noch eine Südkalahari-Subdomäne ausgegliedert wird. Der westliche Teil Zentral-Namibias, also die Namib-Formationen, gehören demzufolge zur Namib-Domäne (weniger als 100 mm Niederschlag) der Karoo-Namib, der südlich-zentrale Teil zur Namaland-Domäne der selben Region und der (größte) östliche Teil zur Sambesischen Domäne der Sudano-Sambesischen Region. Die tatsächlichen Grenzlinien der Areale von Charakterarten beider Regionen oder Domänen decken sich sehr selten, so daß alle Grenzen als breite Grenzsäume interpretiert werden müssen. Noch stärker sind die Grenzen bei Arealen von Gattungen oder Familien verwischt. Bereits bei den Arbeiten zu KEMPF (1993, 1994) wurden an Sonderstandorten gelegentlich extrazonale Taxa festgestellt (s. o. und JÜRGENS 1991).

Die Karoo-Namib-Region nach VOLK (1966) und WERGER (1978b) trennt JÜRGENS (1991: 24) in die Regionen Nama-Karoo und Sukkulenterkaroos. Erstere wird untergliedert in die Ostkaroos-, Namaland- und Damaraland-Kaokoland-Domänen, letztere in die Südkaroo und die Nama-qualand-Namib-Domänen (Tab. 8).

Reich	Region	Domäne	Subdomäne	Distrikt
Erweiterte Kap-Flora (<i>Greater Cape Flora</i>)	Kap (<i>Capensis</i>)			
	Sukkulenterkaroos	Südkaroo		
		Namaqualand-Namib		
<i>Palaeotropis</i>	Nama-Karoo	Ostkaroo		
		Namaland	Namaland	
			Namib	Namib Ost-Gariep
		Damaraland-Kaokoland		
	Sudano-Sambesische	Sambesische		
		Sudanische		

Tabelle 8: Phytogeographische Unterteilung der weiteren Namib-Karoo-Region nach JÜRGENS (1991: 24). Auf weitere Unterteilung der Kap-Region und der Sudano-Sambesischen Region außerhalb Namibias wurde verzichtet. JÜRGENS (1991: 28) gliedert die Sukkulenterkaroos provisorisch in 11 Distrikte, von denen nur einer an der Zentral-Namib-Küste vorkommt.

Von früheren Regionalisierungen unterscheidet sich diese Einteilung vor allem in der Zuordnung der Sukkulenterkaroo mit der im Untersuchungsgebiet vorkommenden Namaqualand-Namib-Domäne zur erweiterten Kap-Flora (*Greater Cape Flora*, zusammen mit der eigentlichen Kap-Flora) anstatt zur *Palaeotropis*. Sie bildet einen kaum 10 Kilometer breiten Streifen entlang der Namib-Küste und endet nördlich von Terrace Bay am Südsaum des sog. Skelettküsten-Ergs. WERGER (1978a) hatte den gleichen Bereich als Teil der Namib-Domäne und damit innerhalb der *Palaeotropis* gesehen. Der östliche Teil von WERGERs (1978a) Namib-Domäne wurde von JÜRGENS (1991: 24) als Namib-Distrikt einer Namib-Subdomäne zur Namaland-Domäne zugeordnet (Tab. 8). Er verbleibt dadurch in der Nama-Karoo-Region der *Palaeotropis*. Somit kommen im Untersuchungstransekt nach JÜRGENS (1991: 24ff) zwei Florenreiche, *Palaeotropis* und (erweiterte) *Capensis* vor (Karte 12). Dies hat zur Folge, daß disjunkte Areale von *Capensis*-Elementen in früheren Zeitaltern viel weiter nördlich vorgekommen sein könnten, als bisher angenommen.



Karte 12: Phytogeographische Unterteilung Zentral-Namibias nach JÜRGENS (1991: 24). Die Namaqualand-Namib-Domäne der *Greater Cape Flora* (Tab. 8) erstreckt sich als schmaler Streifen entlang der Küste und umfaßt vorwiegend die Vegetation der dortigen Flechtenrasen. Der weitaus größte Teil des Untersuchungsgebiets umfaßt Areale der Nama-Karoo-Region und der Sudano-Sambesischen Region.

Die Ausgliederung der Sukkulenterkaroo als eigene Region begründet JÜRGENS (1991: 25) v. a. mit dem hohen Grad endemischer Arten innerhalb der Einheit und mit einem hohen Anteil an blatt-sukkulenter Pflanzen als verbindendes chorologisches Element. Als verbindende Taxa zur gemäßigten Kapflora nennt JÜRGENS (1991: 25) vor allem *Zygophyllum*, zahlreiche *Mesembryan-*

themaceae, *Tetragonia*, *Galenia*, *Euphorbia*, *Crassula*, *Tylecodeon*, *Pelargonium* und *Oxalis*. Die Beziehungen zur Namaland-Domäne und der Sudano-Sambesischen Region werden dagegen als unbedeutender angesehen. Im westlichen Untersuchungsgebiet erscheint die Sukkulentenkaroo als disjunktes Areal mit geringerer Artendiversität (u. a. mit *Drosanthemum paxianum*, *Ruschia sedoides*, *Zygophyllum clavatum*) und Beimengungen von Arten aus der Namaland Domäne. Als Beispiele für endemische Arten der Sukkulentenkaroo nördlich des Namib-Ergs nennt JÜRGENS (1991: 29) *Psilocaulon salicornioides* und *Brownanthus kuntzei* ebenso wie einige Flechtenarten (Kap. 3.6.1, MATTICK 1970, SCHIEFERSTEIN 1989, 1991).

Der verwandschaftliche Bezug der disjunkten Flechtenfelder von Zentral-Namib und Südnamib wurde erstmals von JÜRGENS & NIEBEL (1991) und JÜRGENS & NIEBEL-LOHMANN (1995) beschrieben. Er deutet ehemalige Habitatverbindungen in trockenen (Wüsten-) Zeitaltern an. Die Entwicklung disjunkter Areale von Taxa der Sukkulentenkaroo-Region stellt damit einen wichtigen Gesichtspunkt in der Milieugeschichte der küstennahen Namib dar. So zeigt nach JÜRGENS (1991: 29) die Verteilung von Flechtenfeldern an der namibischen Küste eine Affinität zur Verbreitung der Sukkulentenkaroo. Dies erscheint zunächst merkwürdig, da sich die limitierenden Bedingungen von Flechten und höheren Pflanzen der Sukkulentenkaroo insbesondere bei der Feuchteverfügbarkeit erheblich unterscheiden und sie deshalb zonal unterschiedlichen Milieus zugeordnet werden müssen.

Als limitierende Bedingungen für Namib-Flechten werden in erster Linie das Vorhandensein von mobilen Lockersubstraten (vgl. SCHIEFERSTEIN 1991: 10) und hoher Salzgehalt gesehen, während der Feuchtebedarf sehr häufig direkt über den Nebel (oder auch über den seltenen Winterregen) gedeckt wird. Flechtenvorkommen der küstennahen Namib sind daher vor allem vom Substrat bestimmt. Die höheren Pflanzen der Sukkulentenkaroo und der angrenzenden Nama-Karoo kommen dagegen fast ausschließlich an Standorten vor, die eine Aufnahme von Grundwasser ermöglichen, da Nebelwasser von ihnen nicht direkt genutzt werden kann (vgl. WALTER 1976: 7, WALTER & BRECKLE 1984: 274)¹. Zwar hat der Nebel indirekte Wirkungen durch Herabsetzung der Temperatur und Erhöhung der Luftfeuchte, wodurch kein Blatt-Luft-Feuchtigkeitsgefälle entsteht und letztlich der Grundwasserverbrauch der Pflanze gesenkt wird, doch ist der Standort letztlich phreatisch bestimmt. Daraus folgt eine Kontraktion der Nicht-Flechtenvegetation auf Fließrinnen und

¹ Durch Absorptionsversuche mit durch Tritium markiertem Wasser konnten SEELY et al. (1977: 171) und LOUW & SEELY (1982: 78) feststellen, daß *Trianthema hereroensis*, eine blattsukkulente Aizoazee auf Dünenstandorten, scheinbar in der Lage ist, Nebelniederschlag auf den Blättern direkt

kleine Senken. Beide Lebensformen, Flechten und höhere Pflanzen, nutzen also rezent lediglich ein unterschiedliches Ressourcenspektrum innerhalb des gleichen Milieus und können sich durchaus parallel zu disjunkten Arealen entwickelt haben.

Die Trennung der Areale in ein nördliches (Zentral- und Nordnamib) und ein südliches (Sperrgebiet-Namib) erfolgte dabei durch den „Großen Namib Erg“, der klimatische, edaphische und phreatische Limitierungen für die Sukkulenterkaroo vereinigt. Da das „trennende Habitat“ vor allem im Fall der eng verwandten Flechtenfelder beider Areale im „Dünenmeer“ zu sehen ist, ergeben sich mindestens drei plausible hypothetische Deutungsmöglichkeiten der Arealverbreitung:

1. Die heutige Verbreitung bildet Reliktareale an denjenigen *topoi*, welche nach der Erg-Ausbildung einige ökologische Gunsträume zurückließ. Erst die Ausbildung einer Sandsee hat die Areale der Sukkulenterkaroo aufgespalten, die sich vorher mehr oder weniger durchgängig küstennah nordwärts erstreckt hat. Der Erg wäre demnach als „trennendes Element“ jünger als wesentliche Teile der heutigen Sukkulenterkaroo-Vegetation an der Küste des zentralen Namibia.
2. Eine nordwärtige Arealexpansion erfolgte in Zeitaltern niedrigerer Meeresspiegelstände über einen (weitgehend dünenfreien) trockenengefallenen Schelf bei bereits in etwa heutiger Ausdehnung existierendem Erg. Die Arealtrennung erfolgte in diesem Fall durch Anstieg des Meeresspiegels ohne wesentliche Klima- oder Milieuveränderungen. Dann wäre die Sukkulenterkaroo-Vegetation im westlichen Untersuchungsgebiet wahrscheinlich jünger als der Namib-Erg.
3. Eine nordwärtige Arealexpansion der Sukkulenterkaroo-Vegetation erfolgte östlich eines bereits existenten Ergs in Zeitaltern stärkeren ozeanisch-zyklonalen Einflusses (Winterregen). Davon wäre aber vermutlich die Flechtenvegetation aufgrund ihrer spezifischen physiognomischen Milieuanpassungen und Limitationen auszunehmen. Deren Verbreitung müßte anderweitig erklärt werden.

Die zonale Nordausdehnung der Sukkulenterkaroo-Taxa kann nicht über einen existierenden Erg hinweg erfolgt sein, es sei denn, das Dünenfeld wäre großflächig mit Vegetation bedeckt, damit stabilisiert und nach einem nachfolgenden Klimawechsel erneut reaktiviert worden. Dafür sind jedoch anscheinend keine eindeutigen Anzeichen vorhanden. Auch die Ergvegetation gibt keine diesbezüglichen Hinweise.

Hypothese 3 (Habitatverbund östlich des Ergs) schließt die Flechtenvegetation sehr wahrscheinlich aus und ist damit nur in einer Expansionsphase denkbar, die nicht der Expansionsphase der

Flechtenvegetation entspricht. Hypothese 2 (Habitatverbund westlich des Ergs) impliziert, daß es in Phasen tieferen Meeresspiegelstandes nicht zur Dominanz der limitierenden Faktoren kam, sich also der Erg nicht oder nur gering auf das küstennahe Gebiet ausgedehnt hat. Dies ist möglich, würde aber wahrscheinlich mit einer Stabilisierung des (westlichen?) Ergs einhergehen. Dies wiederum ist v. a. durch Bodenbildung und Vegetationsbedeckung infolge verstärkten ozeanischen Zykloneinflusses (Nordverschiebung der Winterregenzone) denkbar (s. o.). Wie sich allerdings ein zunehmender Zykloneinfluß auf die eher nebelabhängigen Flechtenrasen auswirken würde, ist ungeklärt. Für Hypothese 2 gegenüber Hypothese 1 spricht möglicherweise die von JÜRGENS (1991: 29) festgestellte reduzierte Artendiversität der Sukkulenterkaroos nördlich des Ergs im Vergleich zu den südlichen Arealen, denn eine Arealtrennung infolge der Ergausbildung (Hypothese 1) würde wohl eher eine Artenanreicherung anstatt eine Verarmung der disjunkten Areale erwarten lassen (z. B. durch evolutive Inseleffekte).

Auch eine mehr oder weniger koinzidente Entwicklung trockenheitsangepaßter Formationen mit der Erg-Ausbildung im Zuge einer durchgreifenden Aridisierung eines vorher von zyklonal-ozeanischem Einfluß dominierten Areals ist denkbar (Element aus Hypothese 1). Dabei könnte eine Selektion von vorher auf edaphische Trockenstandorte beschränkten sukkulenten Taxa aus einer ursprünglich reichhaltigeren Nama-Karoo-Kap-Mischflora erfolgt sein, deren „evolutives Alter“ eigentlich höher als das Alter des Ergs wäre. Für die Existenz einer solchen Mischflora, die ihre Ursache in mehrfach verschobenen klimazonalen Einflüssen haben könnte, spricht z. B. das verbreitete Vorkommen von eigentlichen Winterregen-Taxa, wie *Eriocephalus*, *Pteronia*, *Ficus spp.*, *Rhus spp.*, *Euclea undulata* (vgl. WERGER 1978a, WALTER & BRECKLE 1984: 266) oder *Olea spp.* an feuchteren Standorten im Untersuchungstransect. Andererseits sehen LINDER et al. (1992: 131) und COWLING & RICHARDSON (1995: 33) in einigen dieser Taxa eher tropischen als Kap-Einfluß. Auf dem Khomas-Hochland konnte beobachtet werden, daß *Euclea undulata*, *E. pseudebenus* und *Rhus spp.* (*Rhus lancea*) oft an Standorten vorkommen, die häufiger Frost oder Kaltluftabströme aufweisen, z. B. in kurzen Tälern des Daan-Viljoen-Wildparks. Offenbar tolerieren diese Arten häufigere und stärkere Fröste als die der Zone entsprechenden tropischen Arten (wie z. B. *Acacia spp.*), die dann mit starkem Laubwurf reagieren.

Neben der Sukkulenterkaroo zeigen auch viele Nama-Karoo-Taxa in Namibia an ihrer nördlichen Verbreitungsgrenze eine Auflösung in disjunkte Areale. So reicht beispielsweise das Areal von *Aloe dichotoma* in den Randstufenlandschaften bis zum Erongo, tritt aber inselhaft an den Brandberg-Südhängen erneut auf (VOLK 1966: 41). In den nördlichen Randstufenlandschaften tritt A.

dichotoma nicht auf, obwohl dies vom Habitat her durchaus möglich wäre. Möglicherweise markiert das Inselvorkommen am Brandberg ein ehemaliges Areal, das sich über die sog. Randstufenlücke (zentralnamibische Hauptrumpffläche) hinweg erstreckte. Für eine der Leitarten der Nama-Karoo, *Rhigozum trichotomum*, gilt ähnliches (VOLK 1966: 37): die Nordgrenze bildet die Abdachungsfläche des Khomas-Hochlands zum Rehobother Becken hin und im Randstufenbereich reicht das Areal bis zum Erongo. Daneben gibt es disjunkte Areale am oberen Swakop (Raum Okahandja-Teufelsbach), zwischen Outjo und Fransfontein (Farmen Klein Tutara und Groß Tutara) sowie am Aba-Huab auf Farm Vrede (nahe Twyfontein). Solche Vorkommen können ebenfalls als Hinweis für eine ehemals weiter nordwärtig ausgedehnte Namaland-Domäne der Nama-Karoo-Region angesehen werden. Sie wird rezent z. B. noch von *Parkinsonia africana* (ebenfalls eine Charakterart der Nama-Karoo) repräsentiert, deren Areal über die Randstufenlücke hinweg bis ins Kaokoveld reicht (Karten bei VOLK 1966: 38 und BROWN 1998: 2). Ansonsten bietet heute die sog. Randstufenlücke als „trennendes Element“ eher Areale für sambesische Taxa.

Zusammenfassendes Fazit: Die komplexen phytogeographischen Verhältnisse des Untersuchungsgebiets im Grenzsäum zweier Florenreiche lassen auf eine sehr wechselhafte Milieugeschichte schließen und bestätigen damit die Hypothesen in Kap. 3.2 (S. 36+42). Sowohl die Verschiebung des zonalen Klimas, als auch Arealexpansions- und Kontraktionsphasen über Habitatbrücken auf dem phasenweise trockengefallenen Schelf sind wahrscheinlich.

3.6.2 Biome und Lebensformen des Untersuchungstransekts

Die phytogeographischen Gegebenheiten manifestieren sich im Untersuchungsgebiet in einigen charakteristischen Biomen. Darunter werden großräumige Ökosysteme verstanden, die - ungeachtet der evolutionären Herkunft - von bestimmten Lebensformen¹ dominiert und vor allem durch ihre Klimaparameter definiert werden. Daraus resultieren bestimmte Vegetationsformen.

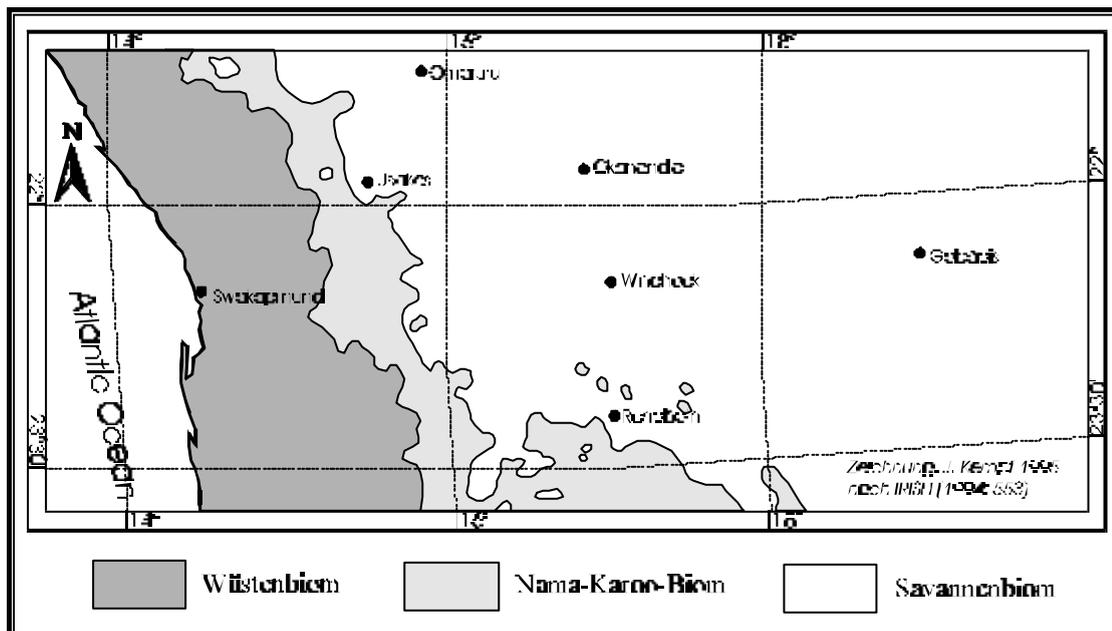
¹ Gemäß der gängigen ökologischen Literatur werden hier folgende Lebensformen unterschieden:

Kryptophyten / Geophyten	Überdauerung durch unterirdische Erneuerungsknospen (Rhizome, Zwiebeln, Knollen etc.)
Therophyten	Überdauerung durch Samen (Annuelle)
Hemikryptophyten	Erneuerungsknospen an der Erdoberfläche (z. B. Horstgräser, Rosettenpflanzen)
Chamaephyten	Erneuerungsknospen überirdisch an nicht absterbenden Sprossen bis 50 cm Höhe (z. B. Zwergsträucher, Polsterpflanzen)
Phanerophyten	Erneuerungsknospen über 50 cm hoch (z. B. Holzpflanzen)
Flechten (Lichenes)	symbiotische Lebensform zwischen Algen und Pilzen an Erdoberfläche

JÜRGENS (1986) unterscheidet bei Chamaephyten und Phanerophyten in blatt- und stammsukkulente Lebensformen. Letztere werden zusätzlich in assimilierende (z. B. *Euphorbia*, *Hoodia*, *Trichocaulon*, *Arthroaerua*, *Calicorema* etc.) und nicht-assimilierende Stammsukkulanten (mit Rinde, z. B. *Adansonia*,

RUTHERFORD & WESTFALL (1986: 34) unterscheiden im südlichen Afrika sieben Biome, nämlich das (1) Wüstenbiom mit Dominanz von Therophyten (nach IRISH 1994: 571 in Codominanz mit Chamaephyten), (2) Grasland-Biom mit Dominanz von Hemikryptophyten, (3) Sukkulente-Karoo-Biom (Chamaephyten dominierend), (4) Waldbiom (Phanerophyten dominierend), (5) Nama-Karoo-Biom mit Codominanz von Chamaephyten und Hemikryptophyten, (6) Savannenbiom mit Codominanz von Hemikryptophyten und Phanerophyten und (7) Fynbos-Biom (Codominanz von Hemikryptophyten, Chamaephyten und Phanerophyten). Sukkulente-Karoo-Biom und Nama-Karoo-Biom sind dabei nicht identisch mit den gleichnamigen phytogeographischen Regionen von Kap. 3.6.1.

Von diesen sieben Biomen kommen nach IRISH (1994: 553) drei aktuell im Untersuchungsgebiet vor, nämlich das Wüsten-, das Nama-Karoo- und das Savannenbiom (Karte 13). Den Ausführungen zur phytogeographischen Zonierung zufolge ist anzunehmen, daß eine Version des Sukkulente-Karoo-Bioms, das rezent in Südnamibia und dem Nordkap vorkommt, eventuell in früheren Zeitaltern auch Teile des Untersuchungsgebiets prägte.



Karte 13: Biome in Zentral-Namibia nach IRISH (1994: 553).

Die Biomverbreitung gibt demnach einen groben Überblick über die rezenten Milieuverhältnisse. Dominierende Lebensformen werden in dieser Studie als ein wichtiges Indiz der Morphomilieus gewertet. So lassen z. B. Therophyten und Geophyten den Boden über lange Zeit des Jahres unge-

schützt, so daß weder äolische, noch fluviatile Transportprozesse verringert werden. Hemikryptophyten und Chamaephyten erhöhen zwar die Oberflächenrauigkeit etwas, doch kommen sie meist relativ weitständig vor. Sie vermindern vor allem fluviatilem Transport zu Beginn der Regenzeit nur wenig. Stattdessen kanalisieren sie Oberflächenabfluß auf Flächen und Hängen in undurchwurzelte Bereiche. Phanerophytendominanz kann hingegen als ein Indiz für herabgesetzten horizontalen Stofftransport und relative Oberflächenstabilität gelten. Algen-, Bakterien und Flechtenrasen verringern als mikrophytische Krusten vor allem äolischen Transport (es sei denn, der Wind transportiert allochthone Schleifmittel) und Infiltration. Im Falle von Oberflächenabfluß erhöhen sie aber die Abflußgeschwindigkeit und somit das Abtragsvermögen (vgl. CAMPBELL et al. 1989, ELDRIDGE & GREENE 1994, ELDRIDGE & ROSENTERETER 1999). Auch in der Nebel-Namib gibt es Flechtenarten, die mit ihren Hyphen oder Thalli Boden- und Substratpartikel binden, wie z. B. *Caloplaca volkii* und *Lecidella crystallina* (SCHIEFERSTEIN 1991: 11).

Karte 13 zeigt eine Unterteilung der Biome, die rein auf den statistischen Verteilungen der Lebensformen (s. Anm. 1, S. 103) beruht. Die Methode zur Erhebung der für eine Biom-Kategorisierung notwendigen Felddaten und ihre Verarbeitung ist bei RUTHERFORD & WEST-FALL (1986) und bei IRISH (1994: 534) beschrieben und kann hier nicht rekapituliert werden. Der breiten Varianzen sowie der graduellen Ausprägung von Dominanzen und Codominanzen innerhalb des jeweiligen Bioms wird bei diesem Konzept kaum Rechnung getragen. Ebenso werden Milieufaktoren wie lokalklimatische oder edaphische Verhältnisse nicht berücksichtigt.

Die Hochlandsvegetation in Höhenlagen von 1800-2500 m ü. NN wird dem gleichen Savannenbiom zugerechnet, wie tiefer liegende Gebiete (z. B. das östliche Kaokoveld, der Caprivi-Streifen oder die Zentral-Kalahari), obwohl hier ein stärker ausgeprägter Jahresgang der Temperatur mit regelmäßigen Frosteinbrüchen eine Form des Steppenklimas (Karten 4 und 5) und damit ein von den Savannen zu unterscheidendes Milieu erzeugt. Auch höhenbedingte extrazonale Gebiete, wie Brandberg und Spitzkoppe, dem Savannenbiom zugerechnet. Dabei bleibt es zwar bei der Codominanz von Phanerophyten und Hemikryptophyten, doch zum einen gewinnen in der Hochlandsvegetation auch Chamaephyten an Bedeutung und zum anderen überwiegen bei den Phanerophyten eher die gedrungeneren Formen (Nano-, Mikro- und Meso-Phanerophyten bis 5 m Höhe), während Mega-Phanerophyten (über 5 m Wuchshöhe) eher auf Sonderstandorte beschränkt sind. Deshalb sollte die Hochlands-vegetation als eigenes Biom kategorisiert werden.

Anders als RUTHERFORD & WESTFALL (1986: 4), die edaphische Faktoren als nicht relevant für die Vegetationsstruktur ansahen (sondern nur für die Artenkomposition), erwähnt IRISH (1994:

555) sehr wohl zwei edaphische Faktoren, welche innerhalb der Biome für Modifikationen verantwortlich zeichnen. Es sind dies zum einen das Vorkommen von tiefsandigen Substraten (s. Tab. 9) und zum anderen oberflächennahe Stauhohizonte (z. B. Krustenbildungen, tonige Horizonte) mit oder ohne Versalzungserscheinungen.

Biom	Dominante Lebensformen	
	normales Substrat	tiefer Sand
Savanne	Phanerophyten, Hemikryptophyten	Phanerophyten, Hemikryptophyten
Nama-Karoo, höhere Niederschläge	Chamaephyten, Hemikryptophyten	Phanerophyten, Hemikryptophyten
Nama-Karoo, niedrige Niederschläge	Chamaephyten, Hemikryptophyten	Hemikryptophyten
Wüste, höhere Niederschläge	Chamaephyten, Therophyten	Hemikryptophyten
Wüste, niedrigere Niederschläge	Chamaephyten, Therophyten	keine Vegetation
Sukkulentenkaroo	Chamaephyten	Hemikryptophyten

Tabelle 9: Substratbedingte Auswirkungen auf die dominanten Lebensformen der Biome in Zentral-Namibia nach IRISH (1994: 557). Innerhalb des Nama-Karoo-Bioms wird eine relevante Niederschlagsgrenze bei 170-180 mm jährlich in Verbindung mit einem *Summer Aridity Index* (SAI)¹ von $SAI \geq 4,1$ gesehen. Innerhalb des Wüstenbioms zieht IRISH (1994: 560) die Grenze bei 20 mm Jahresniederschlag bei $SAI \geq 6,5$. Unter „normalen Substraten“ werden mehr oder weniger flachgründige Böden auf Krusten oder Festgestein verstanden.

So erklärt IRISH (1994: 596) alle in Namibia vorkommenden Grasländer (ohne Phanerophyten) rein als Resultat von edaphischen Faktoren oder saisonaler Überflutung. Das echte „Grasland-Biom“ (s. o.) ist nach RUTHERFORD & WESTFALL (1986: 34) auf Gebiete mit ausgedehnten Winterfrösten (Transvaal-Highveld) beschränkt, die Phanerophyten weitgehend ausschließen sollen. Demnach kann dieses Biom in Namibia aufgrund der klimatischen Gegebenheiten nicht vorkommen. Es bleibt nach diesem Konzept nur eine Kategorisierung ins Nama-Karoo-Biom, was in Konsequenz zur Ausgliederung von Nama-Karoo-Inseln innerhalb des Savannenbioms führt.

Als Beispiel werden die Grasländer um die Etosha-Pfanne herum genannt. Sie werden von IRISH (1994: 568) als „edaphische Nama-Karoo“ bezeichnet, obwohl sie zonal dem Savannenklima unterliegen. Tatsächlich dürften die relativ stabilen (im Sinne der Definition von Kap. 3.5.2) Grasländer allenfalls im pfannennahen Bereich überwiegend edaphisch erklärbar sein, denn sie werden dort von Halophyten dominiert (vgl. LeROUX 1980). Bei den anderen von IRISH (1994: 569) aufgelisteten „Grasländern“ handelt es sich den eigenen Begehungen zufolge lediglich um grasdominierte Savannenflecken im Rahmen einer Mosaik-Zyklus- oder Patch-Dynamik, die den üblichen Savannendeterminanten unterliegen (vgl. WALTER 1971, WALKER & NOY-MEIR 1982, HUNTLEY 1982, COLE 1982, 1986, GILLON 1983, HOPKINS 1983, FROST et al. 1986 etc.).

¹ RUTHERFORD & WESTFALL (1986: 7) verwenden den SAI, neben dem Winterregenanteil am Gesamtniederschlag, als eine der Hauptgrößen zur Biom-Kategorisierung. Er ist definiert als der *Logarithmus naturalis* aus der Summe der Durchschnittsniederschläge der vier heißesten Monate, abgezogen von einer Konstante (um zu ansteigenden Werten bei zunehmender Aridität zu kommen).

KEMPF (1994: 33f) nennt neben den edaphischen Faktoren vor allem Feuer (vgl. TROLLOPE 1982, GOLDAMMER 1990) und das Fraßverhalten von Herbivoren (vgl. CUMMING 1982), die den Gras-Gehölz-Wettkampf innerhalb der namibischen Savannengebiete zeitlich differenziert in bestimmte Richtungen lenken. Bezüglich der exakten Prozesse und ihrer Determinanten sei auch auf KEMPF (1994) verwiesen.

Bei den von IRISH (1994: 568) erwähnten Tonhorizonten, welche lokal für die Ausbildung eines „edaphischen Nama-Karoo-Bioms“ ursächlich sein sollen, handelt es sich meist um Anreicherungshorizonte infolge Termitenaktivität, wie sie in Namibia weit verbreitet sind. An solchen Flecken konnte stets ein, im Vergleich zu sandigen Substraten erheblich erhöhter Gehalt an organischem Kohlenstoff in den obersten 10 Profilmillimetern gemessen werden. Dies könnte Hemikryptophyten gegenüber Phanerophyten ökologisch bevorzugen. Dabei dürfte es sich um einen selbstverstärkenden Prozeß handeln. Eine Einstufung der (zeitweise) grasdominierten, gehölzarmen Savannenflecken in ein Nicht-Savannenbiom allein aufgrund der dominanten Lebensform (Hemikryptophyten) ist also nicht gerechtfertigt, zumal Dominanzen und Codominanzen sich in anderen Savannen der Erde stark unterscheiden (vgl. SARMIENTO & MONASTERIO 1983: 81) und der großräumige (subkontinentale) Biom-Zusammenhang verlassen wird.

Tab. 9 macht deutlich, daß vor allem außerhalb des Savannenbioms die Dominanz der Lebensformen stark substratabhängig ist. So zeigt die feuchtere Nama-Karoo auf gut drainierten, tiefsandigen Arealen einen zunehmenden Ersatz der Strauchvegetation durch höhere Phanerophyten und die trockene Nama-Karoo den weitgehenden Ausfall der Gehölzvegetation zugunsten von Hemikryptophyten (hauptsächlich annuelle Gräser). Noch deutlicher werden die Substratunterschiede im Wüstenbiom und im Sukkulentenkaroo-Biom, wo tiefsandiger Untergrund die Ablösung der Sukkulentensträucher durch Hemikryptophyten bewirkt. Im östlichen Teil des Wüstenbioms, der jährlich noch 50-80 mm Niederschlag erhält, halten sich auf sandigen Substraten ebenfalls kaum noch Chamaephyten, sondern allenfalls einige gut angepaßte Hemikryptophyten, wie das endemische Dünengras *Stipagrostis sabulicola*. Nach Westen zu (trockenes Wüstenbiom) verschwinden auch letztere.

Diese Unterscheidung einiger grundsätzlicher edaphischer Faktoren bei der Betrachtung der Lebensformen innerhalb der Biome konnte im wesentlichen in Feld bestätigt werden. Allerdings werden die azonalen Aspekte, z. B. die Vegetationskontraktion auf flachgründige Aquifere (insbesondere Fließrinnen und kleine Hohlformen) und die Rolle der küstennahen Flechtenvegetation, die ja nicht über den SAI definierbar ist, nur unzureichend berücksichtigt.

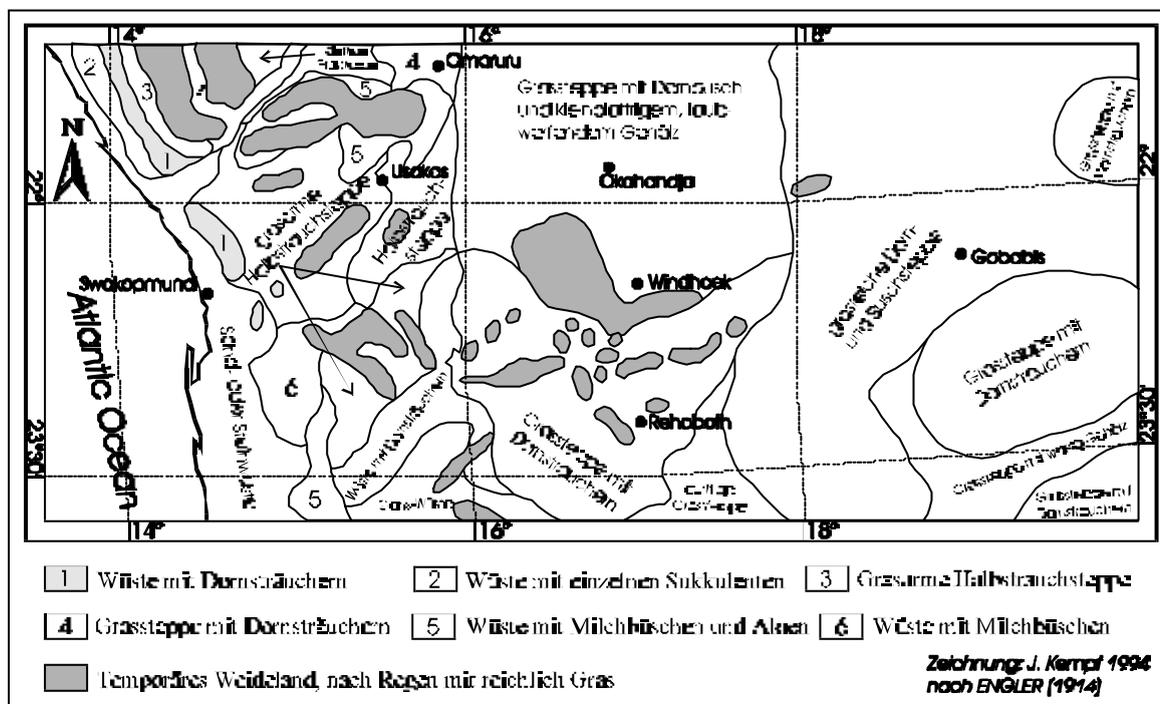
Fazit: Das Biom-Konzept bietet für das Untersuchungsgebiet einige Möglichkeiten zur Milieubeschreibung. Gleichzeitig werden aber die Grenzen der Konzeption aufgezeigt, sobald der (sub-) kontinentale Maßstab verlassen wird.

1.6.2 Vegetationsformationen als Milieuindikatoren

Die Verbreitung der Lebensformen im Rahmen der phytogeographischen Entwicklung manifestiert sich im Untersuchungsgebiet in charakteristischen Vegetationsformationen. Im Hinblick auf die in Kap. 3.1 angesprochene Aktualismusproblematik muß die Validität rezenter Vegetationsbedingungen als Milieuindikator beurteilt werden. Als zentrales Problem hierbei stellt sich die Frage, ob es Rahmen der Agrarkolonisation seit Ende des freien Wildbeutertums zu wesentlichen Änderungen in Struktur und Artenkomposition der Vegetationsdecke kam und inwieweit damit die heutige Vegetation als repräsentativ für das Untersuchungsgebiet unter ähnlichen Milieubedingungen ohne Nutzung betrachtet werden kann. Dem ersten Ansatz dieser Arbeit (Kap.1) wohnte die Beantwortung dieser Frage als ein zentraler Punkt inne (KEMPF 1994). Dabei erschien es wichtig, rezente Vegetationsinformationen mit Informationen aus möglichst frühen Zeitaltern der Agrarkolonisation zu vergleichen. Da aufgrund der Seltenheit von Pollensenken nur wenige Untersuchungsergebnisse zur Paläoökologie auf palynologischer Basis vorliegen (z. B. VAN ZINDEREN BAKKER 1984), eignen sich zum Vergleich mit heutigen ökologischen Verhältnissen allenfalls die Beschreibungen früher Reisender, Forscher, Missionare oder Siedler. Wichtige Vegetationsbeschreibungen aus dem 19. und frühen 20. Jahrhundert sind u. a. enthalten in den Werken von ALEXANDER (1838), GALTON (1852, 1853), ANDERSSON (1856, 1861, 1875), BAINES (1864, 1869), CHAPMAN (1868), EEN (1872) oder MØLLER (1899) sowie den später publizierten Tagebuchaufzeichnungen von HAHN (1837-1860; publ. HAHN 1859; LAU 1984-1985), TINDALL (1839-1855; publ. TINDALL 1959), BAINES (1842-1853; publ. KENNEDY 1961, 1964), WAHLBERG (1854-1856; publ. 1994), GREEN (1860), J. HAHN (1869), DE VYLDER (1873-1875, publ. 1998), Mc KIERNAN (1874-1875; publ. SERTON 1954) und PALGRAVE (1876-1885; PALGRAVE 1877 unpubl., publ. DAVIES 1942, STALS 1991) u. a.. Weitere ähnliche, teilweise ergiebige Quellen erläutern MORITZ (1915, 1916, 1918) und TABLER (1973).

Mit Beginn der Kolonialzeit in den 1880er Jahren etablierten sich zunehmend wissenschaftlich-landeskundliche Darstellungen, die im Zusammenhang mit dem Versuch der europäischen Agrarkolonisation zu sehen sind. Ein anschauliches Bild der naturräumlichen Verhältnisse, insbesondere der Vegetation, liefern die Werke von SCHINZ (1888-1890, 1891), DOVE (1896, 1913), REHBOCK (1898), HINDORF (1902), PASSARGE (1904, 1908), SEINER (1904, 1909),

SCHULTZE (1907, 1914), ROHRBACH (1907), DINTER (1909a/b, 1912, 1921), ENGLER (1910), NITSCHKE (1913, Owamboland), GAD (1915) und JAEGER & WAIBEL (1920, 1921). Auch einige landwirtschaftliche Abhandlungen enthalten Hinweise auf ökologische Bedingungen der frühen Kolonialzeit, so z. B. BÜTTNER (1885), SCHLETTWEIN (1907), GOLF (1911), SCHUBERT (1913), HERMANN (1914), CHURAN (1918), KOEPEL (1919), RODENBERG (1931), ERKRATH (1935) oder HALENKE (1942). Die älteste verlässliche Vegetationskarte stammt von ENGLER (1914), war aber in erster Linie auf die Beschreibung von Phytochoren vor dem Hintergrund der Nutzbarmachung ausgerichtet (Karte 14). Sie geben aber Aufschluß über den Vegetationszustand in den Anfangszeiten europäischer Farmwirtschaft und sind als Hilfestellung zur Beurteilung der „potentiellen natürlichen Vegetation“ verwendbar.



Karte 14: Vegetation des Untersuchungsgebiets nach der Kartierung von ENGLER (1914). Die verwendeten Kategorien unterscheiden sich erheblich von denen jüngerer Karten (s. u.). Problematisch aus heutiger Sicht ist die Einstufung der „temporären Weideländer“, die sich vom Windhoeker Hochland fleckenhaft bis an den Ostrand der Zentralnamib erstrecken, in ein und die selbe Kategorie, obwohl hier heute (und wohl auch damals) deutliche Vegetationsunterschiede auftreten. Diese erklären sich schon durch die großen Unterschiede im Jahresniederschlag (Karte 8). Heute sind die Weideländer der Ostnamib längst aus jeglicher landwirtschaftlichen Nutzung herausgefallen.

Des weiteren existieren zahlreiche belletristische Farmbeschreibungen, die oft historische Landschaftsfotos enthalten. Letztere sind für einen Vergleich mit aktuellen Aufnahmen geeignet, sofern sie genau lokalisiert werden können. ROHDE (1997) hat solche historischen Fotos auf Umweltveränderungen hin analysiert. Reliefänderungen durch Bodenabtrag und Änderungen des Gras-Gehölz-Verhältnisses können so lokal nachgewiesen werden. Da die Species-Zusammensetzung

insbesondere der Kraut- und Grasschicht in der Regel aus historischen Fotos nicht bestimmt werden kann und Niederschlagsdaten für die entsprechende Regenzeit, Nutzungsdaten sowie Datumsangaben des Aufnahmezeitpunkts zumeist fehlen, kann allerdings durch die Gegenüberstellung von Fotos allenfalls ein allgemeiner Überblick gewonnen werden. ROHDE (1997) hält die Anwendung der Methode auf Namibia für geeignet, um Aussagen über Umweltveränderungen zu treffen.

Spätestens seit den umfangreichen Forschungen von WALTER (1939, 1940 a/b/c, 1954) und WALTER & VOLK (1954) liegen detailliertere Untersuchungsergebnisse zur Vegetationsentwicklung und ihrer Dynamik unter Beweidungsdruck vor. Als ein wichtiges Phänomen wird das Problem der sog. „Verbuschung“ genannt. Dabei handelt es sich um die Verdichtung der Gehölzvegetation und das Zurückdrängen der Gräser. Die damit verbundene Gras-Gehölz-Dynamik ist in ihren regionalen Differenzierungen noch nicht endgültig erforscht (vgl. Zusammenfassung bei KEMPF 1994: 122-137). Als Ursache für die Gehölzverdichtung wird häufig ein über die eigentliche Tragfähigkeit hinaus gehender Einsatz von grasfressenden Weidetieren (sog. *grazers*) genannt, obwohl nach KEMPF (1994: 127ff) auch gegenteilige Prozesse zu Gehölzverdichtung führen können. Darauf kann an dieser Stelle nicht vertieft eingegangen werden.

Die Durchsicht alter Reiseberichte relativiert das Bild von der Verbuschung durch Überweidung, denn bereits in Zeiten sehr geringer Bestockung mit Rindern war das Land stellenweise von dichtem Dornbusch geprägt. So schreibt bereits GALTON (1853: 204) auf einer Reise ins Ovamboland: „*We pushed through thick thorns the whole time...*“.

Auf S. 51 erwähnt er: „*These hakis thorns have overspread the whole country on this side of Tsobis;...*“¹.

Das Vorwort zu seinem Reisewerk schließt GALTON (1853: xiii) mit der Abbildung der Dornenzweige von *Faidherbia albida*, *Acacia mellifera* ssp. *detinens*, *Acacia erioloba* und *Acacia karoo* (Abb. 37) unter dem Titel: „*The four Mimosas that, to the exclusion of nearly every other tree or bush, form the vegetation of Damaraland*“¹.

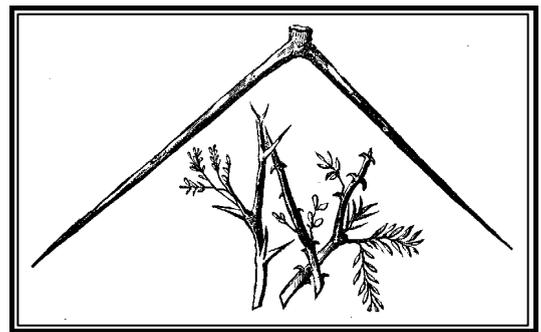


Abbildung 37: Dornen der Vegetation des Damaralandes nach GALTON (1853: xiii).

Dichter Dornbusch und steinige, felsige Bodenoberflächen oder Sandstürme wurden von fast allen oben angeführten Reisenden und Missionaren des 18. und 19. Jahrhunderts in einer Weise erwähnt,

¹ Reiseweg von Tsaobis am südwestlichen Swakopknie nach Barmen (Groß-Barmen)

daß sie nicht generell als rezente Veränderungsprozesse anzusehen sind, sondern als Zustände oder Prozesse der natürlichen oder naturnahen Umweltbedingungen - es sei denn, man nimmt an, daß sie bereits durch die Etablierung einer extensiven Weidewirtschaft vorkolonialer Bevölkerungen in Gang gesetzt wurden. Aufgrund deren hoher horizontaler Flexibilität (KEMPF 1996: 275, 1997: 35) ist dies allerdings nicht unbedingt zu erwarten und kaum nachzuweisen. Zwar berichten GALTON (1853: 155) und auch HAHN (LAU 1984: 497) von einer alarmierenden Dürre 1850/51 und von mit Rindern überfüllten Wasserstellen, in deren 10-Meilen-Umkreis jedes Blatt abgeweidet worden war, aber sie sehen dies als Ausnahmefall an: „... *the year will probably be remembered and named by the Damaras as that of the great drought*“ (ANDERSSON 1856: 204 und LAU 1984, Vol II: 514). Hungersnot herrschte und ein Großteil des Viehs ging während der Dürre zugrunde, so daß in den Folgejahren die Herden neu aufgebaut werden mußten. Die Vegetation konnte sich erst nach den ersten Regen im Dezember 1851 wieder erholen (HAHN in LAU 1984: 581ff).

Das Vorkommen von flächenhaft verbreitetem dichtem Dornbusch muß also in Namibia generell als Ausprägung des naturräumlichen Potentials angesehen werden. Abgesehen von lokalen Unterschieden beschreiben sämtliche alten Reiseberichte eine Landschaft, deren Determinanten auf große Ähnlichkeit zu dem heutigen Milieu und seinen determinierenden Prozessen schließen lassen. Möglicherweise handelt es sich bei der rezenten Gehölzverdichtung um ein Stadium innerhalb eines natürlichen Mosaik-Vegetationszyklus im Sinne von PETRIDES (1974) und REMMERT (1992: 220ff).

Das Erreichen und die Dauer dieses Stadiums könnte durch die Beweidung initiiert oder beeinflusst werden. Die Annahme solcher Zyklen wird durch das in jüngerer Zeit zu beobachtende Phänomen des Zurücksterbens (*die back*) stark verbuschter Gebiete bestätigt (SCHREUDER 1988, HOLZ & SCHREUDER 1989, KEMPF 1994: 136f). Der *die back* entspricht dabei einem Kohortensterben nach REMMERT (1992: 222). Dies muß im Rahmen der Savannendynamik als normaler Prozeß angesehen werden, da bei der Verbuschung lokal eine bestimmte Species vorherrscht (in Zentral-Namibia zumeist *Acacia mellifera* subsp. *detinens*). Für die Mopane-Wälder des südlichen Afrika (z. B. in Nord-Namibia) wurde ein solcher Prozeß ebenfalls nachgewiesen (REMMERT 1991: 10).

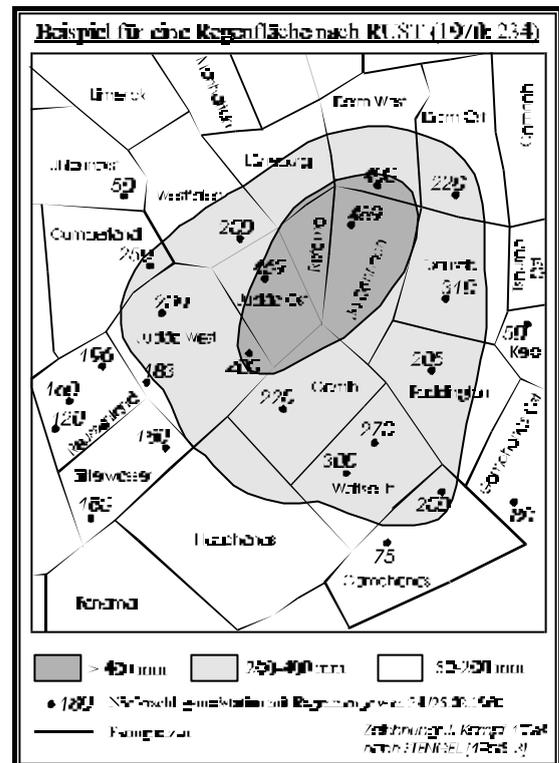
BERRY & SIEGFRIED (1991) beschreiben mosaikähnliche Strukturen in der Zentral-Namib und im Etosha-Nationalpark. Den treibenden Faktor des Mosaik-Zyklus sehen BERRY & SIEGFRIED (1991: 158) in der fleckenhaften Niederschlagsverteilung. Die gleiche fleckenhafte Dynamik beschreibt RUST (1970: 154ff) in seinem morphologischen Konzept der „Regenflächenspülung“, die

¹ Unter „Damaraland“ wurde im 19. Jhd. Das gesamte Zentral-Namibia subsumiert; südlich schloss sich das Groß-Namaqualand, nördlich das Amboland und nordöstlich das Kaukaveld an.

auf einer bestimmten „Regenfläche“ ablaufen soll. Hier lassen sich öko-morphodynamische Beziehungen knüpfen, die den Begriff des Morphomilieus im Sinne der Ausführungen von Kap. 3.5.3 und seine Verwendung im Arbeitsmodell rechtfertigen.

Das Konzept der Regenfläche beruht auf dem Faktum, daß in Namibia ein Großteil der Niederschläge in relativ kurzen Einzelereignissen auf einer räumlich relativ eng begrenzten Fläche („Regenfläche“, s. Karte 15) fällt und somit morphodynamische Prozesse häufig ebenfalls lokal begrenzt sind. Gleiches gilt für die Ökodynamik und alle Stofftransportprozesse. Eine niederschlagsgetriebene Mosaikdynamik ist also auch beim Morphomilieu feststellbar.

Karte 15: Beispiel einer Regenfläche nach RUST (1970: 234) aus STENGEL (1966: 3). Kartiert wurde die räumliche Verteilung heftiger Gewitterregen vom 24. und 25.02.1960 im Raum Uhlenhorst-Hoachanas.



Bestätigt werden die ökodynamischen Prozesse auf solchen Regenflächen durch SEELY (1978), die eine Regressionsgleichung¹ für die Beziehung Niederschlag - Biomasse auf Regenflächen der Namib experimentell ermittelt hat. Demnach ist es möglich, auf Grundlage der ermittelten Biomasse einer Fläche auf die gefallenen Regenmengen zu schließen (in nicht-nebelgesteuerten Wüstenökosystemen). Die Regressionsgleichung nach SEELY (1978: 66) lautet:

$$Y = 0,5476 \cdot (P - 11,2986) \quad \text{mit einem Korrelationskoeffizienten von } 0,90$$

$$\text{mit: } Y = \text{Produktivität in } g \cdot m^{-2} \quad \text{und: } P = \text{Niederschlag in mm (} l \cdot m^{-2} \text{)}$$

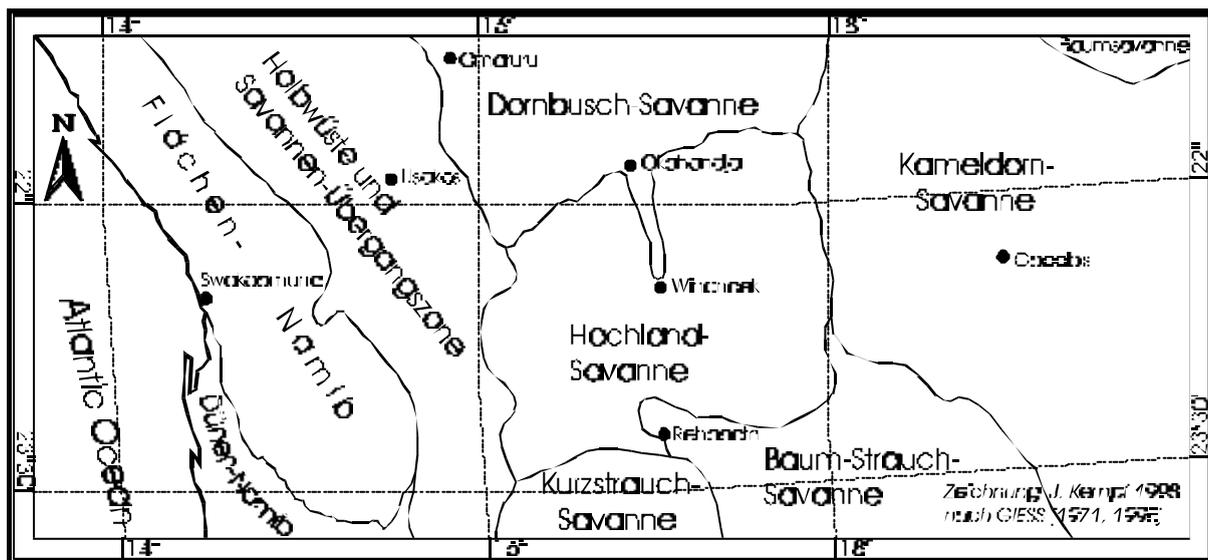
Regenflächenspülung nach RUST (1970) und Mosaik-Zyklus-Dynamik nach REMMERT (1991), BERRY & SIEGFRIED (1991) und SEELY (1978) sind also milieutypisch für das arid-semiaride Zentral-Namibia. Sie zeigen sehr ähnliche Muster der Niederschlagsverteilung. Es besteht daher kein Grund, an der Validität von Milieuaussagen auf Basis der rezenten Vegetation zu zweifeln, solange der zonale Maßstab nicht verlassen wird. Aus diesem Grund gilt die Einstufung des Untersuchungsgebiets als „naturnaher Raum“ (Kap. 3.1, S. 27) auch in Bezug auf die Vegetation.

¹ Es liegen in der Literatur mehrere, auf Namibia oder andere Trockengebiete bezogene ähnliche Gleichungen vor, z. B. von WALTER (1939: 855), WALTER (1964: 224). Einen Überblick der unterschiedlichen Methoden bringt RUTHERFORD (1980). Sie geben eine grobe Einschätzung der Produktivität arider Grasländer.

In Abb. 34 und 36 (Morphomilieu-Arbeitsmodell) werden folgende Vegetationseinheiten unterschieden, die auf Grundlage der Feldarbeiten in Namibia ausgegliedert wurden:

- Namib (gemeint ist die küstennahe und die innere Vollwüste)
- Ost-Namib (Wüsten-Halbwüsten-Übergangszone)
- Halbwüste (Prä-Namib)
- Sukkulente steppe (hauptsächlich südliche Prä-Namib)
- Dorn-, Trocken- und Feuchtsavannen mit unterschiedlichem Gras-Gehölz-Verhältnis (Feuchtsavanne i. e. S. kommt rezent wohl in Namibia nicht vor)
- Trockenwälder (als Waldsavanne oder geschlossene Wälder, z. B. im Caprivi-Streifen und der Nordwest-Kalahari)
- Feuchtwälder (in Namibia rezent nicht vorkommend)

Diese Gliederung ist derjenigen innerhalb der Vegetationskartierung von GIESS (1971, 1998) vergleichbar (Karte 16):



Karte 16: Vegetationsformationen Zentral-Namibias nach GIESS (1971, 1998). Im Gegensatz zu Karte 14 nach ENGLER (1914) tritt die Nutzbarkeit der Formationen in den Hintergrund und es werden ausschließlich Einheiten auf der Basis des Vorkommens dominanter Schlüsselarten definiert.

Die Klassifizierung der Vegetation auf Basis der Schlüsselarten ergibt fest definierte Phänotypen, die einen deutlichen Bezug zum rezenten Milieu aufweisen. Im folgenden werden die jeweiligen Einheiten in ihrer Komposition kurz dargestellt. Bei den eigenen Aufnahmen stand jeweils der Bedeckungsgrad (als Maß für Oberflächenrauigkeit, Interzeptions- und Retentionsvermögen) im Vordergrund. Eigene systematische Aufnahmen wurden nur im Rahmen von repräsentativen Profil- und Standortbeschreibungen durchgeführt (Kap. 2), pflanzen-soziologische Daten, etwa nach der Methode von BRAUN-BLANQUET (1964) oder dem in Namibia entwickelten Transektkonzept von CHRIS-

TIAN et al. (1996) wurden nicht erhoben. Allerdings wurde gegebenenfalls auf Daten des Agriculture Laboratory (Windhoek) zurückgegriffen.

Zur Artenbestimmung wurden v. a. folgende Werke verwendet: MÜLLER (1985), GIBBS RUSSEL (1990) und VAN OUDTSHOORN (1992) für Gräser, PALMER & PITMAN (1972) und PALGRAVE (1992) für Gehölze, VAN WYK & SMITH (1996) für Aloen, SMITH et al. (1998) für Mesembryanthemaceae, VAHRMEIJER (1987), BROMILOW (1995) und der Prodrromus der Flora von Südwestafrika (MERXMÜLLER 1966-1972) für andere Pflanzen. Daneben wurden zweifelhafte Pflanzen Mitarbeitern des *Department of Forestry* (Windhoek) oder des *National Botanical Research Centre* (Windhoek) vorgelegt. Die Bezeichnung der Pflanzennamen richtet sich nach der Pflanzenliste Namibias von KOLBERG et al. (1992) und der südafrikanischen Gehölzliste von VON BREITENBACH (1995). Die den einzelnen Arten überlicherweise angefügten Namen von Erst- oder Umbeschreibern wurden aus Gründen der Übersichtlichkeit weggelassen. Sie sind den o. g. Publikationen zu entnehmen. Zitierte Pflanzennachweise wurden bei Bedarf in die neueste Artenterminologie übersetzt.

Es ist nicht die Intention vorliegender Arbeit, die vegetationsökologische Ausstattung des Untersuchungsgebiets im letzten Detail darzulegen. Vielmehr soll der morphoklimatische Indikatorwert vor Hintergrund des in Kap. 3.5.4 vorgestellten Arbeitsmodells herausgearbeitet werden.

3.6.3.1 Wüsten- und Halbwüstenvegetation der Namib

Die Namib und ihre Randgebiete sind wohl der am umfassendsten biologisch erforschte Teil des zentralnamibischen Transekts. Nach einigen Vorläufern (z. B. SCHINZ 1891, DINTER 1909, ENGLER 1910 oder BOSS 1934) stellt bereits die Arbeit von WALTER (1936b), der 1935 umfassende Aufnahmen in der durch das Maximalregenjahr 1933/34 (150-200 mm Niederschlag) „ergrünten“ Namib durchführte, den Beginn der eigentlichen ökologischen Erforschung dar. Ähnliche Verhältnisse, die zum Auskeimen und Blühen einer Vielzahl von vorher undokumentierten Therophyten und Kryptophyten (aber auch von sukkulenten Chamaephyten) führten, wurden seither in der Namib erst wieder während der Regenzeit 1975/76 (100-200 mm Niederschlag) beobachtet. Die von WALTER (1936b) gewonnenen Erkenntnisse wurden v. a. von GIESS (1962, 1968a, 1971, 1981), WALTER (1964, 1971), WERGER (1978b), WALTER & BRECKLE (1984), CRAVEN & MARAIS (1986) und zuletzt von JÜRGENS (1991, 1999, in prep., lag nicht vor) entscheidend erweitert, ergänzt und systematisiert. Teilgebiete der Namib wurden auch von ROBINSON (1976),

MOISEL & MOLL (1981), NEL & OPPERMAN (1985) u. a. systematisch aufgenommen. Zusätzlich gibt es umfangreiche Literatur zu Einzelaspekten der Namib-Ökologie (GIESS 1989).

Neben der phytogeographischen Zonierung kann die Haupttrumpffläche zwischen dem Litoral und dem Escarpment in unterschiedliche Habitattypen gegliedert werden. WALTER & BRECKLE (1984: 280f) unterscheiden die (1) „äußere Namib“ mit Ebenen, Inselbergen und Gesteinsrücken, Erosionsrinnen und kleinen Namibrivieren, Oasen der Fremdlingsriviere sowie Dünen von der (2) „inneren Namib“ mit Graslandflächen, Inselbergen und Rivieren, Escarpment-Vornamib sowie der (3) Übergangszone zwischen innerer und äußerer Namib. Es erfolgt also eine zonale Dreigliederung in äußere, Übergangs- und innere Namib, die schon in den drei klimageomorphologischen Zonen von BESLER (1972) erkannt wurde (Kap. 42.1), nämlich als Zonen der Nebelwüste, Nebelwechselwüste und Wüstensteppe.

Die eigenen Feldbegehungen bestätigen diese Gliederung in wesentlichen Teilen sowohl südlich als auch nördlich des Swakop. Allerdings läßt sich die „Nebelwechselwüste“ vegetationsgeographisch anscheinend nochmals in einen westlicheren und einen östlichen Teil differenzieren. Um die Relativbegriffe „außen“ und „innen“ für den Komplex der Namib-Vegetation zu vermeiden, wird in vorliegender Arbeit zwischen (A) der küstennahen („Küsten-Namib“), (B) der mittleren (eigentliche „Nebelwechsel-Namib“), (C) der Inland- (Ost-) Namib und (D) der Prä-Namib-Halbwüsten unterschieden (Karte 17, S. 136).

Auch wenn diese Zonen im Feld sehr homogen, ja bisweilen „monoton“, erscheinen, weisen sie dennoch eine Fülle von Habitattypen auf, die jegliche Zonalität teilweise auflösen. Trotz der langen Feldaufenthalte konnten nicht sämtliche Habitate aufgenommen werden, so daß eine Generalisierung zweckmäßig erscheint. In den einzelnen Zonen sind folgende Habitattypen zu unterscheiden:

1. Flächen mit mehr oder weniger ausgeprägten Krustenbildungen und/oder dünnen Lockermaterialdecken (Mikro-Abflußlinien eingeschlossen).
2. Autochthone Abflußrinnen, die ihren Ursprung in der gleichen Zone oder allenfalls im Übergangsbereich zur nächsten Zone haben oder die nur sehr selten Abflußereignisse von der nächsten oder übernächsten Zone aufweisen (autochthone Namibriviere). Zu diesem Typus werden auch kleinere, zumeist abflußlose Depressionen gerechnet, da sie oft eine vergleichbare Ausstattung aufweisen.
3. Allochthone Riviere, deren Dynamik im wesentlichen vom Hinterland (der Nicht-Namib) gesteuert wird (große Fremdlingsriviere, z. B. Kuiseb, Swakop, Omaruru).
4. Trockenhänge der allochthonen Riviere und deren autochthonen Zuflüsse (z. B. „Gramadullas“).

5. Inselberge oder größere Outcrops von Festgesteinen (abgedeckte Grundhöcker, Schildinselberge).
6. Schwemmsandbereiche der großen Riviere, insbesondere des Kuiseb und des Omaruru.
7. Sandtennen oder Dünenhänge südlich des Kuiseb.

(A) Küsten-Namib:

A1 Flächen der Küsten-Namib:

Dieser Habitattyp ist im Untersuchungsgebiet nördlich des Swakop bis zur Ugabmündung fast durchgängig vertreten. Südlich des Swakop wird er teilweise von Habitattyp A7, einem Dünenstreifen, der sich von der Küste 4-7 km landeinwärts erstreckt, überlagert. Südlich des Kuiseb ist er überwiegend durch B7 ersetzt, tritt aber in einem 5-6 km breiten Band zwischen Reutersbrunn/Meob-Bay und Conception Bay auf (vgl. GROSSARTH 1932, unpubl.). Diese Flächen sind zu weiten Teilen völlig vegetationslos (Bedeckungsgrad < 0,1%). Stellenweise gedeihen unter lichtdurchlässigen Steinen (v. a. Milchquarzen) grünlichgraue oder schwarz-braune sog. Fensteralgen. Fleckenhaft kommen Flechtenrasen von *Teloschistes capensis*, *Xanthoparmelia walteri*, *Parmelia dregeana* oder *Caloplaca spp.* vor, in die vereinzelt Exemplare von *Ramalina capensis* und anderen eingestreut sind. Nördlich des Swakop überwiegt eindeutig *Teloschistes capensis*, südlich eher *Xanthoparmelia walteri*. Dichtemessungen wurden an den ökologisch sehr sensiblen und extrem fragilen Flechtenrasen nicht vorgenommen, da dies eine inakzeptable Störung zur Folge gehabt hätte. MATTICK (1970: 35) gibt Bedeckungsgrade von 40-60% an. Da dabei keine jahreszeitlichen Unterschiede zu erwarten sind, übersteigt in der Trockenzeit der Bedeckungsgrad der Küsten-Namib stellenweise denjenigen von vergleichsweise „feuchten“ Savannenformationen bei weitem.

Eine Besonderheit stellen die losen Thalli der Wanderflechte *Xanthomaculina convoluta* dar, die vom Wind verfrachtet werden und sich mit teilweise großer Dichte (> 80%) in kleinen Depressionen oder Spülrinnen (des Habitattyps A2) anreichern (vgl. WALTER 1936b, MATTICK 1970: 40ff, SCHIEFERSTEIN 1990: 14). Weitere Angaben zur Ökologie der Flechtenfelder geben auch GIESS (1962, 1968), WALTER & BRECKLE (1984: 281f), WESSELS (1989), SCHIEFERSTEIN (1989, unpubl.) und SCHIEFERSTEIN & LORIS (1992).

Höhere Pflanzen sind in diesem Habitattyp nur sehr selten. Vereinzelt waren im Untersuchungszeitraum Horstreste von unbestimmbaren annualen *Poaceae* zu finden (GIESS 1981: 19 nennt

Sporobolus nebulosus, *Stipagrostis hirtigluma* subsp. *hirtigluma* und *Stipagrostis namibensis*). WALTER (1936b) dokumentierte zudem nach extremem Regenfall eine fleckenhafte Bedeckung von 20-50% mit verschiedenen sukkulenten *Aizoaceae* und *Mesembryanthemaceae* in der zentralen Küsten-Namib. Er nennt u. a. *Mesembryanthemum cryptanthum*, *Drosanthemum paxianum*, *Aizoanthemum dinteri*, *Psilocalon salicornioides*, *Tetragonia reduplicata* sowie Jungpflanzen von *Zygophyllum stapffii*, *Z. simplex* (*Zygophyllaceae*) und die nicht-sukkulente *Arthroerua leubnitziae* (*Amaranthaceae*). GIESS (1981: 19) verzeichnet zusätzlich *Aizoanthemum galenioides*. Keine dieser Arten wurde innerhalb des Habitattyps A1 im Untersuchungsgebiet beobachtet, *Zygophyllum* und *Arthroerua* nur in anderen Habitaten (s. u.).

A2 Autochthone Abflußrinnen der Küsten-Namib:

Der Habitattyp A1 ist mehr oder weniger von kleinen Abflußrinnen durchzogen, welche nur äußerst selten Oberflächenabfluß aufweisen, dafür aber in ihren Lockermaterialfüllungen infiltrierendes Kondens- und Nebelwasser speichern. Nördlich des Swakop kommen in 0-6 km Küstenentfernung auch in diesem Habitattyp häufig Flechten vor, nämlich die sandbindenden Arten *Caloplaca volkii* und *Lecidella crystallina* (SCHIEFERSTEIN 1990: 11) bei Lockersanden, *Teloschistes capensis* und *Ramalina capensis* bei gipsverkrusteten Oberflächen sowie die o. g. losen Wanderflechten. Südlich des Swakop wachsen in den Abflußlinien allenfalls vereinzelt *Arthroerua leubnitziae* und *Zygophyllum stapffii*, nördlich zusätzlich noch *Brownanthus kuntzei* (*Mesembryanthemaceae*). Nach GIESS (1981: 18) kommen auch *Salsola*-Arten schon in küstennahen Rinnen vor. Die Bewuchsdichte wurde nicht gemessen, dürfte aber 0,5% kaum übersteigen. Die Standorte von *Arthroerua* weisen vermutlich eine kontinuierliche Wasserverfügbarkeit auf (z. B. regelmäßige Einsickerung von Kondenswasser oder lateraler Interflow).

A3 Allochthone Riviere der Küsten-Namib:

Die vorwiegend nicht vom Lokalklima abhängige Vegetation der großen „Fremdlingsriviere“ im Untersuchungstransect bildet als azonales Element nicht die zonalen Milieuverhältnisse ab. Vielmehr ist die Vegetation der Betten von Kuiseb, Swakop und Omaruru sowie deren unteren und mittleren Terrassen vom Grundwasserstrom und lokalem Interflow bestimmt. Sowohl Grundwasser, wie auch Zustrom von den umliegenden Flächen sind im küstennahen Bereich oft stark brackig (starker Sulfat- und Chloridgehalt, vgl. WALTER 1936b: 91f, BOSS 1941, WALTER & BRECKLE 1984: 286, BLOM & BOUWER 1985), so daß hier häufig halophile Arten, wie z. B. *Atriplex vestita*,

Sarcocornia natalensis, *Suaeda plumosa*, *Salsola nollothensis* (alle *Chenopodiaceae*), *Juncus rigidus* (*Juncaceae*), *Heliotropium curassavicum* (*Boraginaceae*), *Zygophyllum simplex* und die häufige *Tamarix usneoides* die Galerie-vegetation dominieren. Daneben gedeihen im Niedrigwasserbett auch vereinzelt Gräser, v. a. *Stipagrostis namaquensis*, *S. sabulicola* (nur häufig am Kuiseb zwischen Rooibank und Swartbank) und das Salzkrustengras *Odysea paucinervis*.

Die Pflanzen des Niedrig- und teilweise auch des Hochwasserbetts werden beim Abkommen des jeweiligen Riviers bis in den Küstenbereich meist zerstört. Mehrjährige Pflanzen, wie die meisten Phanerophyten erreichen deshalb dort allenfalls jugendliches Alter. Sie halten sich aber auf den höheren Terrassen und in Bereichen, wo Grundswellen im Rivierbett den Grundwasserstrom stauen (in Habitat A3 am Swakop etwa bei Nonidas und Goanikontes, am Kuiseb bei Rooibank und Swartbank). An diesen Flußoasen wird außerhalb des Niedrigwasserbetts meist ein ganzjähriger Kronenschluß mit Mega-Phanerophyten, wie *Acacia erioloba* und *Faidherbia albida*, erreicht (Bedeckungsgrad bis über 50%). Bei extremen Abflußereignissen, als z. B. der Swakop 1933/34 über Monate hinweg mit Scheitelhöhen von über 10 m abkam (SEYDEL 1951: 29, KEMPF 1994: 158), werden auch große Teile des alten Galeriewalds zerstört.

Die Vegetation des küstennahen Kuiseb enthält im Gegensatz zum Swakop einen höheren Anteil nicht-halophiler Arten an hochflutsicheren Standorten, v. a. *Acacia erioloba*, *Faidherbia albida*, *Pechuel-loeschea leubnitziae* und *Euclea pseudebenus* (THERON et al. 1980, 1985a/b, STROHBACH 1991, unpubl.). An Mündungsbereichen von nördlichen Seitenrivieren kommen allerdings ebenfalls Brackwasseranzeiger vor (neben den o. g. auch *Salvadora persica*) bei einer Dominanz von *Tamarix usneoides*. Die Bedeckung des Niedrigwasserbetts am unteren Kuiseb ist ebenfalls dichter als am Swakop und umfaßt zwischen Swartbank und Rooibank u. a. Anzeiger eines hohen Grundwasserspiegels, z. B. *Phragmites australis*, *Cyperus marginatus*, *C. laevigatus*, *Typha capensis* und *Scirpus dioecus* (WALTER & BRECKLE 1984: 287).

Am küstennahen Omaruru östlich des Schwemmbereichs (s. A6) ist die entsprechende Vegetation infolge eines Staudammbaus einer veränderten azonalen Vegetation gewichen (überwiegend *Acacia erioloba*, *Faidherbia albida*, *Tamarix usneoides* und *Ricinus communis*, vereinzelt *Nicotiana glauca*, *Datura stramonium* und *D. innoxia*). Die weite Verbreitung von *Verbesina encelioides* am unteren Swakop stellt nach GIESS (1981: 20) ebenfalls eine anthropogen gesteuerte Veränderung dar. Sie ist in Namibia ursprünglich nicht heimisch.

A4 Trockenhänge der küstennahen allochthonen Riviere :

Der Swakop fließt bis zu den Nonidas-Kleinsiedlungen in einem tief in die Haupttrumpffläche eingeschnittenen Kastental mit steilen Hängen. Diese Trockenhänge sind weitgehend vegetationslos. Nur in vereinzelt Spalten und Mikroakkumulationsbereichen finden sich einige Sukkulente, wie *Hoodia currori*, *Euphorbia damarana* (?), *E. giessii* (?), *Sarcocaulon marlothii*, *Aloe namibensis*, *Lithops* spp. (*ruschiorum*?) und *Trichocaulon* spp.. An nicht-sukkulente Pflanzen wurde lediglich *Helichrysum roseo-niveum* beobachtet.

Am Omaruru und Kuiseb tritt dieser Habitattyp nicht auf, da dort die Kastentäler bereits weiter östlich in flachere Talformen mit Streckhängen oder Schwemmaterialkörper übergehen. Habitattyp B4 ist aber A4 sehr ähnlich.

A5 Inselberge der küstennahen Namib:

Zwischen Swakop und Kuiseb ist das Habitat A1 vereinzelt von granitischen Schildinselbergen oder vereinzelt Inselbergen aus Damara-Marmor unterbrochen. Nördlich des Swakop treten häufig bis über 50 m hohe, langgestreckte Dolerit-Dykes auf, deren Vegetation sich von derjenigen der Fläche unterscheidet. Der Dyke-Schwarm um Wlotzkasbaken bis zum Omaruru-Schwemmbereich weist eine dichte Bedeckung mit Krusten- und Blattflechten auf. Dabei dominieren die leuchtend-orangerote *Caloplaca elegantissima*, die glänzend-schwarze *Parmelia dregeana* (Krustenflechten) sowie *Xanthoparmelia walteri* und *Xanthomaculina hottentotta* (Blattflechten). Der Bedeckungsgrad zeigt leichte Unterschiede zwischen den meerwärtigen und den landwärtigen Flanken der Dykes. Westlich erreicht die Flechtenbedeckung 8-12% an den Unterhängen, östlich nur unter 5%. Dies ist auf die ozeanische Orientierung der Vegetation zurückzuführen, die zu einem höheren Wasserangebot auf den meerwärtigen Flanken führt. Zudem ist die solar bedingte Austrocknung frühmorgens auf der Ostseite deutlich höher als auf der Westseite, wo noch Nebelkondensate infiltrieren können. Innerhalb der küstennahen 8 km weisen die Inselberge und Dykes kaum eine Besiedlung mit höheren Pflanzen auf. Lediglich einige mikroklimatisch besonders günstige *topoi* auf Feinmaterialschleppen beherbergen einzelne unterwüchsige Exemplare von *Arthroerua leub-nitziae*, *Pelargonium otavense* oder *Zygophyllum stapffii*. Die weiter landeinwärts ausstreichenden Dykes weisen eine leicht verdichtete höhere Vegetation auf, deren Bedeckungsgrad aber 0,1-1,0% kaum übersteigt. Ab ca. 12 km Küstenentfernung treten zusätzlich vereinzelt Exemplare von *Sarcocaulon marlothii*, *Hoodia macrantha*, *Aloe asperifolia*, *Kleinia longiflora*, *Sarcostemma viminale*, *Euphorbia*

lignosa und sogar einige niedrige *Commiphora saxicola*, südlich des Swakop auch *Hereroa puttkamerana*, *Aloe spp.* und *Lithops spp.* auf.

A6 Schwemmsandbereiche der Namib-Küste:

Insbesondere Kuiseb und Omaruru haben in ihren Mündungsbereichen breite, sandige Schwemmfächer ausgebildet, deren Habitate sich von den umliegenden Krustenflächen (A1) unterscheiden. Besonders charakteristisch sind die Kupstendünen und Nebkhas, die sich als Akkumulationskörper von äolisch verlagertem Schwemmsand um einige Mikro- und Meso-Phanerophyten herum bilden. Weit verbreitet sind hier *Arthroa leubnitziae* in teilweise dichten Beständen, *Zygophyllum clavatum*, an der Ostgrenze auch *Tamarix usneoides* und an der Südgrenze *Acanthosicyos horridus*. Im direkten Litoralbereich sind zusätzlich Arten enthalten, welche Seewasser tolerieren, z. B. *Sarcocornia natalensis*, *Salsola spp.*, *Psilocaulon salicornioides* (GIESS 1998: 7) oder *Tetragonia reduplicata*.

Am Rand der Flutlinien des Kuiseb, der westlich von Rooibank in endpfannenähnliche Formen ausläuft, kommen dichte Bestände von *Cyperaceae* (*Cyperus marginatus*, *C. laevigatus*, *Scirpus dioecus*), *Typha capensis* (*Typhaceae*) und der C_3 -*Poaceae*¹ *Phragmites australis* und *P. mauritanicus* vor. Die verbreitete Existenz von C_3 -Gräsern, wie *Poa annua*, *P. binata*, *Puccinellia angusta*, *Polypogon monspeliensis* und *P. viridis* im Kuiseb-Schwemmbereich unterstreicht nachdrücklich die von JÜRGENS (1991) postulierte phytogeographische Verwandtschaft der küstennahen Zentral-Namib zur Sukkulentenkaroo-Region. Insbesondere der untere Kuiseb mit dem sog. Kuiseb-Delta stellt ein disjunktes (Rückzugs-) Areal derartiger Taxa dar. Der Schwemmbereich des unteren Omaruru unterhalb des OMDEL-Staudamms ist wesentlich artenärmer und spärlicher bedeckt (*Arthroa* dominant; Bedeckung bis 5% in Gebieten ohne Flechten). Grundwasser ist außerhalb der Hauptwasserrinne für Pflanzen kaum verfügbar, da der Omaruru bis in direkte Küstennähe ca. 20 m in den Schwemmbereich eingeschnitten ist. Gräser wurden dort kaum beobachtet und waren unbestimmbar.

Im Swakop-Mündungsbereich kann keine zuverlässige Aussage über die „potentielle natürliche Vegetation“ getroffen werden, da insbesondere der Bereich unterhalb der Goanikontes-Furt durch land-, bau- und wasserwirtschaftliche sowie touristische Nutzung überformt wurde. Aus vorkolonialer Zeit liegen kaum Quellen vor, da fast alle frühen Reisenden von Walvis Bay aus in Lan-

¹ Pflanzen, die nicht den C_4 -Photosyntheseweg der meisten an trocken-heiße Standorte angepassten Savannenpflanzen verwenden (vgl. ELLIS et al. 1980).

desinnere den sog. Baai-Weg Jonker Afrikaners nutzten und den Swakop frühestens bei Goanikontes oder bei Heigamchab¹, einer Flußoase am Khan-Zufluß (in ca. 40 km Küstenentfernung) erreichten (vgl. ALEXANDER 1838 I: 9, GALTON 1853: 25, ANDERSSON 1857: 14, CHAPMAN 1868 I: 215 etc.). Lediglich RUXTON (1846) schildert die Vegetation am unteren Swakop im Jahre 1845 (s. Kasten):

„[...] Die Mündung des Somerset-Riviers [Swakop] ist von einer Barriere aus Sand blockiert und dicht mit „reeds“ [Riedgräser, vermutlich *Phragmites* oder auch *Cyperus*] und „flag“ [nicht bestimmbar, eigentlich „Schwertlilie“; mit hoher Wahrscheinlichkeit aber eine andere *Liliacee* (?) oder *Juncacee* (?); die Anzahl einkeimblättriger Arten außerhalb von Gräsern und Aloen ist hier relativ gering] bewachsen. Im Bett kommt „a specis of hamlock“ [vermutlich *Tamarix usneoides*] vor. [...] Der Schwemmboden besteht aus schwarzem, salpetrigem Lehm. [...] Der Fluß ist die ersten 20 Meilen von der Küste trocken, führt jedoch einige „inches“ unter der Oberfläche Grundwasser. Landeinwärts finden sich große Teiche und gute Weide für Tausende Stück Vieh. [...] An den Ufern der Walvis-Lagune existieren „beds of samphire“ [Meerdill, Meerfenchel; vermutlich *Sarcocornia natalensis*], die als antiskorbutisches Gemüse konsumiert werden. Sie wachsen auch an der Mündung des Somerset-Riviers [Swakop]. [...]“

frei übertragen nach RUXTON (1846)

Der Bericht gibt den Eindruck eines reichhaltigen, dichten Bewuchses Mitte des 19. Jahrhunderts wieder und gleicht damit ähnlichen Angaben anderer (meist späterer) Quellen. Allerdings beschrieb RUXTON (1846) wahrscheinlich die Verhältnisse in oder nach der Regenzeit 1844/45, die nach den Tagebuchaufzeichnungen von HAHN (in LAU 1984: 218+224) sehr viele Niederschläge brachte und in der der „Rhein“¹ mehrmals auf voller Breite abkam. So ist die Erwähnung von „Teichen“ bei Goanikontes und Heigamchab und von „Weide für große Mengen Vieh“ zu erklären. Insgesamt entsteht der Eindruck, daß der Schwemmbereich des Swakop vor der Landnutzungsperiode ähnlich dicht bewachsen war, wie der des Kuiseb.

A7 Küstennahe Dünen-Namib:

Die Dünenhabitate reichen südlich des Swakop in einem 5-7 km breiten Streifen bis zur Walvis Bay, wo sie in den Kuiseb-Schwemmbereich übergehen. Sie sind an der Küste weitgehend vegetationslos. Alle Standorte sind grundwasserfern, Pflanzen nutzen in der Regel das Haftwasser aus infiltrierenden Nebelkondensaten. Südlich des Kuiseb beginnt der Namib-Erg, der sich mit wenigen Lücken durchgängig bis Lüderitz erstreckt. Dieser ist vegetationsgeographisch nur schwer zu gliedern, da die wenigen angepaßten Arten sporadisch sehr weit verbreitet sind. Dabei handelt es sich vor allem um die endemischen *Acanthosicyos horridus* (!Nara) und *Stipagrostis sabulicola*. Vereinzelt kommen in den Zwischendünenbereichen oder an Dünenfüßen, wo zumindest zeitweise noch

¹ eigentl. |Hei|gamchab = Nama für „Platz mit viel kühlem Wasser“

Grundwasser erreicht wird, niedrige Büsche (v. a. Tamarisken) vor. Es sind dies Übergangsbereiche zu Habitattyp A2. Die Bedeckung erreicht 0,5% allenfalls an westlich orientierten Dünenfüßen (vgl. YEATON 1988, BOYER 1989, ROBINSON & SEELY 1980). Der lokal relativ dichte Bewuchs an der Sandvis-Lagune stellt einen Übergangsbereich zu Habitattyp A6 dar, obwohl aufgrund der tiefsandigen Struktur dort häufiger *Acanthosicyos* vorkommt. Hierbei handelt es sich nicht um grundwasserferne Standorte, da die Lagune von perkolierendem Kuiseb-Grundwasser erreicht wird. Aus dem Inneren des Namib-Erg liegen keine phytosoziologischen Aufnahmen vor.

(B) Mittlere Namib

B1 Flächen der mittleren Namib:

Östlich an Habitattyp A1, innerhalb dessen die Flechtenrasen ostwärts ausdünnen, schließt sich zwischen Kuiseb und Messumbergen ab 25-40 km Küstenentfernung eine fast vegetationslose Zone an, in der fast ausschließlich einige seltene *Arthroa leubnitziae* gedeihen. Die Dichtemessungen in dieser Zone ergaben mehrfach den Wert 0,0 %, d. h. von 300-400 Zufallspunkten innerhalb eines etwa hektargroßen Meßquadrats wurde keine einzige Pflanze getroffen. Andere Meßquadrate erbrachten unter 0,2 % Deckung an abgestorbenen Pflanzen. Nur selten wurde 0,5 % erreicht. Die gesamte Bewuchsdichte dieser „Minimalzone“ dürfte bei unter 0,2 % liegen. Nach Osten vergrößert sich das Artenspektrum um *Zygophyllum stapffii*, *Aloe asperifolia* und vereinzelte *Welwitschia mirabilis*, die sich aber innerhalb dieser Zone vorwiegend in Habitattyp B2 hält (s. u.). WALTER (1936b) stellte nach dem maximalen Regenjahre 1933/34 zusätzlich eine Verbreitung von *Sesuvium mesembrianthemoides* (*Aizoaceae*) und *Plexipus garipensis* (*Verbenaceae*) auf der Fläche fest (vgl. auch JACOBSEN & MUSS 1987).

B2 Autochthone Abflußrinnen der mittleren Namib:

Der küstennah von Flechten und anschließend von *Arthroa* dominierte Habitattyp A2 geht ab 30-40 km Küstenentfernung graduell über in eine Zone, in der nördlich des Swakop überwiegend *Zygophyllum stapffii* vorkommt. Lediglich die größeren dieser Namib-Riviere enthalten im Randbereich auch vereinzelt andere Phanerophyten, wie *Acacia reficiens*, *Parkinsonia africana* und *Commiphora saxicola*. *Welwitschia mirabilis* kommt nur fleckhaft vor, z. B. in Fließrinnen am sog. „Welwitschia-Drive“ östlich von Station 7 (Militärschrott) bis zum Swakopfurt-Abzweig (Pad

¹ „Rhein“: Bezeichnung der Barmener (Rheinischen) Missionare für den Swakop

D1903). Nördlich des Swakop auf der Welwitschia-Vlakte, einem Streckhang zum Swakop hin, ist sie sehr häufig (MOISEL & MOLL 1981: 10).

Zwischen Swakop/Khan und Kuiseb weisen die autochthonen Riviere anscheinend eine größere Artenvielfalt auf, als zwischen Khan/Swakop und Messum. MOISEL & MOLL (1981) gliedern die dendritisch kontrahierte Vegetation phytosoziologisch in substratabhängige Gemeinschaften, nämlich (I) eine Schotter-Gemeinschaft, (II) eine Feinsand-Gemeinschaft, (III) eine Marmor-Dolerit-Gemeinschaft (s. Habitat B5), (IV) eine Granit-Gemeinschaft (s. Habitat B5) und (V) eine Brack-Gemeinschaft (s. Habitat B3). Nach den Aufnahmen lassen sich damit auf der Welwitschia-Fläche folgende Habitat-Untertypen ausgliedern:

1. **B2I:** grobkörnige Fließrinnen mit *Welwitschia mirabilis* als Charakterart und beigeordneten Individuen von *Arthroerua leubnitziae*, *Zygophyllum stapffii*, *Z. simplex*, *Hermbstaedia spathulifolia* (*Amaranthaceae*), und *Cleome foliosa* var. *foliosa* (*Capparaceae*). Als Bedeckungsgrad werden 3-7 % angegeben (MOISEL & MOLL 1981: 10, keine eigenen Messungen).
2. **B2II:** feinkörnige Fließrinnen mit *Salsola aphylla* als Charakterart und beigeordneten Individuen von *Arthroerua leubnitziae*, *Welwitschia mirabilis*, *Zygophyllum stapffii*, *Z. simplex*, *Stipagrostis* spp. (*ciliata*, *abtus*, *uniplumis* ?), *Hermbstaedia spathulifolia* und *Cleome foliosa* var. *foliosa* bei einem Bedeckungsgrad von über 10 %.

Südlich des Swakop, auf der Tumas- und Tinkas-Vlakte kommt *Welwitschia* seltener vor, dafür aber *Citrullus ecirrhosus* (*Cucurbitaceae*), *Blepharis* spp. (*Acanthaceae*), *Adenolobus pechuelii* var. *pechuelii* (*Fabaceae*), *Hermannia amabilis* (*Sterculiaceae*) und *Mesembryanthemum* spp..

Nördlich der Rössingberge bis zum Messum wachsen in den autochthonen Rivieren außer den am Anfang des Abschnitts genannten Phanerophyten nur sehr wenige Individuen anderer Arten. Beobachtet wurden am Capri-Rivier und in Fließrinnen nordöstlich von Wlotzkasbaken lediglich Exemplare von *Asclepias buchenaviana*, *Monechma cleomoides*, *M. genistifolium* subsp. *genistifolium* (*Acanthaceae*), *Salsola* spp., *Brownanthus kuntzei*, *Sutera* spp. (*maxii*?) (*Scrophulariaceae*), *Hermbstaedia odorata* und *Blepharis gigantea*. Im östlichen Bereich (ab ca. 60 km Küstenentfernung) wächst in kleinen Depressionen auch *Stipagrostis obtusa*, *S. uniplumis* und *Aristida parvula*.

B3 Allochthone Riviere der mittleren Namib:

Mit zunehmender Küstenentfernung nimmt nach WALTER (1936b: 167ff) der Salzgehalt des Grundwassers in den großen Fremdlingsrivieren ab. Im Gegensatz zu Habitattyp A3 treten in B3 die

halophilen Arten der Riviervegetation zugunsten nicht-halophiler Arten zurück. Stellenweise wird an Swakop, Kuiseb und Omaruru ein hoher Galeriewald mit Kronenschluß und nahezu 100 % Bedeckung erreicht. Es dominieren *Acacia erioloba*, *Faidherbia albida*, *Ficus sycomorus*, *F. cordata* subsp. *cordata* und *Euclea pseudebenus* auf den hochflutsicheren Standorten. Auf episodisch überfluteten Terrassenresten ist der Galeriewald durch Makro-Chamaephyten und Meso-Phanerophyten, wie *Salvadora persica*, *Parkinsonia africana* und *Ziziphus mucronata* oder dichtem Unterwuchs mit *Datura* spp., *Ricinus communis*, *Lycium cinereum* (Solanaceae), *Argemone ochroleuca* (Papaveraceae), *Azima tetraantha* (Salvadoraceae), *Codon royenii* (Hydrophyllaceae), *Pechuel-loeschea leubnitziae* und *Cullen obtusifolia* (Fabaceae) oft ebenfalls dicht besiedelt. Die Niederterrassen und Talböden außerhalb der Flutlinien weisen bei länger ausbleibender Überflutung Grasbewuchs mit bis etwa meterhohen *Stipagrostis namaquensis* oder auch *Cladoraphis spinosa* auf. Außerdem wurden hier dichte Bestände von *Tribulus* spp. und *Asclepias fruticosa* festgestellt. Die weit verbreitete *Nicotiana glauca* wurde erst ca. 1859 von Missionar Eggert am Swakop eingeführt (vgl. BAINES 1864: 7ff).

Lediglich an Stellen, an denen autochthone Namib-Riviere münden, dominieren einige halophile Arten. Dabei handelt es sich v. a. um die Arten aus A3 (s. o.). MOISEL & MOLL (1981: 11) bezeichnen solche Standorte als Brack-Gesellschaften mit *Phragmites australis* und *Juncus rigidus* als Charakterspecies und den beigeordneten *Tamarix usneoides*, *Boscia foetida*, *Sporobolus virginicus* (am Swakop). Zusätzlich wurden *Suaeda* spp. und *Galenia papulosa* var. *papulosa* festgestellt. Im Habitat B3 des Kuiseb kommen auch Flecken mit reinen Beständen von *Pechuel-loeschea leubnitziae* und *Cladoraphis spinosa* vor (vgl. auch SEELY et al. 1981 und Vegetationskarte bei THERON et al. 1980, 1985a: 74).

Die Galerievegetation des Omaruru scheint in diesem Abschnitt erheblich artenärmer zu sein. Es überwiegen alte, große Exemplare von *Acacia erioloba* und *Faidherbia albida*, die häufig mit parasitären *Loranthaceae* befallen sind (*Tapinanthus* spp., „Streichholzbusch“). *Tamarix usneoides* ist seltener als im Lauf von Swakop und Kuiseb. Die Bedeckung schwankt sehr stark, meist sind die Terrassen zu über 50 % bedeckt, das Flußbett dagegen erreicht bis 20 %.

B4 Trockenhänge der allochthonen Riviere in der mittleren Namib:

Sowohl Kuiseb, als auch Swakop und Omaruru weisen in der mittleren Namib tief eingeschnittene Täler auf, in die kurze, steile Seitentälchen (am Kuiseb und Swakop teilweise „Gramadullas“¹) mün-

¹ „Gramadullas“ = Wüstenschluchten, vgl. Kap. 4.2.2

den. An den edaphisch trockenen Hängen können sich allenfalls einige Sukkulente außerhalb von Mikroakkumulationsbereichen halten (s. Habitattyp A4), wie *Hoodia spp.*, *Euphorbia spp.*, *Aloe namibensis*, *Lithops spp.*, *Trichocaulon spp.* und *Sarcocaulon marlothii*. Vereinzelt gedeihen auch *Orphanthera albida* (*Asclepiaceae*), *Blepharis spp.*, *Ruellia diversifolia* (*Acanthaceae*), *Commiphora saxicola*, *Fagonia isotricha* var. *isotricha* (*Zygophyllaceae*) und in den kurzen Seitentälern *Petalidium variable* sowie *P. pilosi-bracteolatum*. Die Gesamtdeckung dürfte selten 1 % übersteigen (keine Messung vorliegend) und unterscheidet sich damit von Habitattyp C4.

B5 Inselberge der mittleren Namib:

Die Vegetationsarmut der umgebenden Flächen von Habitattyp B1 setzt sich auch an den Inselbergen dieser Zone fort, obwohl sie gegenüber der Fläche durch stellenweise günstigere Standorteigenschaften (v. a. verfügbare Bodenfeuchte) bevorzugt sind. Der granitische Vogelfederberg (ca. 50 km landeinwärts von Walvis Bay) ist z. B. bis auf einige wenige randliche *Zygophyllum* weitgehend vegetationslos. Die von MOISEL & MOLL (1981: 10) untersuchten Granit-Outcrops der Welwitschia-Fläche weisen dagegen dort, wo dem Granit grusiges Verwitterungsresiduum aufliegt, eine differenzierte Pflanzengemeinschaft auf - mit *Sarcocaulon marlothii* als Charakterspecies und *Trichocaulon marlothii*, *T. dinteri*, *Monechma cleomoides*, *Tephrosia dregeana* (*Fabaceae*), *Orphanthera albida* und *Calicorema capitata* (*Amaranthaceae*) als beigeordnete Arten.

Im gleichen Untersuchungsgebiet weisen Marmor- oder Dolerit-Outcrops eine andere phytosoziologische Zusammensetzung auf (MOISEL & MOLL 1981: 8ff), nämlich mit *Commiphora saxicola* als Charakterspecies und den beigeordneten Arten *Trianthema triquetra* subsp. *triquetra* (Kriechpflanze mit hohem Bedeckungsgrad), *Adenolobus pechuelii* subsp. *pechuelii*, *Blepharis bossii*, *Euphorbia virosa*, *E. lignosa*, *Aloe namibensis* und *Sesuvium sesuvioides*. WALTER & BRECKLE (1984: 282f) nennen zusätzlich *Lithops ruschiorum* (var. *ruschiorum* ?), *Trichocaulon pedicellatum*, *Hoodia currori*, *Pelargonium otaviense*, *Othonna protecta*, *Kleinia longiflora* und *Adenia pechuelii*. Die Bedeckung variiert sehr stark. Festgesteinshänge sind quasi unbedeckt, Mikroakkumulationsbereiche können bis über 20 % mit Sukkulente bedeckt sein. Ähnliche Gesellschaften, wie an den Inselbergen der nördlichen Zentral-Namib beschreibt GIESS (1981: 19f) an denjenigen der südlichen Zentral-Namib (z. B. Swartbankberge).

Die Vegetation der Dolerit-Dykes nördlich des Swakop gleicht der des Habitattyps A5, wird aber nach Osten hin zunehmend von *Euphorbia virosa*, *E. giessii* und *Commiphora saxicola* dominiert. Andere Arten, wie *Pelargonium otaviense*, *Brownanthus kuntzei*, *Zygophyllum stapffii*, *Aloe*

spp., *Chamaesyce glanduligera* (*Euphorbiaceae*), *Trichodesma spp.* (*Boraginaceae*) oder *Lycium cinereum* waren selten zu beobachten. Auch hier erreichen die Bedeckungsgrade selten mehr als 1 %. Sie sind wie bei A5 auf der Westseite eher höher als auf der Ostseite, was auch in der Zone minimalen Vegetation einen ozeanischen Einfluß andeutet.

B6 Schwemmbereiche der mittleren Namib:

Ausgedehnte Schwemmfächer oder Binnendeltas aus Lockermaterial kommen in der mittleren Namib nicht vor. Lediglich kleinere Sandrampen als Pedimentbedeckungen (abgespült oder aufgeweht) können diesem Habitattyp eventuell zurechnet werden. Sie sind aber quasi vegetationsfrei. Nur auf solchen Sandrampen der Rössing- und der Husabberge wachsen vereinzelte Pflanzen, z. B. *Hexacyrtis dickiana* (*Liliaceae*).

B7 Dünengebiete der mittleren Namib:

Über die spärliche Vegetation der mittleren Dünen-Namib liegen nur wenige Informationen vor. Unter- und Mittelhängen von Dünen in Nähe der Täler weisen teilweise dichte Bestände von *Acanthosicyos horridus* und *Stipagrostis sabulicola* auf. Sehr vereinzelt gedeiht *Trianthema hereroensis*, die auf Dünenfüßen bis 1 m hohe Nebkhas bildet. Im Übergangsbereich zur Ostnamib (Habitattyp C7), östlich von Gobabeb wächst auch *Stipagrostis lutescens* var. *marlothii*, *S. hermannii*, *S. hirtigluma* subsp. *hirtigluma* und *S. gonatostachys*. GIESS (1998: 8) nennt als weitere Arten dieses Habitats *Stipagrostis lutescens* var. *lutescens* und den „Buschtee“ *Monsonia umbellata* (*Geraniaceae*), die jedoch im Untersuchungsgebiet nicht beobachtet werden konnten. In abflussfernen Regionen (abseits der Täler Kuiseb, Tsondab und Tsauchab) geht die Bedeckung der Dünen gegen Null (vgl. Daten bei BOYER 1989: 145 und YEATON 1988).

(C) Ostnamib:

C1 Flächen der Ostnamib:

Zwischen 50 und 70 km Küstenentfernung vollzieht sich in der mittleren Namib ein vor allem im Sommer markanter Vegetationswandel. Zunächst geht die Therophyten- und Hemikryptophytenbedeckung von den kontrahierten Rinnsalen und Depressionen in die Fläche über. Weiter östlich folgen sukkulente Chamaephyten und schließlich vereinzelte Mikro-Phanerophyten. Entlang der Riviere und Spülrinnen lappt die annuelle Vegetation, je nach Niederschlagsangebot jährlich stark variierend nach Westen in die mittlere (Minimal-) Namib aus. Dabei kommt das Konzept der Regenfläche zum

tragen, das sich in der Minimalzone kaum auswirkt, denn dort folgt auf Niederschlagsereignisse allenfalls Abfluß mit Förderung der Vegetation in Habitattyp B2 und A2.

Auch *Welwitschia mirabilis* vollzieht in diesem Bereich den Übergang von den Habitattypen B2 und C2 zu C1. In der Ostnamib kommen *Welwitschia*-Bestände sowohl in Abflußrinnen (v. a. am Rand), als auch auf der Fläche vor, z. B. nördlich des Capri-Riviers und v. a. zwischen West-Brandberg und Messum, vereinzelt auch nördlich der westlichen Kuiseb-Gramadullas im Bereich Hope Mine - Gorob - Zebra Pan - Mirabib. WALTER & BRECKLE (1984: 290) sehen hier den Übergang zwischen „innerer“ und „äußerer“ Namib (zu den Habitaten der *Welwitschia* vgl. auch KERS 1967 und BORNMAN 1978: 10ff).

Charakteristisch für die Flächen der Ostnamib ist die auf Regenflächen ausgeprägte Gräserdominanz, insbesondere zwischen Kuiseb und Khan. Nördlich des Khan treten vermehrt neben den Therophyten und Hemikryptophyten auch sukkulente Chamaephyten und Mikro-Phanerophyten (überwiegend *Euphorbiaceae*) auf der Fläche auf. Häufige Gräser sind v. a. *Stipagrostis ciliata* (überwiegend im Grenzbereich zur Halbwüste D1), *S. obtusa*, *S. hochstetteriana* var. *hochstetteriana*, *Eragrostis nindensis* und auf sandigen Böden mit einer Substratmächtigkeit von über 50 cm *Stipagrostis uniplumis* var. *uniplumis*. Nördlich der Spitzkoppe kommen zusätzlich Bestände von *Stipagrostis subacaulis*, *S. hochstetteriana* var. *secalina*, *S. uniplumis* var. *intermedia* und *S. schaeferi*, vereinzelt auch *Enneapogon desvauxii*, *E. scaber* var. *scaber* und *E. cenchroides* vor.

Je nach lokalem Niederschlag wechselt die Grasbedeckung zwischen 4 % und über 40 %. In Ausnahmejahren kann sie auch 70 % überschreiten. In östlichen Bereichen der „Grasnamib“ sind die Schwankungen im Jahresverlauf deutlich geringer als in der Übergangszone zur mittleren Namib, da hier eine Dominanz von Hemikryptophyten gegenüber den Therophyten feststellbar ist. So ergab z. B. die Dichtemessung an Lokalität NA19 (bei 23°21'09"S, 15°51'21"E, Ostrand der Farm Rostock) am 02.08.1994 einen Trockenzeitwert von 30,1 % Bedeckung und am 27.04.1995 einen Regenzeitwert von 47,7 % (davon ca. 10 % mit *Tribulus spp.*). Dominant waren die Hemikryptophyten *Stipagrostis uniplumis* var. *uniplumis* und *S. obtusa*. Die Bedeckungsgrade weiter westlich, etwa bei Mirabib (Meßpunkt NA16: 23°28' 35"S, 15° 20'06"E), schwankten dagegen zwischen 1,6 % am 02.08.1994 und 31,6 % unter Regenzeitaspekt am 28.04.1995 (*Stipagrostis obtusa* sehr weitständig, *S. hirtigluma* subsp. *hirtigluma*, *Eragrostis annulata*). Ein Fotovergleich bei WALTER & BRECKLE (1984: 288) zeigt die extremen Unterschiede zwischen trockenzeitlicher Vegetationslosigkeit (in vielen Jahren) und dichter, regenzeitlicher *Stipagrostis obtusa*-Rasendecke auf der Tinkasvlakte bei der Blutkuppe (selten).

Der Bestand an Chamaephyten und Phanerophyten ist in der Osnamib relativ dünn und konzentriert sich auf die Entwässerungslinien der Habitattypen C2 und C3. Er nimmt aber nach Osten zur Prä-Namib hin auch auf der Fläche zu. NEL & OPPERMAN (1985: 121) nennen *Salsola tuberculata* (*Chenopodiaceae*) und *Calicorema capitata* (*Amaranthaceae*). Nördlich des Khan zieht sich bis in die Region der Uis-Berge eine ca. 10-15 km breite „Milchbusch“-Zone (WALTER & BRECKLE 1984: 288), in der die Vegetation von *Euphorbiaceae*, v. a. *Euphorbia damarana* und *E. virosa* dominiert wird. Häufiger sind auch *Aloe asperifolia*, die auf der Fläche nördlich und südlich des Omaruru sog. „Hexenringe“ mit bis zu 20 Individuen bildet, *Acacia reficiens*, *Boscia foetida*, *Commiphora namaensis*, *C. saxicola* (*Burseraceae*), *Monsonia umbellata* und *Talinum caffrum* (*Portulacaceae*).

Als markante Besonderheit treten innerhalb der Osnamib-Grasländer auf tiefsandigen Böden gelegentlich ovale, kreis- oder nierenförmige vegetationsfreie Flecken (sog. „Feenkreise“) auf, deren Genese noch ungeklärt ist. Die Flecken innerhalb der fast reinen *Stipagrostis uniplumis*-Bestände weisen randlich einen höheren Bewuchs mit Individuen von *S. hochstetteriana* var. *hochstetteriana* oder *S. giessii* auf. Es wird angenommen, daß die Kreise wie die vergleichbaren Strukturen im westlichen Kapland („*heuweltjies*“) durch die Aktivität von Termiten (in Südafrika *Microhodotermes viator*, in Namibia *Hodotermes mossambicus*, *Psammotermes allocerus* und *Baucalio-termes hainsei*) oder anderen bodenlebenden Konsumenten verursacht werden (LOVEGROVE & SIEGFRIED 1986, LOVEGROVE 1991, MOLL 1992, unpubl.). Im Untersuchungsgebiet und in der Giribesvlakte westlich von Sesfontein wurden mehrfach Testgrabungen durchgeführt, die im Randbereich gelegentlich Termitenbauten anschnitten, jedoch nur einmal im Zentrum. Die Termitenbauten liegen in der Regel über 100-300 cm unter der Geländeoberfläche.

Mikrobiologische Untersuchungen in der Giribesvlakte von EICKER et al. (1982) ergaben, daß außerhalb der Feenkreise rund 50 % mehr thermophile und dreimal so viele mesophile Bodenbakterien leben als innerhalb. Auch die vorgefundene Pilzdichte war außerhalb der Kreise um 100 % höher (EICKER et al. 1982: 73), während die Anzahl anaerober Bakterien innerhalb höher lag als außerhalb. Eine Erklärung für dieses Phänomen wird nicht gegeben. Während eigener Untersuchungen wurden häufig Gehäuse von (unbestimmten) Schnecken in geringer Tiefe innerhalb der vegetationslosen Flecken vorgefunden.

Bei den Böden der Regionen mit Vegetationskreisen handelt es sich um rohe Regosole mit sehr geringem Gehalt an organischem Material. Bodenart und Humusgehalt zeigten keine signifikanten Unterschiede zwischen den vegetationsfreien Arealen und den bewachsenen Zwischenräumen.

Lediglich die Bodenfeuchte zeigt leichte Differenzen, was aber eher als Folge, denn als Ursache des Vegetationsmusters gesehen werden sollte. Der gravimetrisch ermittelte Wassergehalt ist bei gleicher Tiefe innerhalb der Ringe meist höher als außerhalb (vgl. SETH & KÜLLS 1998: 121), wobei die Schwankungsbreite in der Trockenzeit bei wenigen Prozent liegt. Eine Probenreihe aus der Regenzeit 1994/95 von Farm Geluk (südlich Sesriem) erbrachte allerdings deutliche Bodenfeuchtedifferenzen: in 50 cm Tiefe wurden unter der Grasfläche 4,2 % Bodenfeuchte ermittelt, im Kreis dagegen 14,1 %. Dort war der lockere, schwach anlehmige Sand bereits in 10 cm Tiefe fühlbar feucht. Diese Unterschiede sind als direkte Konsequenz der Vegetationslosigkeit zu werten, die in sandigen Substraten den diurnalen Wechsel auf- (Tag) und abwärtsgerichteter (Nacht) Bodenwasserströme begünstigt. Da die Feenkreise stellenweise bis zu 20 % der Gesamtoberfläche einnehmen, wird dadurch der zonale Bodenwasserhaushalt erheblich beeinflusst. SETH & KÜLLS (1998: 121) nehmen auch einen positiven Einfluß auf die Grundwasserneubildung in Gebieten mit diesen Strukturen an. In Namibia kommen Feenkreise in nahezu allen psammitischen Ost- und Prä-Namib-Grasländern vor, insbesondere auf den Sandtennen am Erg-Ostrand, an Lokalitäten auf der Tinkasvlakte, auf der Giribesvlakte, im Hartmann- und Marienflußtal des Kaokovelds.

C2 Autochthone Riviere der Ostnamib:

Entlang der schwach reliefierten Namib-Riviere lappt die zonale Vegetation der Ostnamib nach Westen aus (s. C1). Nach NEL & OPPERMAN (1985: 121) nimmt der Habitattyp C2 rund 30 % der Gesamtoberfläche ein. Im Randbereich der Drainagelinien dominieren Makro- und Mega-Phanerophyten, wie *Acacia erioloba*, *A. reficiens*, *Euclea pseudebenus*, *Boscia foetida*, *Parkinsonia africana* und *Ziziphus mucronata*. Nördlich des Khan setzt sich innerhalb der Zone mit *Euphorbiaceae* das Vorkommen von *Euphorbia damarana* auch in den Abflußlinien fort. Ansonsten sind sukkulente Pflanzen, wie *Commiphora* spp., *Zygophyllum* spp. oder *Calicorema capitata* innerhalb der Ostnamib-Riviere eher selten zu beobachten. Stellenweise tritt nach Regen eine dichte Bedeckung mit psammophilen Annuellen, v. a. Gräsern der „Grasnamib“-Arten (s. o.) auf.

Weit verbreitet ist auch das „Riviergras“ *Stipagrostis namaquensis* sowie *Centropodia mossamedensis* (*Poaceae*), *Cucumis* spp., *Citrullus* spp. (*Cucurbitaceae*), *Monechma cleomoides*, *Blepharis grossa*, *Petalidium setosum*, *P. variabile* (*Acanthaceae*), *Aptosimum lineare* (*Scrophulariaceae*), *Otoptera burchellii*, *Ptycholobium biflorum* subsp. *biflorum*, *Indigofera* spp. (*Fabaceae*), *Osteospermum* spp. (*Asteraceae*) und *Tribulus zeyheri* (*Zygophyllaceae*). Zwischen Swakop und Kuiseb sind viele dieser Entwässerungslinien charakterisiert durch niedere Büsche von

Petalidium setosum zusammen mit *Monechma desertorum*, *Trianthema triquetra* subsp. *Parvifolia*, *Eragrostis annulata*, *Indigofera* spp. und *Tephrosia dregeana*.

Die Gesamtbedeckung ist ähnlichen lokalen Schwankungen unterworfen, wie in Habitattyp C1, am *topos* durch die relativ geringere Bedeutung von Krypto-, Hemikrypto- und Therophyten jedoch jahreszeitlicher geringer variabel als auf der umgebenden Fläche. Bedeckungen bis über 40 % konnten in der Regenzeit gemessen werden.

C3 Allochthone Riviere der Ostnamib:

Die Vegetation dieses Habitattyps unterscheidet sich nur gering von derjenigen in B3 (vgl. auch THERON et al. 1980, 1985a). Nach Osten erfolgt anscheinend eine Ausdünnung von *Tamarix usneoides*, die in C3 kaum noch vorkommt, zugunsten von häufigeren großen Exemplaren von *Ficus sycomorus* auf Terrassen oberhalb der Flutlinie (v. a. am Kuiseb). Nach SEELY et al. (1981: 66) nimmt auch der Anteil von *Salvadora persica* an der Galerievegetation zu. Charakteristisch ist die Artenzusammensetzung an Lokalität NA06 (Kuiseb-Brücke), wo die unter B3 genannten Arten sämtliche Terrassen und stellenweise auch das Niedrigwasserbett bewachsen. Der Bedeckungsgrad entspricht insgesamt demjenigen in Habitattyp B3.

C4 Trockenhänge allochthoner Riviere der Ostnamib und des Gramadulla-Bereichs:

Dieser Habitattyp ist wohl derjenige mit der geringsten Gesamtbedeckung in der Zone der Ostnamib. Steile Kerbtalwände begünstigen kaum Pflanzenwuchs. Lediglich die etwas flacheren, konvex gewölbten oberen Gramadullahänge (v. a. am Kuiseb) zeigen regenzeitlich eine dünnere Decke von *Stipagrostis*-Gräsern (*S. obtusa*, *S. ciliata*, *S. hirtigluma* subsp. *hirtigluma*, *S. uniplumis*), *Enneapogon desvauxii*, *Eragrostis nindensis* und *Triraphis ramosissima*. Da nur wenige größere Konsumenten (Bergzebra, diverse Kleinantilopen) das zerschnittene Habitat besiedeln, trägt es auch in Trockenzeiten oft einen sichtbaren gelblich-grünen Schleier (Bedeckungsgrad 8-15 %).

Felsige Standorte werden vereinzelt von *Aloe* spp., *Euphorbia* spp., *Commiphora saxicola*, *C. virgata*, *Moringa ovalifolia* sowie den nicht-sukkulenten *Petalidium canescens* (Acanthaceae), *Curroria decidua* (Periplocaceae), *Adenia repanda* (Passifloraceae), *Helichrysum roseoniveum* und *Maerua schinzii* eingenommen. Selbst an steilen Hängen gedeihen Exemplare von *Sterculia africana*. Innerhalb der kurzen, getrepten Talbetten kommen kümmerliche Gehölze vor - mit *Acacia erioloba*, *Ziziphus mucronata* und *Faidherbia albida* in Buschform sowie *Adenolobus garipensis* und *A. pechuelii* subsp. *pechuelii*.

Der schwächer zerschnittene Übergangsbereich zur Fläche weist nördlich des Kuiseb-Knies nach NEL & OPPERMAN (1985: 122) mit dem „*Commiphora saxicola* brokenveld“ einen ähnlichen Vegetationstyp auf. Neben den o. g. Arten kommen zusätzlich *Zygophyllum cylindrifolium*, *C. simplex*, *Petalidium setosum*, *Monechma cleomoides*, *Salsola tuberculata* und *Aptosimum lineare* vor (die Autoren nennen allerdings nur Futterpflanzen). Die aufgeführten Species wurden zumeist auch im Habitattyp C4 am Swakop und Khan beobachtet.

Am Omaruru, dessen Trockenhangsaum vergleichsweise schmal ist, sind *Boscia foetida* und *Acacia reficiens* häufiger. Insgesamt zeigt dieser Habitattyp lediglich eine Bedeckung von trockenzeitlich ca. 1-6 %, regenzeitlich lokal von bis 15 % (geschätzt). Den größten Anteil an der Vegetationsbedeckung nehmen die Kronen von Mega-Phanerophyten der kurzen Täler oder des angrenzenden Habitattyps C3 ein.

C5 Inselberge der Ostnamib:

Die Inselberghabitate der Ostnamib weisen ein sehr reichhaltiges Artenspektrum auf. ROBINSON (1977: 296f) nennt 121 Species von Angiospermen am Mirabib-Inselberg (ca. 34 km östlich von Gobabeb auf halber Strecke nach Kriess-se-Rus; bei Meßpunkt NA16; s. o.). Dabei treten Arten aller umliegenden Habitate (C1 und C2) und Pflanzengemeinschaften in unterschiedlichen Mischungsverhältnissen mit Arten der Prä-Namib auf, z. B. *Euphorbia avasmontana*, *Commiphora glaucescens*, *Petalidium variable*, *Antephora pubescens*, *Pegolettia senegalensis*, *Gisekia africana* var. *africana*, *Trichodesma africanum* und andere (ROBINSON 1977: 296). Weitere verbreitete Pflanzen der Inselbergvegetation sind nach WALTER & BRECKLE (1984: 288f) *Acacia erioloba*, *Boscia foetida*, *Rhus marlothii*, *Commiphora saxicola*, *Parkinsonia africana*, *Montinia caryophyllacea*, *Sarcocaulon* spp., *Dyerophytum africanum* (*Plumbaginaceae*) oder *Adenolobus pechuelii*. Generell scheinen sukkulente Wuchsformen zu dominieren.

Die verstärkte Abhängigkeit von Sommerniederschlägen in größerer Küstenentfernung spiegelt sich nicht nur in der Besiedlung der Flächen zwischen den Rivieren und Rinnen wider, sondern auch in dem Faktum, daß ab ca. 70-80 km Küstenentfernung an den Inselbergen oder Dykes kaum noch expositionsbedingte Bedeckungsunterschiede (meerwärts-kontinentwärts) auftreten und das Mikroklima zunehmend rundum standortentscheidend wird. An den Dykes kommen vor allem an ostwärts exponierten Hängen nach Osten hin mehr nicht-sukkulente Pflanzen vor (z. B. *Curroria decida*, *Monechma cleomoides*, *Adenolobus pechuelii*, *Protasparagus striatus*, *Lycium cinereum* und an den Unterhängen zahlreiche *Poaceae*), während auf den Westhängen überwiegend Sukkulanten

wachsen. Dyke-Westhänge in der Spitzkoppe-Region zeigen auch, daß nach Osten hin die assimilierenden Stammsukkulenten¹, wie *Euphorbia* und *Psilocaulon* zunehmend durch nicht-assimilierende Formen, wie *Commiphora*, *Moringa*, *Sarcocaulon* oder *Othonna* ersetzt werden. Diese Fakten deuten an, daß östlich der mittleren Namib die determinierenden Feuchtigkeitsquellen im Osten liegen. In dieser Zone beginnt vegetationsgeographisch der kontinentale Einfluß, die ozeanischen Klimaparameter verlieren an Bedeutung.

C6 Schwemmbereiche der östlichen Namib:

Ähnlich wie bei Habitattyp B6, kommen in der östlichen Namib keine ausgedehnten Schwemmfächer oder Binnendeltas aus unverbackenem fluvialem Lockermaterial vor. Sandrampen an Hängen sind i. d. R. so flach, daß sie zur sandigen Version von C1 gerechnet werden oder sie enthalten äolisch transportiertes Material und sind somit Habitattyp C7 zuzuweisen.

C7 Dünen und Sandtennen der Ostnamib:

Die Dünen und Sandtennen östlich von etwa 15°20'E unterscheiden sich von denen in Habitattyp B7 und A7 durch ihre deutlich dichtere Grasbedeckung. Quasi ubiquitär kommen *Stipagrostis sabulicola*, *S. subacaulis* und *Cladoraphis spinosa* in teilweise dichten Beständen vor. Weniger häufig sind *Stipagrostis gonatostachys*, *S. lutescens* var. *lutescens*, *Centropodia glauca* und *Stipagrostis obtusa* (letztere v. a. in Zwischendünenbereichen). Im östlichen Teil dieser Zone, auf den Sandtennen des Dünenvorlands dominiert *Stipagrostis uniplumis* var. *Uniplumis* zusammen mit *S. ciliata* und *S. hochstetteriana* var. *hochstetteriana*. Dort ist ebenfalls die oben unter C1 erwähnte Struktur der „Feenkreise“ zu beobachten.

Höherwüchsige Pflanzen sind bis auf Einzelexemplare von *Acanthosicyos horridus*, *Acacia erioloba*, *Euclea pseudebenus* und *Parkinsonia africana* in diesem Habitattyp selten und meist auf Zwischendünenbereiche oder flache Unterhänge beschränkt. Dort sind Aquifere über Kalkkruste noch für Tiefwurzler erreichbar. Allein *Trianthema hereroensis* und *Kohautia ramosissima* scheinen als Chamaephyten auf Grund ihrer speziellen physiologischen Anpassungen² in der Lage, selbst stabile Dünen-Mittelhänge zu besiedeln, wo ansonsten nur *Stipagrostis sabulicola* vorkommt. Sie sind aber in der Ostnamib selten (vgl. auch BOYER 1989: 145).

Die Grasbedeckung der östlichen Dünen-Namib betrug an allen Meßpunkten trockenzeitlich 8-25 % und in den Regenzeiten bis über 60 %. An den Dünenhängen nördlich des Tsauchabtals kann eine

¹ s. Fußnote 1 auf S. 103, Kap. 3.6.2

² s. Fußnote 1 auf S. 100 (Kap. 3.6.1)

deutliche Verringerung des Bedeckungsgrads ab westlich von ca. 15°30'E beobachtet werden. Am Meßpunkt NA29a (Sossuspoort bei 24°30'22"S, 15°45'16"E) betrug die Bedeckung mit *Stipagrostis sabulicola* 24,4 % am 21.08.1994 nach dem reichlichen Winterregenfall vom 27.06.1994 (Kap. 3.2, S. 32). Am 20.08.1995 wurden an gleicher Stelle noch 12,6 % gemessen. Der Niederschlag von ca. 4 mm in der Nacht vom 19.-20.08.1995 hatte sich bis zum Meßzeitpunkt noch nicht verändernd auf die Vegetationsdichte ausgewirkt - allerdings waren die Dünen bis zu den Kämmen ca. 3,5 cm tief durchfeuchtet.

(D) Prä-Namib:

D1 Flächen der Prä-Namib:

Ab etwa 100 km Küstenentfernung, südlich des Swakop ab ca. 120 km geht die „Grasnamib“ ohne deutliche Grenze in die Prä-Namib-Halbwüste über. GIESS (1971, 1998) bezeichnet diese Gebiete als „Halbwüste und Savannenübergangszone“, bzw. „Randstufenzone“, wobei er Teile der Ostnamib mit einbezieht. Daher nennt GIESS (1998: 9f) auch Species, die bereits in C1 aufgelistet sind. Die ungefähre Grenze zwischen Wüste und Halbwüste zieht er nördlich des Swakop bei ca. 60-70 km Küstenentfernung, südlich bei 100-130 km. Nach GIESS (1998: 9) ist dieser Vegetationstyp durch großen Artenreichtum und das Auftreten zahlreicher Endemiten gekennzeichnet. Auch die vorläufige Endemitenkarte von SIMMONS (1998: 73) verzeichnet die höchste Anzahl von Pflanzenarten östlich der eigentlichen Namib (vgl. auch JÜRGENS 1999, in prep.). Gegenüber der Ostnamib (Habitattyp C1) ist D1 durch eine deutliche Zunahme von Phanerophyten bei einer Abnahme des Anteils sukkulenter Arten auf der Fläche gekennzeichnet. Der Übergang von zonalen Charakterarten ist dabei fließend. Es dominieren Taxa, die dem *Palaeotropis*-Reich (Kap. 3.6.1, S. 98f) zuzuordnen sind, aber die hohe Endemitenzahl deutet ein Areal wechselnder Habitatdeterminanten in diesem Grenzbereich an.

Nördlich des Khan wachsen häufig niedrige Buschtee-Sträucher (*Monsonia umbellata*, *M. senegalensis*) - auf der Chuos-Fläche zwischen Khan und Swakop und v. a. südlich des Swakop ist er deutlich seltener. Besonders charakteristisch für diese Zone sind südlich des Khan auch *Acacia reficiens* subsp. *reficiens* und *Boscia foetida*, zusammen mit mehreren *Commiphora* spp. (*C. wildii*, *C. saxicola*, *C. kraeuseliana*, *C. multijuga*, *C. namaense*, *C. glaucescens*, *C. virgata*). Eine typische Vergesellschaftung dieser Arten findet sich auf der Fläche von Komuanab-Kaltenhausen-Wilsonfontein-Donkerhoek am oberen Tsaobis-Einzugsgebiet, die von COWLISHAW & DAVIES (1997) detailliert beschrieben wurde. Nördlich des Khan, wo ja *Monsonia* und *Boscia*

dominieren, sind auch *Monechma genistifolium*, *Maerua schinzii*, *Acacia erubescens*, *Hermannia* spp. (*Sterculiaceae*), *Blepharis grossa* und *Tribulus zeyheri* häufig.

Das Gräserpektrum ist demjenigen der Grasnamib ähnlich, wobei *Stipagrostis obtusa* und *S. ciliata* auf den Krustenflächen zwischen Swakop und Tsondab überwiegen, *Eragrostis nindensis*, *Enneapogon desvauxii* und *E. scaber* var. *scaber* nördlich des Swakop. Seltener sind *Aizoaceae*, wie *Galenia africana* var. *pentandra* („perdebos“), *Limeum fenestratum*, *L. argute-carinatum*, *Gisekia africana* var. *africana* oder *Mollugo cerviana* var. *cerviana*. Nach WALTER & BRECKLE (1984: 290) treten in der Prä-Namib auch poikilohydr¹ Gewächse, nämlich *Lindernia intrepidus* (*Scrophulariaceae*) auf, die auf Granitflächen (z. B. abgedeckten Pedimenten des Erongo-Spitzkoppe-Vorlandes oder der Habis-Fläche südwestlich von Karibib) kleine Wannens, sog. „Opferkessel“ oder „Gnammas“ besiedelt (zur Verbreitung vgl. GIESS 1969). Dort steht nur wenige Tage des Jahres Wasser und die Vegetationszeit ist entsprechend kurz. Es ist anzunehmen, daß der Bewuchs der Gnammas die Verwitterungsprozesse lokal verstärkt.

Durch die gegenüber C1 erhöhte Anzahl an Chamaephyten und Phanerophyten werden in Habitattyp D1 vor allem höhere trockenzeitliche Bedeckungsgrade erreicht (bis über 50 %). Allerdings gehören Teile dieser Zone bereits zu dauerhaft bewirtschaftetem Weideland und somit können antropogen induzierte Bedeckungsveränderungen nicht ausgeschlossen werden. Diese Annahme wird v. a. durch die sehr weite und überaus dichte Verbreitung von *Tribulus terrestris* in dieser Zone geschlossen. Die Bedeckung allein mit *Tribulus* erreicht z. B. westlich von Usakos auf Mehrfach-Regenflächen um 40 % (gemessen 37,2 % am 16.03. 1995). Die Gesamtbedeckung dieser Zone dürfte zwischen 15 % und 60 % liegen, im Mittel ca. bei 30 %.

D2 Autochthone Riviere der Prä-Namib:

Alle autochthonen Riviere in der Prä-Namib weisen eine stellenweise dichte Galerievegetation mit nicht-sukkulenten Gehölzen auf (*Acacia reficiens* subsp. *reficiens*, *A. erubescens*, *Boscia foetida*, *Parkinsonia africana*, vereinzelt *Terminalia prunioides* oder *Acacia robynsiana*). Die Rivierbetten sind i. d. R. von den annualen Gräsern *Eragrostis annulata*, *E. porosa*, *Diandrochloa pusilla*, *Setaria verticillata*, *Brachraria glomerata*, *Enneapogon desvauxii*, *Stipagrostis hirti-*

¹ poikilohydrisch: Pflanzen, die ihren Wassergehalt weitgehend der Umgebungsfeuchte anpassen (meist Moose, Pilze, Algen, Flechten, seltener Gefäßpflanzen) und bei Trockenheit die Lebensfähigkeit auf niedrigem Niveau erhalten. Bei Benetzung oder Befeuchtung erfolgt ab einer Mindestmenge die rasche Wiederaufnahme der Lebensfunktionen aller Zellen. In Namibia zählt hierzu auch der „wonderbossie“ *Myrothamnus flabellifolius*.

gluma subsp. *patula*, *S. h.* subsp. *hirtigluma* und *S. subacaulis* bewachsen. Daneben kommen die Arten der umliegenden Flächen (Habitattyp D1) vor.

Da die Riviere bei Niederschlagsereignissen über bestimmte Strecken hinweg oberflächlich abkommen, wird gelegentlich ein Teil der Riviervegetation zerstört. Die höchste Bedeckung wird erreicht, wenn zwar Niederschläge fallen, es aber überwiegend zu Infiltration und Grundwasserabfluß kommt. Der Bedeckungsgrad dürfte dann ca. 30 % betragen; Stellen mit dichten Galeriegehölzen erreichen 80 %. Die trockenzeitliche Grasbedeckung beträgt ca. 10 %.

D3 Allochthone Riviere der Prä-Namib:

Die Vegetation dieses Habitattyps unterscheidet sich kaum von derjenigen des entsprechenden Typs in der Ostrnamib (C3). Lediglich die Wuchsformen scheinen höher. Neben *Acacia erioloba*, *Faidherbia albida* und *Euclea undulata* überwiegen *Salvadora persica* sowie Sträucher wie *Ricinus communis*, *Datura* spp., *Asclepias fruticosa* und das Riviergras *Stipagrostis namaquensis* (vgl. COWLISHAW & DAVIES 1997). Teilweise ist die Galerievegetation durch Gartenland und Palmen ersetzt. Weit verbreitet ist auch die eingeführte *Nicotiana glauca*. Der Bedeckungsgrad ist sehr variabel (5-90 %).

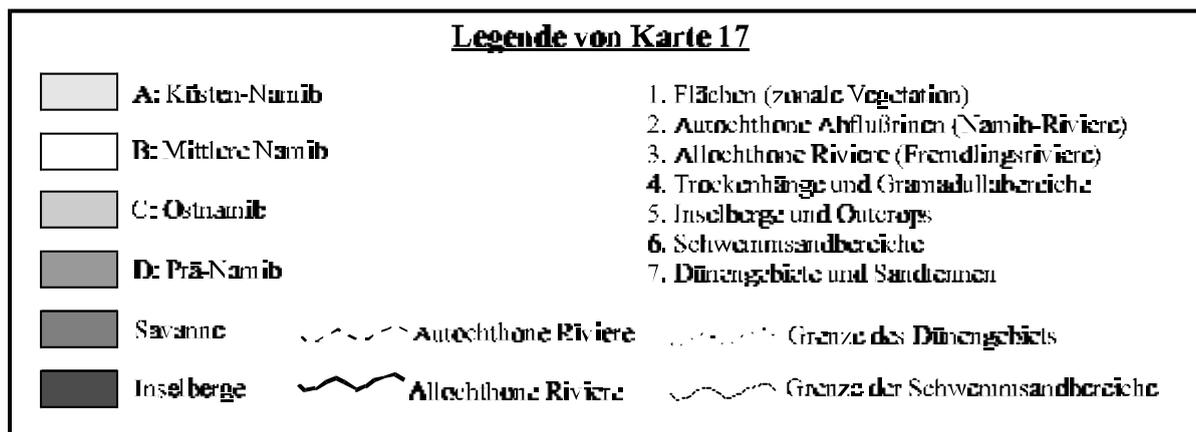
D4 Trockenhänge allochthoner Riviere der Prä-Namib:

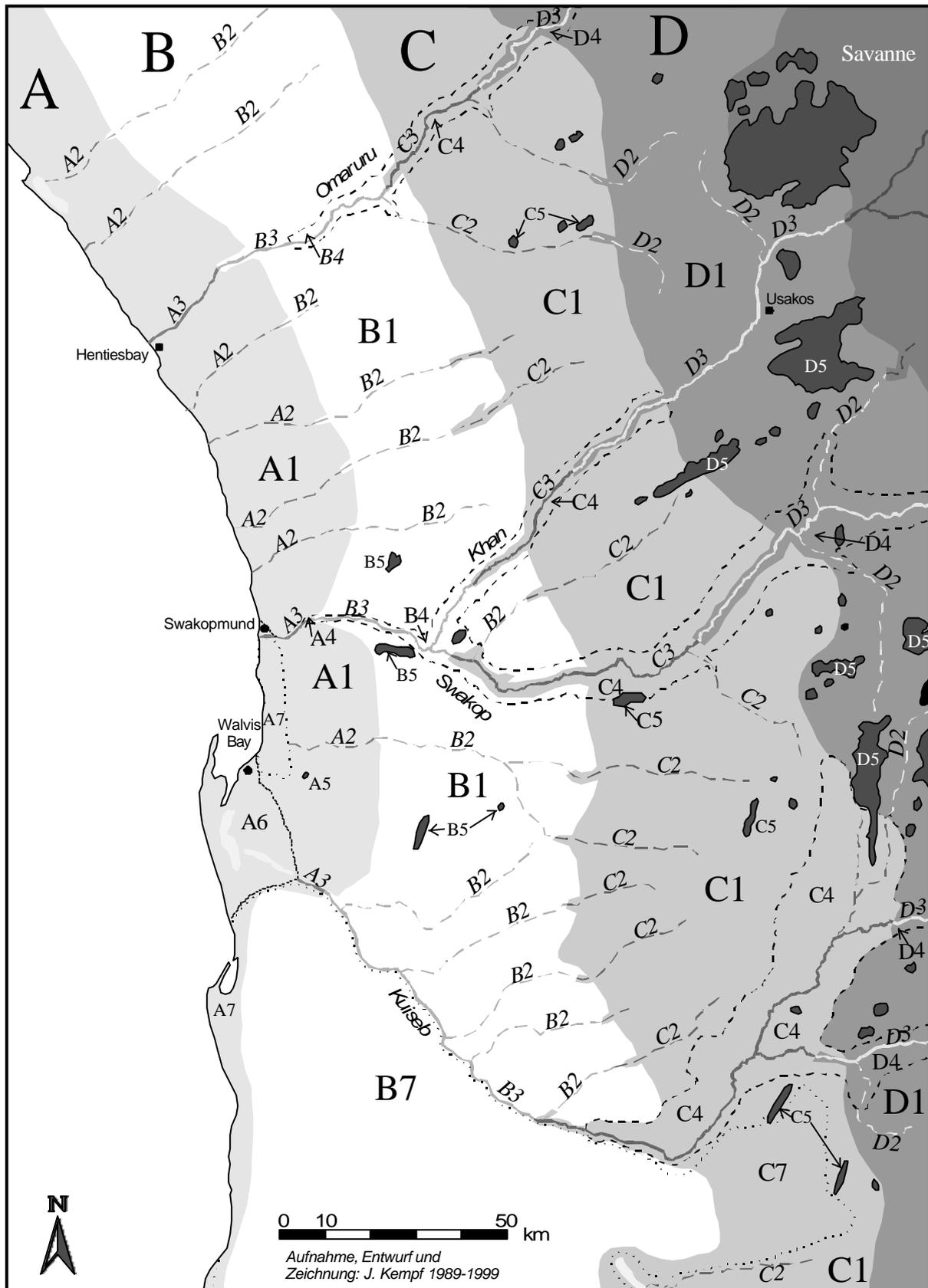
Dieser Habitattyp tritt entlang der eingeschnittenen Täler von mittlerem Kuiseb, Swakop und Omaruru auf. Der Khan fließt dagegen östlich von Usakos eher in breiteren Tälern, die diese Habitate nicht aufweisen. Bereits unter C4 wurde die Vegetation des Gramadulla-Bereichs an Kuiseb und Swakop erläutert. Diese Einheit setzt sich nach Osten hin nahtlos fort, wobei die regenzeitliche Grasbedeckung allerdings deutlich dichter wird. Bei Diepdal am Swakop betrug sie beispielsweise am 23.05.1993 14,8 %, einige Kilometer flußaufwärts bei Horebis 19,2 % (unter Beweidung). Das Artenspektrum entspricht demjenigen des Habitattyps C4, wobei *Commiphora* spp. und *Aloe* spp. deutlich dominieren. Daneben treten auch *Vitaceae* (*Cyphostemma currori*, *C. uter* am Kuiseb und Swakop, *C. juttae* und *C. hereroense* am Omaruru), *Euphorbia guerichiana* und andere Sukkulente auf. Am Swakop bei Tsaobis kommen Bestände von *Myrothamnus flabellifolius* vor (vgl. Anmerkung 1, S. 133). Entlang dieses Habitattyps zieht sich also das Areal der sukkulenten Lebensformen weit nach Osten in Regionen, die zonal aufgrund der klimatischen Bedingungen nicht-sukkulente Wuchsformen bevorzugen.

D5 Inselberge der Prä-Namib:

Viele Inselberge der Prä-Namib zeigen ein sehr großes Artenspektrum von Pflanzen verschiedenster Familien und Gattungen. Beispielhaft mag hier die reiche Flora des Brandbergs gelten, die u. a. bei NORDENSTAM (1974, 1982) und MOISEL (1982) beschrieben ist und hier nicht wiedergegeben werden kann (vgl. auch CRAVEN & MARAIS 1993). Auch hier treten zahlreiche Endemismen auf, wie *Acacia montis-usti* (Brandberg) und *Myrothamnus flabellifolius* (s. o.). Dies ist ebenfalls als Charakteristikum der komplexen phytogeographischen Situation dieser Zone am Namib-Rand zu werten.

D6 und D7 Schwemmsand- und Dünenbereiche der Prä-Namib: In der Prä-Namib kommen außerhalb der Riviere (D2 und D3) kaum tiefsandige Habitattypen vor. Kleinere Flächen, wie Sandrampen sind nicht extra auszugliedern.





Karte 17: Habitattypen der zentralen Namib

3.6.3.2 Kurzstrauchsavanne und -steppe

Die Vegetationskarte von GIESS (1971, 1998) weist für große Teile Namibias südlich von Rehoboth eine Kurzstrauchsavannenzone aus, die nach Westen in die Randstufenhalbwüste, nach Südwesten in die Sukkulentensteppe, nach Osten in die Südkalahari-Baum-Strauchsavanne und nach Norden in die Hochlandsavanne übergeht (vgl. teilweise Karte 16, S. 113). Im Untersuchungsgebiet kommt rezent nur der nördlichste Teil dieser Vegetationseinheit vor, nämlich auf der Abdachungsfläche des östlichen Gamsberg-Vorlands zum Rehobother Becken hin. Um einen Überblick über die Vegetationsbedeckung dieser Zone zu erhalten, wurden im August 1994 (Trockenzeit) im südwestlichen Quadranten Namibias eine umfangreiche Messung an 130 zufällig ausgewählten Punkten durchgeführt. Die Ergebnisse sind teilweise in Tabelle 10 wiedergegeben:

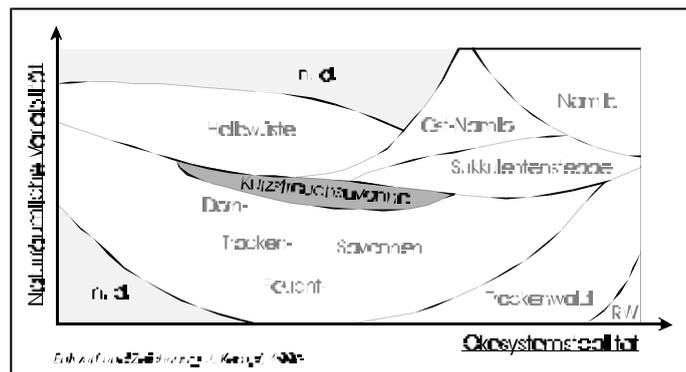
Meßpunkt	Pos. südl. B.	Pos. östl. L.	Bed. [%]	Meßpunkt	Pos. südl. B.	Pos. östl. L.	Bed. [%]
NL22	23°24'12"	16°30'46"	77,2	NL92	26°56'51"	16°49'26"	11,8
NL23	22°35'52"	16°22'58"	30,1	NL95	27°35'24"	17°08'45"	17,6
NL33	24°10'38"	16°23'15"	22,5	NL96	27°23'31"	17°14'25"	14,0
NL34	24°23'56"	16°23'59"	18,0	NL97	27°23'52"	17°29'19"	20,3
NL35	24°36'45"	16°30'33"	15,8	NL98	27°07'20"	17°26'54"	12,4
NL36	24°40'45"	16°47'39"	20,3	NL99	26°55'03"	17°31'38"	11,7
NL37	24°35'39"	16°51'09"	47,4	NL100	27°02'33"	17°52'31"	24,2
NL38	25°26'01"	16°31'39"	20,7	NL101	26°22'27"	17°56'28"	13,9
NL42	24°52'32"	16°33'31"	22,1	NL102	26°14'29"	17°43'55"	5,9
NL43	25°03'43"	16°38'32"	16,4	NL103	26°02'25"	17°46'13"	4,1
NL44	25°19'31"	16°42'44"	32,9	NL104	26°14'21"	17°55'57"	11,5
NL45	25°36'35"	16°47'03"	81,1	NL105	26°13'20"	18°07'43"	11,7
NL46	25°51'12"	16°49'23"	20,2	NL106	25°53'40"	18°06'32"	14,0
NL47	26°04'20"	16°39'51"	24,5	NL107	25°45'22"	17°43'09"	11,8
NL54	25°55'26"	16°44'50"	21,2	NL108	25°32'37"	17°35'53"	5,9
NL55	25°54'34"	17°08'26"	12,8	NL109	25°31'01"	17°33'45"	9,1
NL56	25°57'27"	17°15'21"	16,8	NL110	25°28'00"	17°08'19"	11,4
NL57	26°13'14"	17°21'06"	11,0	NL111	25°19'07"	16°59'41"	10,1
NL58	26°26'47"	17°16'45"	7,6	NL112	25°08'51"	17°12'01"	16,5
NL59	26°37'13"	17°16'06"	14,2	NL113	25°11'30"	17°25'51"	34,7
NL60	26°27'44"	17°24'28"	9,6	NL114	25°09'55"	17°39'56"	34,7
NL61	26°34'37"	17°32'36"	7,1	NL115	24°59'09"	17°54'43"	4,5
NL62	26°45'53"	17°43'55"	9,4	NL116	24°37'58"	17°41'35"	32,1
NL63	26°43'35"	17°59'47"	3,7	NL117	24°48'26"	17°20'22"	21,7
NL64	26°40'13"	18°11'57"	40,3	NL118	24°49'16"	17°06'00"	17,7
NL66	27°10'27"	18°19'03"	12,0	NL119	24°35'03"	17°10'46"	21,5
NL67	27°25'05"	18°12'00"	18,5	NL120	24°21'26"	17°18'43"	11,4
NL68	27°29'47"	17°51'28"	24,9	NL121	24°10'30"	17°31'47"	20,7
NL69	27°55'15"	17°45'26"	21,8	NL122	24°00'10"	17°31'54"	7,0
NL70	27°46'35"	17°53'27"	8,6	NL123	24°03'30"	17°12'24"	10,7
NL71	27°34'03"	18°05'24"	10,1	NL124	23°58'02"	16°51'17"	24,3
NL72	27°41'55"	18°18'16"	17,8	NL125	23°54'52"	16°33'32"	30,3
NL73	27°52'51"	18°14'04"	23,8	NL126	23°41'48"	16°41'55"	14,5
NL74	28°05'42"	18°03'56"	4,1	NL127	23°27'11"	16°56'07"	31,4
NL76	28°34'25"	17°48'09"	19,0	NL128	23°21'13"	17°00'35"	21,0

Tabelle 10: Ausgewählte Daten zur Vegetationsbedeckung der Kurzstrauchsavanne (nur Flächen, ohne Hänge).

Die ermittelten Daten decken flächenhaft einen sehr großen Bereich ab. Sie beinhalten neben den nutzungsbedingten Unterschieden auch einen Nord-Süd-Gradienten mit dünnerer Vegetationsbedeckung südlich von 25°S. Der westliche Teil der Zone erhält zudem südlich von 26°30'S teilweise noch Winterregen, was sich im Artenspektrum und im winterlichen Bedeckungsgrad des Übergangsbereichs zur Sukkulente steppe auswirkt. Da aber das Spektrum der dominanten Species und Lebensformen im wesentlichen innerhalb des gesamten Areals sehr ähnlich ist, kann die zonale Einordnung auch für das Morphomilieu-Arbeitsmodell (Kap. 3.5.4) angewandt werden. Dort ist die Kurzstrauchsavanne nicht explizit ausgewiesen,

wird aber als Savannenform im Grenzbereich zu Halbwüste und Sukkulente steppe eingeordnet (Abb. 38).

Abbildung 38: Relative Position der Kurzstrauchsavanne innerhalb des Morphomilieu-Arbeitsmodells (dunkel schattiert).



Diese relativ zentrale Position im Arbeitsmodell, also im Bereich mittlerer naturräumlicher Variabilität und mittlerer Ökosystemstabilität, hat zur Konsequenz, daß *topoi* in Randarealen mehrerer unterschiedlicher Ökosysteme bei Veränderung exogener Determinanten, z. B. des Klimas, leicht in dieses Ökosystem geraten. Das läßt sich durch die extrem weite, auch extrazonale Verbreitung vieler Charakterarten der Kurzstrauchsavanne belegen, die ja phytogeographisch nach JÜRGENS (1991: 24) zur Namaland-Domäne (und hier zur Namaland-Subdomäne) der Nama-Karoo-Region gehört (Kap. 3.6.1), Tab. 8 und Karte 12, S. 99).

Als typische Species nennt GIESS (1998: 12) v. a. *Rhigozum trichotomum*, *Catophractes alexandri* (Bignoniaceae), *Parkinsonia africana*, *Acacia nebrownii* (Fabaceae), *Boscia foetida* subsp. *foetida* (Capparaceae), *Nymanina capensis* (Meliaceae), *Aloe dichotoma* (Liliaceae), *Salsola tuberculatifomes* (Chenopodiaceae), *Petalidium linifolium* (Acanthaceae) und *Aizoon schellenbergii* (Aizoaceae). Die meisten dieser Arten sind wichtige Elemente in anderen Vegetationszonen. Das Verbreitungsgebiet von *Rhigozum trichotomum* reicht vom nördlichen Damaraland (s. S. 103) bis zur Südkaroo Südafrikas. Sie ist eine der Hauptcharakterarten verschiedener Karoo-Formationen (z. B. „Driedoring Veld“ bei ACOCKS 1988: 76f u. a.). Innerhalb ihres Areals neigt *Rhigozum trichotomum* anscheinend bei Beweidung zur Gehölzverdichtung („Verbuschung“, vgl. GIESS 1968b: 35), wodurch teilweise Gehölzbedeckungen erreicht werden, die vermutlich nicht den

potentiellen natürlichen Verhältnissen entsprechen. So ist der ermittelte Durchschnittswert aus Daten der Tab. 10 von 19,13 % Gesamtbedeckung nur ein grober Richtwert, zumal auch Messungen im kommunal genutzten, teilweise überweideten ehemaligen Namaland durchgeführt wurden.

Ähnlich weit verbreitet sind in Namibia *Parkinsonia africana*, *Aloe dichotoma*, *Boscia foetida* subsp. *foetida* und *Catophractes alexandri*. *Acacia nebrownii* weist zusätzlich zu ihrem Hauptareal innerhalb der Kurzstrauchsavanne ein disjunktes zweites Großareal nördlich des Ugab auf der Outjo-Kamanjab-Fläche bis zum Südsaum der Etosha-Pfanne auf. Teilweise dominiert sie die Formation, wie z. B. zwischen Okaukuejo und Halali im Etosha-Nationalpark (vgl. LE ROUX 1980, BERRY 1985: 35). Dort bildet sie einen dichten Buschsaum zwischen den pfannennahen Grasländern und dem Mopane-Trockenwald. Andere Arten, die wie *Acacia karroo*, *A. haematoxylon*, *A. hebeclada* subsp. *hebeclada*, *Rhus lancea*, *Ozoroa namaensis* (*Anacardiaceae*), *Tamarix usneoides*, *Euclea pseudebenus*, *Pappea capensis* (*Sapindaceae*), *Leucosphaera bainesii* oder *Monechma genistifolium* überwiegend in anderen Formationen von Bedeutung sind, kommen in der Kurzstrauchsavanne v. a. als Galerievegetation von Rivieren vor.

An Gräsern dominieren auf den Flächen der nördlichen Hälfte des Areal (in ungefähr absteigender Bedeutung) v. a. *Stipagrostis obtusa*, *S. ciliata*, *S. uniplumis* subsp. *uniplumis*, *S. anomala*, *Eragrostis nindensis*, *E. annulata*, *E. porosa*, *Enneapogon cenchroides*, *E. desvauxii*, *E. scaber* var. *scaber*, *Antephora pubescens*, *Triraphis ramosissima*, *Setaria appendiculata*, *Aristida ascensionis*, *Digitaria eriantha*, *Melinis repens*, *Diplachne fusca*, *Panicum arbusculum* und *P. lanipes*. Entlang der Randstufen-Zerschneidungsbereiche wurden Pflanzengesellschaften beobachtet, die u. a. Arten der Prä-Namib-Halbwüstenareale C4, C5, D4 und D5 (Kap. 3.6.3.1) enthalten, z. B. *Myrothamnus flabellifolius*, *Commiphora* spp., *Aloe* spp., *Euphorbia* spp. und *Adenolobus garipensis*. Zusätzlich nennt GIESS (1998: 12) *Carissa haematocarpa* (*Apocynaceae*), *Barleria lancifolia* (*Acanthaceae*), *Pteronia lucilioides* (*Asteraceae*), *Montinia caryophyllacea* (*Montiniaceae*), *Otoptera burchellii* (*Fabaceae*), *Phaeoptilium spinosum* (*Nyctaginaceae*), *Dyerophytum africanum* (*Plumbaginaceae*), *Diospyros lycioides* (*Ebenaceae*) und *Thesium lineatum* (*Santalaceae*) als typische Pflanzen der Hanggebiete (insbesondere der Randstufen) dieser Zone.

Sukkulente(n)steppe:

Die Formation der Sukkulente(n)steppe kommt rezent im Untersuchungsgebiet nicht vor, sondern charakterisiert eine Übergangszone zwischen Südnamib („Sukkulente(n)-Namib“) und Kurzstrauchsteppe südlich des Namib-Erg. Die phytogeographischen Untersuchungen von JÜRGENS (1991)

haben gezeigt, daß einige Taxa der Sukkulenkaroo auch nördlich des Erg verbreitet sind (Kap. 3.6.1), sie im küstennahen Bereich sogar dominieren. Da diese Taxa eine sehr spezialisierte Milieuanpassung aufweisen (siehe Kasten), ist es möglich, daß sie in der Zentral-Namib Reliktareale repräsentieren, die auf ähnliche Paläomilieuverhältnisse hindeuten, wie sie heute am Ostrand der Sperrgebiet-Halbwüste herrschen.

„In spite of the basal fact that the area of distribution of each species follows its specific requirements, a large number of species like those, combined in the flora of a phytochorological unit, nevertheless show certain correlations to important ecological factors.“ JÜRGENS (1991: 37)

Die Sukkulenkaroo-Region und damit auch ihre östliche Ausprägung, die Sukkulensteppe, wird von JÜRGENS (1991: 37) als eine Trockenregion unter hohem ozeanischem Einfluß mit abgeschwächten Temperaturextremata und hoher morgentlicher relativer Luftfeuchte gesehen. Das Reliktareal nördlich des Erg wird vom Benguela-Auftriebssystem bestimmt, das küstennah ähnliche Milieubedingungen produziert und so das Bestehen der Formen unterstützt. Gleichwohl ist der Benguela wohl nicht verantwortlich für die Etablierung der Sukkulenkaroo in der Zentral-Namib, sondern nur für deren Erhaltung im küstennahen Bereich, denn einzelne Taxa kommen auch im weiteren Hinterland vor (außerhalb der Nebel- und der Nebelwechselwüste und selbst außerhalb der Namib und ihrer Randgebiete). So verzeichnet JÜRGENS (1991: 33f) nördlich von 25°S immerhin noch 3-6 Arten von *Zygophyllum* östlich des 16. Längengrades, also in der Zone der artenreichen Prä-Namib sowie der Randstufe und selbst auf dem Hochland. Ähnliches gilt für *Crassula*, eine weitere typische Sukkulenkaroo-Gattung, die noch auf dem zentralen Windhoeker Hochland mit immerhin 6 Arten vertreten ist (Karte bei JÜRGENS 1991: 35) und die Familie der *Mesembryanthemaceae* mit 1-4 Gattungen im Hinterland.

Der Kasten auf S. 141 verzeichnet im einzelnen eine Reihe von Endemiten oder Arten in disjunkten Arealen der Familien *Aizoaceae* (Nr. 11-15) und *Mesembryanthemaceae* (Nr. 1-10), die ausschließlich im Nicht-Sukkulenkaroo-Hinterland Namibias (nördlich von 26°S) auftreten. Die phytogeographische Verteilung der genannten Sukkulenkaroo-Taxa, die ja Schlüsselfamilien repräsentieren und deren Habitat nach JÜRGENS (1991: 33) an ein Winterregenregime gebunden ist, stützt die Hypothese von Expansions- und Kontraktionszyklen der Winterregenregion im tropisch-subtropischen Randbereich nachhaltig (Kap. 3.2, S. 36). Aus den unterschiedlichen genetischen und räumlichen Abständen von Gattungen, Arten und Varietäten zu den jeweils nächsten verwandten Taxa kann auf eine Mehrphasigkeit der Zyklen geschlossen werden, obwohl die Grundgesamtheit der disjunkten Taxa relativ gering ist.

1. *Ebracteola montis-moltkei*, ein Pfahlwurzler, kommt ausschließlich in den Auasbergen und dort nur am Kempinskiberg und am Osthang des Moltkeblicks vor (MERXMÜLLER 1970: 27: 46). Der räumlich nächste Vertreter dieser Gattung, *E. candida*, ist bisher aus dem Maltahöhe-Distrikt dokumentiert und ebenfalls endemisch.
2. *Nananthus aloides* (möglicherweise in einer Unterart) wächst in Namibia ausschließlich im Gebiet zwischen Gobabis und Aminuis (MERXMÜLLER 1970: 27: 88). Das Hauptareal der Art befindet sich nach SMITH et al. 1998: 162) südlich der Kalahari im Ostkap und der Nordwest-Provinz Südafrikas und ist damit rund 800 km vom namibischen Vorkommen getrennt (undokumentiert).
3. *Hereroa puttkamerana* besiedelt in Namibia ein Areal, das ausgehend von der Sukkulente-steppe östlich entlang der Randstufenzone um den Erg bis in die Zentral-Namib reicht, mit einem disjunkten Areal in den Auasbergen (vgl. SMITH et al. 1998: 214). Nach DINTER (in MERXMÜLLER 1970: 27: 56) soll sie auch im Otavi-Bergland vorkommen. NORDENSTAM (1974) listet die Pflanze auch im Brandberg auf.
4. *Delosperma* spp., wahrscheinlich *D. pergamentaceum*, soll nach SMITH et al. (1998: 292) außerhalb der Sukkulente-steppe Südwestnamibias u. a. im Windhoeker Hochland vorkommen.
5. *Malephora engleriana* ist endemisch auf der Fläche östlich der Naukluft („Büllsporter Fläche“) und bildet ein disjunktes Areal der Gattung. Die nächste verwandte Art, *M. purpureo-crocea*, ist aus dem Sperrgebiet südlich von Lüderitz dokumentiert (SMITH et al. 1998: 268).
6. *Mestoklema arboriforme*, eine im Ostkap und dem Oranje-Freistaat beheimatete, baumförmige *Mesembryanthemacee*, verfügt über disjunkte Areale in den Karasbergen und der Naukluft (SMITH et al. 1998: 308, MERXMÜLLER 1970: 27: 87f).
7. *Aridaria noctiflora* var. *noctiflora* besiedelt u. a. ein ausgedehntes Areal im Randstufenbereich und auf Inselbergen der Prä-Namib mit einem disjunkten Vorkommen im Brandberg (NORDENSTAM 1974, SMITH et al. 1998: 30).
8. *Lithops pseudotruncatella* kommt in mehreren endemischen Varietäten nur nördlich des Ergs bis weit ins Hinterland vor. Gleiches gilt für *L. vallis-mariae*, einem Endemiten im Raum Kalkrand-Mariental-Gibeon, und *L. wernerii* am Südsaum des Erongo (MERXMÜLLER (1970: 27: 80f).
9. *Drosanthemum* spp. und *Galenia* spp. kommen südlich und nördlich des Erg bis weit ins Hinterland vor und bilden disjunkte Areale.
10. *Ruschia axthelmiana* repräsentiert ein disjunktes Areal ihrer Gattung im Windhoeker Hochland (z. B. auf Farm Lichtenstein westlich des Regensteins, vgl. MERXMÜLLER 1970: 27: 115).
11. *Trichodiadema pomeridianum* hat ein disjunktes Areal im Rehoboth-Distrikt (MERXMÜLLER 1970: 27: 114).
12. *Aizoon giessii* ist endemisch in der zentralen Randstufenregion zwischen Helmeringhausen und der Gamsberg-Stufe (vgl. MERXMÜLLER 1970: 27: 15), entstammt allerdings der bis nach Angola in der Prä-Namib verbreiteten Gattung.
13. *Trianthema triquetra* subsp. *triquetra* repräsentiert ein disjunktes Areal ihrer Art im Hinterland der Randstufenlücke zwischen Erongo, Otavi-Bergland und Etosha-Pfanne (MERXMÜLLER 1970: 27: 133).
14. *Plinthus rehmannii* kommt ausschließlich an feuchteren Standorten im zentralen Hochland Namibias vor, *P. sericeus* auch bis ins Otavi-Bergland.
15. *Zaleya pentandra* kommt als einzige Art ihrer Gattung in Namibia nur im Karibib-Distrikt vor (MERXMÜLLER 1970: 27: 135).

Unter den Schlüsselfamilien *Aizoaceae* und *Mesembryanthemaceae* kommen anscheinend im Hinterland Zentral-Namibias keine dort endemischen Gattungen vor. Lediglich bei *Zaleya* (15.) ist die räumliche Distanz zu deren nächsten Verwandten in Südafrika relativ groß. Auf der Species-Ebene treten dagegen einige Endemiten, z. T. in sehr kleinen Arealen auf, z. B. *Ebracteola montis-moltkei* (1.), *Malephora engleriana* (5.), *Lithops vallis-mariae* und *L. wernerii* (8.), möglicherweise *Ruschia axthelmiana* (10.), *Trichodiadema pomeridianum* (11.), *Aizoon giessii* (12.) sowie *Plinthus rehmannii* und *P. sericeus* (14.). Auf der Ebene der Varietäten und Unterarten werden nach dem gegenwärtigen Stand der Aufsammlungen und taxonomischen Einordnung ebenfalls Endemiten außerhalb der eigentlichen Sukkulente-karro-Region verzeichnet, nämlich *Lithops pseudotruncatella*-Varietäten (8.), *Trianthema triquetra* subsp. *triquetra* (13.), möglicherweise auch *Drosan-*

themum- und *Galenia*-Arten (9.). Schließlich folgen die außerhalb der Sukkulentenkaroo-Region gelegenen disjunkten Areale von Arten, die ohne Veränderung auch innerhalb der (zonalen) Region vorkommen, z. B. von *Ebracteola candida* (1.), *Nananthus aloides* (2.), *Hereroa puttkamerana* (3.), *Delosperma* spp. (4.), *Mestoklema arboriforme* (6.), *Aridaria noctiflora* var. *noctiflora* (7.), *Drosanthemum* spp. und *Galenia* spp. (9.). Bei Kombination von räumlichen und evolutionsgenetischen (zeitlichen?) Aspekten der Phytochorien ergeben sich Indizien für einen 3-4fachen nordostwärtigen Expansions- und Kontraktionszyklus von Sukkulentenkaroo- (Winterregen-?) Taxa.

„The rough identity of the eastern subarea of e. g. *Zygophyllum* [...] or *Mesembryanthemaceae* [...] with the hypothetical maximum expansion of the winter rainfall regime in the past could be understood as a hint that the eastern taxa evolved in course of expansion-contraction cycles of the winter rainfall region and - consequently - of the eastern Succulent Karoo flora.“
JÜRGENS (1991: 33)

Demnach ist es wahrscheinlich, daß auch im Untersuchungsgebiet zeitweise eine Vegetationsformation bestanden hat, die der Sukkulentensteppe im heutigen südwestlichen Namibia sehr ähnlich war. Eine anderweitige Verschleppung der genannten Taxa ist unwahrscheinlich, zumal Gattungen, wie *Psilocaulon*, *Mesembryanthemum* oder *Aizoon* aber auch *Osteospermum* (*Asteraceae*) an der Prä-Namib-Ostgrenze noch heute durchgängig vertreten sind, allerdings nur an Sonderstandorten des Escarpments oder auf Inselbergen (Habitattypen D4 und D5). Die Ausweisung der Formation Sukkulentensteppe im Arbeitsmodell darf deshalb als hinreichend begründet gelten.

3.6.3.3 Hochlandsavanne und -steppe

Zwischen 22°S und 23°30'S geht in Zentral-Namibia östlich der Randstufen-Zerschneidungszone die Halbwüstenformation nach GIESS (1971, 1998: 11) in eine Hochlandform der sudano-sambesischen Savanne über. Nach Norden wird diese Zone durch das eingeschnittene Swakoptal, nach Süden durch den Abfall der Nauaspoortberge zum Rehobother Becken hin begrenzt. Östlich geht die Hochlandsavanne ohne scharfe Grenze allmählich in die Kameldornsavanne und Baum-Strauch-Savanne der Westkalahari über (Karte 16, S. 113). Der Westteil, das Khomas-Hochland, liegt in ca. 1700-1950 m. Höhe ü. NN, der Ostteil, das Neudammer Hochland, in 1850-1700 m ü. NN. Am Gamsberg, Hakosbergen, Erosbergen und Auasbergen werden Höhen bis über 2000 m ü. NN erreicht (Moltkeblick 2500 m). Durch die Höhenlage treten im Gebiet der Hochlandsavanne größere jahreszeitliche Temperaturdifferenzen auf, als in den umliegenden Savannengebieten. Ein erheblich häufigeres Auftreten von starken Nachtfrierten bis unter -10°C bewirkt den weitgehenden Ausschluß von frostintoleranten Arten, die in Savannen bis 1500 m Höhenlage noch vorkommen können (Karten 5+6).

Infolge der thermischen Differenzierung einer Hochlandsvegetation von den angrenzenden Savannen, kann auch der Steppenbegriff (für außertropische Grasländer) angewandt werden. Andererseits ist wiederum der Frosteinfluß nicht so hoch, daß es zu deutlichen Änderungen in der Artenzusammensetzung kommt. Tropische Taxa dominieren in weiten Teilen. Auch die Lebensformen unterscheiden sich nicht so gravierend von denjenigen einzelner Typen oder Mosaik-Phasen tiefer liegender Savannen gleicher Breite, z. B. der Rand-Kalahari. Nach den Kriterien von WALTER & BRECKLE (1984: 194f) gehört die zentralnamibische Hochlandsavanne zum Übergangsbereich zwischen subtropischem Zonobiom III (Wüsten) und Zonobiom II (humido-aride Tropen), also dem Zono-Ökoton II/III. Eine genaue Grenze läßt sich nicht festlegen. In einem breiten Grenzsäum, der sich quer über das Khomas-Hochland zieht, kommen innerhalb der Savanne noch zahlreiche Nama-Karoo-Elemente, wie *Rhigozum* oder *Catophractes* vor. Sie nehmen aber auf den Hochlandsflächen-Standorten nach Nordosten hin ab, während sie auf den Hängen der tiefer eingeschnittenen Täler weiter nordostwärts reichen. Da zudem der weitaus größte Teil des Niederschlags als Sommerregen fällt, wird der Savannenbegriff hier beibehalten. Ein Vergleich mit den Hochlandssteppen, beispielsweise an der ostafrikanischen Gebirgen über 3200 m Höhe, wo außertropische bzw. afromontane Taxa (z. B. *Ericaceae*) vorkommen, ist nicht angebracht.

Von den „normalen“ Dornbusch- oder Trockensavannen unterscheidet sich die Hochlandsform v. a. durch die geringere mittlere Wuchshöhe der Phanerophyten (viele in Strauchform), die weite Verbreitung von Kurzsträuchern und verschobene Dominanzverhältnisse der einzelnen Arten. Pflanzenökologische Studien aus den Gebieten der Hochlandsavanne existieren von VOLK & LEIPPERT (1971) für den Raum Dornbaum-Binsenheim-Brack-Tew's Farm (südlich des Auas-Bismarck-Flächenpasses) und von KELLER (1986, unpubl.) für den Daan Viljoen-Wildpark, die Farmen Claratal (südliches Khomas-Hochland) und Bergvflug (westliches Neudammer Hochland). Eine biogeochemische Savannenstudie von COLE & LE ROEX (1978) und COLE (1986: 201-253) beschreibt zudem die Vegetation im östlichen Teil der Hochlandsavanne im Kalahari-Übergangsbereich.

GIESS (1971, 1998: 11) bezeichnet die Hochlandsavanne auch als „berg thorn savanna“ nach der dominierenden Akazie dieser Zone, dem Bergdorn (*Acacia hereroensis*). Weit verbreitet sind zudem *A. mellifera* subsp. *detinens*, *A. reficiens* subsp. *reficiens*, *A. hebeclada*, *A. erubescens*, *Albizia anthelmintica*, *Elephantorrhiza suffruticosa* (alle *Fabaceae*), *Combretum apiculatum* subsp. *apiculatum* (*Combretaceae*), *Tarchonanthus camphoratus* (*Asteraceae*), *Rhus marlothii*, *R. dinteri*, *R. lancea* (*Anacardiaceae*) und *Euclea undulata* var. *myrtina* (*Ebenaceae*). Weniger häufige Phanerophyten sind *Ozoroa crassinerva* (*Anacardiaceae*), *Dombeya rotundi-*

folia (Sterculiaceae), *Boscia foetida* subsp. *foetida*, *B. albitrunca* (Capparaceae), *Rhigozum trichotomum*, *Catophractes alexandri* (Bignoniaceae), *Ziziphus mucronata* subsp. *mucronata* (Rhamnaceae), *Acacia karroo* (Fabaceae) und *Olea europaea* subsp. *africana*.

Die Grasbedeckung ist sehr vielfältig. GIESS (1998: 12) nennt v. a. *Antephora pubescens*, *Bracharia nigropedata*, *Digitaria eriantha*, *Heteropogon contortus*, *Hyparrhenia hirta*, *Cymbopogon* spp., *Aristida* spp., *Stipagrostis* spp. und *Eragrostis* spp.. Im östlichen Teil der Hochlandsavanne (ca. östlich 17°E) sind zusätzlich *Melinis repens* subsp. *repens*, *Schmidtia pappophoroides*, *Cymbopogon plurinodis*, *C. excavatus*, *Eragrostis rigidior*, *E. nindensis*, *E. lehmannia* var. *lehmannia*, *E. porosa*, *Enneapogon cenchroides* und *Aristida congesta* sehr häufig. Seltener treten Bestände von *Themeda triandra*, *Triraphis ramosissima*, *Dactyloctenium aegyptium*, *Eragrostis echinocloidea*, *E. scopelophila*, *E. rotifer* und *Cenchrus ciliaris* auf. Letzteres wächst, vermutlich induziert durch das Beweidungssystem in dichteren Beständen auf Farm Sonnenleiten auf den nördlichen Pedimenten der Bismarckberge. Weitere *Poaceae* nennen VOLK & LEIPPERT (1971), KELLNER (1986, unpubl.) und JOUBERT (1997: 78ff), der auch deren Status unter Beweidung (im Daan-Viljoen-Wildpark und angrenzenden Farmen) untersucht hat. Darauf kann hier nicht weiter eingegangen werden. Im westlichen und südwestlichen Teil der Hochlandsavanne sind Arten der Halbwüsten noch häufig, z. B. *Eragrostis annulata*, *Stipagrostis ciliata*, *S. obtusa*, *Aristida adscensionis*, *Commiphora namaensis*, *Hermannia modesta* oder *Aloe* spp..

Die Hochlandsavanne weist mehrere Habitattypen auf, die sich in ihrem Bedeckungsgrad und dessen saisonaler Dynamik unterscheiden. Sie sind teilweise in Karte 18 dargestellt. Im einzelnen werden genannt:

Hochflächen (H-I): Direkt am First der Escarpment-Zerschneidungszone setzt am Westrand des Hochlands die sanft gewellte Haupttrumpffläche an, die mit Ausnahme des ausgedehnten Kuiseb-Talsystems als Khomas-Hochland gut erhalten ist. Sie geht nach Südosten über in die Abdachungsfläche zum Rehobother Becken. Östlich des Windhoek-Okahandja-Beckens, das diesen Habitattyp nach Osten hin begrenzt, setzen sich diese Flächen als „Neudammer Hochland“ fort. Sie gehen bei etwa 18°E in die Savannen der Kalahari-Sandregion über und sind stellenweise von Kalkkrusten bedeckt. Im Norden werden die Flächenreste, die sich um den Kuiseb-Oberlauf östlich herumziehen, vom Swakop-Zerschneidungsbereich begrenzt. Dieser greift nördlich einer Linie Dornkloof-Khomaskop die Hochfläche an und löst sie in tiefe Kerbtäler mit mehr oder weniger breiten Riedeln auf.

Der westliche Teil dieses Habitattyps zeigt noch Anklänge der für die Halbwüste typischen Kontraktion der höheren Phanerophyten auf die kaum eingeschnittenen Entwässerungslinien, die dadurch einen hohen Bedeckungsgrad (60-80 %) erreichen. Chamaephyten, Mikro- und Meso-Phanerophyten treten nur vereinzelt zwischen den alten Spülmulden auf, die ansonsten lockeren Bewuchs mit Hemikryptophyten aufweisen (Tab. 11):

Meßpunkt Nr.	Rechtswert E	Hochwert S	Höhe [m ü. NN]	Meßdatum	Bedeckung [%]
KH19	16°06'58"	22°43'02"	1690	01.08.94	22,7
KH12	16°19'51"	23°17'28"	1805	03.09.94	21,1
KH53	16°21'43"	23°17'44"	1800	02.08.94	77,2
KH10	16°28'04"	23°18'44"	1775	29.08.94	25,4
KH09	16°33'28"	23°14'58"	1850	29.08.94	22,3
KH51	16°40'37"	22°29'59"	1970	16.04.96	24,5
KH05	16°40'40"	22°53'21"	1790	31.07.94	20,6
KH38	16°41'23"	22°37'17"	1700	01.08.94	42,3
KH08	16°47'55"	22°36'29"	1820	26.08.94	27,0
KH40	16°50'37"	22°54'41"	1790	10.08.94	33,3
KH04	16°50'51"	22°58'50"	1755	31.07.94	28,6
KH07	16°51'01"	22°35'32"	1870	26.08.94	19,8
KH39	16°53'58"	28°08'03"	1620	10.08.94	25,6
KH30	16°54'44"	22°46'15"	1960	20.02.95	18,4
KH45	16°55'44"	22°31'54"	1780	06.09.96	27,4
KH46	16°55'47"	22°31'54"	1780	07.09.96	13,3
KH49	16°55'51"	22°32'09"	1780	07.09.96	18,1
KH22*	17°14'35"	22°46'06"	1900	19.02.95	20,9

Tabelle 11: Bedeckungsgrad an Meßpunkten auf dem Khomas Hochland (* nicht auf Khomas Hochland), überwiegend in der Trockenzeit.

Im zentralen und östlichen Khomas-Hochland sowie auf dem Neudammer Hochland kommen die höherwachsenden Lebensformen auch außerhalb der Entwässerungslinien vor. Aus den in Tab. 11 dargestellten Daten errechnet sich ein durchschnittlicher trockenzeitlicher Bedeckungsgrad von ca. 27,2 %. Auf dem Neudammer Hochland werden im Mittel 30 % überschritten. Vorbehaltlich der Nutzung kommen große Unterschiede vor, da manche Bereiche stark verbuscht sind. In der Regenzeit werden Bedeckungsgrade von über 80 % regelmäßig erreicht.

Hänge der eingeschnittenen Riviere von Kuiseb- und Swakop-System (H-II): Die Hochlandfläche wird von den Flußsystemen des Swakop und des Kuiseb sowie deren zahlreichen Nebenrivieren in weiten Bereichen stark zerschnitten und aufgelöst. Gleiches gilt für die ca. 10 km breite Zerschneidungszone zwischen Hochfläche und Windhoeker Fläche beiderseits des Windhoek-Oka-handja-Beckens. Die Trockenhänge weisen einen sehr unterschiedlichen Bewuchs auf. Charakteristisch ist die Ausdünnung der Grasschicht vom Oberhang zum Mittelhang hin, insbesondere bei steilen Hängen. Die mittleren Hangbereiche sind daher ganzjährig relativ gering bedeckt und weisen

überwiegend nur regenzeitlichen Bewuchs mit Therophyten (v. a. annualen Gräsern) auf. Sie zeigen Indikatoren für erhöhtes Abspülverhalten mit zumeist deutlich sichtbarer Grobpfasterbildung und flachgründigeren Böden als Ober- und Mittelhänge. Flachere Hangbereiche neigen häufig zu dichtem Gehölzwuchs. Die edaphische Trockenheit wird durch das vermehrte Auftreten von Sukkulenten verdeutlicht, z. B. *Aloe litoralis*, *Euphorbia* spp. oder *Commiphora* spp.. Der Bedeckungsgrad variiert in der Trockenzeit zwischen ca. 5 % auf steilen Mittelhängen und über 80 % auf verbuschten Oberhängen.

Alluvialbereiche der Talsohlen (H-III): Zahlreiche Riviere niedrigerer Kategorie weisen feinmaterialreiche Talverfüllungen auf, die durch ihr hohes Wasserhaltevermögen eine dichte perennierende Grasbedeckung ökologisch begünstigen. Einen weiteren Gunstfaktor bildet dort das Zuschußwasser oder der Interflow von den Hängen. Außer den Hemikryptophyten existieren nur wenige sehr tief wurzelnde Mega-Phanerophyten, die den hohen Bedeckungsgrad von teilweise über 80 % (selbst in der Trockenzeit) noch verstärken. Bei Zerstörung der Vegetationsdecke ist das Substrat sehr erosionsanfällig (vgl. KEMPF 1994: 116-119). Ähnliche Bereiche gibt es auf den weniger zerschnittenen Ebenen des Neudammer Hochlands, wo sie die Tiefenlinien alter Spülmulden einnehmen. Im Luftbild zeigt sich dies als wechselhaftes Geoökosystem von grasbedeckten, alluvial verfüllten Spülmulden und -rinnen mit vorwiegend gehölzdominierten, flachgründigen Spülscheiden. Hier werden die edaphischen Determinanten der Savannenstruktur besonders deutlich.

Inselberge (H-IV): Die Hauptrumpffläche des Hochlands wird von einigen Inselbergen und Inselgebirgen überragt, deren Vegetationsbedeckung derjenigen von HII (Talhänge) ähnlich ist. Die höchsten Inselberge erreichen teilweise weit über 2300 m Höhe, wie Gamsberg, Hakosberge, Auasberge, Erosberge, Bismarckberge oder die Neudammkuppe. Die floristische Zusammensetzung dieser Habitats unterscheidet sich teilweise erheblich von denen der umliegenden Flächen. Allein der fast 2350 m hohe Gamsberg, der das Khomas-Hochland noch um über 600 m überragt, wurde bisher vegetationsgeographisch untersucht (GIESS 1984). Er weist auf seinem Plateau nach GIESS (1984: 31) dichte Bestände von endemischen *Euryops walterorum* und *Eriocephalus dinteri* (beides *Asteraceae*) auf. Charakteristisch sind auch die Gräser *Digitaria eriantha*, *Panicum stapfia-num* und *Eragrostis nindensis*. Randlich kommen niedrige Exemplare von *Acacia hereroensis* vor. Das verbreitete Auftreten von Endemiten oder Species in disjunkten Arealen auf Inselbergen des Hochlands wurde bereits in Kap. 3.6.1 und 3.6.3.2 (S. 140f) erläutert. GIESS (1984) listet, gestützt auf alle bekannten Aufsammlungen am Gamsberg 122 Arten aus 41 Familien auf, darunter 27 *Asteraceae* in 21 Gattungen. Der starke Anteil an *Asteraceae*-Gattungen von über 20 % der 98 in

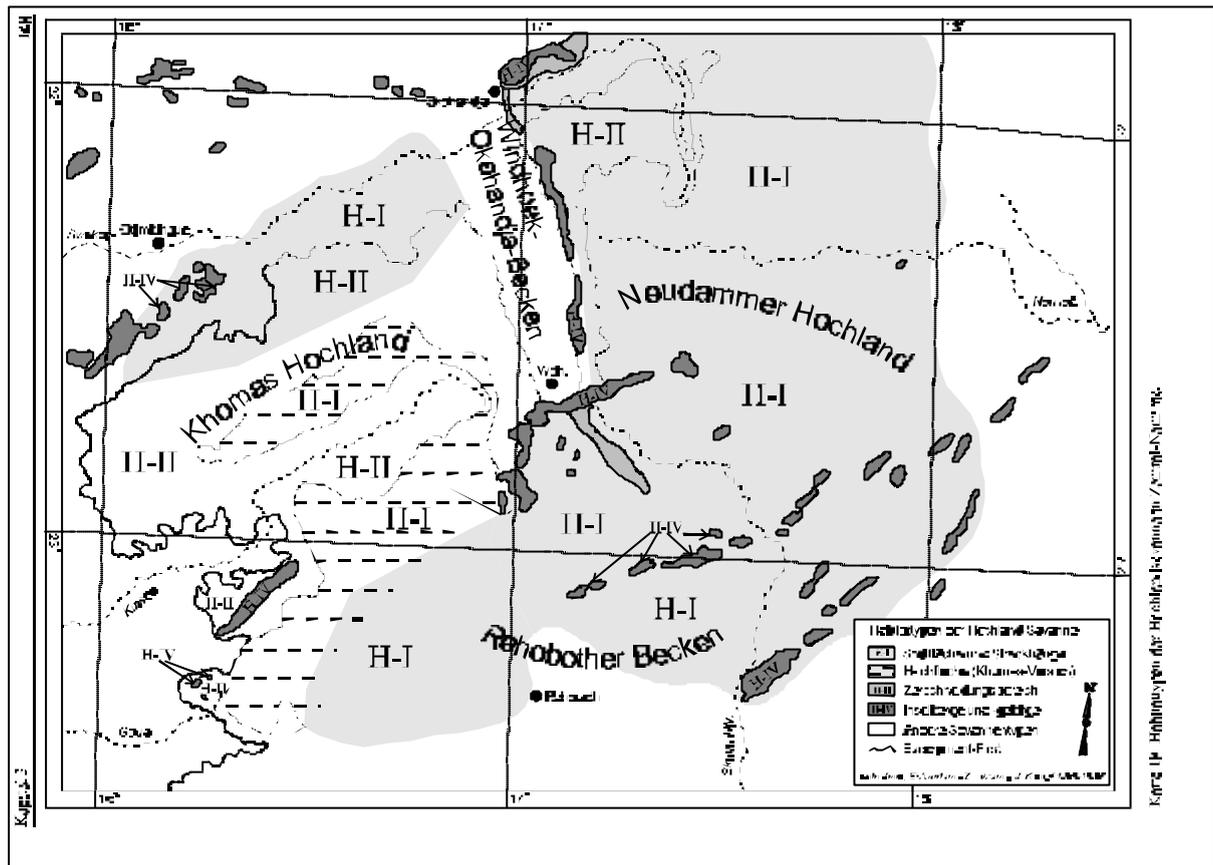
Namibia überhaupt bekannten, unterstreicht die Annahmen in Kap. 3.6.3.2 über mehrfache Arealexpansions- und -kontraktionsphasen von Taxa, deren Hauptverbreitungsgebiet heute in Südnamibia und dem Namaqualand liegt. Dort kommen die meisten der 98 Gattungen vor, 40 davon mit nur einer einzigen Art.

Schutfächer (H-V): Die steileren Inselbergfüße weisen gelegentlich gut drainierte Blockschutfächer auf, die als eigener Habitattyp ausgegliedert werden müssen. Sie sind nicht besonders weit ausgedehnt, haben aber aufgrund ihrer meist guten Drainage eine von der Umgebung differierende Bedeckung. Es dominieren Chamaephyten und Horstgräser in Spalten mit Feinsediment und sukku-lente Wuchsformen auf den Schuttkegeln. Der Bedeckungsgrad übersteigt selbst in besseren Regen-zeiten selten 20 %.

Pedimentbedeckungen (H-VI): Die meisten Pedimentsäume an Inselbergen sind kolluvial überdeckt. Die Substrattextur variiert dabei von sandigen Korngrößen bis zu tonigem Schluff. Insbesondere die feineren Kolluvien begünstigen ähnlich wie die Rivierverfüllungen (Habitattyp H-III) perennierenden Graswuchs, sofern keine übermäßige Schädigung durch Beweidung eintritt.

Ähnlich wie bei den Habitattypen der Namib entspricht die o. g. Einteilung einer Generalisierung, die lokale Varietäten nicht berücksichtigt. Sie entspricht aber dennoch in hohem Maße den von VOLK & LEIPPERT (1971: 8) ausgegliederten Standorttypen der Hochlandsavanne auf dem südwestlichen Neudammer Hochland unter kleinräumiger Betrachtung. Dort werden genannt:

1. „Grobblockige Felshalden auf Bergkämmen und Steilhalden mit guter Wasserversorgung und humosen, dunklen Böden in Spalten, Klüften und Taschen“ (entspricht in weiten Teilen dem Typ H-V).
2. „Hügel mit skelettreichen, flachen bis tiefgründigen Böden mit gelb- und rotbrauner Feinerde; Wasserabfluß verstärkt“ (entspricht überwiegend Typ H-I in stärker reliefierter Variante, bzw. Typ H-II).
3. „Verebnungen mit lehmig-sandigen, tiefgründigen, rotbraunen Böden“ (entspricht Typ H-I).
4. „Eintiefungen mit skelettarmen, mächtigen dunklen Böden, meist mit Zuschußwasser und zeitweise stark durchfeuchtet (Omuramba)“ (entspricht Typ H-III).
5. „Flußläufe mit Schwemmböden und lange anhaltender Grundfeuchte (Riviere)“ (entspricht den sandigeren Varianten von Typ H-III).
6. „Standorte über Kalkgestein oder Kalkkrusten (selten)“ (entspricht Typ H-I mit Calcrete).



Karte 18: Habitattypen der Hochlandsavanne in Zentral-Namibia

3.6.3.4 Savannen der Randstufenlücke und der Kalahari

Zwischen Khan und Ugab ist keine markante Geländestufe (Escarpmnt) ausgebildet. Die Rumpflfläche erstreckt sich dort von der Küstennamib bis zum Hochlandsscheitel und mit dann ostwärtiger Neigung weiter ins Kalahari-Becken (vgl. Blockbild in Kap. 4.2). Die Vegetation des westlichen Parts dieser Fläche, Namib- und Prä-Namib bis etwa zur Länge des Erongo-Weststrands, wurde bereits in Kap. 3.6.3.1 dargestellt. Östlich der Prä-Namib ist keine nennenswerte Kontraktion der Phanerophyten-Vegetation auf die Entwässerungslinien mehr feststellbar. Lediglich Wuchshöhen über 10 m sind im westlichen Teil dieser Dornbuschsavanne noch überwiegend auf Riviere beschränkt. Insgesamt bietet sich ein recht einheitliches Bild der flächenhaften (zonalen) Vegetation. Auch die Artenzusammensetzung der einzelnen Habitattypen unterscheidet sich im Gegensatz zur Wüste und Halbwüste nur noch gering. Unter Berücksichtigung der entsprechenden Generalisierungsebene (Kap. 3.5.4, S. 96) erscheint zwischen ca. 16°E und 18°E nur noch eine Differenzierung in drei Habitattypen und zwei Untertypen notwendig:

S-I: Flächen, inklusive die weit verbreiteten Spülrinnen und kleineren Riviere

S-Ia: Flächen mit Böden aus verwittertem Festgestein und/oder mit Hartkrusten (v. a. Calcrete)

S-Ib: Kolluvial überdeckte Flächen (weit verbreitet z. B. in intramontanen Becken)

S-II: Riviertäler und deren Alluvialbereiche; östlich des Erongo sind selbst die größeren Riviere, wie Omaruru oder Khan, nicht stark eingeschnitten

S-III: Inselberge und deren Trockenhänge.

Zusätzlich kommen azonal einige räumlich nur gering ausgedehnte Habitattypen vor, die als Varietäten von S-I anzusehen sind. Zu nennen sind v. a. saisonal wasserbedeckte Pfannen (z. B. auf dem Hochlandsscheitel auf den Farmen Okarumateru oder Heuwelsrus) als weitgehend vegetationsfreie Bereiche oder als Graspfannen (vgl. KEMPF 1994: 108f) sowie kleinere Dünenformen oder Sandakkumulationen (z. B. auf Farm Teufelsbach, 20 km südlich von Okahandja).

Ungefähr ab östlich von 18°E bilden gut drainierte mächtige Sanddecken der Kalahari die Substratgrundlage für die von Mega-Phanerophyten dominierte, sog. Kameldornsavanne (GIESS 1971, 1998: 13). Sie geht nach Süden über in trockenere Bereiche mit einer Baum-Strauchsavanne (Mikro- und Meso-Phanerophyten dominieren, Mega-Phanerophyten sind kontrahiert auf Zwischendünenbereiche und Abflußlinien). In den feuchteren nördlichen Breiten nimmt die Dominanz der sehr hohen Phanerophyten noch zu, so daß die potentielle natürliche Vegetation sehr wahrscheinlich von mehr oder weniger lichten Trockenwäldern gebildet wurde. Hinweise darauf finden sich in alten Reisebeschreibungen, z. B. bei HAHN & RATH (1859: 298 und Karte). GALTON (1853: 91) beschreibt die Aussicht vom Omborokoberg bei Ehuameno (ca. 35 km nördlich der Omatakoberge) als lichte Wälder im Osten, während südlich der Omatakoberge fast ausschließlich dichter Dornbusch vorkam. Nördlich des Waterbergs begann nach HAHN & RATH (1859: 298f) eine Zone der Palmensavanne mit ausgedehnten Grasländern, unterbrochen von Laubwäldern, die sich bis ins östliche Ovamboland zog (HAHN 1857 in LAU 1985 IV: 993). Heute sind sowohl weite Bereiche des westlichen Kalaharirands (z. B. südlich des Waterbergs bis ins westliche Sandveld) als auch der Palmensavanne von Dornbusch bewachsen. Dies ist vermutlich als Folge des durch das Beweidungsmanagement beeinflussten Mosaik-Zyklus der Savannenvegetation zu werten und repräsentiert daher nicht die naturnahen Dichteverhältnisse bestimmter Phanerophyten (KEMPF 1994: 122-135).

Die Dornbuschsavanne in der Ausprägung der gemischten Baum- und Strauchsavanne stellt ein typisches Grasland mit einem wechselnden Anteil unterschiedlicher Akazien dar (GIESS 1998: 13). Im Westen überwiegen vor allem *Acacia reficiens* subsp. *reficiens*, *A. erubescens* und *A. hebeclada*

subsp. *hebeclada*. Nach Osten treten *A. tortilis* subsp. *heteracantha* und *A. fleckii* hinzu. *A. mellifera* subsp. *detinens* ist durchgängig weit verbreitet und bildet stellenweise sehr dichte Flecken mit bis zu 10.000 Individuen pro Hektar (KEMPF 1994: 137). Die dichteste Verbuschung tritt im weit ausgedehnten Habitattyp S-Ia auf. Folgende Phanerophyten sind innerhalb der Dornbuschsavanne ebenfalls weit verbreitet: *Boscia albitrunca* var. *albitrunca*, *Ziziphus mucronata* subsp. *mucronata*, *Catophractes alexandri*, *Combretum apiculatum* subsp. *apiculatum*, *Terminalia prunioides*, *Grewia bicolor*, *G. flava*, *G. flavescens* var. *flavescens* (Tiliaceae), *Lonchocarpus nelsii* (lokal auf tiefsandigeren Böden) und *Dichrostachys cinerea* (auf Calcrete). Die Galerievegetation der Riviere mit dem Habitattyp S-II umfaßt stellenweise sehr hohe, waldartige Altbestände von *Acacia erioloba* oder *Faidherbia albida* mit nur geringem Unterwuchs, wie z. B. am Omaruru-Rivier östlich des Ortes Omaruru bis zu den Farmen Waldfrieden und Ondonganji.

Den Unterwuchs bilden Chamaephyten wie *Monechma genistifolium*, *Leucosphaera bainesii*, *Tribulus zeyheri*, *T. terrestris* oder auch *Ehretia rigida* (Boraginaceae). Bei den Gräsern überwiegen *Aristida* spp., *Stipagrostis uniplumis* var. *uniplumis*, *S. ciliata*, *Enneapogon desvauxii*, *Triraphis ramosissima*, *Eragrostis annulata*, *E. nindensis*, *Setaria verticillata*, *Brachraria glomerata* und *Agrostis lachnantha* var. *lachnantha*. Lokal sind auch die Geophyten *Boophane disticha* und *Ammocharis tinneana* (beide Amaryllidaceae) häufig.

Im Juni 1995 wurde mehrfach ein Referenzgebiet innerhalb der Dornbuschsavanne begangen und zusammen mit einer Arbeitsgruppe des *Department of Research and Training (Ministry of Agriculture, Water and Rural Development)* umfangreiche Aufnahmen durchgeführt. Mit den Wildfarmen Epako und Tjirundu wurde ein Gebiet ausgewählt, das zwar heute keiner landwirtschaftlichen Nutzung mehr unterliegt, dessen Vegetation aber in der jüngeren Vergangenheit sicherlich in gewissem Maße anthropogen beeinflusst wurde. Dennoch unterscheidet sich das Veld der Wildweide von dem der umliegenden kommerziellen und kommunalen Viehweiden erheblich, so daß die Wiederherstellung eines „naturnäheren“ Gleichgewichts für das untersuchte Areal angenommen wird. Der Vergleich mit dem nördlich angrenzenden Gebiet der Gästefarmen Schönfeld-Okakongo und Immenhof (beide mehrfach begangen in 1995 und 1996) sowie dem westlichen der Jagdfarm Otjumue-Ost (begangen 1994), die als langjährige Nicht-Viehweidegebiete der gleichen Zone sehr ähnliche Vegetationsverhältnisse aufweisen wie Epako-Tjirundu, unterlegt die Einstufung als Gebiet naturnäherer Verhältnisse. Teile der Aufnahmeergebnisse sind in Abb. 39 und Abb. 40 dargestellt:

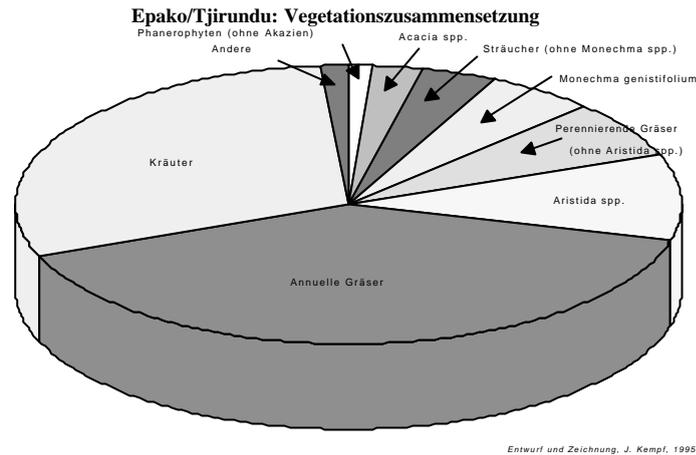


Abbildung 39: Vegetationszusammensetzung des Aufnahmegebiets Epako-Tjirundu. Es überwiegen Chamaephyten. Der Anteil von Phanerophyten und Hemikryptophyten ist gering.

Die Dominanz der Therophyten (v. a. annueller Gräser) mit über 40 % in Abb. 39 deutet die räumliche Nähe des Gebiets zur Prä-Namib-Halbwüste an, die etwa 30-40 km weiter westlich beginnt. Sie kann aber mit geringerer Wahrscheinlichkeit auch eine nutzungsbedingte historische Spätfolge sein. Perennierende Gräser (Hemikryptophyten) erreichen knapp 17 % der Gesamtvegetation. Nach Osten nimmt deren Anteil zu. Der Anteil von Meso- und Mega-Phanerophyten ist mit ca. 4 % dagegen sehr gering und liegt weit unter dem zonalen Wert für weidewirtschaftlich genutzte Gebiete. Dies ist teilweise darauf zurückzuführen, daß ein beträchtlicher Teil des Untersuchungsareals in Habitattyp S-Ib liegt und die feinmaterialreichen Kolluvien eher Graswuchs fördern (Kap. 3.6.3.3, S. 146). Mit 38 % erreichen Chamaephyten und Mikro-Phanerophyten (Kräuter und Sträucher) einen hohen Vegetationsanteil, der in Nicht-Kolluvialbereichen noch höher liegt.

Aus Abb. 40 geht hervor, daß v. a. *Monechma genistifolium* und *Leucosphaera bainesii* die Kraut- und Strauchschicht beherrschen. Sie dürfen als charakteristisch für den westlichen Teil der Dornbuschsavanne angesehen werden. In gestörten Bereichen, z. B. wo die Grasschicht intensiver Beweidung unterlag, können sie trockenzeitlich (ohne Therophyten) fast Reinbestände bilden (z. B. Okakoara-Fläche östlich von Karibib mit über 12.000 Individuen pro Hektar). Ihr hoher Anteil in der Zählung könnte ebenfalls nutzungsbedingt sein. Bei den Phanerophyten überwiegen Akazienarten bei weitem. Trotzdem liegt er in weidewirtschaftlich genutzten Gebiete der gleichen Zone bis zu sechsmal höher. *Faidherbia albida* bildet waldähnliche Flecken als Galerievegetation entlang der größeren Riviere im östlichen Teil des Aufnahmegebiets, v. a. am Epako-Rivier.

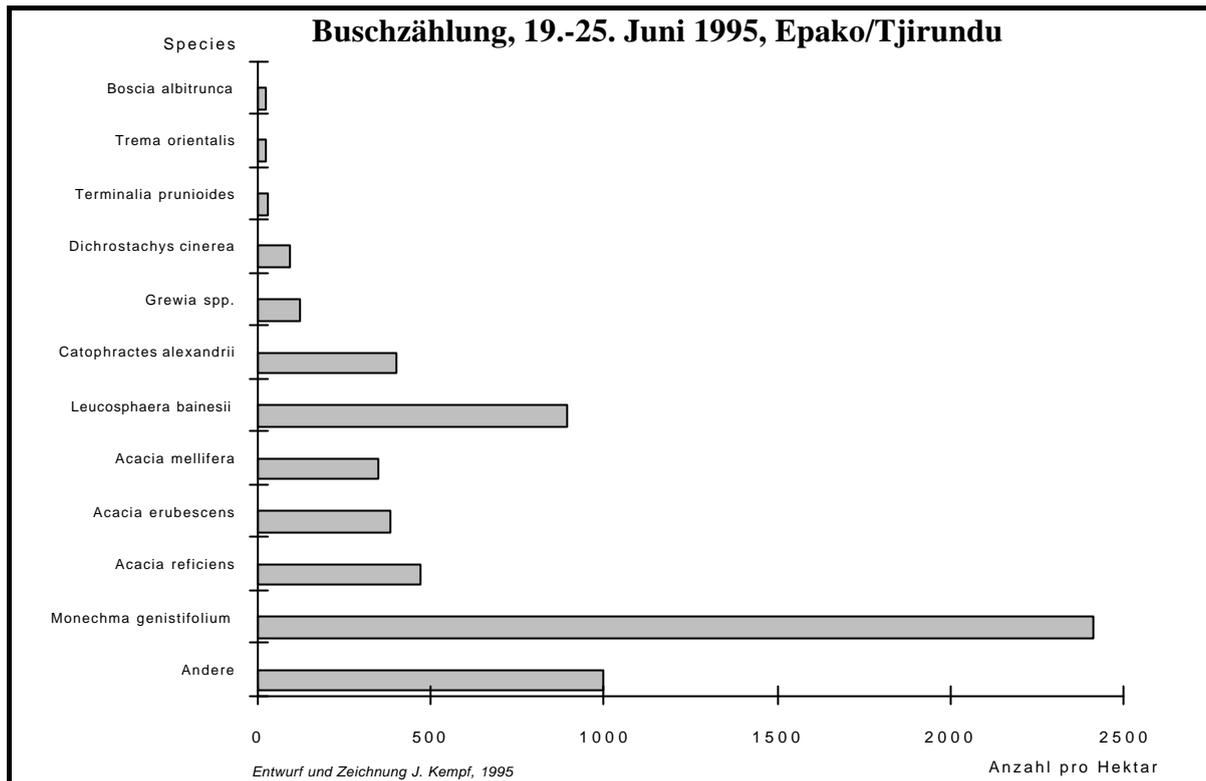


Abbildung 40: Zählung der Gehölzvegetation (Subspecies nicht differenziert) im Aufnahmegebiet Epako-Tjirundu nach Daten des *Department of Research and Training (Ministry of Agriculture, Water and Rural Development, Windhoek)*. Erkennbar ist die klare Dominanz der Chamaephyten *Monechma genistifolium* und *Leucosphaera bainesii*.

Bemerkenswert ist aus phytogeographischer Sicht das Auftreten von *Trema orientalis* (*Ulmaceae*), einer typischen Pflanze aus feuchteren Regionen der Ostseite des Kontinents (Zimbabwe, Moçambique, Transvaal, Natal). Sie bildet als einzige Ulmaceenart Namibias ein disjunktes Areal im westlichen Teil der Dornbuschsavanne. Da im südlichen Afrika an Ulmengewächsen außer *Trema orientalis* nur noch *Chaetacme aristata* sowie drei *Celtis*-Arten heimisch sind und *Celtis* spp. auch im Südkap vorkommt, ist denkbar, daß auch das namibische *Trema*-Areal ein Reliktareal aus Zeiten veränderter Klimazonierung repräsentiert (vgl. S. 140ff), obwohl es sich um ein Taxon der *Palaeotropis* handelt. Für diese Sichtweise sprechen auch die physiognomischen Anpassungen von *Trema orientalis*. Im Gegensatz zu den die Formation dominierenden Akazien, deren Architektur ausschließlich von plagiotropischen¹ Achsen geprägt ist, was zu den typischen weit ausladenden Kronen dieser Savannenarten führt, folgt *Trema orientalis* einem anderen Bauschema. Ihre Architektur ist nach ROUX (1968) bestimmt durch einen monopodialen orthotropischen Stamm und plagiotropischen Nebenachsen (Zweige). Das erleichtert die Reizorientierung bei Beschattung und macht *Tre-*

¹ plagiotropisch: durch Krümmungsbewegungen in eine Gleichgewichtsposition schräg zur Reizrichtung geführt; Ggs.: orthotropisch: Orientierung parallel zur Reizrichtung (hier als Lichtreiz).

ma orientalis nach HALLÉ et al. (1978: 204) zu einer typischen Art des Unterwuchses in Feuchtwäldern durch optimierte Effizienz der Lichtinterzeption. Es ist durchaus beachtlich, daß Taxa mit derartigen Bauplänen in den offenen, trockenen Savannen Namibias auftreten, wo Beschattung selbst beim Photosynthesepfad der Gräser keine Rolle zu spielen scheint. Die Annahme ehemaliger Arealexpansionsphasen oder -verbünde könnte eine Erklärung bieten.

Die Inselberge der Dornbuschsavanne (Habitattyp S-III) enthalten zusätzlich zu den zonalen Arten v.a. im westlichen Teil auch azonale Elemente, vorwiegend nicht-assimilierende Stammsukkulenten. So treten in den Tjirundu-Bergen wie auch im Erongo u. a. *Commiphora spp.*, *Othonna protecta*, *Moringa ovalifolia* oder *Cyphostemma currorii* (Vitaceae) auf. Häufiger sind auch *Sterculia africana*, *S. quinqueloba*, *Euphorbia guerichiana*, *Maerua parvifolia* und *Aloe spp.*. Insgesamt ist die Buschdichte auf den Inselbergen deutlich geringer. An Gräsern wurde v. a. *Triraphis ramossissima* festgestellt.

Im Bereich der Kalahari-Sanddecken, die nach GIESS (1971, 1998: 13) im zentralen Teil von der sog. Kameldorn-Savanne, in südlichen von einer Baum-Strauchsavanne und im nördlichen von Baumsavannen oder Trockenwald eingenommen werden (vgl. Karte 16), wird die Differenzierung in bestimmte Habitattypen erschwert. COLE & LE ROEX (1978) und COLE (1986: 252) stellen hier eine enge Anlehnung der Pflanzengemeinschaften an die geologisch-pedologischen Determinanten fest. Die beträchtliche flächenhafte Ausdehnung der einzelnen Typen läßt den klimazonalen Faktor zudem großräumig hervortreten, während kleinräumig edaphische Faktoren die Vegetationsausprägung bestimmen (vgl. auch COLE 1985). Vor allem eine Unterscheidung in Krustenflächen (bedeckt und unbedeckt), helle Mobilsande und verwitterte, anlehmige Rotsande ist angebracht, da sich insbesondere die Besatzdichten der einzelnen Arten substratspezifisch deutlich unterscheiden.

Im einzelnen können die Habitate folgendermaßen gegliedert werden:

K-Ia: Flächenhabitate auf mächtigen, undifferenzierten Sanddecken und Längsdünenkörpern

K-Ib: Flächenhabitate auf Sanddecken über flachgründigen Kalkkrusten

K-Ic: Flächenhabitate auf abgedeckten Kalkkrusten und/oder Zwischendünenbereichen („Molapos“) mit oder ohne Bodenbildung

K-IIa: Rivierterrassen- und Pfannenrandhabitate auf mehr oder weniger verwitterten Lockersanden, incl. aktueller Schwemmbereiche

K-IIb: Rivierterrassenhabitate auf fein texturiertem Alluvialmaterial

K-IIc: Rivierterrassen- und Pfannenrandhabitate auf abgedeckten Kalkkrusten mit oder ohne Bodenbildung

K-III: Pfannenhabitate (zeitweise wasserbedeckt oder wassergesättigt)

K-IV: Inselberghabitate

K-V: Habitate der Pedimentbedeckungen, Sandrampen, Sandschleppen (mehr oder weniger stark verwittert)

Die unterschiedlichen Habitattypen führen auch in der vegetationsgeographisch monoton erscheinenden Kalahari zu einer Fülle von Vegetations-Assoziationen. HINES (1992, unpubl.) differenziert auf der Basis von Braun-Blanquet-Florenaufnahmen allein 18 solcher Assoziationen im ehemaligen östlichen Buschmannland, nördlich des Untersuchungstransekts. LEISTNER (1967) unterscheidet grundsätzlich 6 Habitattypen in der südlichen Kalahari: Pfannen, Rivierbetten, Rivier-Ufer und Oberflächencalcrete, Sand, kompakterer Sand, Dünen.

Aufgrund der im Gegensatz zum Areal der Dornbuschsavanne weit häufigeren tiefgründigen Sandböden tritt nach Osten hin ein markanter Wandel hin zu mehr psammophilen Arten ein. Bei den Phanerophyten dominiert fast durchgängig *Acacia erioloba* zusammen mit *Terminalia sericea*, die auf Flächenhabitaten sicherer Indikator für Calcrete mit meterdicker Sanddecke ist. Im Grenzbereich zum Kalahari-Trockenwald sind zusätzlich *Burkea africana* und *Baikiaea plurijuga* verbreitet. Arten der Dornbuschsavanne, wie *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *A. hebeclada* subsp. *hebeclada*, *Ziziphus mucronata* subsp. *mucronata* oder *Dichrostachys cinerea* ziehen entlang der Rivierläufe, abgedeckter Kalkkrusten oder Zwischendünenbereiche weit in die Kameldornsavanne hinein. Im südlichen Bereich treten psammophile Arten der Nama-Karoo, wie z. B. *Acacia haematoxylon*, *Crotolaria virgultalis*, *Centropodia glauca* oder *Stipagrostis amabilis* hinzu (vgl. auch Arealkarte bei VOLK 1966: 42).

Als weitere Charakterarten der Kameldornsavanne nennt GIESS (1971: 1998: 13) *Grewia flava*, *Tarchonanthus camphoratus*, *Rhus ciliata*, *Ozoroa paniculata* sowie die Gräser *Eragrostis pallens* und *Aristida stipitata*. Eigene Aufnahmen erbrachten zudem die Feststellung einer weiten Verbreitung der *Poaceae*-Arten *Stipagrostis uniplumis* var. *uniplumis*, *Antephora pubescens*, *Schmidtia pappophoroides*, *S. kalahariensis*, *Brachraria nigropedata*, *Odyssea paucinervis* (v. a. auf Pfannenranddünen), *Sporobolus fimbriatus*, *Melinis repens* subsp. *repens*, *Heteropogon contortus*, *Cenchrus ciliaris*, *Digitaria eriantha*, *Eragrostis rigidior*, *E. lehmanniana* var. *Lehmanniana*, *Chloris virgata*, *Cynodon dactylon*, *Dactyloctenium aegyptianum* u. a..

Häufigere Chamaephyten des Sandvelds sind *Petalidium variable*, *Gisekia africana* var. *Africana*, *Polygonum limbatum*, *Commelina forskoolii*, *Heliotropium ovalifolium*, *Sesbania macowiana*, *Trianthema triquetra* subsp. *triquetra*, *Hermbstaedtia linearis*, *Portulaca hereroensis*, *Leucosphaera bainesii* (auf Calcrete), *Ipomoea coptica*, *Huernia verekeri* var. *verekeri*, *Tribulus terrestris*, *Duvalia polita*, *Pupalia lappacea* und *Sansevieria pearsonii* (vorwiegend auf gestörten Stellen, etwa an durch Dongas drainierte Kolluvien). An Phanerophyten kommen auch *Albizia anthelmintica*, *Acacia erubescens*, *A. fleckii*, *A. tortilis* subsp. *heteracantha*, *A. luederitzii* var. *luederitzii*, *Cassine transvaalense*, *Terminalia prunioides*, *Combretum apiculatum* subsp. *apiculatum*, *C. imberbe*, *C. hereroense* subsp. *hereroense*, *Ximenia americana*, *Grewia bicolor*, *Croton gratissimus* var. *gratissimus*, *Lonchocarpus nelsii* subsp. *nelsii*, *Boscia albitrunca*, *Catophractes alexandri*, *Sclerocarya birrea* subsp. *caffra* und *Commiphora* spp. vor. Geophyten, wie *Eriospermum bakeranum*, *Boophane disticha* oder *Nerine laticoma* wurden eher selten beobachtet. In Pfannenhabitaten, z. B. der Otjombindi-Pfanne, gedeihen häufig Palmen der Art *Hyphaene petersiana*. Desweiteren sind Wurzelparasiten der Gattung *Striga* sowie Pilze, wie *Terfezia pfeilii* (*Terfeziaceae*) und die mit *Macrotermes michaelensi* (Termiten) in Symbiose lebenden *Termitomyces schimperi* (*Agaricales*, „Omajova“-Termitenpilz) verbreitet.

Der Bedeckungsgrad der Sandveld-Flächen variiert saisonal sehr stark. Regenzeitlich kann 90-100 % Bedeckung erreicht werden. Je nach Gehölzanteil, Anteil annueller Gräser und Beweidungsregime kann dieser Wert unter 20 % absinken. Zu Verbuschung neigen Zwischendünenbereiche (v. a. mit *Dichrostachys cinerea*), aber auch stärker verwitterte, ursprünglich sandige Pedimentbedeckungen mit roten Arenosolen (*Chromic* oder *Rhodic Arenosols*). Die meisten Längsdünensysteme der nördlichen und südlichen West-Kalahari sind von höheren Mega-Phanerophyten bewachsen (*Acacia* spp.). Die dünnsten Bedeckungen weisen Tonpfannen (Habitattyp K-IV), Calcrete-Terrassen und -flächen (Habitattypen K-IIc und K-Ic) sowie v. a. Dünenmittelhänge (Habitattyp K-Ia) auf, da sie von oft weitständigen Hemikryptophyten und Therophyten bedeckt sind.

Auch in dieser Zone enthalten die Inselberghabitate (K-IV) einen beträchtlichen Anteil azonaler Elemente, vorwiegend aus zonal anderen (feuchteren?) Klimabereichen. Besonders deutlich wird dies am Waterberg, wo nach RUTHERFORD (1972: 11f, 1975) sich die Plateauvegetation „fast vollständig“ von derjenigen der umliegenden Dornbusch-Ebenen unterscheidet und eine floristische Singularität innerhalb der Baumsavanne bildet (vgl. auch die Vegetationsklassifikation des Waterbergs von JANKOWITZ & VENTER 1987). Der phytogeographische Sonderstatus des Waterberg-Plateaus wurde bereits von KORN & MARTIN (1937: 467) erkannt, da BOSS dort

disjunkte Areale von zahlreichen Pflanzen entdeckte, deren rezentes Hauptareal im Osttransvaal liegt. Daraus wird auf pleistozäne Arealbrücken durch die Kalahari geschlossen. Sehr ähnliche Bezügen weisen auch disjunkte Areale der Waterberg-Amphibienfauna auf (vgl. MERTENS 1955).

3.6.4 Zum biologischen Alter der Namib, respektive deren Aridität

Neben der Darstellung aktueller Milieuindikatoren hat die phytogeographische Charakterisierung des Untersuchungsgebiets in den Kapiteln 3.6.1, 3.6.2 und 3.6.3 auch Indizien aufgezeigt, die paläo-ökologisch-argumentativ ausgewertet werden können. Wie schon anhand von Tab. 1 (Kap. 3.2, S. 30) gezeigt, repräsentieren die Florenregionen bestimmte Milieus mit bestimmten charakteristischen Formationen, denn die einzelnen Florenelemente, welche phytogeographische Region und Formation definieren, zeigen ebenso charakteristische Milieuanpassungen. Daraus folgt eine deduktive Deutbarkeit des (Paläo-) Milieus bei Kenntnis der (Paläo-) Formation und, umgekehrt, (aktualistisch) die Möglichkeit eines induktiven Analogieschlusses auf die (wahrscheinliche) Paläoformationsausprägung bei vorliegenden anderweitigen Paläo-Milieuindikatoren (z. B. geomorphogenetischen oder pedogenetischen). Das Arbeitsmodell von Abb. 36 (S. 94) unterstreicht den Zusammenhang zwischen den (Paläo-) Milieuindikatoren, (Paläo-) Vegetationsformationen (erschlossen aus den phytogeographischen Indizien) und Formungskreisen (erschlossen aus exogener Realform).

Es stellt sich in Konsequenz die Frage, ob aus den phytogeographischen Indizien eine (relative) zeitliche Einordnung bestimmter Milieus ableitbar ist, oder ob wenigstens geomorphogenetische Erkenntnisse gestützt werden können. Insbesondere gilt dies für den jüngsten feststellbaren bedeutenderen Umschwung, nämlich vom Morphomilieu mit tiefgründiger chemischer Verwitterung und Bodenbildung zum Morphomilieu mit eher physikalischer Verwitterung, Krustenbildung oder linienhafter Eintiefung (ohne diese Prozesse an dieser Stelle einem bestimmten Milieu kategorisch zuzuordnen). Dieser Umschwung wird gemeinhin als Beginn semi-, sub- oder vollarider Klimabedingungen im südwestlichen Afrika, bisweilen auch im gesamten südlichen Afrika gesehen. Um wechselseitige Fehlinterpretationen und Zirkelschlüsse weitmöglichst auszuschließen, soll darauf verzichtet werden, allein aufgrund phytogeographischer Indizien auf Paläomilieus zu schließen, genau wie darauf verzichtet wird, allein geomorphologische Indizien für die Erklärung der phytogeographischen Verbreitung heranzuziehen. Auf das Arbeitsmodell bezogen bedeutet dies: das Basismodell von Abb. 34 kann nicht allein als Erklärung der Überlagerungsmatrix von Abb. 35 gelten und umgekehrt. Beide Modellteile sind unabhängig zu erarbeiten und Parallelitäten oder Nicht-Parallelitäten erst nach Aufnahme

der jeweils verfügbaren Indizien zusammenzuführen. So wurden in Kap. 3.6, abgesehen von der Gliederung in Habitattypen, keinerlei morphologische oder gar morphogenetische Aussagen getroffen. Die Frage nach dem Alter von Wüstenverhältnissen im Bereich der Namib und damit verbunden auch die nach der Dauer subhumider bis semiarider Verhältnisse in deren Hinterland wird in der Literatur vor 1990 kontrovers diskutiert. Die Idee eines sehr großen Alters der Namib mit Konsequenz einer sehr langen und ungestört ariden Phase seit dem Mesozoikum wird auf GEBIEN (1938) und KOCH (1961: 29) zurückgeführt, die solche Zeiträume für die Entwicklung der in der Dünen-Namib endemischen Tenebrioniden-Fauna (*Coleopterae*) mit ca. 30 endemischen Gattungen und 200 Arten als notwendig erachteten. Phytogeographische Belege für ihre These bringen GEBIEN (1938) und KOCH (1961, 1962) nicht, sondern die Alterseinstufung erfolgt mit Hinweis auf frühe geologische Forschungen: „*Ohne Zweifel sind die Tiere der Namib hoch spezialisiert und seit unendlichen geologischen Zeiten von der Fauna des Binnenlandes getrennt*“ (GEBIEN 1938: 39). Unterstützend verweist KOCH (1962) auf die bei KAISER (1926 I: 321) geäußerte Vermutung eines kretazischen Alters des Benguela-Auftriebssystems, das als Ursache der Aridität gesehen wird. Zu einer ähnlichen zeitlichen Einschätzung kam bereits ROGERS (1922: 8) im westlichen Südafrika.

KAISER (1926 I: 321) stützt seine Vermutung auf den Nachweis epirogenetischer Bewegung in der Südnamib, die durch die Aktivität der Vulkane des Klinghardt-Gebirges (Sperrgebiet) mit der Bildung von Phonolit-Schloten markiert wird. Während dieser Zeit soll noch humides Klima mit Verkarstungserscheinungen geherrscht haben. Zeitlich parallelisiert KAISER (1926 I: 320) die Klinghardt-Phonolite mit den südafrikanischen und namibischen Kimberlit-Schloten, die (richtigerweise) in die Kreide eingeordnet werden. In der Endphase der Vulkantätigkeit sei es zu einem Klimawandel (arider) gekommen, den KAISER (1926 II: 312ff) als Ursache für die Ausbildung seiner Pomona-Quarzschichten sieht. Dabei handelt es sich um Kieselkrusten (Silcrete) über Verwitterungsprofilen mit Bohnerzvorkommen. Allerdings sieht KAISER (1926 II: 313) die Verkieselung als Indiz für hocharide Verhältnisse, was sich später als ebenso zweifelhaft - ja falsch - erwiesen hat, wie die zeitliche Parallelisierung der Klinghardt-Phonolite mit den Kimberliten des südlichen Afrika (Kap. 7.2), sowie das Alter des Benguela-Systems (Kap. 4.1.1). Die geowissenschaftliche Begründung für KOCHs (1961: 29) Postulat einer seit dem Mesozoikum hochariden Namib-Küstenwüste ist damit hinfällig. Sie wirkt aber in einigen Arbeiten noch nach - z. B. bei WILKINSON (1990: 138), der die älteste Talbildung in der Zentral-Namib unter arid-semiariden Bedingungen aufgrund der von ihm ins

Eozän datierten Talverfüllung (Leukop-Konglomerat-Formation) ins Paläozän stellt und damit die Kreide-Tertiär-Wende als Beginn der Aridisierung sieht (Kap. 4.2.2).

Die 70er Jahre erbrachten eine Reihe geowissenschaftlicher und ozeanographischer Erkenntnisse, die eine Neudiskussion des Alters der Namib-Wüste erforderlich machte. Sie werden in den folgenden Kapiteln dargestellt. Nach VAN ZINDEREN BAKKER (1975: 72) bestand mit der Ausbildung von Kaltwässern im südlichen Ozean ab dem frühen Oligozän (ca. 35 Ma) die theoretische Möglichkeit einer nordwärts gerichteten Benguela-Strömung (Kap. 4.1.1). Die gravierendsten Veränderungen sieht er aber im finalen Miozän (4,7-4,3 Ma) mit der Maximalausdehnung des antarktischen Eisschildes und schließlich mit den frühen nordhemisphärischen Polvereisungen um ca. 2,6 Ma (Endpliozän) sowie den folgenden pleistozänen Zyklen. Als biologisches Hauptargument für einen alten (früholigozänen) Ursprungszeitraum der Namib-Wüste nennt VAN ZINDEREN BAKKER (1975: 68) den hohen Anteil an Endemiten und deren taxonomischen Reichtum: „*The very high degree of endemism in the Namib Desert biota indicates the great antiquity of this desert biome in which, in the course of time, species of the basic southern West African tribes ventured to migrate.*“ Am Ende des Artikels nimmt VAN ZINDEREN BAKKER (1975: 71) eben dieses „indizierte“ Alter als Erklärung für den taxonomischen Reichtum: „*The great age of the desert biome and its constant climate explains its taxonomic richness.*“ Unter kritischer Betrachtung könnte hier ein Zirkelschluß gesehen werden, wenn einerseits ein hoher Endemitenanteil hohes Alter indizieren soll, andererseits das vermutete hohe Alter eben dieses Faktum des Endemismus erklären soll.

Gleichzeitig wird auf gut belegte Nachweise hingewiesen, wonach sich das Benguela-System während pleistozäner Glazialphasen bis ins Angola-Becken weit nach Norden verlagert hat und das Winterregengebiet des Kaplands nord- und ostwärtige Expansion zeigt: „*This implies a northward extension of the Namib Desert and an aridification of the hinterland as far north as the Congo*“ (VAN ZINDEREN BAKKER 1975: 69). Für die zentrale Namib wird allerdings ein arider Kernbereich postuliert. Die für diese These genannten „beweiskräftigen“ Endemiten beschränken sich ausschließlich auf Faunen-Taxa der Dünen-Namib. An Florenbelegen werden lediglich die ebenfalls auf die Dünen-Namib beschränkten *Stipagrostis sabulicola* und *Acanthosicyos horridus* (Kap. 3.6.3.1) sowie die *Welwitschia mirabilis* der (nördlichen) Flächen-Namib genannt. Nimmt man die *Welwitschia* aus, deren Habitat zu einem beträchtlichen Teil in der nördlichen Namib, also außerhalb des postulierten dauerhaft ariden Kernbereichs liegt (ihr Status wird weiter unten diskutiert), so verbleiben an argumentativ eingesetzten Taxa nur solche der Namib-Sandsee (Großer

Erg, Habitattypen A7, B7, C7 in Kap. 3.6.3.1). Die Habitatkategorie 7 kann aber keinesfalls repräsentativ für die gesamte Namib gelten, da ihre meridionale Ausdehnung mindestens bis zum Oranje reicht und somit räumlich Anschluß zu Arealen der Nama-Karoo und der *Capensis* besteht. Diese sind ebenfalls reich an Endemiten (wahrscheinlich sogar noch erheblich reicher als die Namib-Wüste, s. u.). Zudem besteht die Wahrscheinlichkeit, daß die Dünen-Namib-Habitate ältere Habitattypen überdecken, also jünger sind. Dies wird durch die eigenen Beobachtungen und die phytogeographische Zonierung von JÜRGENS (1991) unterstrichen (Kap. 3.6.1, insbesondere S. 101).

Eine argumentative Verwendung von ausschließlich solchen Dünen-Endemiten zur Altersbestimmung ist also problematisch, zumal das Alter der rezenten Namib-Draa seit BESLER (1980: 17ff) als höchstens Mittelpliozän bezeichnet werden kann. Zwar nimmt BESLER (1980: 18) eine mitteltertiäre (oligo-miozäne?) Proto-Dünen-Namib gleicher Ausdehnung an, doch vermerkt sie eine deutliche „Zäsur“ (Diskordanz) zwischem altem und jungem Erg, während deren Ausbildung feuchtere Verhältnisse bestanden haben sollen. Dabei handelt es sich um eine Phase mit den Reliefgenerationen Flächenbildung (Kompaktion und Diagenese, Dünen-Einebnung, Bodenbildung, Krustenbildung und Einschneidung). Eine Existenz von Habitattypen A7, B7 oder C7 kann während dieser „Zwischenwüsten-Feuchtphase“ ausgeschlossen werden, da gerade die von VAN ZINDEREN BAKKER (1975: 67f) genannten Arten sehr spezielle evolutionäre Anpassungen aufweisen: „*Very peculiar adaptations to life in ever-moving sand have been described [...]*“ (vgl. auch Fußnote 1, S. 100). Darin ist auch der Grund zu sehen, warum die erwähnten Taxa in den (bewachsenen, fossilen) Dünensystemen der Kalahari (Habitattyp K-Ia) nicht vorkommen, dagegen aber teilweise im Skelettküsten-Erg, welcher dem Großen Erg ähnliche Habitate aufweist.

Problemansprache: Die Dünen-Namib weist eine hoch angepaßte Endemitenfauna mit einem hohen relativen evolutionären Alter in Habitaten auf, die genetisch jünger eingestuft werden müssen. Es ist nicht wahrscheinlich, daß diese Fauna aus der Reliktfauna eines eventuellen mitteltertiären Proto-Ergs an gleicher Stelle hervorgegangen ist, da zwischenzeitlich enorme Milieuveränderungen stattgefunden haben.

Ansatzpunkte zur Lösung des formulierten Problems aus biogeographischer Sicht bieten die Arbeiten von ENDRÖDY-YOUNGA (1978, 1982), die auf einer Neubearbeitung der endemischen *Coleopterae* beruhen und schlüssige Interpretationen zu deren Evolution anbieten. Dabei wird besonders auf die Habitattypendifferenzierung der Taxa Wert gelegt, die in den früheren Arbeiten von GEBIEN (1938) und KOCH (1961, 1962) unberücksichtigt blieben. Das überraschende Ergebnis von ENDRÖDY-YOUNGA (1982: 220) zeigt, daß lediglich 20 der zahlreichen Tenebrioniden-Arten des

Dünengebiets an „hyperpsammophile“ Bedingungen angepaßt sind und diese Anpassungen auf Zeitalter vor Ausbildung des Dünengebiets zurückgeführt werden müssen. Die stammesgeschichtliche Bearbeitung und Zuordnung zu Habitattypen belegt weiterhin, daß die konservativen Faunenelemente generell die Nicht-Dünenhabitats des Trockengebiets (z. B. Zwischendünenbereiche, isolierte Flächenreste, feste, bewachsene Dünenfüße oder die von Dünen vollständig umschlossenen Uri-Hauchab-Inselberge) einnehmen. Alle hyperpsammophilen Arten sollen aus diesen Elementen hervorgegangen sein.

ENDRÖDY-YOUNGAS (1978, 1982: 221) Felduntersuchungen erbrachten die Erkenntnis, daß die Populationen auf allen isolierten Flächenresten (disjunkten Arealen) innerhalb des Ergs sehr ähnlich ist und infolge der Dünengenese keine Spezifizierung stattgefunden hat. Auch die Inselbergfauna des Uri-Hauchab wird als fast identisch mit derjenigen des Escarpments bezeichnet. Dies darf als sicherer Hinweis für ein relativ junges Alter der Namib-Dünen gelten. Bei Annahme eines hohen Alters der Dünen, das über das mittlere Pleistozän hinausgehen soll, wären Spezifizierungen innerhalb dieser Habitattypen und mit hoher Wahrscheinlichkeit eine erhöhte γ -Diversität (s. u.) zu erwarten. Als Beleg sei auch hier die hohe Ende-mitanzahl und hohe Diversität der südlich angrenzenden Phytochoren genannt.

Bestätigt werden diese Interpretationen durch Funde rezenter Gecko-Arten (*Gekkonidae* und *Lacertidae*) auf dem Uri-Hauchab-Massiv und anderen, völlig von Dünen umschlossenen Inselbergen (HAACKE 1975). Diese Arten zeigen nach HAACKE (1975) und HAACKE & ODENDAL (1981) eine sehr enge Verwandtschaft zu Taxa aus erheblich feuchteren, östlich gelegenen Gebieten. Ihr Areal muß erst in verhältnismäßig junger Zeit (durch Dünen?) getrennt worden sein. Auch VAN ZINDEREN BAKKER (1975: 71) sieht diese Funde als „extrem wichtig“ an: „[*The discovery*] can only be explained by postulating a former more humid climate in this presently hyper-desertic area [...]. These reptiles could never have reached such isolated habitats under present-day conditions. The last contact these relict populations could have had with their main area of distribution to the east must date back to the end of the last glacial.“

Argumentative Konsequenzen gegen ein hohes Alter der Namib sieht VAN ZINDEREN BAKKER (1975: 71f) hier nicht. Stattdessen werden ja pleistozäne Nord-Südverschiebungen der Namib-Grenzen postuliert. Problematisch ist allerdings dabei, daß die angesprochenen Inselberge schon bei ca. 24°S liegen und damit der „lange aride Kernraum“ räumlich stark zusammenschmilzt. Der bestimmende Einfluß von tropischen Sommerregenarten reicht ja von Norden her mindestens bis zum Swakop bei ca. 23°S (vgl. eigene Beobachtungen in Kap. 3.6.3.1, v. a. bei den B-, C- und D-

Habitaten). Damit würde für den Kernbereich nur ein relativ kleines Areal zwischen ca. 23°S und 24°S verbleiben, in dem nicht einmal die gesamte Dünen-Namib enthalten ist.

Wesentlich schlüssiger wirkt die Ablehnung der These von Wüstenbedingungen für die Namib auf Grundlage der von ENDRÖDY-YOUNGA (1978: 816) festgestellten phylogenetischen Beziehungen der Dünenfauna zu Kalahari-Karoo-Elementen. Die psammophilen Anpassungen der wenigen hyperpsammophilen Arten sind demnach als ältere Anpassungen an Habitate und ökologische Nischen in Sandflecken, wie sie z. B. an Küsten oder in Flußdeltas nahezu aller Klimazonen vorkommen, zu verstehen (ENDRÖDY-YOUNGA 1982: 222). Der Grad der Weiterentwicklung und Differenzierung dieser Anpassungen sei gering; ein Hinweis auf ältere Trockenklimate sei nicht gegeben. Stattdessen wird aufgrund des allochthonen Charakters der Fauna und der regenzeitlichen Aktivitätsorientierung der Stammformen (im Nicht-Dünenbereich der Dünen-Namib, s. o.) auf humidere Paläoklimate jüngeren Alters geschlossen:

„This fauna can be characterised by high species diversity (richness) in groups which are generally psammophilous and/or tolerant toward arid conditions, but is highly impoverished in other groups. This latter character indicates a recent aridification, rather than long-standing desert conditions. [...] As a matter of fact, the gross accumulation of sand, as a secondary event, homogenised the fauna rather than supported its specification. [...]. The presence of psammophily in itself is not proof of long-standing desert conditions, even if we consider their seasonality. In the duneless areas, unlike the dunes, virtually all activity is restricted to the short rainy periods, and seems to show little response to out-of-season rains. This seems to indicate that the fauna is rather a relict of more humid palaeo-conditions than a product of desert conditions. [...]. Summarising the coleopterous fauna of the Namib area suggests more humid conditions prior to the present desert conditions, [...].“

ENDRÖDY-YOUNGA (1982: 221ff)

Aus phytogeographischer Sicht muß hinzugefügt werden, daß die Dünenhabitate ebenfalls nur von wenigen endemischen Arten besiedelt werden, insbesondere von den bereits erwähnten *Acanthosicyos horridus*, *Trianthema hereroensis*, *Kohautia ramosissima* und *Stipagrostis sabulicola* (Kap 3.6.3.1 und ROBINSON 1977). Diese sind eng verwandt mit anderen Arten ihrer Gattungen, z. B. *Acanthosicyos naudinianus* (*Cucurbitaceae*), *Trianthema triquetra* (*Aizoaceae*) und *Stipagrostis* spp. (z. B. *S. namaquensis*), welche allesamt eine sehr weite Verbreitung und eine Fülle unterschiedlicher ökologischer Anpassungen aufweisen. Auch hier ist die Ableitung eines hohen Alters arider Bedingungen auf Basis dieser Arten aus den o. g. Gründen nicht statthaft. In Kap. 3.6.3 wurde festgestellt, daß die meisten Endemiten ihr zonales Verbreitungsgebiet außerhalb der Namib-Wüste haben, insbesondere im Randstufenbereich und der Prä-Namib (vgl. auch Karten bei SIMMONS 1998: 73). Habitate der B-Kategorie („Minimalzone“) werden nur sporadisch im Zuge einer Regenflächendynamik von Osten her besiedelt und sind ansonsten mit ostwärtigem Gradienten auf die Entwässerungslinien kontrahiert (selbst hochsukkulente Arten). Auch die Inselbergvegetation

zeigt den Beobachtungen zufolge selbst in der B-Kategorie eine Dominanz von tropischen Sommerregentaxa auf den ostexponierten Hängen. Daraus wird geschlossen, daß der Benguela-Einfluß, der für die Winterregensukkulenten und die Flechtenvegetation der küstennahen Namib (A-Kategorie) verantwortlich zeichnet, nicht allzuweit ins Hinterland reicht. Spätestens ab ca. 40 km Küstenentfernung ist der Großteil der Vegetation (einschließlich der eigentlichen Winterregentaxa der Sukkulentenkaroo-Region) auf Sommerregen ausgerichtet.

Eine Reihe von Arbeiten aus den Jahren zwischen 1975 und 1985 stützen mit Befunden unterschiedlicher Fachbereiche die Ansicht einer biogeographisch relativ jungen (plio-pleistozänen) Namib-Wüste, z. B. BUTZER et al. (1973), BORNMAN (1977, 1978), AXELROD & RAVEN (1978), TANKARD & ROGERS (1978), SEELY (1978) oder WALTER & BRECKLE (1984: 266). Gestützt auf die Angaben von SIESSER (1978, 1980) über das erstmalige Auftreten einer Art Benguela-System im Endmiozän (Kap. 4.1.1) revidiert VAN ZINDEREN BAKKER (1978b: 142) das Konzept einer oligozänen Namib und sieht das Endmiozän (ca. 10 ka) als Beginn der Aridisierung und der Ausbildung der Dünen-Namib an. Allerdings kann damit die hohe Endemitenzahl nur noch unzureichend erklärt werden, es sei denn, es wird eine beschleunigte Evolution angenommen (z. B. TANKARD & ROGERS 1978: 334). Dies wäre möglich, da sich in kleinen Populationen mit hoher Habitatdifferenzierung und engen ökologischen Nischen Anpassungen durch genetische Veränderung vermutlich schneller durchsetzen, als in anderen Populationen.

Angesichts der stammesgeschichtlich-biogeographischen Analyse von ENDRÖDY-YOUNGA (1978) ist eine solche Annahme aber gar nicht notwendig. Es ist zu vermuten, daß sich im Zuge der Aridisierung v. a. diejenigen Taxa durchgesetzt haben, welche bereits vorher Anpassungsmerkmale an (z. B. edaphische) Trockenstandorte aufwiesen oder aber physiologisch ein relativ breites ökologisches Spektrum abdecken konnten (sowohl im Tier-, als auch im Pflanzenreich). Areale anderer Taxa wurden auf Relikthabitate kontrahiert, wo ihnen evtl. eine längere Anpassungszeit zur Verfügung stand, oder sie wurden in feuchtere Bereich verlagert. Die Bedeutung solcher Reliktareale für die Biodiversität der Namib kann nicht hoch genug eingeschätzt werden. Im Diamanten-Sperrgebiet sind nach den Analysen von WILLIAMSON (1997: 23) etwa ein Drittel aller dort bekannten Pflanzenspecies auf den Inselbergen vertreten, ein weiteres Drittel im unteren Oranje-Tal. Beide Habitate stehen nicht gerade für die zonalen oder die trockensten Habitattypen. Vielmehr repräsentieren sie azonal feuchtere Typen (vgl. COWLING et al. 1994).

Anders sieht es bei den Endmitenverhältnissen der Habitattypen aus: von den 223 Arten, die auf Inselbergen des Sperrgebiets festgestellt wurden, waren nur 20, also knapp 9% endemisch, am

unteren Oranje sogar nur 5,2 % (12 von 232 nach WILLIAMSON 1997: 23). In der küstennahen Sperrgebiets-Namib mit ihrem phytogeographischen Bezug zur *Capensis* (JÜRGENS 1991) liegt der Endemitenanteil dagegen bei 28,4 % (23 von 81 Arten). Dieses Faktum deutet an, daß sich die Anzahl der Endemiten in einem Biom eher an die räumliche Ausdehnung der phytogeographischen Region anlehnt, als an das (vermutete) Alter des Bioms. Im umgekehrten Fall wäre der höchste Endemitenanteil innerhalb derjenigen Habitattypen zu erwarten, die eine höhere Spezialisierung erfordern und mehr ökologische Nischen anbieten, also die Sonderstandorte (z. B. Inselberge).

Da JÜRGENS (1991) Teile des Namib-Bioms phytogeographisch einer „*Greater Cape Flora*“ zuordnet (Kap. 3.6.1, S. 98) kann möglicherweise die Geschichte der *Capensis* Hinweise für das biologische Alter der Namib-Wüste geben. Nach LINDER et al. (1992: 130ff, zusammengefaßt) ist die Kap-Flora aus der in der ersten Hälfte des Tertiärs entwickelten „*African Flora*“ hervorgegangen, die wiederum ältere gondwanische und laurasische Elemente enthält und in geringer Diversifizierung kontinental verbreitet war. Gattungen und selbst gleiche Arten sollen vom (heutigen) Mittelmeerraum bis ans Kap verbreitet gewesen sein. Die endmiozän-frühpliozäne Abkühlung der Polregionen soll im weiteren Verlauf für die Entstehung stärkerer äquatorparalleler Klimagradienten verantwortlich gewesen sein und auf den (mitteltertiären) Hochländern gemäßigte Klimate (mit Jahreszeiten?) erzeugt haben. Flecken solcher Habitate gemäßigten Ursprungs samt den miteinander verwandten Florenelementen ziehen sich als Kette disjunkter Areale über die östliche Hälfte des Kontinents. Aus ihnen sind die afromontanen Floren und die Kap-Flora evolutiv hervorgegangen.

Gegen Ende des Tertiärs trat in der Kap-Region eine erneute Klimaveränderung von tropischen über warm-gemäßigte Waldklimate hin zu einem sommertrockenen Mittelmeerraum auf. Dieser Wandel eliminierte als selektiver, „evolutionärer Flaschenhals“ zahlreiche Taxa und ließ im Kapland nur wenige Familien mit vorwiegend sklerophyllen Arten übrig. Nach COWLING (1983) übernahmen die Sklerophyllen, die heute den sog. „Fynbos“ dominieren, die Habitate der zurückweichenden Feuchtwälder, was durch die Fülle der freien ökologischen Nischen zu einer „explosionsartigen Spezialisierung“ führte (LINDER 1985). Dazu hat nach LINDER et al. (1992: 131) auch das Alterieren kühlerer, trockener und saisonaler Klimate im Verlauf des Pleistozäns beigetragen. Die publizierten Ergebnisse zur historischen Entwicklung kann anhand der Elemente der Kap-Flora wie folgt zusammengefaßt werden:

1. gondwanisch-laurasisches Element aus dem Mesozoikum (und älter?)
2. afrikanisches Element aus dem Alt- bis Mitteltertiär
3. afromontan-paläotropisches Element aus dem Endmiozän

4. trocken-kapländisches Element ab der Wende Tertiär-Quartär mit starker pleistozäner Differenzierung.

Die Entwicklung der Sukkulenkaroo-Taxa innerhalb der *Greater Cape Flora* muß in diesem weitgespannten Kontext gesehen werden. Sie kann sich ebenfalls erst nach der endmiozän-frühpliozänen Aridisierung vollzogen haben - und zwar durch die Arealexansion von vorher auf (trockene) Sonderstandorte kontrahierten Taxa. Auch hier wird also nicht aufgrund hoher Endemitenzahlen auf großes Alter und persistentes Klima geschlossen. Genau das Gegenteil ist der Fall: hohe Endemitenanteile werden durch häufigen Wandel der exogenen Bedingungen erklärt.

Diversitätsstudien an den Biomen des südlichen Afrika zeigen ebenfalls keinen direkten Hinweis auf konkrete Entstehungsalter der Floren. Allerdings sind die verfügbaren Informationen zur Phyto-diversität (als α -, β - und γ -Diversität²) einiger Biome, insbesondere der Wüsten, sehr gering. Auf α - und β -Diversität der jeweiligen Biome kann hier nicht weiter eingegangen werden, da unklar ist, ob solche Informationen überhaupt paläoökologisch ausgewertet werden können (vgl. auch COWLING et al. 1991). Selbst eine Totalerhebung aller Taxa der einzelnen Biome ergibt wohl keine gesicherte Altersangabe des Bioms. COWLING et al. (1994:154) sehen die α -Diversität lediglich als Funktion der regionalen Diversität. Nur die Betrachtung der γ -Diversität bietet wenigstens Ansatzpunkte für eine solche Interpretation, da sie nach CODY (1986) weitgehend durch historische Prozesse gesteuert wird. Nach COWLING et al. (1991: 34) weist das Fynbos-Biom im südlichen Afrika die höchste γ -Diversität auf, gefolgt vom Sukkulenkaroo-Biom. Nama-Karoo-Biom und Wüstenbiom folgen mit weitem Abstand vor dem Savannenbiom, welches demzufolge die geringste γ -Diversität beinhaltet. In Zahlen ausgedrückt, präsentieren COWLING et al. (1991: 34) die in Tab. 12 dargestellten Ergebnisse auf Basis einer Analyse der südafrikanischen PRECIS-Vegetationsdatenbank:

1 Definitionen in Anlehnung an COWLING et al. (1991: 20):

α -Diversität bezieht sich auf die Anzahl der Arten innerhalb einer als homogen definierten Gemeinschaft, ausgedrückt in Arten pro Flächeneinheit.

β -Diversität beinhaltet das Konzept des Artenübergangs entlang eines Habitatgradienten innerhalb der gleichen Zone, also der Ersatz von Arten durch andere („turnover rate“) beim Übergang von einem Habitattyp zum nächsten. Beispielhaft wäre die Ermittlung der turnover rate vom unteren Swakop über die Fläche zu einem Zentral-Namib-Inselberg (Habitattypen B3-B4-B1-B2-B5).

γ -Diversität beinhaltet das Konzept des Artenübergangs entlang eines geographischen (zonalen) Gradienten innerhalb eines weiter gefaßten Habitattyps (hier Habitatkategorie). Ausgedrückt wird also der Anteil der Arten, der z. B. entlang eines Klimagradienten im gleichen (ähnlichen) Habitat durch andere Arten ersetzt wird. Eine im Fall dieser Arbeit sinnvolle Studie der γ -Diversität wäre z. B. die Ermittlung der turnover rate auf der Namib-Fläche (Habitattypen A1-B1-C1-D1).

Biom	Biomgröße [km ²]	Größe des Biomkerns [km ²]	γ -Diversität	Artenzahl	Arten pro km ²
Savannenbiom	959.067	632.000	~ 90 %	5788	0,01
Wüstenbiom	52.893	41.300	~ 70 %	497	0,01
Nama-Karoo-Biom	541.127	198.500	~ 68 %	2147	0,01
Grasland-Biom (SA)	343.216	111.900	~ 60 %	3788	0,03
Sukkulentenkaroo-Biom	111.212	50.600	~ 48 %	2125	0,04
Fynbos-Biom	69.875	36.600	~ 34 %	7316	0,19

Tabelle 12: Angaben zur Diversität unterschiedlicher Biome des südlichen Afrika. Die Größe der Gesamtbiome entsprechen den Angaben von RUTHERFORD & WESTFALL (1986: 35). Kernbiome wurden nach COWLING et al. (1991: 37) definiert. Die Angaben zur Diversität und Artenzahlen entstammen ebenfalls COWLING et al. (1991: 36f). Der Wert der γ -Diversität bezieht sich auf eine Aufnahme­fläche von jeweils ca. 10 % aller zonalen Habitate des jeweiligen Biomkerns.

Als räumliche Dimension wurden ca. 10 % der jeweiligen zonalen Gesamtfläche des Biomkerns (um Einflüsse aus Randbereichen und Grenzsäumen weitmöglichst auszuschließen) zugrundegelegt. Dazu wurde der biomspezifische Anteil der auf dieser Fläche festgestellten Arten zu der Gesamtartenzahl des Bioms in Bezug gesetzt (zumindest soweit diese Artenzahl bekannt ist oder in der Größenordnung abgeschätzt werden kann). Die dargestellten Zahlen geben lediglich den Wissensstand von etwa 1990 wieder.

Aus Tab. 12 wird deutlich, daß etwa 10 % des Fynbos-Areals nur etwa ein Drittel aller Arten des Bioms enthalten. Beim Wüstenbiom sind es dagegen über zwei Drittel und bei der Savanne ca. 90 % auf der gleichen relativen Fläche. Sofern daraus überhaupt eine relative Altersangabe für die Genese des Bioms ableitbar ist, muß das Fynbos-Biom wohl als ältestes gelten. Die Wüste wäre dann deutlich jünger und die Savanne am jüngsten. Selbst wenn die Wüste als trockene Variante der Sukkulantenkaroo interpretiert wird, was aus den Argumenten von JÜRGENS (1991) durchaus geschlossen werden könnte, wird die relative Altersstellung des Fynbos nicht erreicht.

Auch unter dem Aspekt „Artenzahl pro km² Fläche des Kernbioms“ (α -Diversität) zeigt der Fynbos höchste Diversitätswerte, mit großem Abstand gefolgt von der Sukkulantenkaroo (vgl. COWLING et al. 1994). Wüsten- und Savannenbiom weisen hier ebenfalls sehr niedrige Werte auf. Die niedrige Anzahl der Arten, die dem Wüstenbiom zugeordnet werden, ist ebenfalls als ein Indiz gegen die Annahme persistenter Aridität seit dem mittleren Tertiär zu werten. Aufgrund der zahlreichen Wüstenhabitate und der Fülle an ökologischen Nischen, wäre in einem so langen Zeitraum eine erheblich höhere Artenzahl zu erwarten gewesen. Ähnliches gilt für die Sukkulantenkaroo.

Unter Berücksichtigung der oben nach LINDER et al. (1992) kurz erläuterten Geschichte des hochdiversen, komplexen Fynbos-Bioms mit seinem sehr hohen Endemitenanteil, müßten die Biome Sukkulantenkaroo und Wüste als erheblich jünger angenommen werden. Da für den Fynbos ein

endmiozän-frühpliozänes Alter (der Trockenheit) postuliert wird, muß bei Akzeptanz des Endemismus-Arguments für das Wüstenbiom ein (spät-) pleistozänes Alter konstatiert werden. Dadurch wären die Forschungsergebnisse von TANKARD & ROGERS (1978), AXELROD & RAVEN (1978), ENDRÖDY-YOUNGA (1978, 1982) oder auch von SEELY (1978) bestätigt, die das Wüstenbiom der Namib für „nicht älter“ hält „als andere Wüsten der Erde“.

Tatsächlich ergeben sich aber, wie gezeigt, weder aus der Endemitenzahl, noch aus der Phytodiversität klare Anhaltspunkte für ein bestimmtes Alter der entsprechenden Biome. Vielmehr dürften die Wurzeln aller Biome des südlichen Afrika auf den gleichen Zeitraum zurückgeführt werden. Die heutigen komplexen Verhältnisse liegen ausschließlich in der Habitattypendifferenzierung begründet, die bei den einzelnen, unterschiedlich prädisponierten und verschieden anpassungsfähigen Taxa zu unterschiedlichen Dimensionen der Arealexpansion und Arealkontraktion infolge der plio-pleistozänen Klimaveränderungen führte.

Neben dieser eher regionalräumlichen Erklärungsmöglichkeit für die gegenwärtigen phytogeographischen Gesellschaften, wird in der Literatur auch die Möglichkeit von transkontinentalen Austauschkorridoren gesehen. Tatsächlich scheinen nach VERDCOURT (1969), AXELROD & RAVEN (1978), WHITE (1990) und JÜRGENS (1997) Anzeichen für zeitweise geöffnete (aride?), zeitweise geschlossene (humide?) Korridore zwischen den Trockengebieten des südwestlichen Afrika und den Hochländern des (nord-) östlichen Afrika zu bestehen. SEELY (1978: 125) sieht auch Faunenbelege für die ehemalige Existenz solcher Korridore. Die (humidere?) Verbindung zwischen Waterberg-Areal und Osttransvaal-Hochland wurde bereits in Kap. 3.6.3.4 (S. 157) erwähnt. In gleicher Weise läßt sich die außergewöhnliche disjunkte Verbreitung von *Trema orientalis* erklären (S. 153f). Die erwähnten Autoren sehen als Zeitrahmen der Korridore vorwiegend das Pleistozän an, jedoch scheinen auch im Früh- und Spätpliozän aride Verbindungen möglich. Die ehemals verbreitete kontinentale Aridität im südlichen Zentralafrika wird durch die weite Verbreitung pleistozäner Kalahari-Lockersande bestätigt, die sich bis weit ins Kongobecken erstrecken.

Nachdem in allen, der in Kap. 3.6.3 vorgestellten Vegetationszonen zahlreiche azonale phytogeographische Paläomilieu-Indikatoren aufzufinden waren, die ausnahmslos mehrere, wahrscheinlich plio-pleistozäne Arealexpansions- und -kontraktionsphasen belegen, soll nun kurz auf diejenige Pflanze eingegangen werden, die für „Konstanz“ überhaupt steht, die *Welwitschia mirabilis*. Sie wurde, obwohl von VAN ZINDEREN BAKKER (1975: 66) genannt, bei der bisherigen Argumentation bewußt ausgeklammert (S. 159). Unter Berücksichtigung aller bisher angeführten biogeographischen Indizien, stellt sie scheinbar den einzigen Hinweis für ein sehr hohes Alter der Wüsten-

verhältnisse in der Namib dar. Dies mag anhand der systematisch-taxonomischen Stellung der *Welwitschia* im Pflanzenreich kurz erläutert sein.

Welwitschia mirabilis ist die einzige Art ihrer Gattung und diese wiederum die einzige ihrer Familie, der *Welwitschiaceae*. Diese Familie bildet nach FROHNE & JENSEN (1998: 89) zusammen mit der neuweltlichen Familie der *Ephedraceae* (einzige Gattung *Ephedra* mit ca. 35 Arten von Sträuchern) und der Familie der *Gnetaceae*, die rund 30 Arten (meist Kletterpflanzen des altweltlichen tropischen Regenwalds) umfaßt, die Ordnung der *Gnetales*. Sie ist die einzige bekannte Ordnung der Klasse der *Gnetopsida* und diese die einzige Klasse der Gymnospermen-Unterabteilung der *Gnetophytina*. Letztere bildet zusammen mit den vielfältigen Unterabteilungen der *Cycadophytina* (fiederblättrige Gymnospermen), *Coniferophytina* (gabel- und nadelblättrige Gymnospermen) und *Magnoliophytina* (Angiospermen) die Abteilung der *Spermatophyta* (Samenpflanzen) im Pflanzenreich (vgl. FROHNE & JENSEN 1998: 84). Diese Stammesgeschichte, die nur etwa 70 Arten in einer ganzen Unterabteilung zusammenfaßt (und zwar innerhalb einer einzigen Ordnung), verdeutlicht die isolierte Stellung der *Welwitschia*. Dabei ist die genetische Entfernung nicht nur zu den *Gnetum* spp., ihren nächsten Verwandten, sehr groß, sondern auch deren Distanz und die der ganzen Ordnung zu den anderen Gymnospermen.

BORNMAN (1978: 15) erkennt auch Eigenschaften, die den stammesgeschichtlich noch älteren Pteridophyten (Farnpflanzen) eigen sind - insbesondere in der Embryonalentwicklung. Andererseits wird u. a. von BORNMAN (1978: 39) auf die Ausbildung von Tracheen im Holz hingewiesen (auch bei *Ephedra* spp. und *Gnetum* spp.), eine typische Eigenschaft der weiter fortgeschrittenen Angiospermen (Bedecktsamer). Auch bei der Bildung von für die Photosynthese notwendigem Chlorophyll verhält sich die *Welwitschia* wie eine Angiosperme: im Gegensatz zu den meisten Gymnospermen kann sie den Blattfarbstoff nur bei Licht herstellen (BORNMAN 1978: 59). Es ist daher schlüssig, den Ursprung der Ordnung oder Familie in die Nähe der im Mesozoikum ausgestorbenen Samenfarne (*Lyginopteridopsida*) und der *Benettitopsida* zu stellen, bei denen sich nach FROHNE & JENSEN (1998: 87) Beziehungen zu den *Gnetophytina* erkennen lassen. Sie repräsentiert daher ein Gondwana-Element der paläotropischen Flora. Möglich ist ein phylogenetischer Ursprung an der Wende Paläo-Mesozoikum.

Es ist dagegen kaum wahrscheinlich, daß die *Gnetales* in diesem Zeitraum bereits Arten mit spezifischen Ariditätsanpassungen ausgebildet haben, zumal *Welwitschia* noch heute kaum für trockenheitsspezifische physiologische Anpassungen steht. Sie ist nicht sukkulent, nicht xeromorph; ihre Blätter haben keine übermäßig dicke Cuticula oder einen wachsartigen Verdunstungsschutz; das

Wurzelsystem streicht nicht besonders weit aus; sie ist nach WALTER & BRECKLE (1984: 298) kein Halophyt; kann Nebel und Luftfeuchte anscheinend nicht direkt nutzen (WALTER 1986: 271, umstritten) und sie folgt nach VON WILLERT et al. (1982) wohl im größten Teil des Verbreitungsgebiets dem C₃-Photosyntheseweg³. Als typische Wüstenpflanze ist *Welwitschia mirabilis* daher kaum zu bezeichnen. Alle in der gleichen Zone verbreiteten Arten folgen den an Trockenheit adaptierten C₄- oder CAM-Photosynthesepfaden⁴. JÜRGENS (1991: 31) sieht sie ähnlich wie andere „Wüstenpflanzen“, als in anderen Klimabereichen des Hinterlandes erfolgreicher an (im Sinne von Biomassenproduktion, Bedeckungsfläche oder Fortpflanzung).

Trotzdem kommt sie auch in zonal ariden Teilen der Namib vor und ist scheinbar befähigt, dort langfristig zu überleben. Gewisse Anpassungen müssen also stattgefunden haben. Als geradezu phänomenal darf die Erkenntnis von SCHULZE et al. (1976) gewertet werden, wonach *Welwitschia*-Pflanzen an besonders trockenen Standorten und in Küstennähe trotz ihrer Einstufung als C₃-Typen einen CAM-ähnlichen Photosynthesepfad verfolgen (BORNMAN 1978: 59). Sie ist demzufolge eine von wenigen Arten überhaupt, die eine derartige Anpassung zeigen und den Pfad innerhalb der Species wechseln können. LOUW & SEELY (1982: 117) weisen darauf hin, daß bei vereinzelt C₃-Angiospermen der neuweltlichen Trockengebiete Hinweise auf C₄-Verhalten vorliegen, aber in jedem Fall ist *Welwitschia* die einzige Gymnosperme und damit diejenige mit dem höchsten evolutionären Alter, für die CAM festgestellt wurde (neuerdings umstritten). Unklar ist jedoch, ob es sich um eine jüngere homologe Anpassung handelt, denn schließlich ist dieser Photosyntheseweg bei vielen sowohl monokotylen (z. B. *Aloe spp.*) als auch bei alt- und neuweltlichen dikotylen Arten (z. B. *Crassula spp.*) vertreten. Nach WALTER (1986: 271) hat *Welwitschia* lediglich die physiognomischen Anlagen für einen diurnalen Säurestoffwechsel, übt ihn aber nicht aus. Hat sich der CAM evolutionär entwickelt, so repräsentiert sie sicher das Niveau des Ursprungszeitraums.

Eine weitere Anpassung dürfte im individuellen Lebensalter von *W. mirabilis* liegen, das 1000 Jahre anscheinend übersteigen kann - ein langer Zeitraum, um Nachkommen in einem geeigneten Mikrohabitat durchzubringen. Diese Lebensalter sind vor allem deshalb notwendig, weil zwar zahlreiche Samen produziert werden, aber nach BORNMAN (1978: 35) davon weniger als 1 % keimfähig ist. Zudem keimt der Same nur, wenn er innerhalb eines bestimmten Zeitraums eine bestimmte Menge

³ s. Fußnote 1, S. 120

⁴ C₄-Photosynthesepfad: Stoffwechselart, mit deren Hilfe Pflanzen auch bei verengten Spaltöffnungen in trockenen und stark besonnten Gebieten noch genügend CO₂ zur Atmung bilden können.

CAM-Photosynthesepfad: *Crassulaceae Acid Metabolism*, diurnaler Säurestoffwechsel: Stoffwechselart, mit deren Hilfe Pflanzen bei tagsüber geschlossenen und nachts geöffneten Spaltöffnungen

Niederschlagswasser erhält. Die erforderlichen Regenmengen fallen in der Namib nur etwa dreimal pro Jahrhundert, zuletzt anscheinend 1976. Deshalb enthält eine typische Welwitschia-Regenfläche häufig einen größeren Anteil gleich alter Pflanzen. Genau bei diesen Ereignissen steht sie aber in Konkurrenz zu großen Massen rasch wachsender Therophyten.

Die großen Samenmengen sind typisch für sog. r-Strategen⁵ (nach REMMERT 1992: 137) und eine charakteristische Erscheinung der rasch entstehenden und vergehenden ökologischen Gunstbedingungen in Trockengebieten (s. Regenflächendynamik). Weit über 90 % der Namib-Pflanzen verfolgen diese Überlebensstrategie. Andererseits zeigt *Welwitschia* als ausdauerndes Holzgewächs die Charakteristiken eines K-Strategen⁶, wie sie nach REMMERT (1992: 137) eher für Wald- und Steppengebiete typisch sind. Ihr Vorkommen beruht daher auf (1) einer breiten genetischen Prädisposition, in der unterschiedliche Feuchte- und Trockenheitsanpassungen angelegt sind, (2) einem r-K-Strategienmix mit Langlebigkeit und hoher Durchsetzungsfähigkeit bei Eintreffen der seltenen günstigen exogenen Keimbedingungen, (3) einer gewissen anspruchslosigkeit gegenüber den langfristigen zonalen Bedingungen und (4) dem Nicht-Vorkommen von Konsumenten, die die Art gefährden könnten.

Welwitschia mirabilis verlangsamt ihren Lebenszyklus und verringert ihre Produktion bei Trockenheit und erhöht sie bei Feuchte. Dies kommt in ihrem Afrikaans-Namen „*tweeblaar-kanniedood*“ (= „Doppelblatt-Kann-Nicht-Tot“) zum Ausdruck. Die C₃-Photosynthese-Möglichkeit garantiert Stoffwechselforgänge selbst unter Beschattung und die Verwandtschaft zu *Gnetum spp.* deutet an, daß sie in der Vergangenheit auch in erheblich feuchteren Klimaten als Teil der Pflanzendecke überleben konnte. Westlich des Brandbergs und auf der Welwitschia-Fläche zwischen Swakop und Khan wächst sie stellenweise in großer Dichte, Individuen sind nur wenige Zentimeter voneinander getrennt. Einzige limitierende Faktoren scheinen extremste edapische Trockenheit, lockere Mobilsandmassen, perennierend fließendes Wasser (nicht bewiesen) und wahrscheinlich Frost zu sein.

Zusammenfassend ist zu konstatieren: die in der Namib und Prä-Namib endemische *Welwitschia mirabilis* bietet keinen deutlichen Hinweis auf ein bestimmtes Alter der Aridität. Besonders gilt dies im Hinblick auf angenommene früh- bis mitteltertiäre Wüstenphasen. Wenn überhaupt auf Basis des *Welwitschia*-Vorkommens argumentiert werden kann, so ist sie eher als Relikt einer mesozoischen

Photo- synthese betreiben können, ohne auf die tägliche Energiezufuhr verzichten zu müssen (extreme Trockenheitsanpassung).

⁵ **r-Strategen:** Arten, deren Konkurrenzfähigkeit bei kurzer Lebensdauer auf hoher Fortpflanzungsrate beruht (typisch für Massenvermehrungen im ökologischen Optimum), sog. Optimisten.

⁶ **K-Strategen:** Arten, deren Durchsetzungsvermögen auf langer Lebensdauer unter harten Konkurrenzbedingungen beruht und die auch ein ökologisches Pessimum überstehen können.

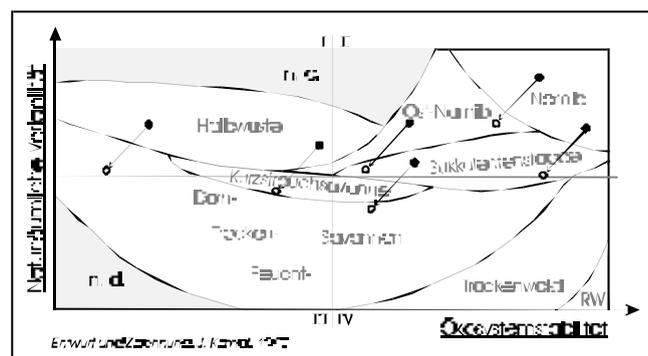
Wüstenphase anzusehen, etwa einer rhätischen Gondwana-Wüste, wie sie z. B. MAACK (1969) vorschlägt. Da die geowissenschaftlichen Hinweise (Kap. 4 und Kap. 7) auf nachfolgende feuchte *Morphomilieu* hindeutet, kann auf andauernd trockenes Milieu seit dieser Zeit allein mit dem Indiz eines einzigen endemischen Taxons nicht geschlossen werden. Wenn es sich um ein reliktsches Taxon handelt, so ist daraus keinerlei Aussage über das tertiäre oder quartäre Paläoklima ableitbar. Aus den Ausführungen zur Biogeographie des südwestlichen Afrika ergibt sich ein Interpretationsproblem: Offenbar ist die in den genannten früheren Publikationen relativ schlüssig wirkende kurze Argumentationskette „viele Endemiten mit hohem Spezialisierungsgrad = sehr alte Wüste = lange persistente Aridität“ nicht uneingeschränkt haltbar. Stattdessen hat die Habitattypdifferenzierung die Entwicklung einer langen Indizienkette zur Folge. Bei der Frage nach Endemiten und Milieuanpassungen muß detailliert ermittelt werden, wo genau und in welchem Habitattyp die jeweiligen Taxa vorkommen, wie alt ihre Anpassungen sein können, welche phylogenetischen Verwandtschaftsbeziehungen bestehen, inwieweit eine räumliche und/oder genetische Trennung relevanter Habitate und Taxa vorliegt und welcher phytogeographischen Zone die Taxa zuzuordnen sind. Daraus ergibt sich eine lange Argumentationskette, die im vorliegenden Fall zu anderen Ergebnissen als die kurze führt.

Diese Ergebnisse lassen sich wie folgt zusammenfassen: Die biogeographische Ausstattung des südwestlichen Afrika läßt beim gegenwärtigen Forschungsstand nur wenige Hinweise auf ein konkretes Alter erkennen. Geht man davon aus, daß im Zuge einer progressiven Aridisierung von Westen her infolge der Benguela-Etablierung das hoch spezialisierte Fynbos-Biom im Kapland an der Wende Miozän-Pliozän entstanden ist (PICKFORD & SENUT 1997: 214), so kann für den gleichen Zeitraum die Entstehung der zonalen Sukkulenterkaroo in den trockenen Randgebieten des Fynbos postuliert werden. Sie könnte als Arealexpansion von vorher auf trockenere Sonderstandorte (z. B. Inselberge etc.) angepaßte Taxa aufgefaßt werden, insbesondere solcher mit afromontanen Elementen. Darauf deutet auch der Winterregenbezug der Sukkulenterkaroo hin. Gegen Ende des Pliozäns könnte die Sukkulenterkaroo ihre Maximalausdehnung erreicht haben, wobei allerdings für den Zeitraum des anscheinend gleichförmigen (stabilen?) Pliozäns zwischen ca. 4,0 und 2,5 Ma keine diskreten Indizien vorliegen. Im Endpliozän und Pleistozän traten mehrere Expansions- und Kontraktionszyklen auf, die zu (weiteren?) disjunkten Arealen von Taxa verschiedener Stufen führten. Von diesen Zyklen war mindestens einer so trocken, daß es zur Ausbildung der Namib-Dünen kam und eine weitgehende Arealtrennung der Sukkulenterkaroo erfolgte. Mindestens einer der Zyklen förderte

aber auch das weite Vordringen von Sommerregen-Taxa aus dem Osten (Beleg: u. a. Areal von *Trema orientalis*, Waterberg-Flora und -Fauna).

Die Annahme einer früh- oder mitteltertiären Proto-Namib, für die es auf dem namibischen Schelf keine sedimentologischen Belege gibt (Kap. 4.1.1), ist zur Erklärung der biogeographischen Verhältnisse nicht notwendig. Wenn auch aus der phytogeographischen Ausstattung kein konkretes Alter für das Wüstenbiom (Dünen-Namib) direkt abgeleitet werden kann, so ist aber eines nach dieser, möglicherweise unvollständigen, Beleuchtung sicher abzulehnen, nämlich das Postulat langdauernder stabiler (arider) Morphomilieus im südwestlichen Afrika. Dies verdeutlicht auch Abb. 41, die eine relative Verlagerung ausgewählter *topoi* im Arbeitsmodell darstellt.

Abbildung 41: Darstellung der relativen Positionsänderung ausgewählter *topoi* im Morphomilieu-Arbeitsmodell bei verstärktem Sommerregeneinfluß aus Nordosten; Arealkontraktion von Winterregentaxa nach Südwesten; Vordringen der Savannen im Untersuchungsgebiet nach Westen.



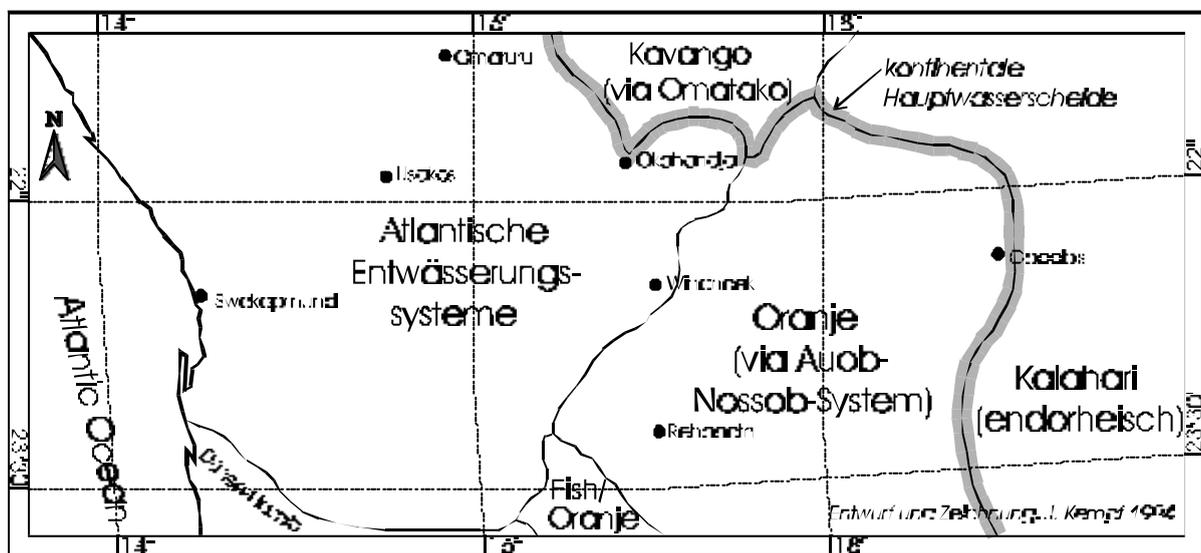
Trotz der komplexen biogeographischen Verhältnisse halten heute eher geologisch orientierte Autoren an einem relativ hohen Alter der Wüstenverhältnisse in der Namib fest. So schließt z. B. der häufig zitierte Überblicksartikel von WARD et al. (1983: 182) wie folgt: „A review of Late-Mesozoic-Cainozoic geology leads us to conclude that the Namib tract, which dates back to the Cretaceous, has not experienced climates significantly more humid than semi-arid for any length of time during the last 80 million years. Although not well-dated, the Tsondeb Sandstone Formation, and its probable arenaceous equivalents, strongly suggest the existence of a major Early to Middle (possibly Late) Tertiary desert sand sea in the Southern and Central Namib, at least, which was more extensive than the current main Namib Sand Sea.“ Dies stellt sowohl eine Diskrepanz zu den publizierten ozeanographischen, als auch zu den hier dargestellten biogeographischen Indizien dar. Deshalb sind die geologisch-geomorphologischen Belege der o. g. Argumentation in den folgenden Kapiteln kritisch zu überprüfen.

4 Ein geomorphologisches West-Ost-Transekt durch Zentral-Namibia, nebst einem kritischen Literaturüberblick als Problemstellung

4.1 Das Marin und Litoral der Zentral-Namib

4.1.1 Endtertiäre und quartäre Befunde vom südwestafrikanischen Schelf

Ein sehr großer Teil der hier untersuchten Gebiete entwässert entweder direkt westwärts oder indirekt über das Fish River-Oranje- bzw. das Auob-Nossob-Molopo-Oranje-System in den Südatlantik. Der östliche Teil umfaßt das westliche Kalahari-Becken nördlich und südlich der Ghanzi-Schwelle mit seinem heute endorheischen Einzugsgebiet, das aber früher vermutlich ostwärts auf das Zambezi-Limpopo-System orientiert war (Karte 19).



Karte 19: Hydrographischer Überblick über Zentral-Namibia. Quer über das Untersuchungsgebiet zieht sich die kontinentale Hauptwasserscheide.

Das dürfte seit dem jurassisch-kretazischen Zerbrechen Gondwanas mit der Öffnung des Südatlantik gelten. Damit bildet der sich seither entwickelnde Schelf samt dem anschließenden Kontinentalabhang zumindest für das Tertiär und Quartär einen der wichtigsten korrelierten Hauptsedimentationsbereiche für terrestrische Abtragungsprodukte aus Zentral-Namibia. Die Zusammensetzung der Sedimentschichten sollte demnach im Idealfall Aufschluß über Art und Weise des transportierten Materials geben und so indirekt auch auf ehemalige terrestrische Milieus schließen lassen. Außerdem erlaubt der Chemismus der marinen Komponente dieser Sedimente sowie deren biogenem Anteil Rückschlüsse auf ehemalige ozeanische Milieus. Letztere werden allgemein als klimabestimmend für das südwestliche Afrika angesehen - sowohl in der Vergangenheit als auch in der Gegenwart (vgl. Kap. 3.2; TYSON 1987).

Wegen der intensiven Lagerstättenexploration darf der namibische Schelf als gut erforscht gelten, auch wenn Ergebnisse aus Explorationstätigkeiten (insbesondere bei Diamanten, Erdöl/Erdgas, aber auch bei Phosphorit) nur schwer zugänglich sind. Als besonders bedeutend für die Beurteilung der Paläomilieus an Afrikas Südwestküste werden die Ergebnisse aus Bohrkernen des sog. *Deep Sea Drilling Project* (DSDP) und ähnlicher Projekte gesehen, die ab Mitte der 1970er Jahre im Südatlantik durchgeführt wurden (vgl. u. a. DINGLE et al. 1983, MAILLOT & ROBERT 1984).

Die Geschichte des Benguela-Stroms muß wegen dessen hoher klimatischer Bedeutung in eine geomorphogenetisch-paläoklimatische Darstellung zwangsläufig einfließen. Dabei können zeitliche und räumliche Korrelationsprobleme entstehen. Die Entwicklung der Auftriebszirkulation ist anhand der Bohrkern von mehreren Autoren erarbeitet worden. Als Schlüssel der paläoökologischen Interpretation wird der Gehalt an organischem Kohlenstoff (C_{org}) in den datierbaren Sedimentschichten der Bohrkern gesehen. Ein hoher C_{org} -Gehalt wird als Indiz für hohe biologische Aktivität, insbesondere starke Planktonproduktion gewertet und zeigt damit die Zufuhr von antarktischen Kaltwässern an (Kap. 3.4). Bei einem Systemzusammenbruch fällt der Gehalt an organischem Material in den Bohrkernen ab. Warmwasserphasen sind im Sinne der Ausführungen von Kap. 3.4 als Indizien für feuchteres Milieu auf dem küstennahen Festland zu deuten.

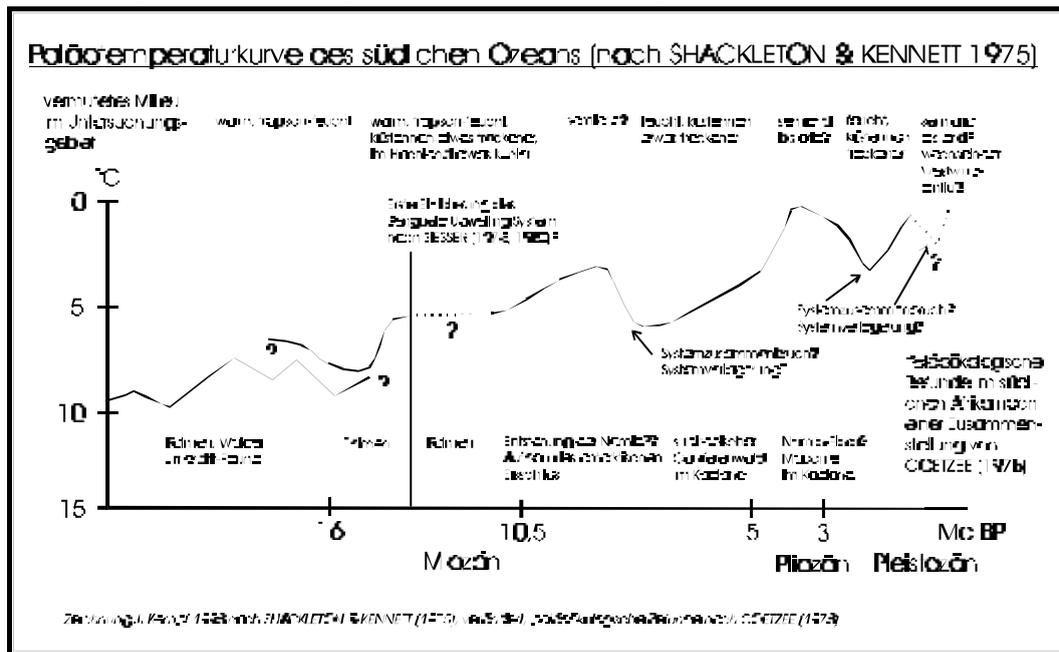
Folgende Publikationen bilden die Grundlage der Ausführungen zur Historie des Benguela in diesem Kapitel: SIESSER (1978, 1980), DIESTER-HAAS & SCHRADER (1979), BREMNER (1983), KENNET (1985), DIESTER-HAAS (1987), DIESTER-HAAS et al. (1988, 1992), ROGERS (1990a/b), ROGERS & BREMNER (1991), MEYERS (1992), MORSE & EMEIS (1992), HAY (1993), PETHER (1994), DINGLE et al. (1996) und GINGELE (1996). Nach derzeitigem Kenntnisstand etablierte sich eine Art Benguela-Auftriebsströmung (*upwelling*) im südlichen Atlantik erstmals gegen Ende des Miozäns (nach SIESSER 1980 und KENNET 1985 seit ca. 10 bis 5 Ma BP). Ab diesem Zeitalter ist wenigstens temporär mit dem Auftreten kalter, nährstoffreicher Tiefenwässer vor der Küste des südwestlichen Afrika (Kap bis Süd-Angola) zu rechnen. Vorher gibt es weder einen Hinweis über Phasen besonders intensiven *upwellings*, noch über terrestrischen Sedimenteintrag, der auf küstennah aride Klimabedingungen schließen läßt. Ab dem Endmiozän/ Frühpliozän ist aus ozeanisch-klimatologischen Erwägungen die Grundbedingung für die zeitweilige Aridisierung zumindest von küstennahen Bereichen (d. h. das Ausbleiben von Regen) gegeben.

Erschlossen wurde dieser mio-pliozäne Wechsel durch das zunehmende Vorkommen von organischem Kohlenstoff in den ozeanischen Bohrkernen, der, wie erwähnt, eine hohe organische Aktivität infolge erhöhten Zustroms nährstoffreicher Tiefenwässer anzeigen soll (SIESSER 1978, 1980).

Allerdings muß die zeitliche Auflösung der marinen Bohrkerne als zu gering angesehen werden, um eine dezidierte Aussage zu treffen, ob der endmiozäne/ frühpliozäne Kohlenstoffgehalt (ca. 1/5 des heutigen Werts, Abb. 43, Kurve 2) aus einem linear geringer ausgeprägten konstanten Upwelling resultiert (lineares Regime), oder aber aus kurzen Aktivitätsphasen innerhalb längerer Warmwasserphasen (episodisches Regime). Noch gewichtiger ist dieses „Regime-Problem“ in prä-endmiozänen Zeitaltern.

Die Ursachen für die Etablierung des Benguela-Systems liegen wohl in globaltektonischen Veränderungen, z. B. dem Absinken der Walvis-Schwelle im Südatlantik (SCLATER & MCKENZIE 1973) und/oder einer Veränderung der solaren Strahlungsaktivität, die zum phasenweisen Aufbau des antarktischen Eisschildes (KENNET 1977) und damit zu verstärkter Albedo der polaren Gebiete führten. So verstärkten sich die Temperaturgegensätze zwischen hohen und niedrigen Breiten (vgl. FLOHN 1988), was gerade im Grenzbereich zwischen ekotropischer und tropischer Zirkulation vermutlich zu weit auslenkenden und unregelmäßigen Klimaschwankungen geführt hat.

Abb. 42: Graphische Darstellung der Meeresoberflächen-Temperaturen im antarktischen Ozean seit



dem Miozän nach Untersuchungen von SHACKLETON & KENNETT (1975). Dem werden paläoökologische Befunde aus dem südlichen Afrika nach COETZEE (1978) gegenübergestellt. Nachgewiesen werden Systemfluktuationen, die scheinbar mit Biozönosenbildung korrelieren.

Auch die Paläotemperaturkurve des antarktischen Ozeans (Oberflächentemperaturen), die von SHACKLETON & KENNETT (1975) mit Hilfe der Bestimmung von Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenverhältnissen erarbeitet wurde, zeigt starke Fluktuationen bei einem insgesamt abnehmenden Gradienten seit dem Paläogen (vgl. Abb. 42). DINGLE et al. (1983: 309ff) nehmen an, daß dies die Auftriebssysteme an den Randbereichen der Zirkulationssysteme beeinflusst hat. Die Schwankungen

der Temperatur der antarktischen Wässer müßte sich also analog auf die Upwelling-Bereiche auswirken und damit auch im terrestrischen Paläoklima nachweisbar sein - vorausgesetzt, das Aufriebsystem war auch in der Vergangenheit klimabestimmend (wie von vielen Autoren angenommen).

In Abb. 42 wird die Temperaturkurve des südlichen Ozeans den paläoökologischen Befunden von COETZEE (1978) aus dem gleichen Zeitraum gegenübergestellt. Es zeigt sich, daß hohe Meerestemperaturen im südlichen Ozean mit einer (feucht-) tropischen Vegetation auf dem südafrikanischen Festland korrelieren und Temperaturen nahe am Gefrierpunkt mit der Vegetation eines Trockenmilieus. Daraus kann geschlossen werden, daß eine Verbindung der antarktischen Verhältnisse mit denen der südlichen Kontinente besteht. Diese Verbindung manifestiert sich einerseits in den nordwärts gerichteten Meeresströmungen (z. B. Benguela-Strom), andererseits in der planetarischen Zirkulation. Da durch die meeresökologischen Untersuchungen eine gute Datenbasis vorliegt, können über die Verbindungen vermutlich Analogieschlüsse zu den terrestrischen Milieuveränderungen gezogen werden.

Solche Schwankungen sind auch dokumentiert in einem Transgressions-Regressionwechsel des globalen Meeresspiegels spätestens ab 11 bis 9 Ma BP (Ende des mittleren Miozäns/frühes Obermiozän, in Namibia: Arris-Drift-Transgression), der in einer endmiozänen (nach HENDEY 1984: 106: 6,6 bis 5,2 Ma BP) Maximalregression gipfelte (vgl. KLAMMER 1982: 140). Begleitet und verstärkt wurden diese Schwankungen durch die Ereignisse im Mediterranraum mit der Öffnung der Straße von Gibraltar und der Wiederfüllung des vorher trockengefallenen Mittelmeers im Messinianum (s. ADAMS et al. 1977).

Nach SIESSER & DINGLE (1981) befinden sich die zugehörigen litoralen Abrasionsflächen heute in über 250 Metern bis etwa 300 Metern Meerestiefe, also nur 50 bis 100 Meter über dem Abbruch zum Kontinentalabhang. Die Küstenlinie verlief also rund 100 Kilometer westlich der heutigen Küste; etwa 100.000 Quadratkilometer des Schelfs (EITEL 1994a: 37) gehörten zur Haupttrumpffläche. Die vergleichsweise starke Neigung der Namib-Abdachung (Haupttrumpffläche) zur Küste von etwa 1% auf über 100 Kilometer (HÜSER 1977) deutet an, daß sie heute noch auf einen tieferen Meeresspiegel eingestellt ist, demnach nach der „Aridisierung“ nicht mehr wesentlich aktiv weitergebildet wurde. Über die Ursache dieser extrem niedrigen Lage der Abrasionsflächen kann nur spekuliert werden. EITEL (1994a: 37) nennt den Eisaufbau der Queen-Maud-Vereisung der Antarktis, Förderung des Eisaufbaus in niedrigen Breiten durch Ausfällung von ca. 6 % des Weltmeer-Salzgehalts im ausgetrockneten Mittelmeer und Hebungsprozesse im südlichen Afrika. Aller-

dings müßten dann die gehobenen Flächen bis heute wieder um mindestens 100-200 Meter auf das jetzige Niveau abgesenkt worden sein (vgl. auch DE CUEVAS et al. 1986).

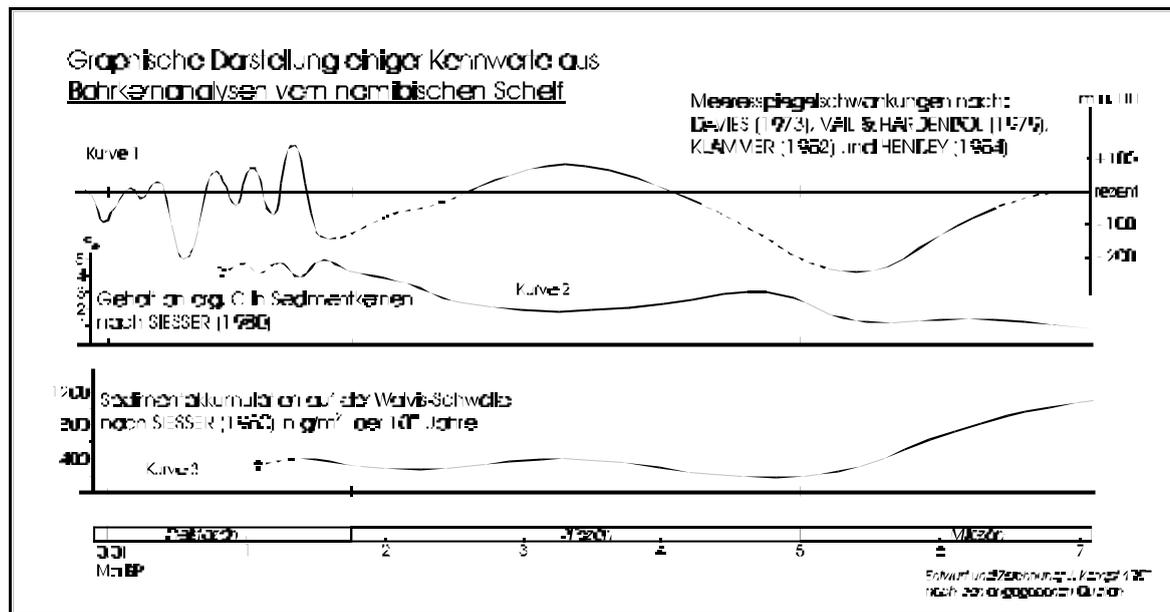


Abb. 43: Bohrkernanalysen vom namibischen Schelf.

Kurve 1 zeigt eine synthetische Darstellung von Höhenschwankungen des Meeresspiegels seit dem Endmiozän auf Grundlage der *seismic stratigraphy* von VAIL & HARDENBOL (1979) unter Einarbeitung der Angaben von KLAMMER (1982) über Küsten des atlantischen Typs und der Terrassenplattformen des südwestlichen Afrika nach DAVIES (1973) und HENDEY (1984). Sie gibt zumindest den ungefähren Verlauf hypothetisch wieder. Deutlich wird die starke Absenkung im Endmiozän/Frühpliozän und im Endpliozän sowie im mittleren Pleistozän. Im mittleren Pliozän und im Frühpleistozän sind dagegen beträchtliche Hochstände zu verzeichnen, die durch Faunenreste (z. B. Langebaan-Fauna im Westkap nach HENDEY 1984) gut dokumentiert sind. Die Kurve deckt sich zumindest tendenziell ab dem Miozän im Grobverlauf mit den Terrassenabfolgen des Mittelmeerraums. Zur Kritik der *seismic stratigraphy* vgl. HÜSER (1991: 38). Die Kurve wird von PICKFORD (1998: 6) bestätigt.

Kurve 2 gibt für den gleichen Zeitraum die in Bohrkernen festgestellten Gehalte an organischem Kohlenstoff wieder (SIESSER 1980), die als Indiz für die Planktonproduktion infolge des Zustroms an nährstoffreichem Tiefenwasser gilt. Die publizierte Originalkurve wurde dabei unter Beibehaltung der y-Werte in der x-(Zeit-) Achse gestreckt, um die zeitliche Auflösung von Kurve 1 zu erreichen. Es zeigt sich eine grobe Übereinstimmung von Transgressionsphasen mit nachlassender Benguela-Aktivität und von Regressionsphasen mit zunehmender Aktivität. Eine erste Phase mit intensiverem Auftriebssystem ist im finalen Miozän und frühen Pliozän festzustellen. Im Pliozän brach das Auftriebssystem zeitweise zusammen oder war abgeschwächt. Ab dem Endpliozän wird ein starker Anstieg bis auf heutige Werte deutlich, die aber im Pleistozän Schwankungen unterlagen. OBERHÄNSLI (1991) schließt längere Schwankungen ab ca. 500 ka BP aus.

Kurve 3 zeigt die Sedimentakkumulationsraten (DSDP site 362/362A, Frio Ridge) im gleichen Zeitraum. Besonders deutlich wird hier eine sehr starke Abnahme der Akkumulation im Endmiozän, also in der regressiven Phase. Das deutet einen erheblichen terrestrischen Milieuwechsel an. Nach DINGLE et al. (1983: 266) enthalten die obermiozänen Sedimente dieses Bohrkerns 20-30 % Ton, dabei überwiegend Kaolinit (ROBERT & CHAMLEY 1986); den Rest bilden Nannofossilien. Einem leichten Anstieg der Sedimentationsrate im mittleren Pliozän folgt ein erneuter Abfall im Endpliozän und ein Wiederanstieg im Altpleistozän. Auch hier ist angedeutet, daß Meeresspiegelhochstände mit feuchteren, abflußreicheren Zeiten auf dem Festland korrelieren.

Nach KLAMMER (1982: 140) sind aufgrund datierbarer Untersuchungen an Foraminiferengesellschaften Regressionsphasen (Glaziale) mit dem äquatorwärtigen Vordringen antarktischer Kaltwässer korrelierbar, Transgressionsphasen (Interglaziale) mit dem polwärtigen Rückzug der Kaltwässer

und damit dem (partiellen oder totalen) Zusammenbruch der (Benguela-) Auftriebsströmungen (Abb. 43, Kurven 1 und 2).

Dies scheint auch für das Quartär zu gelten (CLIMAP 1976: 1135; DIESTER-HAAS 1987: 66). Allerdings stellen RUST & WIENEKE (1976: 58) eine Korrelation von endquartären Feuchtzeiten in der Namib mit eustatischen Tiefständen fest (Kap. 3.2, S. 36; auch: RUST 1989a: 121). Betrachtet man den deutlich verkürzten Transgressions-Regressionszyklus im Quartär im Gegensatz zum (End-) Tertiär (Abb. 43), so mag dies nicht weiter verwundern. Schließlich ist über eine eventuelle Phasenverschiebung selbst sowie über die Reaktion der Morphodynamik auf sich (schnell oder langsam) verändernde Klimaverhältnisse kaum etwas bekannt.

Dem Aufbau der antarktischen Eisschilde und der daraus indirekt folgenden Aridisierung im Endmiozän/Pliozän vorangegangen war nach KENNET (1985) ein „miozänes Klimaoptimum“ mit einem Meeresspiegelhochstand von ca. 120 bis 140 Metern über dem heutigen (HENDEY 1984: 106; VAIL & HARDENBOL 1979; SIESSER & DINGLE 1981). Nach DINGLE et al. (1983: 304) begann diese Transgression etwa an der Eozän-Oligozän-Wende. Die Kurve 1 aus Abb. 43 müßte also rechts weit nach oben verlängert werden. Aus dieser Zeit stammt die sog. Namib-Miozän-Fauna (CORVINUS & HENDEY 1978; HENDEY 1981; HENDEY 1984). Dabei überwiegen Arten eines dichten Tropenwaldes bis zur Küste. Beschrieben sind Fossilien von Fischen, Fröschen, Schlangen, Krokodilen, Schildkröten, Insektivoren, Bären (?) bei Arrisdrift (HENDEY 1984: 91), sowie Waldsäuger (PICKFORD 1994; HENDEY 1984: 92). Funde von PICKFORD & SENUT (1997: 214) belegen die früh- bis mittelmiozäne Tropenfauna auch an der Namaqualand-Küste bis mindestens 30°S.

Auch im Hinterland, z. B. bei Grootfontein, ist eine miozäne Tropenwaldfauna dokumentiert, u. a. mit dem Primaten *Otavipithecus namibiensis* (CONROY et al. 1992: 147). Arten der offeneren Savannen kamen erst im Pliozän auf (HENDEY 1984: 105). Auch DINGLE et al. (1983) gehen davon aus, daß das Küstengebiet im Untermiozän tropisch und dicht bewachsen war, während COETZEE (1978) und VAN ZINDEREN BAKKER (1984a) anhand von Tiefseebohrkernen ab dem Obermiozän (10 Ma BP), SIESSER (1980) ab dem Endmiozän (s. o.), also dem Tiefstand der Regression, überwiegend „aride“ Bedingungen annehmen (Tab. 13). An der Namaqualand-Küste ist nach PICKFORD & SENUT (1997: 214) ein Großteil aller Sedimente endmiozänen Alters. Damit hat sich im Verlauf des Miozäns bis ins frühe Pliozän nicht nur der Meeresspiegel um mehrere hundert Meter abgesenkt, sondern die erstmals festgestellte (schwache? kurze?) Auftriebszirkulation wird auch für ein trockeneres Klima verantwortlich gemacht.

Tertiäre Paläoklimanachweise an Afrikas Südwestküste nach DINGLE et al. (1983: 311)			
	Wassertemperaturen (Benguela-Aktivität)	Niederschlag/Klima	Vegetation/Ökologie
Pleistozän	phasenhaft maximales Upwelling	maximale Aridität mit semiariden Phasen	<u>C.</u> : Fynbos <u>s. + n. W.</u> : Grasland- Fluktuationen, Wüste
Pliozän	ansteigendes Upwelling <u>C.</u> : kühl-gemäßigt <u>s. W.</u> : kühl <u>n. W.</u> : warm	ansteigende Aridität <u>C.</u> : Winterregeneinfluß ? <u>s. + n. W.</u> : merkliche Abkühlung und trockener	<u>C.</u> : Fynbos ersetzt Gras- land und Kurzstrauch- formationen; Spitzmaul- nashorn ersetzt Breitmaul- nashorn <u>s. + n. W.</u> : Grasländer mit Galeriewäldern an Flüssen
Endmiozän Mittelmiozän	Endmiozän: ausgedehntes Upwelling, bis Mittel- miozän: allenfalls unregel- mäßiges, gelegentliches Upwelling <u>C. - s. W.</u> : ab Endmiozän kühl-gemäßigt <u>n. W.</u> : tropisch-warm	wachsende Trockenheit Sommerregen monsunale Niederschläge warm und feucht	offenes Waldland und Savannen Tropenwälder und Palmen auch in Südnamibia Wald- land, keine Grasfresser
Oligozän	Upwelling selten, allenfalls unregelmäßig <u>C.</u> : kühl <u>s. W.</u> : tropisch- subtropisch warm <u>n. W.</u> : tropisch	warm, etwas trockener aber immer noch feucht	Tropenwälder und Palmen
Paläozän/Eozän	kein Upwelling nachweisbar <u>C.</u> : kühl-gemäßigt <u>s. W.</u> : tropisch- subtropisch warm <u>n. W.</u> : tropisch warm	sehr humid und warm	Tropenwälder und Palmen

Tabelle 13: Tertiäre Paläoklimate im südwestlichen Afrika (C. = Kapbecken und angrenzendes Kapland, s. W. = südlich der Walvis-Schwelle und Südnamibia, n. W. = nördlich der Walvis-Schwelle und Nordnamibia) nach DINGLE et al (1983: 311, verändert). Die Angaben belegen einen deutlichen Milieuwechsel im Endmiozän / Frühpliozän mit nachfolgender progressiver Aridität von Südwesten her. Im Pliozän waren die Gebiete nördlich der Walvis-Schwelle vom Upwelling noch nicht betroffen, das terrestrische Klima Nord-Namibias anscheinend noch eher warm-humid. Anzeichen für eine früh- oder mitteltertiäre Proto-Namib-Wüstenphase infolge evtl. intensivierten Upwellings fehlen vollständig.

Die paläoökologischen Befunde aus den Bohrkernanalysen haben für das alte und mittlere Tertiär weitreichende Konsequenzen hinsichtlich des Alters der Namib. Großräumige klimatischen Entwicklungen, die sich im ozeanischen Milieu widerspiegeln, müssen auch auf dem anliegenden Festland geomorphologisch-pedologische Spuren hinterlassen haben. Die in Kap. 3.6.4 erläuterten biogeographischen Befunde belegen die Realitätsnähe der in Tab. 13 aufgeführten Indizien. Fehlende Indizien einer paläogenen terrestrischen Trockenphase im Sedimentationsbereich müssen ersetzt werden durch Untersuchungen im Abtragungsbereich. Dort galt nach den Klimamodellen von WARD et al.

(1983) und WARD & CORBETT (1990) die Existenz einer paläogenen Proto-Namib-Wüste als erwiesen - ein diametraler Gegensatz zu den ozeanischen Befunden.

Problemansprache zur terrestrischen Geomorphologie:

Einen klimatologisch-ozeanographischen Beweis für die Existenz einer Wüstenphase vor dem Endmiozän, eine sog. „Proto-Namib“, wie von MARTIN (1961a: 65), KING (1963), MARKER (1977), OLLIER (1977), dem SACS (1980), BESLER (1980), WARD et al. (1983), PART-RIDGE & MAUD (1987), LANCASTER (1989a), WILKINSON (1988b, 1990), WARD & CORBETT (1990), PARTRIDGE (1993), EITEL (1993, 1994), BESLER & PFEIFFER (1994) u. a. postuliert, gibt es nicht.

Daraus folgende Hypothese: Alle diese Autoren gehen im wesentlichen von der Existenz eines früh- oder mitteltertiären psammitisch-äolischen Sediments (z. B. „Tsondab-Sandstein“) aus. Nach Untersuchungen von RUST (1996) ist dem hypothetischen Proto-Namib-Erg allerdings die Grundlage entzogen, da der Tsondab-Sandstein als Äquivalent des Etjo-Sandsteins ins Mesozoikum eingeordnet wurde. Ähnliches gilt für eine ebenso hypothetische Proto-Kalahari und für das von BLÜMEL & EITEL (1994: 394) erwähnte Sandsteinrelikt auf Farm Vrede, das als Indiz für eine ehemals weitere Ausdehnung des Skelettküsten-Ergs angeführt wird. Eine alt- oder mitteltertiäre Sandwüste hat auch hier nicht existiert.

Ab dem frühen Pliozän (5,2 bis 4,2 Ma BP, möglicherweise auch bis 3,7 Ma BP, vgl. Abb. 43) ist im südlichen Afrika eine Meerestransgression auf bis über 90 Meter über den heutigen Meeresspiegel dokumentiert (VAIL & HARDENBOL 1979; HENDEY 1984: 106 „Varswater Fauna“, Langebaanweg, Westkap), die mit dem Ende der großen antarktischen Vereisungsphase einherzugehen scheint. Diese ausgedehnte Transgression hat mit großer Wahrscheinlichkeit zu einem phasenweisen totalen Zusammenbruch des noch relativ jungen Benguela-Systems geführt, Warmwasserdrang mit dem Angola-Gegenstrom dauerhaft weit nach Süden vor (DIESTER-HAAS 1987: 66), flache Küstengewässer waren permanent erwärmt.

Bei besonders tiefen Regressionen (z. B. im Endmiozän) wirkte die untermeerische Walvis-Schwelle als Barriere für die Benguela-Strömung und lenkte sie weit nach Westen ab (DIESTER-HAAS 1987, CLIMAP 1976: 1135). Ob und wie weit die Auftriebszellen in Richtung Südatlantik verschoben waren, ist ungeklärt. Insbesondere das Vorkommen dieser sehr flachen und daher warmen Küstengewässer war klimawirksam. Es verhinderte nachhaltig die Ausbildung einer küstennahen Inversion und erlaubte damit den Aufstieg und die Kondensation feuchter Luftmassen. Diese Situation hat sich beispielsweise im März/April/Mai 1995 eindrucksvoll bestätigt, als ein küstennaher Warmwassereinbruch („Benguela-Niño“) von Norden her das Kaltwasser-Auftriebssystem für Wochen zusammenbrechen ließ (Kapitel 3.2, S. 34).

Die Daten aus den Tiefseebohrkernen belegen deutlich, daß es im mittleren Pliozän wie auch im Pleistozän (s. u.) zu zeitweise starkem Absinken der Produktion von organischem Kohlenstoff im Südatlantik kam (Kurve 2 in Abb. 43), das Auftriebssystem folglich über Tausende von Jahren zusammenbrach oder zumindest stark abgeschwächt war. Gegen eine dauerhafte endmiozäne Aridisierung mit der Ausbildung der Namib im Pliozän sprechen auch die Untersuchungen von CHESTER et al. (1972), wonach nur weniger als 0,5-1,0 % der Tiefseesedimente im östlichen Atlantik äolischen Ursprungs sind. Hätte es wirklich eine seit dem Miozän oder mittleren Tertiär bestehende Aridität in der Namib gegeben, so müßte dieser äolische Anteil wesentlich höher sein, zumal rezent bei Bergwind sehr viel Material auf den Ozean geblasen wird (Kap. 3.3.4). Andererseits zeigen nach STUUT et al. (1999: 174) Bohrkerne vom Walvis-Rücken in den letzten 300 ka eine Dominanz von äolischem Materialinput.

Im Endmiozän erfolgte ja nur ein erster, dennoch phasenweiser Anstieg (mit Unterbrechungen in der Aktivität) der organischen Reststoffgehalte in den marinen Sedimenten (Verdopplung vom mittleren zum Endmiozän [10 bis 6 Ma BP] von 10% auf 20% des heutigen Wertes). Im ausgehenden Miozän und frühesten Pliozän (6,6 bis 5,2 Ma BP nach SIESSER & DINGLE 1981) stieg der organische Gehalt nach eine Stagnationsphase erneut stark an (von 20% auf ca. 55% des heutigen Wertes), ehe er zur Zeit der oben erwähnten frühpliozänen Transgression wieder leicht zurückging (auf ca. 40% des rezenten Wertes). Erst danach, während einer phasenweisen (?) Regression vom mittleren bis ins Postpliozän (ca. 3,5 bis 1,6 Ma BP) erreichte der Anteil organogener Stoffe in den erbohrten Sedimenten den heutigen Wert (SIESSER 1980: 284). Diese letzte große Regressionsphase des Pliozäns wird auch dokumentiert in der benthischen Ostracodenfauna (DINGLE et al. 1996: 102), die im übrigen auch für das Pleistozän (s. u.) auf sehr wechselhafte Milieus schließen läßt. Ausgehend von diesen Befunden läßt sich argumentieren, daß sich die Benguela-Strömung heutiger Ausprägung erstmals End- bis Postpliozän etabliert hat.

Zusammenfassend läßt sich aus den publizierten Befunden zur Historie des Benguela-Stroms feststellen, daß eine erste (schwache) Ausprägung von küstennahen Kaltwasser-Auftriebsströmungen vor dem südlichen Afrika im Endmiozän mit einer insgesamt progressiven Intensivierung im Pliozän und Pleistozän erfolgte. Diese wurde aber von längeren Systemzusammenbrüchen deutlich gegliedert (Kurve 2 in Abb. 43). Die Phasenglieder sind biologisch und sedimentologisch dokumentiert und korrelieren gut mit Meeresspiegelschwankungen und antarktischen Vereisungsphasen. Allerdings repräsentieren die (2) gezogenen Bohrkerne des DSDP nach SIESSER (1980) in erster Linie auch

Lokalbedingungen. Ob das Benguela-System sich tatsächlich in der geschilderten Weise ausbildete, ist nach SIESSER (1980: 285) durchaus nicht vollständig bewiesen, wenn auch wahrscheinlich.

Oben wurde auf die endtertiäre Klimageschichte eingegangen und ein Zusammenhang zwischen antarktischen Eisaufbau, Regressionsphasen des globalen Meeresspiegels, Aufbau des Benguela-Auftriebssystems und Ausbildung trockener Klimaverhältnisse im südwestlichen Afrika festgestellt. Wie erwähnt, hatte nach den publizierten Befunden das Abschmelzen des großen antarktischen Eisschildes anscheinend eine ausgedehnte pliozäne Transgressionsphase zur Folge, die ihr Maximum vor etwa 3 Millionen Jahren erreichte (Abb. 43, Kurve 1).

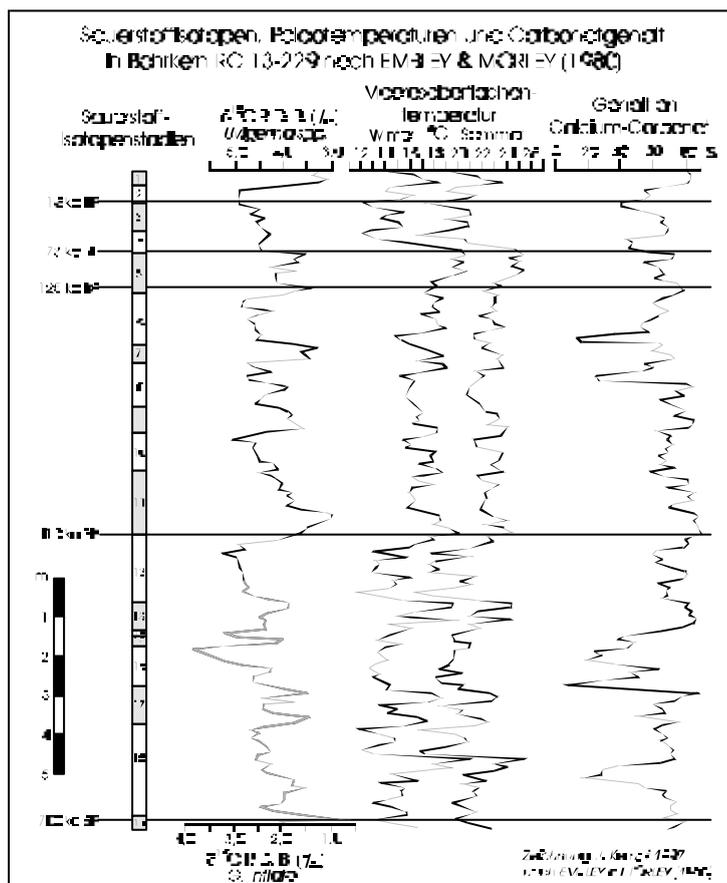


Abbildung 44: Die Kurven der durchschnittlichen winterlichen und sommerlichen Meeresoberflächentemperatur zeigen in der zweiten Hälfte des Quartärs erhebliche Unterschiede in der Aktivität des Benguela-Auftriebssystems. Die heutigen, durch starkes Upwelling verursachten niedrigen Temperaturen existieren etwa seit 70.000 BP. Ähnlich niedrige Temperaturen kamen in den Sauerstoffisotopenstadien 12, 17 und 18 vor. Dazwischen wurden längere Warmwasserphasen festgestellt, die auf geringere Aktivität, das Vordringen von Warmwasser mit dem Angola-Gegenstrom und/oder den Zusammenbruch des Benguela-Systems hindeuten.

Einen grob gegenläufigen Verlauf nimmt die Kurve des CaCO_3 -Gehalts: der Anteil an Carbonat nimmt - vermutlich mit einer gewissen Reaktionszeit - in Kaltwasserphasen tendenziell ab. Dies ist erklärbar durch einen verstärkten terrigenen Eintrag in Warmwasser-, also Feuchtphasen.

Den anschließenden ober- bis postpliozänen Regressionsphasen folgte weltweit der relativ rasche pleistozäne Wandel von Warm- und Kaltzeiten oder auch Feucht- und Trockenperioden, die in Zusammenhang mit den Schwankungen der globalen und vor allem arktischen Eisverhältnisse in Verbindung gebracht werden. Auf eventuelle solare oder geophysikalische Ursachen und daraus folgende „Zyklen“ soll hier nicht eingegangen werden.

Ebenso wie für das Tertiär, liegen quartäre Klimadaten für das südwestliche Afrika nur in sehr begrenztem Umfang, etwa durch indirekte Schlüsse aus marinen Bohrkern- und antarktischen Eiskernanalysen (Sauerstoff-Isotopenstadien) vor (Zusammenstellung z. B. bei TYSON 1987: 29). Sie

zeigen beträchtliche Klimaschwankungen in den letzten 2 Millionen Jahren, insbesondere aber in den letzten 500.000 Jahren (Isotopenstadien 1-13, Abb. 44), wobei die Auslenkungen immer in einem Rahmen bleiben, der einen Vergleich zwischen den „Zyklen“ noch erlaubt. Fast alle Arbeiten zu quartären Paläoklimaphasen beschränken sich deshalb wesentlich auf das Spätquartär (ca. letzte 300ka). STUUT et al. (1999: 175) haben festgestellt, daß sich der Feldspatanteil in der äolischen Fraktion der Walvis-Ridge-Sedimente in Glazial und Interglazial unterscheiden. Demzufolge ist das Mikroklin-Albit-Verhältnis in den „glazialen“ Proben gegenüber den „interglazialen“ Proben verringert. Albitreiche Feldspatanteile sollen v. a. aus den Gabbro-Gesteinen des Kongo-Kratons stammen, Mikrokline aus den Graniten des Kalahari-Kratons. Daraus wird auf eine Verlagerung der Hauptwindssysteme geschlossen: während der Interglazialphasen sollen Passate aus südöstlichen Richtungen im zentralen Namibia vorgeherrscht haben, in den Glazialen dagegen eher „zonale“ (breitenkreisparallele) Windrichtungen. Dies kann als Indiz gewertet werden, daß in den Interglazialen die ITC über dem Kontinent weiter nach Süden ausgelenkt hat und es zu stärkerem Sommerregeneinfluß kam als in den Glazialen.

Die Untersuchungen der CLIMAP-Arbeitsgruppe (CLIMAP 1976) haben gezeigt, daß auch im Quartär zum Tiefpunkt der Regression, also zum Höhepunkt des jeweiligen Glazials/der Kaltzeit, die durchschnittliche Meerestemperatur im Südatlantik um etwa $1,7^{\circ}\text{C}$ unter der heutigen lag (global $2,5^{\circ}\text{C}$) und die Benguela-Zirkulation deutlich weiter äquatorwärts und westwärts auslenkte (vgl. auch EMBLEY & MORLEY 1980). Noch gravierender waren der CLIMAP zufolge die Temperaturänderungen an der Ostküste des südlichen Afrikas, wo der Einfluß des kalten Agulhas-Gegenstromes gegenüber dem warmen Agulhas-Strom wesentlich intensiviert war (um ca. 4°C niedrigere Durchschnittstemperatur des küstennahen Oberflächenwassers gegenüber den Interglazialen). Solche einschneidenden Differenzen, wie beispielsweise die erfolgten Nord-Verschiebungen der Hadley-Zelle (SCHNEIDER 1995: 142), müssen für die terrestrischen Verhältnisse nachweisbare Folgen gehabt haben (zusammenfassend z. B. bei DeMENOCA et al. 1993 und auch bei SCHNEIDER 1995), vor allem die Verschiebung der westafrikanischen Passat-Monsun-Zirkulation (PARTRIDGE 1993, 1995, 1997). Auch hierauf kann nicht näher eingegangen werden. Für die Klimaentwicklung im Quartär ist besonders wichtig die schon für das Endmiozän und Pliozän festgestellte Korrelation von Regressionsphasen des Meeresspiegels mit der „Aktivität“ der Benguela-Zirkulation und damit relativ niederschlagsärmeren Phasen im südwestlichen Afrika (CHAPPELL & SHACKLETON 1986: 137, PARTRIDGE et al. 1990: 304, GINGELE 1996: 83).

Zeitalter	Südwest-Kapland	Namaqualand	Namibia	Zusätzliche Hinweise
Endpleistozän-Hypothermal	Intensivierte atmosphärische Zirkulation (Dünen); Erhöhte Niederschläge (Höhlenfunde, Vegetationswandel); Vordringen von Grasland + Feuchtwald (Weidetierfunde, Pollen); kühl (Kryoformen); Winterregen	Perennierende Flüsse und intensivierte atmosphärische Zirkulation (Sand-schleppen); Erhöhter Niederschlag (reliktsche Macchienvegetation); Winterregen	Perennierende Flüsse (Archäologie und Morphologie); Winterregen im Süden (VAN ZINDEREN BAKKER 1975)	Arid bei Meeresspiegeltiefstand (GINGELE 1996)
Endpeistozän-Hyperthermal	Kühle, offene Küste mit Auftriebssystem und etwas wärmeren Buchten (Mollusken); arid (Evaporite)	Arid (Evaporite)	Arid (Evaporite)	Humide Phasen nach HEINE (1992), Seesedimente, Speleo-theme
Mittleres Pleistozän	Pluviale Grasländer (Weidetiere); Winterregen (?)	Kühle offene Küste; Auftriebssystem (Mollusken)		Arealtrennung durch Ergbildung (?; vgl. Kap. 3.6.4)
Frühes Pleistozän	Kühle, offene Küste, Auftriebssystem (Mollusken); Sklerophylle Vegetation mit reduziertem Graslandanteil (Blattfresser); Winterregen	Warme, offene Küste; eingeschränktes Auftriebssystem (Mollusken); perennierende Flüsse (fluviale Sedimente, Torf); Sommerregen		Wechsel von Sommer- und Winterregen; Habitatdifferenzierung innerhalb der Sukkulentenkaroo
Pliozän	Offene Küste, etwas wärmer als heute (Mollusken); Grasland (Weidetiere); Sklerophylle Vegetation (Pollen); feucht (Torf, perennierende Flüsse); überwiegend Sommerregen	Warme, offene Küste ohne Auftriebssystem (Mollusken) Perennierende Entwässerungslinien (ausgedehnte fluviale Sedimente)		Endpliozän trockener; Mittelpliozän relativ feucht; Frühpliozän trockener
Mittleres bis spätes Miozän	Warme, offene Küste, Auftriebssystem (Phosphorit, Mollusken); geringe Breitenzonierung des Ozeans (kosmopolitische Mollusken); Grasland (Weidetiere) und gemäßigte Feuchtwälder (Holz) mit Sommerregen	Warme, offene Küste; schwaches Auftriebssystem (Phosphorit, Mollusken); geringe Breitenzonierung des Ozeans (Mollusken); Sommerregen	Grasland mit Gehölzen (Rhinozeros und Wiederkäuer); Sommerregen	Endmiozän trocken (bedeutender Floren- und Faunenwandel) Mittelmiozän feucht, Sommerregen (Feuchtsavannen)
Frühes Miozän			Grasland mit Gehölzen (Herbivoren); Galeriewälder (Antilopenfossilien); Sommerregen	Feuchtwälder und Feuchtsavannen
Oligozän		Übergangsbereich zwischen gemäßigttem Feuchtwald und sklerophyller Vegetation (Pollen und Blattflora); trocken; Sommerregen		

Tabelle 14: Zusammenfassung paläoklimatischer Indikatoren der Westküste des südlichen Afrika im Känozoikum auf Basis von TANKARD & ROGERS (1978: 331), ergänzt für (Zentral-) Namibia durch einige jüngere Hinweise (rechte Spalte, vgl. Kap. 3.6).

In Ergänzung dazu scheinen auch im Quartär höhere Transgressionen mit Phasen des Zusammenbruchs oder der Abschwächung des antarktischen Kaltwassereinflusses und damit mit relativ niederschlagsreicheren Zeitaltern zu korrelieren (DIESTER-HAAS 1987: 66). Das bedeutet auch, daß die bisher häufig angenommene zeitliche „Übereinstimmung“ oder „Fast-Korrelation“ von nordhemisphärischen Eis- oder Kaltzeiten mit „Pluvialzeiten“, wie z. B. von KORN & MARTIN (1957) postuliert, für das dominant ozeanisch geprägte Klima an Afrikas Südwestküste nur sehr eingeschränkt gültig sein kann. Gerade die Zeiten, die nach dieser Auffassung trockene „Interpluviale“ sein müßten, lassen gesteigerte Niederschläge vermuten (Abb. 43). Auch RUST & WIENEKE (1976: 56) stellen fest, daß der Swakop in seinem Unterlauf im Verlauf des Spätquartärs mit einsetzender Regression teilweise „tsondabisiert“ wurde, d. h. er wurde in einer „trocken-aktiven“ Phase durch Dünen blockiert (RUST & WIENEKE 1976: 29) und erreichte dadurch das Meer nicht mehr. Außerdem ist zu vermuten, daß gerade in den Grenzbereichen des Benguela-Einflusses die Situation besonders komplex sein muß, zumal sich die Grenzbereiche (z. B. Angola-Benguela-Front nach SCHEIDER 1995) wiederholt räumlich verlagert haben. Eine Aussage für das Spätquartär ist nicht möglich. Zusätzlich sind dort die Warm-Kalt-Gegensätze wechselnd intensiv ausgeprägt.

TANKARD & ROGERS (1978: 331) fassen einige Klimaindikatoren für die Westküste des südlichen Afrika zusammen. Aus Tab. 14 wird deutlich, daß seit der vermuteten endmiozänen Aridisierung auch an der Namib-Küste erhebliche Milieuschwankungen auftraten. Auch aufgrund von eindeutigen paläozoologischen Befunden, z. B. von HAUGHTON (1932a), CARRINGTON & KENSLEY (1969), TANKARD (1975), AXELROD & RAVEN (1978) sind beträchtliche dauerhafte Warm-Kalt-Schwankungen der Wassertemperatur vor dem südwestlichen Afrika im Plio- und Pleistozän nachgewiesen (vgl. zu den Schwankungen auch MARTIN 1973b). Die Benguela-Zirkulation hat sich also nicht nur im Endtertiär (s. o.), sondern auch im Quartär mehrfach weit verlagert oder ist zusammengebrochen, so daß sich zeitweise eine typische Warmwasserfauna, u. a. mit *Crassostrea margaritacea*, einer Warmwasser-Austernart, sowie *Donax rogersi*, *Perna tomlini*, *Fissurella glarea* und *Chamelea* spp. etablierte. Diese *oyster line* stellt ein Phänomen an der gesamten Kaltwasserküste vom Kunene bis zum Kap dar (REUNING 1931: 210; HAUGHTON 1969: 460; DINGLE et al. 1983: 282f). Einige Gerölle der Rooikop-Gravels, fossilen marin-litoralen Terrassenablagerungen auf der 50-Meter-Terrasse bei Walvis-Bay (MILLER & SEELY 1976), enthalten Formen, die anscheinend von tropischen Bohrmuscheln verursacht wurden. Das deutet auf relativ lange Zeiträume (die für eine Molluskeninvasion angesetzt werden müssen) hin und gilt selbst für den jüngsten „Warm-Kalt-Zyklus“ im Pleistozän (vgl. KILBURN & TANKARD 1975).

Crassostrea margaritacea und die anderen fossilen Arten kommen rezent an der südwestlichen Küste Afrikas nicht mehr natürlich vor, wohl aber an der warmen Südküste Natal's. Fossilien sind aus den sog. Rooikop-Gravels sowie aus der Alexander-Bay-Formation (SACS 1980: 608) von einer 34-Meter- und einer 47-Meter-Terrasse (HAUGHTON 1932a: 25) bekannt.

Insgesamt sind die Terrassen der *oyster line* auch in Namibia relativ weit verbreitet. Neben den oben angeführten Vorkommen bei Alexander Bay, Oranjemund mit der Sperrgebiet-Küste (vgl. KNETSCH 1940: 225ff) und Rooikop bei Walvis Bay, wurden auch südlich des Ugab, bei Cape Cross Fossilien von *Crassostrea margaritacea* auf einer weit ausgedehnten 27-Meter-Terrasse gefunden (SACS 1980: 609). Die Rooikop-Ablagerungen in 25-40 Metern Meereshöhe korreliert PETHER (1986) mit der 25-30-Meter-Terrasse bei Oranjemund anhand des Vorkommens von identischen Fossilien von *Donax rogersi*. Diese Befunde dürfen als eindeutiges Argument für die Annahme einer oder mehrerer Systemzusammenbrüche der Benguelaströmung in transgressiven Phasen der ersten Hälfte des Pleistozäns gewertet werden.

Zusammenfassend ergibt sich eine Fülle von Indizien, die auf eine wechselhafte Geschichte des Benguela-Systems und der plio-pleistozänen Paläoklimate in Zentral-Namibia hindeuten. Die wichtigsten Indikatoren sind in Tab. 15 dargestellt.

	„Glazial“	„Interglazial“	Quelle
Meeresspiegel	Regression / Tiefstand	Transgression / Hochstand	KLAMMER (1982) u. a.
Meerestemperatur	kühler	wärmer (Mollusken)	EMBLEY & MORLEY (1980), PETHER (1994)
Schelfsedimentation	etwas niedriger	etwas höher	HAY (1993) u. a.
Tonminerale im Sediment	Smekтите dominant, teilweise Illite	Anstieg des Kaolinit-Gehalts, Al-reiche Illite	BREMNER & WILLIS (1993)
Biogener Opalgehalt in Bohrkernen	niedrig auf Walvis Ridge, höher in Angola-Becken	hoch auf Walvis Ridge, nördlich sehr niedrig	DIESTER-HAAS et al. (1988, 1992)
Terrigene fluviale Sedimente (Kunene)	wenig	hoher fluvialer Input	GINGELE (1996)
C _{org} -Gehalt in Bohrkernen	hoch	niedriger	MEYERS (1992)
Auftriebssystem	intensiv, bis ins Angola-Becken ausgedehnt	zusammengebrochen oder nach SW verlagert	DIESTER-HAAS (1987)
Wind	zonal (breitenkreisparallel)	SE-Passat	STUUT et al. (1999)
Klima	arid	semi-arid bis sub-humid	GINGELE (1996) u. a.

Tabelle 15: Zusammenstellung einiger Kennwerte vom namibischen Schelf und der Walvis Ridge unter dem Aspekt „Glazial-Interglazial“ nach unterschiedlichen Autoren. Alle Autoren gehen von z. T. erheblich unterschiedlichen terrestrischen und ozeanischen Milieus in beiden Phasenabschnitten aus. Den meisten Untersuchungen liegen Bohrkernanalysen der zweiten Hälfte des Quartärs zugrunde. Die Ergebnisse von DIESTER-HAAS (1987) und DIESTER-HAAS et al. (1988, 1992) beziehen sich auf die Benguela-Historie seit dem Endmiozän (<10 Ma BP) und deuten an, daß die hier aufgeführten Kennwerte für das ganze Quartär und mindestens das Oberpliozän gelten (mit Intensitätsschwankungen).

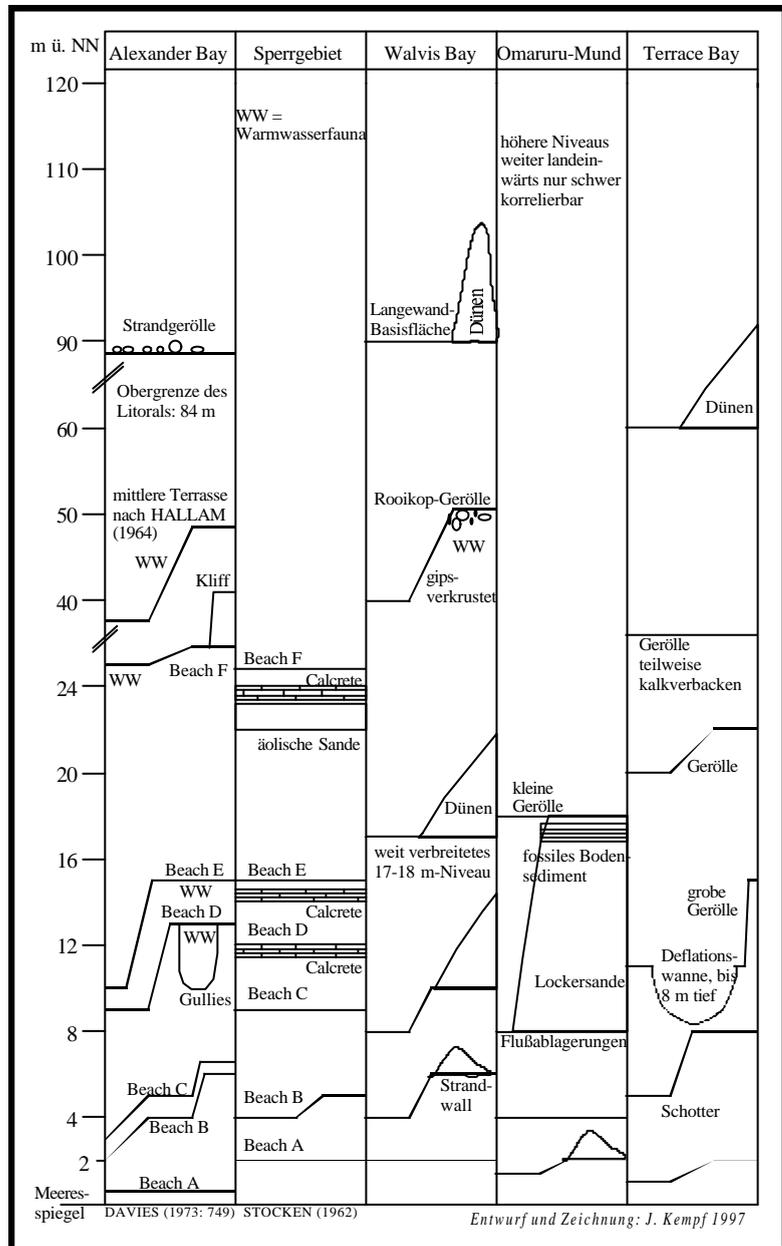
Problemansprache: Die marinen und litoralen Befunde widersprechen klar den terrestrischen Befunden, wie sie zusammenfassend z. B. in BESLER et al. (1994) publiziert wurden und wonach, abgesehen von einigen schwächeren, vom Hinterland gesteuerten fluvialen Phasen, für die Namib von endtertiärer und quartärer Aridität auszu-

gehen ist. Zu überprüfende Hypothese: Warmwasserphasen des Südatlantik vor Namibia stellen Indizien eines Milieuwechsels dar und haben daher morphologisch-pedologische Spuren auf dem Festland hinterlassen. Diese müßten zeitlich korrelierbar sein.

4.1.2 Küstenterrassen-Galerien

Entgegen den Ausführungen von EITEL (1994a: 43) sind auch im südwestlichen Afrika neben den jungquartären auch alt- und mittelpleistozäne Küstenverlagerungen dokumentiert, wenn auch nur schwer eindeutig differenzierbar. Da der Meeresspiegel als weltweit einheitliche Größe angenommen werden muß, ist zu erwarten, daß auch hier Höhenkorrelationen der selben Größenordnung mit Terrangesellschaften anderer Regionen vorkommen. KLAMMER (1982) und CHAPPELL & SHACKLETON (1986) haben solche Korrelationen für Küstenlinien des atlantischen Typs vorgenommen.

Abbildung 44: Zusammenstellung einiger Strandterrassengalerien an der Namib-Küste in Ergänzung zu RUST & WIENEKE (1976) und LESER in BESLER et al. (1994: 154). Zahlreiche Höhenniveaus lassen sich über weite Strecken verfolgen. Höherliegende Terrassen zeigen gelegentlich Reste einer quartären Warmwasserfauna (hier gekennzeichnet mit „WW“; z. B. Alexander Bay D-F, Rooikop-Niveau bei Walvis Bay) oder sind von einer Kalkkruste überzogen (z. B. im Sperrgebiet nach STOCKEN 1962). Bodenbildungen oder angeschwemmte Bodensedimente nahe Flußmündungen kommen ebenfalls vor. Am Mündungsbereich des Omaruru werden (nicht saline) tonige Bodensedimente von der rezenten Kliffbildung angeschnitten (Profil NA01). Insgesamt zeigen die Namib-Küstenabschnitte eine wechselhafte quartäre Dynamik mit vielfacher Küstenverlagerung. Die höchstliegenden Terrassen sind sehr wahrscheinlich ins Pliozän zeitlich einzustufen (vgl. SACS 1980: 608). Die Terrassen der *oyster line* dürften Alt- bis Mittelpleistozän sein (vgl. auch Diskussion bei DINGLE et al. 1983: 282ff).



SPREITZER (1966a: 84) und LESER in BESLER et al. (1994: 153ff) stellen einige der Terrassentreppen für das tektonisch im Quartär weitgehend als stabil angenommene Küstengebiet Namibias und der Nordwest-Kapregion synoptisch zusammen. Sie korrelieren die Höhenangaben mit den gut dokumentierten und erforschten transgressiven Phasen im Mittelmeergebiet, deren Terrassenplattformen allerdings starkem tektonischen Einfluß unterlagen. In Abb. 44 wird LESERs Synopse für Namibia um eigene Befunde noch erheblich erweitert, so daß der Phasenablauf nun als hinreichend erklärbar einzustufen ist.

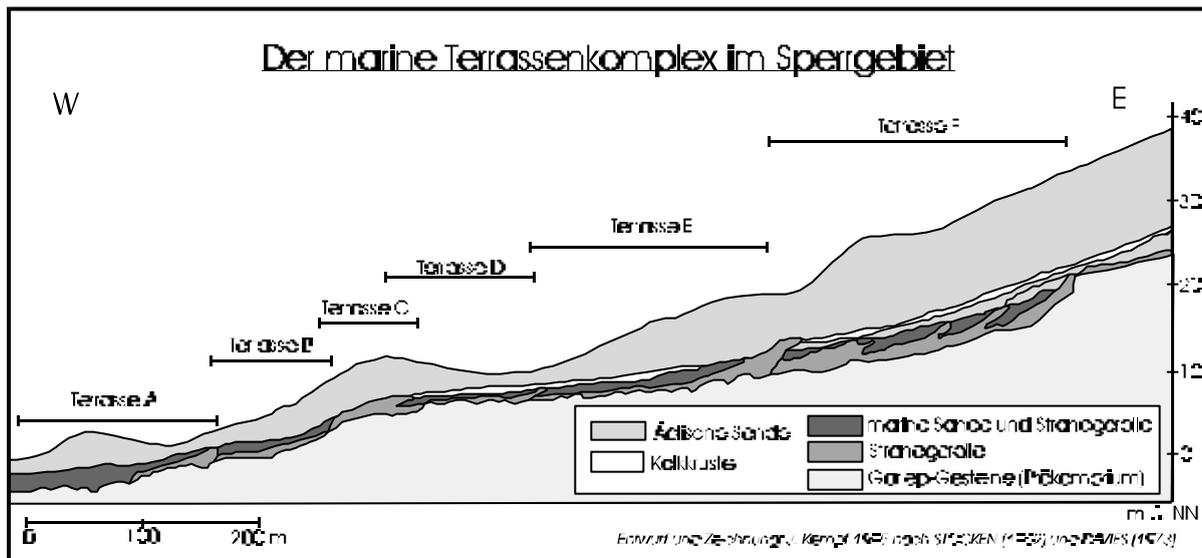


Abbildung 45: Die Abfolge von marinen Terrassen im südlichen Diamanten-Sperrgebiet. Typisch ist die Ablagerung von Sanden und Strandgeröllen zwischen Ebbe- und Flutmarken. Das Alter der Terrassen variiert von Pleistozän bis ins Pliozän für die höheren Niveaus. Bemerkenswert ist, daß Ablagerungen der höheren, altpleistozänen und pliozänen Niveaus nicht nur eine Warmwasserfauna enthalten, sondern auch postgenetisch (?) kalkinkrustiert wurden.

Die Terrassensedimente überlagern insgesamt eine schwach geneigte marine Abrasionsplattform, die proterozoische Schiefer und Phyllite des Gariap-Komplexes schneidet (zeitlich äquivalent zum Damara-System). Nach STOCKEN (1962) sind in diese Plattform einige ältere (frühpliozäne ?) Abflußrinnen eingeschnitten, die heute durch schluffige Tone und Quarzgerölle verfüllt sind. Die gesamte Sequenz wird rezent von äolischen Sanden überlagert, die teilweise terrestrischen, teilweise auch marinen Ursprungs sind (vgl. HALLAM 1964).

Die oberen Terrassen (D, E und F) werden landwärts durch jeweils unterschiedlich hohe Kliffs begrenzt, die teilweise auch im anstehenden Schiefer ausgebildet sind. Die entsprechenden Gerölle und auch die Diamanten sollen deutlich größer sein, als die Sedimente auf den niedrigeren Terrassen A, B und C. Verschiedene Berichte gehen davon aus, daß zumindest die höheren Niveaus nach ihrer Entstehung angehoben wurden (vgl. DAVIES 1973 u. a.).

Besonders die marinen Terrassen im südnamibischen Diamanten-Sperrgebiet gelten wegen ihrer Bedeutung für die Diamanten-Exploration als gut erforscht. Leider sind die diesbezüglichen Berichte in der Regel nicht publiziert und eigene Forschungen beruhen auf bloßen Beobachtungen. Abb. 45 zeigt eine Sequenz von maritimen Terrassen nach den Angaben von STOCKEN (1962). BESLER (1980: 22ff) beschreibt ähnliche Terrassenniveaus an der Lange-Wand-Küste des Namib-Ergs.

Zum besseren Verständnis im folgenden geomorphologischen Kontext werden die Transgressions- und Regressionsphasen nummeriert und teilweise mit Namen versehen. Die neue Namensvergabe richtet sich nach rezenten Orten, die (außer in einem Fall) in räumlicher Nähe zum jeweiligen Isohypsen- oder Terrassenniveau liegen:

(A) Endmiozäne Regression: Meeresspiegelstände von ca. 250-300 Meter unter heute NN (nach Angaben von DINGLE et al. 1983: 304) im Gefolge der angenommenen globalen Abkühlung, dem exzessiven antarktischen Eisaufbau und der „messinianischen Krise“ (Kap. 4.1.1). Das Benguela-System erreichte nach DIESTER-HAAS (1987: 65) erstmals die Walvis Ridge.

(1) Anichab-Transgression: Im Frühpliozän stieg der Meeresspiegel kontinuierlich auf etwa 90 bis 100 Meter über den rezenten Stand (HENDEY 1984) an. Der zugehörige Küstenformenschatz ist in Namibia weitgehend von späteren Prozessen überprägt. Gleichwohl sind Plattformen der entsprechenden Höhenlage entlang eines Großteils der Küste vorhanden. So bilden sie zum Beispiel die Basisfläche der sog. „Lange Wand“-Dünen südlich von Sandwich-Harbour. Auch an der Skelettküste nördlich von Cape Cross sind die Terrassentreppen besonders gut erkennbar. Nachgewiesen ist diese Terrasse auch an der südafrikanischen Richtersveld-Küste zwischen Port Nolloth und Alexander Bay/Oranjemund. Häufig sitzen jüngere Dünen dieser Stufe auf, die teilweise die Reste ehemaliger Strandlinien und Kliffs verdecken. Bei Langebaanweg (Westkap) liegen auf den entsprechenden Terrassenniveaus die pliozänen Sedimente der Varswater Formation (HENDEY 1978, 1984; SACS 1980: 607), deren unterste Stufe ein gekapptes Kaolinitprofil ist (TANKARD 1974: 267). Hangend folgt eine Sequenz von marin-litoralen Ablagerungen. Namensgebend für diese Phase in Namibia ist die Wasserstelle Anichab an der Sandvis-Lagune.

(B) Spätpliozäne bis frühpleistozäne Regressionsphasen: Nach FLOHN (1988) hat im Endpliozän eine erste ausgedehnte Vereisungsphase stattgefunden, die in der Größenordnung den pleistozänen Kaltzeiten entspricht. Der polare Eisaufbau führte zu einer globalen eustatischen Meeresspiegelabsenkung auf ca. 100-200 Meter unter dem heutigen Niveau (SIESSER & DINGLE 1981). Die von FULLER (1979) in diese Zeit eingeordneten Phosphatablagerungen auf dem äußeren namibischen Schelf werden in Verbindung mit intensiviertem Benguela-Upwelling gebracht (SUMMERHAYES et al. 1973; BREMNER 1980). Dies ist als ein weiteres Indiz dafür zu werten, daß die Intensität des Auftriebssystems mit Veränderungen des Meeresspiegels korrelierbar ist (BIRCH et al. 1986). Ebenso verdoppelt sich vom mittleren bis zum Endpliozän der Gehalt an organischem

Kohlenstoff in den Bohrkernen von ca. 1,5 auf 3 Prozent (Abb. 43 in Kap. 4.1.1). In der benthonischen Ostracodenfauna dominierte *Palmoconcha walvisbaiensis*, die ebenfalls starkes Upwelling anzeigt (DINGLE et al. 1996: 90). Für den Fall, daß Upwelling tatsächlich mit küstennaher Trockenheit gleichgesetzt werden kann, ist daher im Sinne eines logisch-historischen Indizienbeweises anzunehmen, daß das Klima des südwestlichen Afrikas im finalen Pliozän und frühesten Pleistozän eine Auslenkung in Richtung „arid bis semi-arid“, im damals küstennahen Bereich vielleicht auch hyperarid erfahren hat. Das hätte dann die pliozäne Feuchtphase beendet und evtl. zur ersten Ausbildung von vereinzelt Sandschilden in der Namib geführt.

Möglicherweise gab es auf dem trockengefallenen Schelf einen durchgängigen Dünengürtel. Unter diesem Aspekt eines Dünen-Habitatverbundes ist auch das sog. „Tenebrioniden-Problem“ (KOCH 1961) lösbar, wonach in den räumlich weit getrennten Ergs von Namib und Skelettküste eng verwandte endemische Schwarzkäferfaunen existieren. Solche Verbindungen können aber auch für spätere Regressionsphasen angenommen werden. Für das Hinterland sind semi-aride bis semi-humide Bedingungen anzunehmen, wobei beachtet werden muß, daß die Küste nach den mikrozoologischen Untersuchungen von DINGLE et al. (1996) rund 50 bis 60 Kilometer westlich der heutigen gelegen haben muß (-180m-Plattform), da dort die entsprechenden Flachwasser- und Lagunenfaunen entdeckt wurden. Auch die Klimagradien waren also entweder stark gestreckt oder (wahrscheinlicher) nach Westen verschoben. Die eustatische Meeresspiegelabsenkung vom mittleren Pliozän bis ins frühe Pleistozän verlief vermutlich nicht kontinuierlich, sondern war von untergeordneten Stagnations- und Transgressionsphasen gegliedert.

Diese Vermutung begründet sich aber vor allem auf den wahrscheinlichen Korrelationen von Meeresspiegel mit den Sauerstoffisotopenstadien- und Meerestemperaturkurven von EMBLEY & MORLEY (1980). Möglicherweise lassen sich aber unterstützend zu dieser Argumentation evtl. in diese Phase terrestrische Sedimentkörper einordnen, die ihrerseits in Schüttungsphasen untergliedert werden können (Kap. 4.2).

(2) Goanikontes-Transgression: Für das Altpleistozän sind weltweit erhebliche Meeresspiegel-Hochstände nachgewiesen (KLAMMER 1982). Im gut erforschten, allerdings aber tektonisch aktiven Mittelmeerraum fällt der älteste pleistozäne Hochstand, die calabrische Transgression mit Terrassenhöhen von etwa 150 Meter über heute NN, in die Tegelen-Warmzeit. Im tektonisch eher stabilen südwestlichen Afrika befinden sich diese Terrassen ca. 110 bis 120 Meter über NN und stellen die oberste Grenze des geomorphologischen Litorals dar (LESER in BESLER et al. 1994: 154; vgl.

auch DAVIES 1956, 1973). Besonders gut dokumentiert sind sie an der Namaqualand- und Richtersveld-Küste sowie im südlichen Diamantensperrgebiet. Aufgrund der vergleichbaren Höhenlage besteht Verwechslungsgefahr mit dem Anichab-Zyklus (1), der aber durch Faunenreste (s. o.) gut bestimmbar ist. Verzahnungen und Überformungen sind möglich. Namensgebend für diese Phase ist die Wasserstelle Goanikontes (150 m ü. NN) im Swakoptal.

(C) Post-Goanikontes-Regression: Für die Küstenformen des atlantischen Typs (KLAMMER 1982) wird im Eburon (Post-Calabrium) ein Tiefstand angenommen, der unter dem heutigen Meeresspiegel liegt. Aufgrund der späteren Überformung sind zugehörige Plattformen nicht mehr eindeutig zuzuordnen.

(3) Nonidas-Transgression: Ähnlich wie bei (2) sind im frühen Mittelpleistozän (Waal) im Mittelmeerraum Meeresspiegelhochstände (Sizil-Transgression) nachgewiesen, deren Terrassen heute bei etwa 100 m ü. NN liegen. Bezüglich der Tektonik gelten natürlich die gleichen Aussagen wie für (2): auch hier sind Terrassen, die etwa bei 70 bis 90 m ü. NN gelegen haben dürften, noch nicht eindeutig dokumentiert (DAVIES 1973), da sie in ihrer Ausdehnung etwa den früheren transgressiven Phasen entsprechen. Die Benennung erfolgte nach der Wasserstelle Nonidas im Swakoptal (ca. 80 m ü. NN).

(D) Post-Nonidas-Regression: In der Menap-Kaltzeit (Kageran/Günz) erfolgte wie im Eburon mit einem verstärkten polaren Eisaufbau der Nordhemisphäre eine Regressionsphase (Syrische Regression) bis unter den heutigen Meeresspiegelstand. Auch in dieser Phase sind zugehörige Plattformen nicht mehr eindeutig zuzuordnen.

(4) Rooikop-Transgression: Im Gegensatz zu den früheren Meeresspiegelhochständen ist diese Phase nahe bei den Untersuchungsgebieten gut dokumentiert. Sie dürfte etwa in die Cromer-Warmzeit (ca. 800 bis 600 ka BP) gehören und mit den Milazzo-Transgressionen im Mittelmeerraum zusammenfallen. Bei Rooikop nahe Walvis Bay liegen entsprechende Terrassen mit Strandgeröllen und Fossilien einer Warmwasserfauna (s. o.) in 35 bis 50 m ü. NN (vgl. MILLER & SEELY 1976 und DINGLE et al. 1983: 282). Die Ablagerungen sind heute leicht gipsverkrustet in bräunlich-rötlicher Matrix und etwa 0,5 bis 1 m mächtig. Hangend befinden sich stark gipsverkrusteter granitischer Grus und Kies (wahrscheinlich vom nahen Rooikop-Inselberg) mit nach unten abnehmender Verkrustung. Liegend zu den marinen Ablagerungen ist kreuzgeschichteter äolischer Sand, möglicherweise wech-

sellagernd mit söhligen Flußsand-Sedimenten (mit schluffig-tonigen Straten und Trockenrissen) dokumentiert. Ein Referenz-Profil (bei 14°37' E und 22°57' S) gibt auch SCHOLZ in SANDELOWSKY (1977: 225). Angesichts der Faunenreste datiert er diese Warmwasserperiode ohne genauere Zuordnung ins Pleistozän (SANDELOWSKY 1977: 226). Eine quasi-identische maritime Terrasse ist bei Alexander Bay (Namaqualand-Küste) u. a. beschrieben von HAUGHTON (1932a), TANKARD (1975) und SACS (1980: 608: „Alexanderbay-Formation“), ebenfalls mit einer vergleichbaren Warmwasserfauna. Alle jüngeren Terrassen (z. B. Alexander Bay A-C) tragen keine eindeutige Warmwasserfauna mehr (CORVINUS 1979). Namensgebend für diese Phase soll der Rooikop-Inselberg sein, etwa 15 Kilometer östlich Walvis Bay gelegen.

(E) Post-Rooikop-Regression: Im Kamasian (Elster/Mindel) ist eine sehr ausgedehnte Regressionsphase mit einem Tiefstand von ca. 200 Meter unter heute NN im Mittelmeerraum belegt (römische Regression). Ein ähnlich weiter Rückzug im Südatlantik dürfte die Küstenlinie der Namib etwa um 60 Kilometer nach Westen verlagert und damit auch die Erosionsbasis der aus dem Hochland zum Atlantik entwässernden Flüsse erheblich erniedrigt haben, was besonders in anschließenden Feuchtphasen zu rapider Einschneidung geführt haben muß. Die genaue Höhenlage der entsprechenden Strandlinien unter dem Meeresspiegel ist jedoch nicht eindeutig festgelegt.

(5) Vineta-Transgression: Während des Elster-Saale-Interglazials (Holstein) der Nordhemisphäre stieg der Meeresspiegel wieder bis auf über das heutige Niveau. Im Mittelmeergebiet liegen die entsprechenden Terrassen der Tyrrhen-Transgression ca. 30 m ü. NN. Im südwestlichen Afrika sind nach der Zusammenstellung bei LESER in BESLER et al. (1994: 154) Terrassenplattformen in 18 bis 25 Meter Höhenlage weit verbreitet, die ebenfalls ins Holstein (z. B. Alexanderbay-D-Terrasse) eingeordnet werden (vgl. auch DINGLE et al. 1983: 282). Die Benennung erfolgte nach dem Swakopmunder Vorort Vineta.

(F) Post-Vineta-Regression: Für das Kanjeran (Saale) wird ein (E)-ähnlich ausgedehnter Rückzug des Meeresspiegels angenommen (CHAPPELL & SHACKLETON 1986: 137). Änderungen der ozeanischen Bedingungen sind also auch in dieser Zeit zu vermuten. Bezüglich der Plattformen, die Tiefstände dokumentieren, gilt ebenfalls den vorangegangenen Regressionen (A) bis (E) vergleichbares.

(6) Walvis-Transgressionen: In 6 bis 12 m ü. NN befinden sich heute fast überall im südwestlichen Afrika Terrassenplattformen, die von LESER in BESLER et al. (1994: 156) ins frühe und späte Eem eingeordnet werden und damit den Monastir-Hochständen des Mittelmeers entsprechen (dortselbst ca. 20 m ü. NN). Es wurden mindestens zwei Niveaus festgestellt. Die unteren Terrassen tragen zum Teil fossile Böden (z. B. bei Wlotzka's Baken), die oberen fossile Bodensedimente (z. B. bei Hentiesbaai). Letzteres könnte einerseits an der Morphoposition im Omaruru-Delta-Schwemmbereich liegen, andererseits aber auch auf einen Übergang zu einer morphologisch aktiveren (feuchteren?) Phase hinweisen. Dafür sprechen die auf die Terrassen eingestellten „Hängetälchen“, deren kleine Einzugsgebiete heute sämtlich in dem ariden Gebiet der Namib liegen. Die unteren Terrassen bei Wlotzka's Baken deuten mit ihrer Bodenbildung (vgl. auch LESER in BESLER et al. 1994: 154) eher auf eine stabilere Phase hin.

Letztlich kann aber keine genauere paläoklimatisch-landschaftsgeschichtliche Aussage getroffen werden, die über die Feststellung zweier eng beieinanderliegenden Eem-Niveaus mit einer schwachen Bodenbildung auf dem niedrigeren (ca. 8 m, nach LESER in BESLER 1994: 154) hinausgeht. Das höhergelegene laminierte Bodensediment bei Henties Baai befindet sich, anders als die Terrassen bei Wlotzka's Baken, ja im direkten Mündungsbereich eines großen Fremdlingsflusses (Omaruru) und muß keineswegs aus der näheren Umgebund stammen. Es wurde subrezent von einer dünnen äolischen Sanddecke mit Grobsandpflaster überdeckt, schwach gipsinkrustiert und durch die jüngere Kliffbildung angeschnitten. Deshalb ist eine eindeutige genetische Zuordnung zur Terrasse möglich und ein jüngerer Alter, etwa durch eine äußerst extreme Omaruru-Flut, wenig wahrscheinlich. Nach LESER (s. o.) wurden auf allen Terrassen bei Wlotzka's Baken nicht näher bestimmte Steinwerkzeuge festgestellt. Die entsprechenden Terrassen an der Alexander Bay tragen keinen Nachweis auf wesentlich wärmere Meerestemperaturen (vgl. MAUD 1990). Namensgebend war die Walvis Bay.

(G) Post-Walvis-Regressionen: Mehrere Meeresspiegeltiefstände sind aus dem Gamblian (Weichsel) bekannt (DINGLE et al. 1983; CHAPPELL & SHACKLETON 1986: 137), von denen der niedrigste bei ca. 110 m unter NN ins jüngste Hochglazial (18.000 BP) datiert wurde (vgl. MAUD 1990). Für die Zeit um 70.000 BP ist eine Plattform in 70 Metern Tiefe beschrieben (vgl. dazu auch EITEL 1994a: 40-41). Ein Anzeichen, daß der Meeresspiegel im Gamblian sehr starken Schwankungen unterlag, ist darin zu sehen, daß zwischen den beiden Tiefständen ein interstadialer 4-Meter-

Hochstand (ca. 26.000 BP nach RUST & WIENEKE 1976) festgestellt wurde. HEINE (1982, 1991: 62) lehnt aufgrund von Datierungsproblemen einen innerwürmzeitlichen Hochstand jedoch ab.

Vorstehender plio-pleistozäner Phasenablauf ist als relative Einordnung von weiträumigen Meeresspiegelschwankungen unter der Annahme, daß solche Schwankungen im wesentlichen global vonstatten gehen, zu sehen. Diese Annahme ist nach den Grundlagen der *seismic stratigraphy* (vgl. VAIL et al. 1977) zulässig und wird - soweit deutlich möglich - durch Befunde aus Namibia unterlegt. Auch PICKFORD (1998: 6) bestätigt mit Hilfe der Analyse von Paläofaunen auf Terrassen der Namaqualand-Küste diesen Phasenablauf. Aufgrund der tektonischen Überlagerungen aus Vergleichsgebieten, beispielsweise dem gut dokumentierten Mittelmeerraum (KAISER 1967), sind absolute Einordnungen und Höhenkorrelationen nicht möglich. Auch innerzyklische (sekundäre) Schwankungen tragen hier zur Komplexität bei. Insgesamt darf es aber als gesichert gelten, daß der Meeresspiegel seit dem ausgehenden Miozän im südlichen Afrika, wie auch in Australien (PICKFORD 1998), um etwa 400 Meter geschwankt hat (von 250-300 m unter dem heutigen Niveau im Endmiozän/Frühpliozän auf ca. 100 m über den heutigen Stand im Pliozän und Altpleistozän, Abb. 43). Diese zyklischen Veränderungen müssen gravierende Auswirkungen auf die Lage, Ausdehnung und Intensität des Benguela-Auftriebssystems gehabt haben (EMBLEY & MORLEY 1980, DIESTER-HAAS 1987, ROGERS 1990, HAY & BROCK 1992, DINGLE 1995), wie auch Erkenntnisse aus der Erforschung der Phosphorit-Lagerstätten auf dem Schelf (z. B. BREMNER 1980; BIRCH et al. 1983) und der Benthos-Fauna (z. B. DINGLE et al. 1996) belegen. Sie sind als wichtigste Determinante für regionalklimatische Veränderungen im südwestlichen Afrika zu sehen. EMBLEY & MORLEY (1980) und MORLEY (1979) definierten auf Basis von Sauerstoffisotopenverhältnissen in Foraminiferenschalen vom namibischen Schelf ($\delta^{18}\text{O}$) 19 Isotopenstadien für die letzten 700 ka (Abb. 44). Demnach gab es in dieser Zeit 6 eher kühle Perioden (Stadien 2, 4, 10, 12, 16, 18) und 7 wärmere (Stadien 1, 5, 7, 11, 13, 17, 19). Die kältesten Meerwassertemperaturen traten erst im Spätquartär auf mit einem Minimum im LGM (18.000 BP) und einem bei 62.000 BP. Zwei Phasen zwischen 70.000 bis 120.000 (Stadium 5) und bei ca. 500 ka (Stadium 13) waren wesentlich wärmer ($> 19^\circ \text{C}$ im Winter, $> 25^\circ \text{C}$ im Sommer). Die höchsten Meerwassertemperaturen innerhalb dieses Zeitraums wurden in der zweiten Hälfte des Isotopenstadiums 18 (also vor rund 650 ka) mit 22°C im Winter und ca. 26°C im Sommer erreicht. Zu dieser Zeit bestand im untersuchten Gebiet mit größter Wahrscheinlichkeit kein Auftriebssystem von antarktischen Kalt-

wässern. Die Grundvoraussetzungen für ein arides Küstenklima waren also nicht gegeben. Ähnliches dürfte auch für die anderen Warmwasserstadien gelten.

Insgesamt schwankten insbesondere die Wintertemperaturen der Meeresoberfläche und die saisonalen Unterschiede besonders heftig (vgl. SCHNEIDER 1995: 137). Inwieweit die geomagnetische Matuyama-Brunhes-Grenze (690 ka BP) ozeanologisch und klimatologisch wirksam wurde, muß ungeklärt bleiben, obwohl PETERSON & LOHMANN (1982) hier auf Grundlage von Faunenanalysen die Zeitmarke zur Trennung eines wärmeren Altpleistozän von einem kühleren jüngeren Pleistozän ziehen. Tatsächlich trägt ja die noch in das Altpleistozän (Cromer ?) zu stellende Terrasse der Rooikop-Transgression die jüngste nachgewiesene eindeutige Warmwasserfauna. Die Annahme einer gravierenden Änderung klimabestimmender Grundbedingungen und damit auch der geomorphologischen Milieus wären demnach berechtigt. Die Sauerstoff-Isotopenanalysen aus Bohrkernen nach EMBLEY & MORLEY (1980) bestätigen ja ebenso quartäre Schwankungen (HEINE 1991). CHAPPELL & SHACKLETON (1986) stellen gleichfalls eine sehr gute Korrelation von $\delta^{18}\text{O}$ -Phasen und Meeresspiegelschwankungen fest. Unterstützende Indizien aus dem terrestrischen Bereich können allerdings nur die geomorphologischen Befunde beisteuern.

Einschränkend angefügt werden muß noch, daß PARTRIDGE & MAUD (1987) aufgrund ihrer Beobachtungen an der Ost- und Südküste Südafrikas die tektogenetische Entstehung von Küstenplattformen in den Vordergrund stellen und eustatische Meeresspiegelschwankungen nur für gering wirksam halten. Diese Ansicht würde aber die Existenz jüngerer ausgedehnter Störungs- und Bruchsysteme mit tektonisch bedingtem Materialversatz voraussetzen, für die es in Namibia keine hinreichenden Belege gibt. Insbesondere die terrestrischen Plattformen mit den Warmwasserfaunen, z. B. bei Rooikop oder Alexander Bay sind tektonisch kaum erklärbar.

Fazit: Die ozeanographisch-klimatologischen Grundbedingungen für eine aride, trocken-stabile Westküsten-Wüste waren vor dem Endmiozän/Frühpliozän mit nur sehr geringer Wahrscheinlichkeit gegeben. Anschließend unterlagen sie stark schwankenden, mit dem Meeresspiegel korrelierbaren Verhältnissen bis ins mittlere Pleistozän. Ab dem mittleren Pleistozän ist eine ebenfalls schwankende, aber progressive Entwicklung hin zu dauerhaftem Benguela-Auftriebssystem zu sehen.

4.2 Die Rumpfflächen der Namib und Prä-Namib in Zentral-Namibia

An das Litoral schließt sich östlich die insgesamt sehr gut erhaltene Rumpffläche der Namib an, die südlich des Swakop in etwa 100 bis 130 Kilometer Küstenentfernung entweder auf den Fuß der Großen Randstufe (Great Escarpment) bzw. vorgelagerter zonaler Auslieger-Inselberge oder auf subsequente Entwässerungslinien stößt. Etwa zwischen Swakop und Ugab reicht sie, über die sog. Randstufenlücke hinweggreifend, in ebenso guter Erhaltung bis in den Hochlandscheitelbereich des Kalahari-Becken-Abfalls (Blockbild Abb. 46). Die Rumpffläche schneidet dabei, von Meereshöhe bis auf etwa 1000 Meter über NN am Randstufenfuß und auf etwa 1500 Meter im Hochlandscheitel sanft konvex ansteigend, eine Vielzahl präkambrischer und jüngerer Gesteine.

Die jüngsten erhaltenen, von der Flächenbildung eingerumpften oder pedimentierten Gesteine beinhalten kretazische Granite (z. B. bei den Spitzkoppen oder nahe Omaruru), Syenite (z. B. bei Cape Cross) und Foyaite (z. B. bei Henties Baai, Etanenoberg bei Kalkfeld). Die höchsten Inselberge aus Gesteinen dieser intrusiven Post-Karoo-Komplexe überragen das heutige Flächenniveau um über 600 Meter (z. B. Spitzkoppen). Es erfolgte also seit etwa der Oberkreide eine Flächentieferlegung um mindestens diesen Betrag, wahrscheinlich noch weit mehr. Etwas jünger, aber wohl ebenfalls noch (ober-) kretazisch müssen einige Karbonatit-Schlote (Osongombo, Ondurakarume, Eisenberg nahe Kalkfeld und bei Kwaggaspan im ehemaligen Otjihorong-Reservat des Damaralandes) eingestuft werden, da der Ondurakarume-Schlot noch kretazische Granite durchschlägt. Besonders der Eisenberg-Komplex ca. 10 Kilometer nordwestlich von Kalkfeld zeigt beträchtliche Pedimentierung und Entwicklung eines intramontanen Beckens.

In den gleichen Zeitrahmen fallen die zahlreichen Diabas-Gänge der nördlichen Zentral-Namib, die als Förderlinien oder *sills* des (Post-) Gondwana-Vulkanismus gedeutet werden. Sie treten heute zwar größtenteils um einige 10er Meter aus der Rumpffläche hervor, sind aber oft so tief chemisch durchverwittert, daß sie selbst von kleinen Rivieren ohne bedeutendes Einzugsgebiet mühelos epigenetisch gequert werden. Unter diesen petrographischen Gesichtspunkten ist ein tertiäres Alter der Namib-Rumpffläche anzunehmen, ein mittel- bis spättertiäres sogar wahrscheinlich.

Die Neigung der Namibfläche beträgt im Mittel etwa 1 %, erreicht aber besonders in den stärker gewölbten Bereichen auch Werte bis 1,5 %, während besonders zum Randstufenfuß hin eine Abflachung feststellbar ist. Dieser kontinuierliche hypsometrische Gradient bis zum Ozean hat zur Folge, daß es sich um einen reinen Abtragungsbereich handelt.

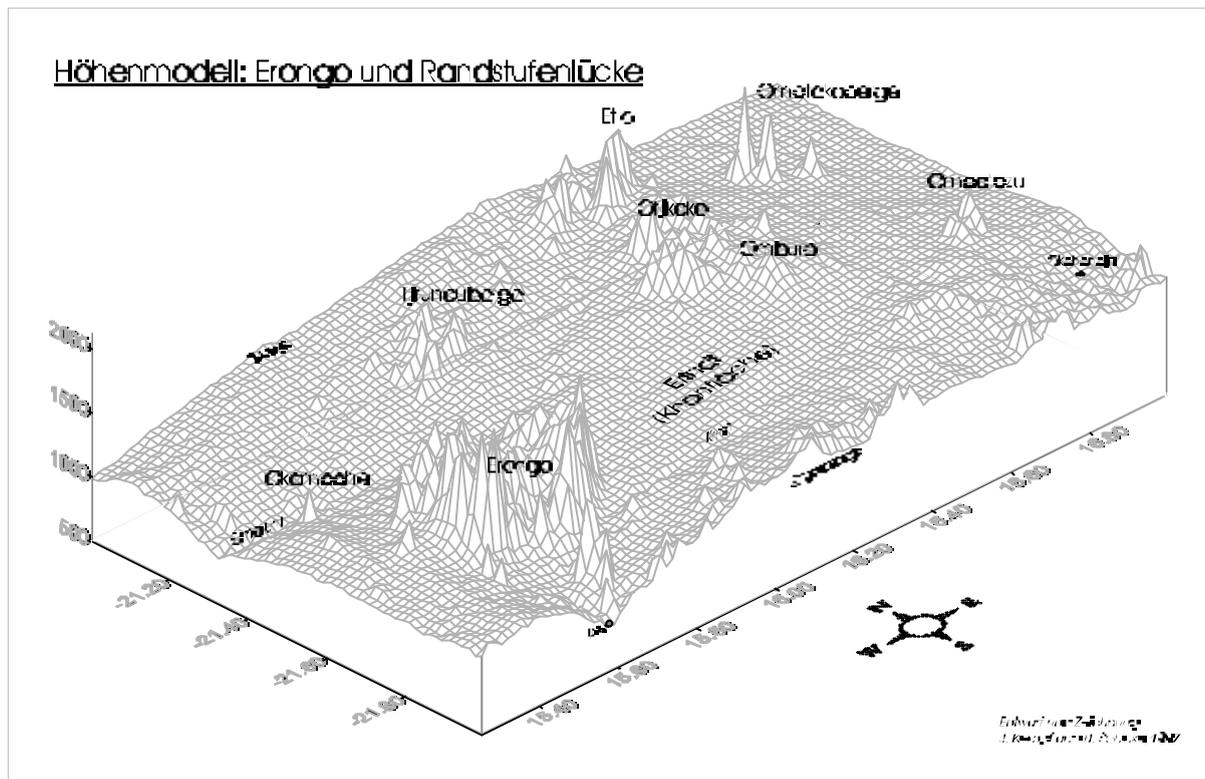


Abbildung 46: Blockbild eines Teils der Randstufenlücke mit Erongo-Gebirge, Tjirundu-Bergen und dem Etjo-Plateau zwischen 21°-22° Süd und 15°30'-17° Ost. Dabei handelt es sich ökologisch um den Übergangsbereich von der Prä-Namib-Halbwüste im Westen zur Trockensavanne der Kalahari. Am Khan-Oberlauf mit der Okarumatero-Fläche und der Otjihaenamaparero-Fläche nördlich des Etjo-Plateaus zieht die Rumpffläche über den Hochlandsscheitel hinweg zur Kalahari-Abdachung. Dazwischen zergliedert sie die Otjikoko- und Omburo-Berge in eine Rahmenhöhen-Beckenlandschaft (z. B. Springbokvlakte im Gebiet von Okatjerute und Otjimakuru). Die Wasserscheide zwischen west- und ostwärts gerichteten Entwässerungslinien ist dabei so flach, daß sich in diesen extrem abflußperipheren Lagen schwach eingetiefte kleine Becken mit Pfannen entwickelt haben (Heuwelsrus, Koppie Alleen, Retreat, Wintershoek, Ongombeanavita, Okarumatero, Okombaha 16). Westlich des dargestellten Bereichs schließt sich der kaum gegliederte Namib-Teil dieser Fläche an.

Die morphologische Gliederung dieses Abtragungsbereichs beschränkt sich auf den typischen Formenschatz von Rumpfflächenlandschaften: Spülflächen mit Flachtälern (4.2.1.1), Rumpftreppen (4.2.1.2), Inselberge (4.2.1.3), Pedimente, Glacis und Schwemmebenen (4.2.1.4), Krustenflächen (4.2.1.5), Paläoböden (4.2.1.6) und Pfannen (4.2.1.8). Glacis und Schwemmebenen sowie Endpfannen stellen neben Flußterrassen (4.2.2) die einzigen möglichen Sedimentationsbereiche dar, die evtl. reliefgeschichtlich ausgewertet werden können. Südlich des Kuiseb wird die Rumpffläche vom Namib-Erg überlagert, der in Kapitel 4.2.1.9 kurz angesprochen wird (vgl. dazu BESLER 1980, BESLER & PFEIFFER 1994 u. a.). BESLER (1972) hat die Zentral-Namib morphologisch dreigegliedert in eine 20 bis 40 Kilometer breite Küstenzone unter vorwiegendem Nabeinfluß, eine 25 bis 35 Kilometer breite Mittelzone und eine bis zu 80 Kilometer breite randstufennahe Zone mit dem Übergangsbereich zur Prä-Namib und dem Escarpmentfuß. Diese Gliederung kann im wesentlichen nachvollzogen werden.

4.2.1 Beschreibung des Rumpfflächenreliefs „zwischen den Rivieren“

4.2.1.1 Das Spülflächenrelief mit Flachtälern

Die Formen und Prozesse auf der Haupttrumpffläche im Bereich von Namib, Prä-Namib und Randstufenlücke waren bisher nur sehr selten Gegenstand von Untersuchungen - abgesehen von der Erforschung der Carbonat-Inkrustierungen. Die meisten Autoren, wie LOGAN (1960), RUST & WIENEKE (1976), OLLIER (1977, 1978), WARD et al. (1982), MARKER (1983), WARD (1987), RUST (1989), WILKINSON (1990), WARD & CORBETT (1990) oder auch BESLER et al. (1994) beschränken sich im wesentlichen auf das fluviale Relief, insbesondere der die Fläche querenden, tief zerschnittenen Täler. Dabei bildet diese gut erhaltene Rumpffläche die bei weitem ausgedehnteste Reliefeinheit westlich des Escarpments. Ihre landschaftsprägende Stellung wird in zahlreichen Arbeiten hervorgehoben und der Abschluß ihrer aktiven Weiterbildung (Tieferlegung) gibt einen wichtigen zeitlichen Ansatz für die Annahme eines Milieuwechsels von Flächenbildung förderndem zu Flächen erhaltendem oder Zerschneidung verursachendem Morphomilieu/Klima. Die Haupttrumpffläche muß als morphogenetisch älteste Form der hier betrachteten Abtragungslandschaft angesehen werden.

Die horizontale Gliederung von solchen über weite Strecken homogen und eintönig erscheinenden Rumpfflächen erscheint schwierig. Letztlich stehen nur die oberflächlichen Bedeckungen, Bodenbildungen (Kap. 4.2.1.7) und der Formenschatz der nicht nennenswert eingeschnittenen Entwässerungslinien mit ihren temporären Mikrosedimentationsbereichen zur Verfügung.

Als Großform handelt es sich um sanft (überwiegend küstensenkrecht) gewellte Flächen mit regional unterschiedlichen Auflagen. Die Reliefunterschiede zwischen Spülmulden und Spülscheiden betragen oft nur wenige Dezimeter bis Meter über einige Kilometer hinweg. Dem entsprechend gering ist das Gefälle von der lokalen Wasserscheide zum Muldentiefsten (viel geringer als der küstenparallele mittlere hypsometrische Gradient von 1 %). Autochthone Niederschläge führen nur bei großer Intensität zu nennenswertem Oberflächenabfluß. Infiltrierende Niederschlagswässer sammeln sich im Deckschichten-Kontaktbereich und fließen subterran entweder als Interflow direkt zu den Tälern der Hauptvorfluter (vgl. LÜCK 1997a) oder indirekt über die Verfüllungen der Spülrinnen. Der weitaus größte Teil der autochthonen Wässer scheint also unterirdisch abzulaufen.

In der östlichen Namib und der Prä-Namib sind innerhalb der breiten Spülmulden oft breite, flache Tälchen entwickelt, auf deren Boden dendritisch organisierte Drainagelinien verlaufen. Die Hauptlinien im Taltiefsten sind dabei stark anastomosierend und verlagern sich je nach Abfluaufkommen

und Herkunft lateraler Zuflüsse im Zusammenwirken von Abtrag, Durchfluß und Sedimentation. Vielfach wechseln Abrißkanten, Miniterrassen und Miniakkumulationen verschiedener Abflußereignisse sich ab, so daß lokal ein stark differierendes Muster entsteht. Auf diese Leitbahnen ist auch ein Großteil der Vegetation kontrahiert. Sie strahlen von den Inselbergen radial aus und gehen nach Westen zu in küstensenkrechte Muster über.

Eine tiefere Einschneidung dieser Rinnsale erfolgte nicht, da ihre Einzugsgebiete sämtlich im heute niederschlagsarmen Gebiet liegen (vgl. SPREITZER 1963, 1966 a/b; PFISTER 1982: 46, unpubl.). Lediglich im Bereich von exponierten Grundhöckern, am Unter- und Mittelhang von Inselbergen oder stark verwitterten Pedimenten sowie an Positionen, den denen die Drainagelinien eventuelle Kanten der Flachtälchen obsequent durchfließen, kam es bisweilen zu Einschneidung in die Deckschichten oder das Anstehende. Große Bereiche dieses Mesoreliefs sind, insbesondere auf den Spülscheiden und den langen Spülscheidenhängen, von einem dichten Geflecht sehr schwach ausgeprägter, kleiner bis kleinster Fließlinien (Breite im Millimeter- bis maximal Dezimeterbereich) überzogen. Sie sind kaum eingetieft (bis wenige Zentimeter) und lassen sich oft nur anhand von Feinmaterialspuren zwischen Serirflächen der Namib verfolgen. Sie verlaufen scheinbar regellos, oft wechselweise konvergierend und divergierend. Vielfach enden diese Mikrofließlinien in der Fläche, wobei v. a. auf den Spülscheiden aufgrund der geringen Neigung die Fließrichtung nicht immer eindeutig festgestellt werden konnte (mit einem gängigen Neigungsmesser). Gelegentliche Spuren von Windschliff an den Endpunkten lassen in Einzelfällen die Vermutung zu, daß eine (geringe) äolische Reliefkappung vorliegen könnte.

Es läßt sich also eine morphologische Viergliederung des Spülflächenreliefs feststellen:

1. langwelliges Spülscheiden-Spülmuldenrelief mit kaum ausgeprägten Übergängen,
2. breite Flachtäler innerhalb der Spülmulden mit teilweise schwach ausgebildeten Terrassenkanten (Höhe bis zum Meterbereich), partiell kolluvial/alluvial verfüllt,
3. anastomosierende Spülrinnen im Flachtal- oder Muldentiefsten mit dendritisch organisierten lateralen Rinnensystemen von den Spülscheiden zum lokalen Vorfluter in den Flachtälern,
4. Mikroabflußlinien in unzerschnittenen Spülscheidenbereichen und Spülscheidenhängen.

Nicht alle dieser Flachtäler sind auf die die Namib querenden großen Riviere eingestellt, sondern laufen häufig im Flächenniveau parallel zu den tief eingeschnittenen Hauptvorflutern. Wo letztere das Spülscheiden-Spülmuldenrelief anschneiden, kommt es meist zu sehr markanten Gefällsknicken in deren Längsprofil bis hin zur Ausbildung von Wasserfällen (selbst küstennah). Gut ausgeprägt ist dieses Reliefgefüge vor allem im nordwestlichen Erongo-Vorland und dem Spitzkoppe-Gebiet, aber

auch zwischen der Hentiesbaai-Uis-Pad und Brandberg/Messum oder auf der Tumas-Tinkas-Vlakte südlich des Swakop.

In der westlichen, küstennahen Namib kann ein ähnlicher Formenschatz beobachtet werden. Allerdings sind hier eventuelle Terrassenkanten der Flachtäler im Spülflächenrelief nur noch schwer zu verfolgen. Sie scheinen generell einige (Zehner) Kilometer vor der Küste auszulaufen. Teilweise fehlen sie ganz und die kleinen Spülrinnen verlaufen küstensenkrecht pendelnd im flachwelligen Relief. Sie enden entweder direkt an der Küste in Salztöpfen bzw. kleinen Endpfannen (nördlich des Swakop) oder werden durch einen Dünengürtel blockiert („tsondabisiertes Relief“ nach RUST & WIENEKE 1976, südlich des Swakop).

Allgemein zeigen die Spülrinnen, ähnlich den größeren Rivieren (Kap. 4.2.2), eine Akkumulations-tendenz, d. h. sie werden rezent mit alluvialem Material verfüllt. Dieses wird in den relativ seltenen Regenjahren als Schwallwassersediment aus der Spülfläche der näheren Umgebung, in extrem seltenen Fällen auch aus weiterer Entfernung zugeführt und bei abnehmender Gefälldynamik und Fließgeschwindigkeit akkumuliert. Die Hauptsedimentationsbereiche liegen dabei an den Gleithängen und den Übergangsbereichen zwischen Prall- und Gleithängen der anastomosierenden Spülrinnen im Muldentiefsten. Dadurch kommt es bei starker lokaler Fließdynamik häufig zu kurzzeitigen Aufstauungen und Minidurchbrüchen. Diese stark wechselnde und extrem von den jeweiligen Lokalbedingungen sowie von dem hochvariablen Niederschlagsregime abhängige Abfluß-, Infiltrations- und Akkumulationsdynamik auf dem Relief zwischen den Rivieren ist nur schwer kalkulierbar. Generell scheinen aber auch die rezenten Feuchthjahre nicht so viel Transportkraft zu entwickeln, daß es zu nennswertiger Ausräumung bzw. Materialabfuhr kommt. Es scheint ein gewisses morphodynamisches Gleichgewicht zwischen Akkumulation und Abtransport zu herrschen.

In den weitaus häufigeren Trockenjahren erfolgt eine Oberflächenstabilisierung in Form von Grobsandpflastern durch Ausblasung der Feinmaterialfraktionen. Sehr häufig wird allerdings dieses Grobsandpflaster der breiten Spülrinnen durch biogene Einflüsse (v. a. zoogene Aktivität) wieder zerstört, so daß es regelmäßig zur Korndurchmischung und erneuter Ausblasung kommt. Im Untersuchungszeitraum wurden in fast allen Spülrinnen der inneren Namib weit verbreitete Trampelspuren beobachtet, von denen allenfalls kleine und kleinste untergeordnete Fließlinien (Breite im Dezimeterbereich) ausgenommen sind. Letztere weisen auch eine feiner texturierte Verfüllung und teilweise Krustenbildung auf - ein Hinweis auf jahrzehntelange Oberflächenstabilität.

HÖVERMANN (1978: 61) erkennt in dem Wechselspiel von Wind- und Wasserwirkung an den sich verlagernden Spülrinnen eine „aktive Denudationsfläche“ mit Tieferlegungstendenz. Dabei soll

die für die Namib charakteristische Kombination aus Flächenspülung bzw. „flächenhaft wirkender Rinnenspülung“ mit der Windwirkung der Eintiefungstendenz der Gerinne entgegenarbeiten. Die flächenhafte Wirkung der Rinnenspülung soll durch das Pendeln der Gerinne in der Fläche zustande kommen, wobei die entstehenden Terrassenkanten durch Windschliff ausgeglichen (abgeschliffen) und von Sand verhüllt werden sollen. Im Gegensatz dazu sehen SPREITZER (1966a) und auf Basis der ozeanischen Befunde auch DIESTER-HAAS et al. (1988: 88) die Rolle der äolischen Abtragung in der Namib eher untergeordnet. SPREITZER (1966a: 81) verzeichnet eine frische Erhaltung der von den seltenen fluvialen Prozessen der Namib geschaffenen Formen über viele Jahre hinweg.

Bei dem oben vorgestellten Modell der kombinierten fluvial-äolischen Flächentieferlegung in der Namib werden mehrere Gesichtspunkte übergangen, die vermutlich aus HÖVERMANNs (1978) einmaligem Lokalvergleich der Prozesse eines „Feuchtjahres“ mit denen eines „Trockenjahres“ zustandekommen:

1. Die Hauptabflurrinnen „pendeln“ keineswegs generell im Niveau der Fläche, sondern allenthalben zwischen den altangelegten künstensenkrechten Spülscheiden in der inneren Namib bzw. im Tiefsten breiter Flachtäler in der östlichen Namib und Prä-Namib. Ihre laterale Dynamik ist daher sehr eingeschränkt.
2. Die küstennahen Flechtenrasen belegen dort bestenfalls eine extrem geringe aktuelle Reliefdynamik außerhalb der Riviere. Am Welwitschia-Drive bei Goanikontes sind selbst 100 Jahre alte Wagenspuren des sog. Baai-Wegs erhalten. Anhand von Fotovergleichen stellt MASSMANN (1976: 46) fest, daß sich nach fast 100 Jahren selbst der Lageort einzelner Steine in der Namib nicht verändert hat.
3. Das vorgestellte Prozeßgefüge setzt ein Höhenstockwerk der Sandschwemmebenen voraus, das aber in der Zentral-Namib allenfalls lokal (z. B. im Bereich der Tinkas-Vlakte nahe des Langer Heinrichbergs bis zum Randbereich der sog. Moon Landscape oder zwischen Chuos-Bergen und Khantal) vorhanden ist (Kap. 4.2.1.4). Der weitaus größere Teil besteht aus Krusten-, Hamada- oder Serir-Oberflächen.
4. Ein großer Teil der Namib-Oberfläche zwischen Kuiseb und Ugab ist carbonatverbacken, die die präkambrischen und kambrischen Gesteine schneidende Fläche daher fossilisiert.
5. Es treten zwar stellenweise relativ frisch wirkende Gesteine an die Oberfläche, doch der größte Teil des Namib-Grundgebirges ist augenscheinlich tief chemisch verwittert, wie an quasi allen Aufschlüssen in den die Namib querenden Rivieren beobachtet werden kann. Da aber weder der Saproлит, noch die reliktsche, feinmaterialreiche Bodendecke unter den gegenwärtigen Bedin-

gungen gebildet werden können, wäre bei einem rezenten Tieferlegungsprozeß deren vollständige Ausräumung (samt den hangenden Carbonatkrusten) zu erwarten.

6. Die Haupttrumpffläche der Namib setzt sich südlich des Kuiseb unter dem Namib-Erg im gleichen Höhengniveau fort. Mindestens seit Entstehung des Ergs kann dort keine Tieferlegung der Haupttrumpffläche stattgefunden haben. Eine Tieferlegung der Flächennamib im aktuellen Morphomilieu hätte zur Folge, daß dann *eo ipso* die Zentralnamib morphologisch tiefer liegen müßte als die Erg-Basis. Das ist nicht der Fall (vgl. auch RUST 1996).

Da an Vorzeitformen in der Namib sowohl die Spülscheiden-Spülmulden-Grundstruktur, als auch Relikte des saprolitisierten Anstehenden mit Resten gut entwickelter Böden (Kap. 4.2.1.7) und die abschließenden Krusten in weiten Teilen erhalten sind, kann den von HÖVERMANN (1978) beschriebenen Prozessen allenfalls lokaler Charakter eingeräumt werden. Sämtliche Spülvorgänge auf der Flächennamib sind nur untergeordnete Durchgangsprozesse und tragen nicht zur flächenhaften Weiterbildung bei. Sie sind deshalb lediglich als Element einer „Flächenerhaltung und traditionellen Weiterbildung“ im Sinne von BÜDEL (1981) anzusehen (vgl. auch RUST 1989: 113) und verändern den ursprünglichen Rumpfflächencharakter nicht. Die Rumpffläche wird nach RUST (1989) von den Wüstenschluchten (Gramadullas) randlich zerschnitten und aufgezehrt.

HEINE & WALTER (1996: 251) sehen allerdings in dem von HÖVERMANN (1978) entwickelten Prozeßgefüge eine Tendenz zum Reliefausgleich („rezente Flächenbildung ohne gleichzeitige Tieferlegung“). Sie postulieren somit einen Prozeß der fluvialen Planation, der auch für die Entstehung der sog. *Tsondab Planation Surface* (TPS nach OLLIER 1977) unter vergleichsweise trockenen Bedingungen verantwortlich gemacht wird (HEINE & WALTER 1996: 238). Gleichzeitig sollen die großen Riviertäler eingeschnitten und wieder verfüllt worden sein (HEINE & WALTER 1997: 149).

Problem: Damit werden verschiedene Reliefgenerationen der Fläche und der Täler in die gleiche Zeit und auch ins gleiche Morphomilieu eingeordnet.

Hypothese: Der oben ausgeführten Diskussion folgend, ist das Prinzip einer Flächentieferlegung unter Trockengebietsbedingungen grundsätzlich fraglich. Die TPS ist nach RUST (1996) identisch mit der Haupttrumpffläche (vgl. Kap. 4.2.1.9). Die Täler der Hauptvorfluter und deren Verfüllungen repräsentieren gänzlich andere Morphomilieus als die Haupttrumpffläche und sind als jüngere Reliefgenerationen klar zu trennen. Dies ist morphogenetisch zu klären.

4.2.1.2 Rumpftreppen und Randverebnungen an Inselbergen

Zahlreiche Inselberge lassen an ihren Hängen in unterschiedlichen Höhenlagen über der Haupttrumpffläche Randverebnungen erkennen. Besonders markant sind diese rund um den Brandberg, z.

B. in etwa 900 Meter Höhe ü. NN, ausgebildet (also fast 300 Meter über dem heutigen Haupt-rumpfflächenniveau). Diese Verebnungen lassen sich als ehemalige Pedimente einer damals höher liegenden Rumpffläche interpretieren. SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) rekonstruieren so aus vergleichbaren Höhenlagen ehemalige Reliefstockwerke (Tab. 16) und stellen fest, daß es vor der Ausbildung der Hauptrumpffläche noch zwei ältere Flächenstockwerke gegeben habe, die sich in weiten Bereichen nachweisen lassen.

Stockwerk	Bildungsphase	Datierungsargumente	Einstufungsprobleme
postHR 2	Quartär	Homeb Silts im Kuiseb-Tal (C ¹⁴ -Dat. 19.000-23.000 BP)	C ¹⁴ -Datierungen unsicher, Alter aber realistisch
postHR 1	Pliozän	Eintiefung in spätmiozäne (?) Kalkkrusten; älter als Oswater Konglomerat (früh- bis mittelpleistozän ?)	Kalkkrustenalter nur relativ datiert; Alter des Oswater-Konglomerats unsicher
HR (Haupt-rumpffläche)	Eozän bis Oligozän	Älteste Talfüllung des Kuiseb (miozän); Kappungsfläche der Windhoek-Phonolite (jünger als 33 Ma); große eozäne Sedimentationsraten auf dem Oranje-Schelf	Miozänes Alter der Talfüllung würde prä-miozäne Talbildung implizieren; Talboden ist aber saprolitisch verwittert und daher eigenes Flächenstockwerk jünger als die Hauptrumpffläche
präHR 1	Oberkreide	Starke Abtragung von Etendeka-Vulkaniten (jünger als 110 Ma); große oberkretazische Sedimentationsraten auf Oranje-Schelf; Scheitelflächen des Messum-Kraters (jünger als 123 Ma)	Einstufung erscheint relativ realistisch
präHR 2	post-Karoo (Unterkreide ?)	Gipfel des Okenyanya-Massivs (jünger als 164 Ma)	Stockwerk tritt nur an sehr wenigen hohen Inselbergen auf; Korrelationsprobleme

Tabelle 16: Die Reliefstockwerke in Namibia und ihre Chronologie nach SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 118). In der rechten Spalte wurden zusätzlich einige Probleme zur zeitlichen Einordnung der Stockwerke skizziert. Diese betreffen vor allem die Datierung der tertiären Hauptrumpffläche, deren Bildung im Eozän bis Oligozän angenommen wird, also genau in der Zeit, in der sich nach BESLER (1980) oder WARD (1987) auf der Rumpffläche der Proto-Namib-Erg entwickelt haben soll. Da die angesprochenen oligozänen Phonolite beträchtlich gekappt wurden (Kap. 4.3.2) und die Sedimentationsraten auf dem Schelf erst im Endmiozän stark verringert waren, läßt sich erst im Endmiozän auf einen Milieuwechsel schließen, der die Bildung der Hauptrumpffläche abgeschlossen haben könnte. Demnach wären alle nachfolgenden Reliefgenerationen, auch das gesamte fluviale Relief, sehr wahrscheinlich jünger als Endmiozän/Frühpliozän.

Ob diese als Folge von Klimawandeln entstanden sind, was zu Milieuveränderungen und zu Veränderung von Verwitterungs- und Abtragsregime geführt haben könnte, ist letztlich ungeklärt. Als einigermaßen gesichert darf jedoch gelten, daß ein Wechsel von Hebung und Senkung verschiedene Formungsphasen und daraus resultierend Reliefstockwerke verursacht hat (SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989: 120). Die Ursache der tektonischen Bewegungen wird in isostatischem Ausgleich gesehen, der infolge von Ablagerungen mächtiger Serien mesozoischer Sedimente (Etjo-Sandsteine) und Flutbasalte (Etendeka-Laven) sowie deren Ausräumung ab der Unterkreide zustande kam (MARTIN 1976).

Tatsächlich wurde insbesondere die Region der Randstufenlücke seit dem Präkambrium vielfach von Intrusionen und Vulkanen zerrüttet und durchschlagen. Die geologische Karte verzeichnet neben archaischen Kratonresten und Damara-Metasedimentiten vor allem präkambrische, kambrische, mesozoische und kretazische Magmatite samt Störungslinien unterschiedlichen Alters, so daß anzunehmen ist, daß sich die jeweiligen Erosionsbasen im Verlauf der Erdgeschichte (gondwanazeitlich und post-gondwanazeitlich) verschiedentlich relativ schnell verlagert haben. Eine echte, durchgängige Bruchlinie, die ein Gondwana-Taphrogen eindeutig markieren würde, fehlt allerdings auf dem Festland.

Hypothese: Der älteste sichere Nachweis für einen Milieu- und Klimawechsel ist demnach in der Fossilierung und Zerschneidung der Hauptrumpffläche zu sehen, da für alle älteren Reliefstockwerke (präHR nach SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989) eine tektonische Entstehung oder die Beteiligung eines tektonischen Einflusses nicht ausgeschlossen werden kann. Für Fragen des Milieuwechsels kommt also der möglichst exakten Datierung der Hauptrumpffläche entscheidende Bedeutung zu.

Neben den Randverebnungen der Inselberge beschreiben einige Autoren in Anlehnung an SPREITZER (1966a: 77) eine gewisse Treppung der Namib-Fläche selbst (BESLER 1972: 65f). Die entstandenen Rumpftreppen müßten als Indizien für phasenweise Hebungsprozesse angesehen werden. Die Stufen sind charakterisiert durch Flachstrecken (in Meereshöhen von 0-200 m, 200-400 m, 400-600 m und 600-800 m ü. NN) mit Inselberggruppen, die damit zonale Inselberge im Sinne von BÜDEL (1981) darstellen würden. Tatsächlich fallen bei einer West-Ost- (oder Ost-West-) Durchquerung der Namib-Fläche vor allem im Bereich der Zentral-Namib zwischen Kuiseb und Swakop gewisse stufenähnliche, aber flache Geländeverteilungen auf, die aber weder auf Karten, noch auf Luftbildern deutlich durchgängig zu verfolgen sind. Ob sich die (wenigen) Inselberge aber in der von SPREITZER (1966a) angenommenen genetischen Weise einzelnen Flächenniveaus zuordnen lassen, konnte trotz intensiver Begehungen nicht festgestellt werden. Auch BESLER (1972: 66) sieht einige der Inselberge über weitere Strecken kettenartig angeordnet (vgl. auch RUST 1970).

Letztlich kann keine endgültige Aussage über phasenweise Hebungen während der Ausbildung der Hauptrumpffläche getroffen werden, wenngleich über eine generelle Hebungstendenz im geschilderten Bereich kaum Zweifel bestehen dürften. Aufgrund der relativ undeutlichen Ausprägung der Stufen ist auch die Annahme einer Ausrichtung bestimmter Flächenabschnitte auf einen auch im alten bis mittleren Tertiär erheblich schwankenden Meeresspiegel (vgl. DINGLE et al. 1983: 310) denkbar.

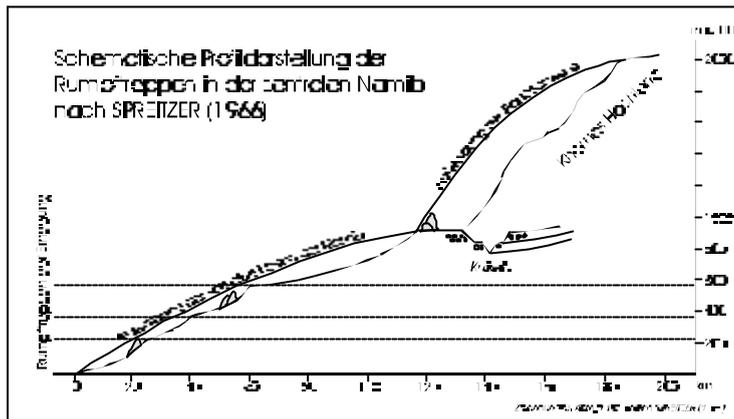


Abbildung 47: Skizzierte Darstellung von hypothetischen Rumpfstufen in der zentralen Namib nach SPREITZER (1966a: 76). Angenommen wird eine ältere Aufwölbung mit dem Khomas-Hochland als Proximalbereich und eine jüngere mit der „schiefe Ebene“ der Namib. Letztere soll eine phasenweise Hebung repräsentieren und daher eine gestrepte Fläche sein.

Bei Annahme von Hebungsphasen während der Ausbildung der tertiären Haupttrumpffläche, die zur Ausbildung eines rumpftreppenähnlichen Systems auf der Namib-Fläche geführt haben könnten, würde zweifellos ein über weite Teile des Tertiärs konstantes Morphomilieu impliziert werden. Dies gilt auch, wenn es sich um auf ehemalige Meeresspiegelstände eingestellte Systeme ohne Hebung handeln würde. Die Treppung ist daher als wichtiges Indiz für ein relativ gleichförmiges (?), Flächenbildung förderndes Milieu/Klima vom Alttertiär bis zur Fossilierung der Haupttrumpffläche anzusehen. Ein oder mehrere ausgeprägtere Klimawechsel innerhalb dieses Zeitraums hätte sicher markantere Formen entstehen lassen, z. B. durch Einschneidungsphasen.

Im Bereich der Randstufenlücke nördlich des Swakop ist die Treppung keineswegs so ausgeprägt wie südlich des Swakop (auch hier ist sie ja lokal kaum feststellbar). Dort scheinen Gefällsunterschiede eher an Dolerit-Dykes angelehnt zu sein, was ohne genaue Einmessungen den Anschein einer Treppung erwecken kann, tatsächlich aber nur Auf- und Abgang eines Pediments sein könnte.

Hypothese: Auch eine eventuelle Treppung der Rumpffläche gibt keinen zuverlässigen Hinweis auf Klima- oder Milieuwechsel im Tertiär vor Fossilierung der Haupttrumpffläche.

4.2.1.3 Inselberge

Bei der Klassifizierung von Inselbergen auf der Haupttrumpffläche müssen genetische Aspekte im Sinne von BÜDEL (1981) beachtet werden. Eine Unterscheidung von (1) der Randstufe zwischen Swakop und Gaub vorgelagerten zonalen Inselbergen oder Ausliegerinselbergen und (2) Schildinselbergen oder sog. „Kopjes“ als abgedeckte Grundhöcker erscheint sinnvoll. Daneben werden (3) größere Komplexe, Inselgebirge wie der Brandberg, Messum und der Erongo (Abb. 46, S. 195) mit ihren intramontanen Ebenen ausgegliedert.

Morphologische und genetische Aspekte des Erongo-Gebirges wurden bereits bei BLÜMEL et al. (1979) aufbauend auf CLOOS (1911) u. a. behandelt. Nach HÜSER (1979a) handelt es sich dabei um eine Vulkanruine, deren Rohform spätestens vor 100 Millionen Jahren abgeschlossen sein dürfte

und deren rezente Form durch Abtragung herausgearbeitet wurde. Dabei waren wohl geologisch-tektonisch bedingte Hohlformen Ansatzpunkte einer intramontanen Beckenbildung, die gleichzeitig mit der Tieferschaltung der Haupttrumpffläche ablief. Heute schneiden die Beckenböden und Pedimente im Erongo nicht nur verschiedene vulkanische Gesteine, sondern stellenweise auch Metasedimentite des Damara-Grundgebirges (vgl. auch HÜSER 1979a: 81).

In einer jüngeren Arbeit bezeichnet HÜSER (1989: 99) die Inselgebirge oder Inselbergkomplexe als „vulkanische Ring-Dyke-Komplexe“, die „für den von Vulkanismus begleiteten Rift-Prozeß [des Zerbrechens von Gondwana] zeugen“. Vermutlich sind die pluto-vulkanischen Relikte als laterale Förderschloten des jurassisch-kretazisch intrudierten und aufwölbenden *mantle plumes* zu deuten, der das Rifting initiierte (Kap. 7.3). Die ringförmige Struktur entstand wohl erst nach weitgehendem Abschluß der vulkanischen Aktivität infolge Ausbildung von Zentraldepressionen oder einer Caldera und der oben angesprochenen flächenhaften Tieferlegung seit der Oberkreide. Somit gleicht die Genese dieser Strukturen in bemerkenswerter Weise der Genese des Beckens im Gross Brukkaros (STENGEL & BUSCHE 1992) wenngleich es sich bei der Ausbildung der initialen Rohform mit Zentraldepression beim Brukkaros wohl eher um eine phreato-magmatische Explosion, beim Erongo wohl um ein vulkanisches Ereignis gehandelt hat. In beiden Fällen wurden die Zentraldepressionen flächenhaft überprägt. Die damit vorausgesetzten großen Abtragungsbeträge lassen auf eine lange Zeit von Flächenbildung förderndem Morphomilieu schließen.

Auf der Namib-Fläche kommen nur wenige höhere Inselberge vor, zumeist ausgebildet in Graniten (z. B. Vogelfederberg, Blutkuppe, Mirabib), Granitoiden oder Quarziten (z. B. Langer Heinrichberg). Sie sind zumeist von einem breiten Pedimentsaum umgeben (4.2.1.4). Daneben gibt es flache, schildförmige Erhebungen. In den meisten Fällen handelt es sich dabei um abgedeckte Grundhöcker mit charakteristischen Verwitterungsformen (4.2.1.7). Wo die carbonatischen Deckschichten durch die Rivierbildung durchschnitten wurden, zeigen sich Relikte von feinmaterialreichen Bodenbildungen und saprolitisch tiefenverwittertes Anstehendes (4.2.1.7) bis zum Fuß Inselbergs.

Wie in Kap. 4.2.1.2 erwähnt, können einige Inselberge der Namib-Fläche evtl. zonal angeordnet sein. So sieht BESLER (1972: 66) die Fortsetzung der Marmore des Swartbank-Bergs am unteren Kuiseb in den Hamilton-Bergen, nördlich davon und in den Witpoort-Bergen noch weiter nordöstlich. Des weiteren lassen sich die Schwarzen Berge bei Klein Klipneus (ca. 25 km nordwestlich Gobabeb) anhand kleinerer Outcrops quer über die Namib-Fläche verfolgen.

Der Langer Heinrichberg ist ausgebildet in den Quarziten der Etusis-Formation der Nosib-Gruppe (ältestes Damara), die direkt den archaischen Kratonresten aufliegt. Seine Streichrichtung entspricht

der Achse einer Antiklinalen, die zur Ausbildung einer lokalen Wasserscheide geführt hat. Ansonsten sind auf der Namib-Fläche Inselberge aus Damara-Metasedimentiten eher selten (z. B. Barrowberg nördlich des Kuisebknies). Dies trifft auch auf die Haupttrumpffläche der Randstufenlücke zu. Auch dort handelt es sich bei Inselbergen aus Damara-Gesteinen in der Regel um Quarzit-, Marmor oder Dolomitrippen, angelegt auf alten Spülscheiden (z. B. Tjirundu-Berge, Rössingberge oder die Chuosberge, Gamgamichabberge und Otjipateraberge auf der Swakop-Khan-Wasserscheide). Die Formen in Dolomit zeigen dabei häufig Spuren intensiver Tiefenverkarstung (Höhlen mit Sinterkegeln, vgl. Rössinghöhle bei HEINE & GEYH 1984) und oberflächliche Lösungsformen, wie Karren, Rillen etc. (z. B. Okongue, Foto 4, Tafel 1; Kap. 4.2.1.7).

Der Randstufe westlich vorgelagert treten eine Reihe von zonalen Inselbergen auf, deren Höhen-niveau sich mit der Escarpment-Dachfläche (Khomas-Niveau) parallelisieren läßt. Sie sind, wie z. B. die Chausib-Berge, Onanis-Berge oder die Donkerhuk-Berge, teilweise durch Flächenpässe von der eigentlichen Randstufe getrennt oder bilden die Rahmenhöhen von intramontanen Ebenen, wie die Witwatersberge auf den Farmen Wilsonfontein und Komuanab. Einen markanten Flächenpaß bildet die sehr flache Wasserscheide zwischen dem Oberlauf des Onanis-Riviers (entwässert nach Westen und Nordwesten zum Swakop bei der Kleinsiedlung Salem), dem des Witwaterriviers (entwässert nach Norden zum Swakop über das Tsaobis-Rivier) und dem des Nausgomab (entwässert nach Süden zum Kuiseb). Er liegt auf dem Farmteil Anschluß zwischen den Farmen Donkerhuk und Komuanab und wird von der Straße Windhoek-Swakopmund (Heusis Pad) genutzt (einer der günstigsten westlichen Hochlandszugänge südlich des Swakop). Diese Flächenpässe werden meist von subsequenten Rivieren (z. B. Kraaiport-Rivier, Emeritus-Rivier oder Nausgomab) zerschnitten, deren Täler heute die Randstufe von der Vorlandfläche als Subsequenzfurche trennen.

4.2.1.4 Pedimente, Glacis, Sandschwemmebenen

Alle während der Feldarbeiten betrachteten Inselberge der Haupttrumpffläche werden - soweit die Aufschlußverhältnisse eine sichere Aussage erlauben - von Pedimenten (oder Fußflächen) umrahmt. Gleiches gilt für das direkte Randstufenvorland, wo sie allerdings stark zerschnitten und zergliedert sind. Sie müssen im Sinne von BUSCHE (1973) in engem genetischem Zusammenhang mit der Rumpfflächenbildung gesehen werden und werden als Ausprägung des ehemaligen Vordringens der Fläche gegen die Stufe oder den Inselberg interpretiert. Entsprechend gilt für ihre Entstehung und Fossilierung die Argumentation von Kap. 4.2.1.1, Kap. 4.2.1.2 und Kap. 4.2.1.3. Gegenüber der Gesamtneigung der Rumpffläche weisen die Pedimente allerdings meist ein leicht erhöhtes Gefälle zur

Fläche hin auf (alle eigenen Neigungsmessungen lagen zwischen $1,5^\circ$ und $4,5^\circ$). Sie sind dabei entweder schwach konkav durchhängend oder bilden flache Rampen ohne feststellbare Wölbung und gehen mit scharfem konkavem Hangknick in die steilen (Trocken-) Hangbereiche über. Bei den hohen, typischen Granitinselbergen führt dies zu der charakteristischen Glocken- oder Domform (z. B. Spitzkoppen, Pontokberge).

Die Pedimente bestehen in der Regel komplett aus dem gleichen Gestein, wie die angrenzende Stufe oder der Inselberg, können aber auch, wo unterschiedliche Gesteine in enger Wechsellagerung anstehen, auch diese schneiden. Dies ist z. B. an zahlreichen Lokalitäten der Randstufenlücke der Fall. Sie sind dann nur durch die Rampenneigung von der Rumpffläche zu unterscheiden. So ist z. B. die teilweise abgeräumte Pedimentrampe des Tjirundu-Bergs (Farm Tjirundu/Epako) auf etwa 1 Kilometer Länge ohne Gefällsveränderungen proximal in Quarziten, dann in Biotit-Schiefen und schließlich distal in Calcit-Dolomit-Marmor mit Stromatolithbändern ausgebildet, ehe sie unter einem bis 15 Meter mächtigen Kolluvium in die Rumpffläche (hier als intramontanes Becken) übergeht. Das umlaufende Pediment schneidet auf der Nordseite des Tjirundu-Bergs zusätzlich ordovizische Leukogranite (Farm Okongue). Ein Foto bei KEMPF (1998: 15) bildet ein gut erhaltenes (unzerschnittenes) Granit-Pediment in typischer Ausprägung ab, dessen ehemalige Bodendecke weitgehend abgeräumt wurde. Foto 1 auf Tafel 2 (Satellitenbildausschnitt) zeigt die zerschnittenen Pedimente und die Subsequenzfurche der Gamgamichab- und Nawachabberge zum Aroab-Rivier (südwestliche Khanfläche). Auch diese Akkumulationskörper sind durchgängig carbonatverbacken.

Gegenüber den Spülflächen, die in der Regel als reine Abtragungslandschaften ausgebildet sind, haben die Pedimente, analytisch-methodisch betrachtet, gelegentlich den Vorteil, daß sie durch Material von den angrenzenden Fronthängen überdeckt sein können. So kam es nicht nur zur Fossilierung von Relikten der alten Verwitterungsdecke oder des Saprolits, sondern unter Umständen auch zur Ablagerung von Hangschuttgenerationen (im besten Fall mehrerer Phasen) oder Schwemmfächern obsequent entwässernder Flüsse. Solche Pedimentdeckschichten, deren Detritusauflage häufig carbonatverbacken ist (besonders ausgeprägt z. B. an den Flanken der Chuos-Berge, Tafel 3, Foto 1 und Karte 20), lassen sich unter Umständen dort reliefgeschichtlich auswerten, wo sie später zerschnitten wurden. Sie scheinen an höheren Inselbergen aus Damara-Metasedimentiten deutlich häufiger vorzukommen, als an Granitinselbergen. Letztere neigen eher zur Ablagerung unverbackener oder wenig inkrustierter, feldspatreicher Gruse in weiten Schleppen (Tafel 1, Foto 6). In vielen Fällen sind die Bodendecke oder Kolluvien allerdings ausgeräumt.

Die carbonatverbackenen Pedimentbedeckungen oder -schwemmfächer gleichen dabei im Aufbau den Talverfüllungen der tertiären, breiten Flachtäler und werden deshalb mit diesen behandelt (Kap. 4.2.2.1). Solche Pedimentdecken gehen in der Regel in die Terrassenakkumulationen (Haupt- und Mittelterrassen) der Riviere über (z. B. am mittleren Kuiseb, am Gaub, am Nausgomab und am Khan-Rivier). Südlich der Untersuchungsgebiete bildet u. a. auch der ehemalige Schwemmbereich des Tsauchab auf den ehemaligen Farmen Hebron und Sesriem eine gut erhaltene inkrustierte Pedimentdecke aus Konglomeraten, die zum Namib-Naukluft-Park hin in Terrassen ausläuft.

Bei Inselbergpedimenten auf den Wasserscheiden überwiegt im Gegensatz zu den Randstufen-Fußflächen kantiger Hangschutt unterschiedlicher Textur in Akkumulationskörpern stark variierender Mächtigkeit. Eine quasi ideale Anordnung bieten hier die Verhältnisse an den Chuos-Bergen (Tafel 3, Bild 1, vgl. auch Karte 20, S. 214). Sie weisen sowohl an der Nord-, wie auch an der Südflanke Pedimentbedeckungen aus kalkverbackenem, kantigem, kaum gerundetem Hangschutt auf, der mit zunehmender Entfernung von einer Hangschuttfläche in ein typisches Glacis übergeht. Das Stockwerk einer Sandschwemmebene fehlt hier bis auf einige in Abspülung begriffene Flächen weitgehend. Der Chuos-Hangschutt mit seinen geringen Transportspuren deutet auf eine eher trockene Hangdynamik hin. Die Carbonatverbackung scheint später erfolgt zu sein. Der Hangschutt-Krustenfläche an der Chuos-Nordflanke liegt allerdings eine geringmächtige, lockere Decke stark angewitterter rötlicher Sande mit Eisenhäutchen und vereinzelt Toncutanen auf. Vermutlich handelt es sich dabei um fluvial aufgearbeitete Reste einer älteren Bodenbildung, möglicherweise auch um aus den Hangschutt-Kalkkrusten ausgewittertes Material. Gegen letzteres spricht allerdings, daß Chuos-Calcrete nur eine geringe Menge (unter 1%) vergleichbarer Materialien enthält (nach Analyse des Lösungsrückstands). Im großräumlichen Zusammenhang betrachtet, läßt sich feststellen, daß im Randstufenvorland mehrere Reliefgenerationen die Pedimentbildungen, die der Haupttrumpffläche zuzuordnen sind, fossilieren:

1. oft mehrgliedrig aufgebaute Schwemmfächer in Escarpmentnähe, mehrphasig carbonatinkrustiert, mit distal abnehmenden Korngrößen (meist Konglomerate),
2. carbonatinkrustierte Hangschuttkegel mit kantigem, unsortiertem Material (sehr häufig Quarze oder Quarzite) an Inselbergen,
3. unverbackenes oder wenig inkrustiertes Glacis (häufig grusiges Material aus Granitfeldspäten und -quarzen aber auch Dolomiten),
4. jüngerer, unverbackener, unsortierter Hangschutt,
5. Sandauflagen auf den Hangschuttflächen, zumeist ohne feststellbare Bodenbildung.

An der Oberfläche sind zumeist typische Hamada-Formen ausgebildet, die mit zunehmendem Abstand vom Trockenfronhang in eine typische Serir und in eine Reg-Oberfläche übergeht. Dabei wurden ebenfalls verschiedentlich Relikte von Paläoböden, meist stark verwitterten Rotplastosolen oder Latosolen (nach FAO „Ferralsole“, in der US Soil Taxonomy „Oxisole“ oder „Acrisole“) fossilisiert. Oft sind auch nur noch die grusigen Komponenten der Verwitterungsfront vorhanden. Wie im Khan-Swakop-Wasserscheidengebiet, ist dabei zumeist ein beträchtlicher Anteil des Feinmaterials abgeführt. Wo Reg- oder Serir-Oberflächen im distalen Teil der Pedimente oder der Glacisflächen nur lückenhaft vorkommen, hat sich in den Zwischenräumen ein typisches, vermutlich kombiniert äolisch-fluviales Grobsand- bis Feingruspflaster aus mäßig bis stark angewitterten, rötlichen Quarzsanden gebildet, das ebenfalls feinkörnigere Bodenrelikte konserviert.

Unter der Grobmaterialdecke auf dem Chuos-Pediment (v. a. der Nordflanke) ist ein großer Teil der pedogenen Ton- und Schluffkomponenten erhalten. Gleiches konnte an zahlreichen weiteren Stellen der sog. Flächennamib beobachtet werden, etwa auf den südlichen Brandberg-Fußflächen im Paläo-Omaruru-Schwemmbereich (heute drainiert durch die eigenständig zum Atlantik entwässernden Spülsysteme von Orawab und Capri-Rivier; vgl. auch Profil NA03), aber auch weiter nördlich am küstenwärtigen Pedimentsaum der Goboboseb-Berge oder dem Vorlandbereich der Koigab-Randstufe (z. B. an der Pad Torra Bay - Khorixas; Einzugsgebiet von Koigab - Gui Tsawisib – Springbokrivier). Auch die Pedimente und Flächenpässe zwischen Brandberg, Messum- und Goboboseb-Bergen zeigen vergleichbare Formengesellschaften.

Das von den Hangschuttkegeln und Hamada- bzw. Serirflächen auf den distalen Fußflächen und dem Glacis abtransportierte Material findet sich im Flächenbereich gelegentlich in Form von sog. Sandschwemmebenen (BÜDEL 1981) wieder. Bevorzugt treten diese Formen in der Namib in einem Höhengiveau von 500 bis 1000 Metern Meereshöhe auf. Sie sind allerdings, wie oben erwähnt, nicht weit verbreitet. Karte 20 stellt die flächenhafte Verbreitung einer solchen Ebene zwischen Chuos-Bergen und Khantal dar. Charakteristisch für die Dynamik auf diesen Flächen ist das nur wenige Zentimeter eingetiefte anastomosierende Mini- und Mikro-Spülrinnennetz, das sich bei jedem der seltenen Niederschlags- und Abflußereignisse verlagern kann. Trockenzeitlich findet eine äolische Überprägung statt, was zur Ausbildung von Rippelflächen führen kann.

Wie in Kapitel 4.2.1.1 angemerkt, nehmen solche Sandschwemmebenen im untersuchten Raum nur einen relativ geringen Anteil an der Namib-Gesamtfläche ein. Sie sind vor allem assoziiert an ein höheres Hinterland (Randstufe, Inselgebirge oder größere Inselberge), welches durch das Auftreten von ausgedehnten Sandrampen an Unter- und Mittelhängen als hauptsächlicher Materiallieferant

gekennzeichnet sein kann. Die größeren und in der Höhenstufe der Sandschwemmebenen und Sandrampen querenden Riviere sind in der Regel hier tief eingeschnitten und kommen als Sandlieferant für die höher (im Flächenniveau) liegenden Ebenen nicht in Betracht. Außerdem zeigen deren Materialkörner geringere Transport- und etwas stärkere Verwitterungsspuren als die meist glatten und hellen Riviersande.

Allerdings kommt es, wie an den Chuos-Bergen, gelegentlich auch vor, daß die Sandschwemmebenen durch eine unterschiedlich breite Pediment-Ausraumzone (hier bis auf die liegende Kalkkruste) räumlich vom Liefergebiet der Sande getrennt sein können. Solche Ausraumzonen entsprechen anscheinend den subsequenten Entwässerungslinien vor größeren Stufen. Dies läßt darauf schließen, daß für die Schichtflutereignisse auf Sandschwemmflächen in erster Linie starke autochthone Niederschläge verantwortlich zeichnen und weniger die Abflüsse vom höherliegenden Hinterland. Letztere tragen aber wahrscheinlich zusammen mit äolischen Prozessen zur Materialverjüngung bei. Dafür spricht auch, daß der flächenmäßige Anteil der von den Hängen oder dem Hinterland gesteuerten und den Schwemmbereich durchfließenden breiteren Abflußlinien weitaus geringer ist, als derjenige des autochthonen Mikro-Spülrinnenreliefs. Aus diesem Grund lassen sich auch im Satellitenbild bei entsprechender Verarbeitung die Sandschwemmebenen (z. B. Tafel 3, Foto 1) gut von dem in Kap. 4.2.1.1 beschriebenen Spülflächenrelief mit seinen flächenmäßig dominierenden, im Altrelief angelegten Mesospülrinnen unterscheiden (z. B. Tafel 6, Fotos 1+2).

Die Frage, ob sich auf den Flächen der Namib, die tatsächlich als Sandschwemmebenen bezeichnet werden können, das von HÖVERMANN (1978) beschriebene Tieferlegungsprozeßgefüge abläuft, kann nicht abschließend geklärt werden, obwohl insbesondere der Bereich zwischen Chuos-Bergen und Khanrivier auch unter diesem Aspekt betrachtet wurde. Dies geschah vor allem deshalb, weil hier die von BRIEM (1977) genannten Grundvoraussetzungen für eine Tieferlegung solcher Flächen (in der Sahara), nämlich die Position zwischen einer materialliefernden Steilstufe (hier Chuos-Berge) und einem tief eingeschnittenen Vorfluter (hier Khan) in idealtypischer Weise gegeben scheinen.

Tatsächlich scheint unter rezenten Bedingungen (Durchschnittsniederschlag ca. 80-150 mm jährlich bei ca. 70% Trockenjahren; Meßstation Usakos: 145 mm, Namib Plaas: 111 mm) die Sandschwemmebene eher sukzessive ausgedünnt und aufgezehrt zu werden als daß eine beobachtbare Weiterbildung mit tieferlegender Wirkung beobachtet werden kann, zumal die Swakop-Khan-Wasserscheide nicht im Scheitel der Chuos-Berge verläuft, sondern mitten über die Ebene. Daraus resultieren erhebliche Gefälleunterschiede im Bereich der Sandschwemmebene. Die Gefälle von der Wasserscheide zum Vorfluter betragen beim südöstlichen Teil der Ebene auf Farm Wolfkoppe zum

Swakop hin ca. 1% (650 m auf 65 km Luftlinie), beim nordwestlichen Teil zum Khan hin ca. 2,2% (330 m auf knapp 15 km Entfernung).

Das hat zur Folge, daß das Lockermaterial des Schwemmbereichs zum Khan hin stärker ausgeräumt wird. Stellenweise tritt ältere Kalkkruste an die Oberfläche. Der Schwemmbereich zum Swakop hin weist dagegen ausgeprägtere Akkumulations- und Durchgangsphasen auf, scheint aber insgesamt entweder stabil zu sein oder ebenfalls leichte Ausräumungstendenz aufzuweisen. Eine Verkarstung oder flächenhafter Abtrag der liegenden Kalkkruste oder des Basements konnte auf der Fläche nicht beobachtet werden. Im Satellitenbild sind bei entsprechender Verarbeitung sowohl in den leicht in die Kalkkruste eingetieften wie auch in den stärker ins saprolitisierte Basement eingeschnittenen Khan-Zuläufen die Sedimentschleppen aus Material der Ebene und im Mündungsbereich entsprechende Sedimentfahnen deutlich erkennbar (Tafel 3, Foto 1). Der zum Swakop entwässernde Teil an der Chuos-Nordflanke läßt dagegen kaum oder keine solchen Sedimentschleppen und Sedimentfahnen erkennen (weder im Gelände, noch im Satellitenbild).

Die Verhältnisse an der Süd- bzw. Südwestflanke der Chuos-Berge bestätigen ebenfalls eher eine Ablehnung der Tieferlegungshypothese, obwohl auch hier die Voraussetzungen nach BRIEM (1977) erfüllt wären. Von einer dort ehemals vorhandenen Sandschwemmebene sind nur noch vergleichsweise geringe Reste übrig (etwa im Bereich des markanten Sphinx-Bergs auf Farm Nordenburg oder auch auf Farm Villa Rosa, Foto 2 auf S. 213, und Farm Helena). Der Sphinx-Berg, ein glockenförmiger Inselberg aus Etusis-Quarzit, markiert die Wasserscheide zweier zunächst subsequent verlaufender Riviere, nämlich des Tsawichab (nach Südwesten zum Swakop auf der Welwitschia-Vlakte ca. 10 km oberhalb des Khan-Zulaufs) mit einem Gefälle von knapp über 1% sowie des Dorstriviers (nach Nordosten, dann nach Südosten zum Swakop bei Ja-Nee abknickend) mit einem Gefälle von ca. 1,8% auf 17,5 km Länge (letztes Drittel zum Swakop hin etwas steiler). Wie an der oben beschriebenen Chuos-Nordwestflanke, ist auch hier die Sandschwemmebene im Bereich des Riviers mit dem geringeren Gesamtgefälle (Tsawisis) noch leidlich gut erhalten (insbesondere in abflußperipheren Wasserscheidenbereichen), im Einzugsgebiet des steilen Dorstriviers dagegen weitgehend ausgeräumt. Hier hat die fluviale Ausräumung auch Teile der Kalkkruste und des Basements betroffen. Gleiches gilt für das Gebiet nördlich der Kubas-Pforte (Farm Ubib), das vom Ubib-Rivier und dem Chauchab zum Khan hin drainiert wird (Gefälle ca. 2,1% auf 17 km), wo die Schwemmebene nur noch im Bereich der Swakop-Khan-Hauptwasserscheide am Nordende der Chuosberge erhalten ist.

Aus den geomorphologischen Befunden kann folgendes geschlossen werden:

1. Die Sandschwemmebenen im entsprechenden Höhenstockwerk sind als eigenständige Reliefgeneration einzuordnen, die sich als Vergangenheitsform rezent überwiegend in Auflösung befindet.
2. Der Bildung von Sandschwemmebenen ging mindestens eine durchgreifende Kalkkrusten- bzw. Hangschuttinkrustierungsphase voraus.
3. Der Auflösung von Sandschwemmebene und liegender Kalkkruste ging mindestens eine tiefe Einschneidungsphase der Hauptvorfluter voraus.
4. Die Weiterbildung beschränkt sich im wesentlichen auf autochthone Umlagerungsprozesse auf der Fläche (äolisch-fluvial kombiniert), der Zustrom von Material in der entsprechenden Korngröße von den Trockenfronhängen ist relativ gering. Die subsequenten Entwässerungslinien räumen aus.
5. Die Auflösung der Sandschwemmebene samt der liegenden Krusten erfolgt gefällsbedingt selektiv.
6. Bei der Ausräumung dominiert linienhafter Abtrag und Einschneidung, das Basement wird nicht flächenhaft weitergebildet.



Foto 1: Khan-Tal mit Khanfläche (Haupttrumpffläche) und Chuos-Bergen im Hintergrund. Blick aus WNW, Foto: Luftbild J. Kempf, 23.07.1994 aus ca. 2500 m ü. GOF.

Foto 2: Nordenburg-Dorstrivier-Fläche mit dem Sphinx-Berg (Bildmitte) und den Chuosbergen im Hintergrund und dem Kubaspforte-Flächenpaß in der rechten oberen Bildecke (dunkle Flecken sind Wolkenschatten). Blick von S aus ca. 2500 m ü. GOF. Foto: Luftbild J. Kempf, 23.07.1994.



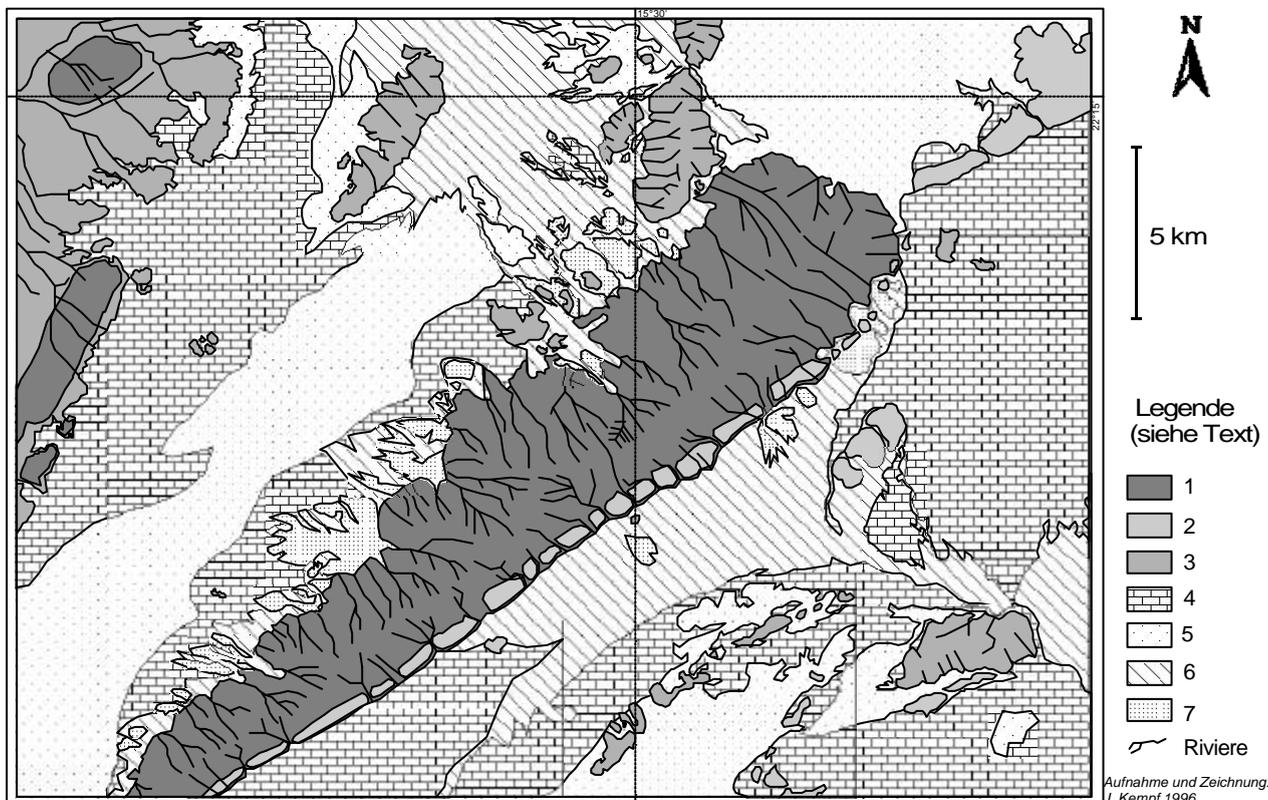
Karte 20: Geomorphologie der Swakop-Khan-Wasserscheidenregion zwischen Kubaspforte-Flächenpaß und den Khanbergen (Chuoss-Fläche).

Legende

1. Inselberge der Prä-Haupttrumpffläche des Vorlands (Prä-Namib-Niveaus) mit Gipfelhöhen über dem Prä-HR-1-Niveau: Chuoss-Berge, Khan-Berge
2. Inselberge und Randverebnungen der Haupttrumpffläche (Namib-Niveau) mit Gipfelhöhen über HR-Niveau: südwestlicher Pedimentsaum der Chuoss-Berge, Kubas-Berge
3. Khan-Zerschneidungsbereich (s. Foto 1, oben) mit Flächenresten der Haupttrumpffläche (Post-Namib-Niveau) mit Gipfelhöhen in HR-Niveau: Khantal, Swakoptal (südlich des Kartenausschnitts)
4. Größtenteils oder ganz abgedeckte Kalkkrustenfläche (Namib-Flächencalcrete) mit Regenflächendynamik. Subrezente Zerschneidung nur in Bereichen mit größerem Gefälle (z. B. Streckhangfläche)
5. Überdeckte Krustenflächen mit Glacisbedeckung und Reliktböden. Dynamik der Sandschwemmebene i. e. S.: Chuoss-Khan-Fläche, Nordenburg-Dorstrivier-Fläche bis zur Welwitschia-Vlakte
6. Mehr oder weniger stark zerschnittene, überwiegend abgedeckte Pedimente der Inselberge, teilweise postgenetisch mit verkalktem Hangschutt bedeckt: Chuoss-Südsaum
7. Schutt- und Schwemmfächer auf den Chuoss-Pedimenten mit hart carbonatverbackenen Konglomeraten (als Fanglomerate)

Entwurf und Zeichnung: J. Kempf 1996 nach eigenen Aufnahmen

Geomorphologische Karte der Swakop-Khan-Wasserscheidenregion (Chuoss-Berge)



4.2.1.5 Krustenflächen, insbesondere Gipskrusten

Ein großer Anteil des Spülflächenreliefs in der Namib ist von inkrustierten Deckschichten überzogen. Der kristalline Untergrund wird nur an Inselbergen, schildförmigen Kuppen, oder den wenigen tiefer eingeschnittenen Rivierläufen aufgeschlossen. Gelegentlich treten auch weniger inkrustierte Festgesteinsoberflächen zutage. Die Deckschichten überlagern diskordant die mehr oder weniger stark saprolitisierten und von der letzten Flächenbildungsphase geschnittenen Damara- und Post-Damara-Gesteine von der Küste bis zur Randstufen-Subsequenzfurche. Sie ziehen dabei anscheinend nach Süden unter dem Namib-Erg (als Namib-Limestone nach BESLER & MARKER 1979) hindurch und reichen bis ins südliche Diamanten-Sperrgebiet. Nördlich des Messum scheinen sie schwächer ausgeprägt, aber Deckschichteninkrustierungen konnten lückenhaft bis zur Südgrenze des Skelettküsten-Ergs beobachtet werden.

Im Bereich der Randstufenlücke, etwa östlich der Länge des Erongo, werden die Krustenflächen aufgelockerter, scheinen aber generell über die Erindi-Fläche und den Hochlands-scheitel bis zur Kalahari-Abdachung hinwegzuziehen (vgl. EITEL 1994a: 51). Zum großen Teil sind sie dort als nodulärer „*petrocalcic*“ Horizont (nach FAO 1974), teilweise auch als durchgängige „*hardpan*“ (nach MACVICAR et al. 1991) anzusprechen, wodurch eine pedogene Entstehung impliziert wird. Die Interpretation der Carbonatkrusten als Kalkanreicherungs horizonte im Profil eines Savannenbodens, legt die Vermutung nahe, bei den großteils abgedeckten Krustenflächen der Zentral-Namib handelt es sich um fossile Reste solcher Böden.

In der Nähe von die Namib querenden Rivieren geht diese Hauptkalkkruste in die hangende Deckelkruste von von polygenetischen konglomeratischen Talfüllungen bzw. Terrassen über. An Teilen der Randstufe und an Inselbergen streicht sie auch über Glacis und verschüttete Pedimente hinweg (Kap. 4.2.1.4) und im Kalaharibecken bildet sie die ausgedehnte Deckelkalkkruste einer Serie von Beckensedimenten (Kap. 4.6). Damit bilden die Krustenflächen die letzte (jüngste) flächenhaft verbreitete Reliefgeneration im untersuchten Raum. Sie ist genetisch einzuordnen in die Zeit nach Abschluß der Ausbildung der Hauptrumpffläche und nach Schüttung des größten Teils von Kalahari- und Vorlandsedimenten. Vielfach scheint ihr auch eine Erosionsphase vorangegangen zu sein, denn die liegenden Bodenrelikte wirken teilweise bis auf den Regolith gekappt. Das Substrat, in dem diese Krusten ausgebildet sind, scheint auf der Fläche überwiegend nicht mit dem ursprünglichen, vermutlich feucht-tropischen, kaolinitischen Boden der Hauptrumpffläche übereinzustimmen, welcher unter Pediment- oder Schwemmfächerablagerungen (z. B. am mittleren Kuiseb, Kap. 4.2.2) noch leidlich erhalten ist. Vielmehr weisen sie in den Tonmineralgarnituren oft ein deutliches Übergewicht von

Illiten, Montmorilloniten aber auch Palygorskit auf (Kap. 5), was darauf hindeutet, daß einer Abtragsphase des ursprünglichen Solums die oberflächliche Genese von trockenen Savannenböden folgte (Kap. 4.2.1.7). Ältere Bodenrelikte wurden dabei überprägt und imprägniert, wobei neben der Transformation von Tonmineralen die verstärkte mechanische Verwitterung von Erosionsresiduen die herausragende Rolle gespielt haben dürfte (Kap. 8). Ein quasi komplett erhaltenes feucht-tropisches, kaolinitisches Bodenprofil mit eventueller Latosoldecke konnte bisher nicht aufgefunden werden (auch nicht unter jüngeren Pediment- oder Hangschuttdecken). Relikte davon sowie der tief zersetzte Saprolit sind dagegen häufiger vorhanden (Kap. 4.2.1.7). Inkrustierte Schuttkegel, Schwemmfächer und Terrassenablagerungen wiesen anscheinend im Hangenden keinerlei Bodenbildungen auf (nur in den liegenden Schichten der Sedimente sind fossile Böden vorhanden; Kap. 4.2.2), so daß hier eine synsedimentäre Krustenbildung wahrscheinlich ist (s. Diskussion in Kap. 5). Diese wird vielfach noch von der Bildung der abschließenden Lamellenkrusten gefolgt.

Überlagert wird die Hauptkrustenfläche südlich des Untersuchungsgebiets vom Namib-Erg (Dünen-Namib) und von wenig ausgeprägten Sandschwemmebenen (Kap. 4.2.1.4). Im direkten Vorlandbereich von Stufen oder Inselbergen oder in intramontanen Ebenen oder Becken (z. B. Erongo, Tjirundu-Berge) liegt den Krusten häufig eine kolluviale Sedimentdecke auf, die sich wiederum in mehrere Reliefgenerationen unterteilen läßt (Kap. 7.5.1). Dort, wo sie direkt an die Oberfläche tritt, also nicht von Sedimenten überlagert wird, befindet sich die Hauptkruste in Auflösung durch Zerschneidung und Verkarstung (vgl. z. B. MARKER 1982 und Kap. 5).

Die Verkarstung beinhaltet, wo die Krustenmächtigkeit (wie an den Talfüllungen von Kuiseb, Gaub und Tsonab) einige Meter erreicht, sogar die Ausbildung von Höhlen, Lösungsdepressionen und Dolinen. Da von diesen Meso- und Makroformen der Verkarstung überwiegend Serien der weit verbreiteten Hauptkalkkruste (am Kuiseb Hochterrassen, Kap. 4.2.2.1) selbst auf Relikten ohne großes Einzugsgebiet, z. B. kleine Mesas, betroffen sind (MARKER 1982: 189+192), muß angenommen werden, daß die Anlage dieser Auflösungsformen ebenfalls fossil ist. Die ausgedehnteste Verkarstungsphase fällt vermutlich in eine autochthone Feuchtphase, die wahrscheinlich mit der initialen Zerschneidung der Krustenfläche einhergeht. Tiefere Inkrustierungsniveaus, wie z. B. die Mittelkrustenfläche (Kap. 4.2.2.3 und Kap. 5) sind weit weniger stark verkarstet. Auch die Krusten außerhalb der Riviere zeigen Lösungserscheinungen und Ausdünnung, wobei aber Mikroformen dominieren (Rillen, Karren). Randlich werden die Krustenflächen der Namib durch die tiefe Zerschneidung und „Gramadullisierung“ aufgelöst (vgl. RUST 1989).

Gipskrusten

Die Problematik der Kalkkrustenentstehung und ihrer reliefgeschichtlichen Einordnung wird in Kap. 5 diskutiert. Für den westlichen Bereich des hier besprochenen Transekts ist vor allem die Betrachtung der Gipskrusten, in die die Carbonatkrusten in etwa 50 bis 60 Kilometer Küstenentfernung übergehen (MARTIN 1963a: 346, BESLER 1972: 116), von Bedeutung. Am Omaruru reichen sie sogar etwa 70 Kilometer weit ins Landesinnere. Die geomorphologische Form der Gipskrusten repräsentiert ein von der geomorphologischen Form der Carbonatkrusten zu unterscheidendes, trockeneres ökologisches Milieu, da sie erheblich leichter löslich, bzw. chemisch verwitterbar sind als letztere. Sie werden daher als Indikator für arides Klima (WATSON 1979) und morphodynamische Stabilität (WATSON 1988) angesehen.

Diese Gipskrusten nehmen an der Küste morphologisch anscheinend die Position der Kalkkrusten in der östlichen Zentral-Namib ein und sind vor allem zwischen unterem Kuiseb und unterem Orawab-Rivier verbreitet. Stellenweise überlagern sie auch Carbonatkrusten, denen dadurch ein höheres Alter als den Gipsen zugeordnet werden muß. Nördlich des Messum konnten sie nur vereinzelt direkt an der Küste in Form von großen bis mittleren Kristallen („Wüsten- oder Sandrosen“) oder maximal als zusammenhängende Krusten mit einigen Quadratmetern Ausdehnung beobachtet werden. Eine besondere Anhäufung solcher strandnahen Kristalle konnte in den ansonsten gipsfreien bis gipsarmen marinen Sanden der unteren Terrassen (v. a. der 2-Meter-Terrasse) nördlich des Swakopmunder Stadtteils Vineta bis einige Kilometer nördlich des Campingplatzes Mile 4 beobachtet werden. Die sehr häufigen Wüstenrosen messen überwiegend etwa zwischen 2 und 5 cm im Durchmesser und erreichen sehr selten über 20 cm. Ähnliche Anhäufungen in gleicher Größe konnten nahe Lüderitz (südlich an der großen Bucht und der Grenze zum Sperrgebiet und nördlich des sog. Achatstrands) beobachtet werden. In mikrokristalliner Form scheint Calciumsulfat auch in den Substraten an der Skelettküste vorzukommen.

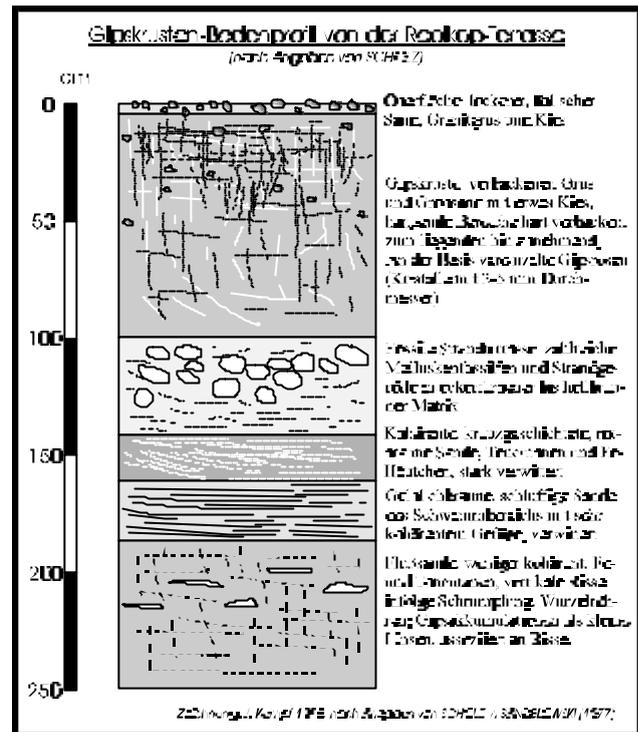
Im Litoral zwischen Kuiseb und Orawab sind abseits der niedrigeren Küstenterrassen die Gipskrusten teilweise mehrere Meter mächtig. Nach MARTIN (1963a: 345) erreichen sie bis zu 4 Meter Mächtigkeit mit einer Reinheit von über 90% in der Nähe der Walvis Bay. Von Krusten gleicher Mächtigkeit berichtet BESLER (1972: 116) aus der Umgebung von Gobabeb, 50 Kilometer landeinwärts. Allerdings ist generell mit zunehmender Küstenentfernung eine Abnahme der Gipskrustenmächtigkeit festzustellen (vgl. auch HEINE & WALTER 1996: 241). Die Hauptkruste scheint die Rumpffläche überwiegend kontinuierlich zu bedecken. Nur Spülmulden oder Abflußrinnen sowie die

Wasserlinien der großen Täler und steilere Hänge weisen in der Regel keine erkennbare Inkrustierung auf.

Während der Feldarbeiten wurde festgestellt, daß die größten Mächtigkeiten der Gipse nicht auf den Festgesteinsoberflächen, sondern im ehemaligen Schwemmbereich der auslaufenden Riviere, insbesondere östlich des Dünengürtels zwischen Walvis Bay und Swakopmund aber auch am unteren Omaruru und Capri-Rivier erreicht werden. Gelegentlich handelt es sich dabei nicht nur um einen einzelnen ausgliederbaren Krustenhorizont, sondern um zwei oder mehrere gipshaltige Horizonte in Wechsellagerung mit gipsfreien (oder gipsarmen?), sandigen Carbonat-Horizonten. (Abb. 56, S. 254). Stark vergipst sind auch die ältesten (?), am weitesten landeinwärts gelegenen Schwemmfächer-Ablagerungen des unteren Kuiseb, etwa zwischen Düne 7, Rooikop und Scheppmannsdorf, wobei allerdings selten Mächtigkeiten von über 50 cm gemessen werden konnten. Die jüngeren, westlichen Ablagerungen dieses Schwemmbereichs (Ausdehnung s. Karte 17, S. 136) enthalten dagegen kaum oder keine oberflächennahen Inkrustierungen.

SCHOLZ beschreibt in SANDELOWSKY (1977: 225) einen inzwischen wieder verfüllten Aufschluß aus der Umgebung von Rooikop mit einem ca. 95 cm mächtigen Gipshorizont aus zementiertem Granitgrus über litoralen Ablagerungen der Rooikop-Terrasse (Terrasse der Rooikop-Transgression, etwa 40 bis 50 m ü. NN, vgl. Kap. 4.1.2). Hier, wie auch an zahlreichen anderen Aufschlüssen wurde eine Abnahme der Gipsinkrustierung zur Profilbasis hin festgestellt (vgl. Abb. 48). Der verfestigte Strandgeröll-Horizont wird im Liegenden gefolgt von einer Serie kohärenter, stark verwitterter Sande, von denen die unterste Schicht ebenfalls vereinzelte Gipslinsen enthält. Diese stehen anscheinend in keinem genetischen Zusammenhang mit der Oberflächenkruste, da mehrere kohärente, gipsfreie Schichten und die Ablagerungen der Meerestransgression dazwischengeschaltet sind. Es sind auch hier also mindestens zwei Gipsinkrustierungsphasen oder -imprägnationsphasen feststellbar: eine (wohl schwächere?) vor der Rooikop-Transgression und eine spätpleistozäne, die auf mehrere Akkumulations und Bodenbildungsphasen folgt. Die Begehung der Gegend erbrachte das Ergebnis, daß die inkrustierten Gruse vom nahen Rooikop-Inselberg, auf dessen Pediment sie ausgebildet sind, bzw. von einigen flachen schildförmigen Granitkuppen der näheren Umgebung stammen. Eine Carbonatinkrustierung wurde nicht festgestellt. Die älteren Ablagerungen repräsentieren vermutlich litoral umgelagerte Flußsande des Kuiseb-Deltas.

Abbildung 48: Die von SCHOLZ in SANDELOW-SKY (1977: 225f) beschriebenen marinen und fluvia-len Ablagerungen der Roopak-Terrasse lassen auf mehrfache Milieuwechsel nach Abschluß der letzten Flächenbildungsphase schließen. Das Anstehende ist hier nicht aufgeschlossen. Gipse kommen oberflächennah und in einer liegenden Schicht vor. Die carbonatfreie Hauptgipskruste ist hier ca. 1 Meter mächtig. Die Ablagerungen der marinen Terrasse enthalten Relikte einer Warmwasserfauna (kein Benguela-Upwelling). Stark verwitterte Sande deuten auf Bodenbildungsphasen hin. Aufgeschlossen ist vermutlich ein großer Teil des Quartärs im küstennahen Bereich.



Sehr umfangreiche Gipsvorkommen beschreiben CARLISLE (1978: 157ff) und WILKINSON (1990: 99ff) aus dem Flußgebiet des Tumas, wo die Hauptkruste als älteste Krustengeneration („S1-Kruste“) Mächtigkeiten von 1-2 Metern erreicht. Jüngere Krusten, die fluviale Sedimente der Rivierläufe zementieren, sind weit weniger mächtig (Abb. 49). Die S1-Kruste gleicht dabei strukturell den Krustenbildungen an den mittleren Unterläufen des Omaruru und des Capri-Riviers. Dort wurde bei den Feldarbeiten an einer polygenetischen Kruste (stellenweise mindestens 3 Generationen übereinander) ca. 55 Kilometer im Landesinneren noch eine Gesamtmächtigkeit von 1,65 m gemessen (*locus typicus*: 21°43'02"S, 14°37'08"E), die nach Osten hin stark abnimmt. Ursächlich für diese beträchtliche Mächtigkeit so weit im Landesinneren könnte eine kaum merkbare Beckensituation sein, die durch unregelmäßige Sedimentation in einer früheren (pleistozänen) Alluvialphase zustande kam. Sie ist also auf dem bei LÜCK (1997a) beschriebenen Paläo-Omaruru-Alluvialbereich strukturell vorbedingt. Ab ca. 70 bis 72 Kilometer Entfernung von der Küste konnten hier keine Gipsinkrustierungen mehr beobachtet werden. Stattdessen tritt dann eine dünne, meist noduläre Kalkkruste in den Ablagerungen dieses Alluvialbereichs auf (vgl. LÜCK 1997a: 135ff).

Nach Westen, am küstennahen Unterlauf, taucht die Gipskruste unter den weitgefächerten, jüngeren Omaruru- und Capri-Schwemmfächern ab. Sie ist dort von teilweise mehrere Meter mächtigen Flußsanden überdeckt. Südlich dieses Schwemmfächers kann sie bis wenige hundert Meter vor der Küste verfolgt werden (aus Aufschlußmangel Mächtigkeit hier unbekannt).

Wo die Kruste nicht von alluvialen Ablagerungen überdeckt ist, wirkt sie äolisch gekappt. Ein typisches Windrelief mit Residualoberfläche (Reg) hat sich ausgebildet. Als Schleifmittel dienten offenbar die Flußsande des Omaruru, lateraler Spülrinnen oder kleinerer Riviere sowie Material des ausladenden Schwemmfächers. Die Korrasionsprodukte, feine gipshaltige Stäube, können noch an den Unter- und Mittelhängen querender Dykes beobachtet werden, wo sie Sedimentschleppen (aus nicht-doleritischem Material) bilden (*locus typicus*: 21°57'33"S, 14°30'14"E). LÜCK (1997a: 134) konnte dieses Windrelief und die äolisch gekappten Gipskrusten auch im Satellitenbild nachweisen. Die aktiven Winde kommen dabei aus östlichen bis nordöstlichen Richtungen. Sie dürften den katabatischen Bergwinden entsprechen (Kap. 3). An der küstenwärtigen Flanke der Dykes fehlen ähnliche Schleppen. Ähnliche Formen sind zwischen Omaruru und Kuiseb häufig anzutreffen, z. B. westlich von Wlotzka's Baken (*locus typicus*: 22°25'32"S, 14°32'10"E), am unteren Tumas sowie östlich der Pad Rooikop-Rooibank.

Die Struktur der in der Zentral-Namib vorgefundenen Gipskrusten variiert sehr stark. Eine einheitliche Ausprägung des Typus Gipskruste konnte nicht festgestellt werden. Die Hauptgipskruste, die ihrerseits aus unterschiedlich stark inkrustierten Horizonten besteht (s. o.), ist strukturell insgesamt sehr kohärent, weißlich bis hellbraun gefärbt und überwiegend hart verbacken. An der Oberfläche oder unter dem Residualpflaster findet sich eine durchgängige, glatte bis leicht rauhe *surface crust*, die in Sedimentationsbereichen alter Spülscheidenstrukturen noch von einer dünnen, gelblich-weißen (10YR 8/1 bis 2,5Y 8/2) mikro-kristallinen Lamellenkruste überlagert sein kann. Oft ist eine Klüftung und säulige Auflösung feststellbar, die bis zur Ablösung einzelner spröder, brüchiger Krustenteile aus dem Verband führen kann. Besonders bei einer rauhen, makrokristallinen Kruste, wie sie beispielsweise nördlich und südlich des OMDEL-Staudamms ansteht, ist die bröckelige Auflösung häufig.

Nach unten geht die durchgängige Oberflächenkruste in der Regel über in poröse Makrokristalle von bräunlicher bis rötlicher Farbe. Auch Blaßrosa- bis Graurosafärbungen (2,5 YR 6/4 bis 5YR 7 und 5YR 8) kommen vor. Die Makrokristalle sind dabei untereinander verbunden oder lose als Wüstenrosen in gipsarmer, sandig-schluffiger oder grobsandiger bis grusiger Matrix, die auch Klüfte und Zwischenräume des hangenden Horizonts ausfüllt. An den Klüftbasen konnten auch eher mikro-kristalline Gipslinsen beobachtet werden. Die Vergipsung erfolgte anscheinend stets vom Hangenden her, was die These eines Eindringens von außen stützt und die These einer authigenen Gipsbildung ablehnt. (s. u.).

Stellenweise ist die Struktur der Hauptgipskruste auch feinkörniger und kohärenter. Sie wirkt dann leicht speckig und ähnelt gelblich-weißlichem bis hellbraunem Alabaster mit feinen dunkelbraunen oder rötlichbraunen Schlieren. Das dabei eingeschlossene Feinmaterial ist ebenfalls deutlich feiner texturiert (tonig schluffig) als bei den typischen grobkristallinen Formen (sandig-grusig). Allerdings konnte diese Form der Gipskruste nie in größerer Mächtigkeit als 30 cm aufgenommen werden (*locus typicus*: 23°00'41"S, 14°36'54"E). Sie ist oft von einer grobkristallineren Variante unterlagert.

Erste Untersuchungen zur Krustendifferenzierung stammen von DURAND (1963) und WATSON (1979, 1983, 1985, 1988). Folgende Gipskrustentypen (*gypcrete*) werden von WATSON (1988) unterschieden:

- (1) Flachwasserevaporite: großteils mikrokristallin, söhlige Lamellenschichtung mit Korngrößen-sortierung, vorzugsweise in küstennahen Depressionen (Salz- oder Salzionpfannen),
- (2) oberflächennahe Krusten (nach DURAND 1963: „*croûte de nappe*“): entweder als (2A) makrokristalline Grundwasser- (besser Bodenwasser-) Evaporite oder als (2B) mesokristalline Illuvialkonkretionen (Kristalle im Millimeterbereich)
- (3) Oberflächenkrusten als exhumierte Illuvialkrusten mit (3A) Säulenstruktur (senkrecht, polygonales Kluftnetz), (3B) in pulvriger Form oder (3C) als abgelöste Feldsteine, Schotter oder Gerölle.

Nach HEINE & WALTER (1996: 242, 1997: 182) soll der Typ der Illuvialkonkretionen (2B) in der Namib flächenhaft am weitesten verbreitet sein. Dies trifft allerdings hauptsächlich für die innere Namib zu. An der küstennahen Namib sind die exhumierte Krusten in allen drei Formen weit verbreitet. Zu diesen exhumierte Krusten sind auch diejenigen zu zählen, welche nur unter einem dünnen oder lückenhaften Residualpflaster liegen. Insgesamt wurde festgestellt, daß sich ein bedeutender Teil der Hauptkruste in Auflösung befindet oder als remobilisiertes Substrat in die Tiefenlinien transportiert wird. Dies wird durch die Aufnahmen von WILKINSON (1990: 101f) bestätigt, der ebenfalls eine Auflösung der Hauptgipskruste (S1-Oberfläche) festgestellt. Nicht konform geht dieses Ergebnis mit den Thesen von HEINE & WALTER (1996, 1997), die eine rezente Weiterbildung der Hauptkruste seit 100 ka erkennen.

In denjenigen Tiefenlinien, wo es fallweise kurz nach der Deposition von mikrokristallinen, äolisch oder fluvial transportierten Gipsen zu einer Durchfeuchtung infolge der (seltenen) Niederschläge, eines Flutereignisses oder infolge Nebelkondensation gekommen ist, bildete sich eine feine, blättrige, leicht wiedermobilisierbare Depositionskruste. Sie muß eigentlich als Typus (4) bezeichnet werden, gleicht aber dem Typ der Flachwasserevaporite in Pfannen (1). Die Depositionskrusten bilden sich

vorzugsweise in temporären Mikrosedimentationsbereichen (kleinen Dellen oder an Steinunterseiten) und stellen den einzigen Typus dar, der rezent auch auf der Hauptkrustenfläche gebildet werden kann. Ansonsten bilden sich Gipskrusten anscheinend nur noch in Tiefenlinien (S4-Kruste nach WILKINSON 1990: 100), wo sie häufiger Terrassenkörper überziehen.

WILKINSON (1990: 99ff) beschreibt am unteren und mittleren Tumas drei jüngere Gipskrustengenerationen (S2-, S3 und S4-Oberfläche, s. Abb. 49), die jeweils auf eine Einschneidungs- und ggf. auf eine Sedimentakkumulationsphase folgen.

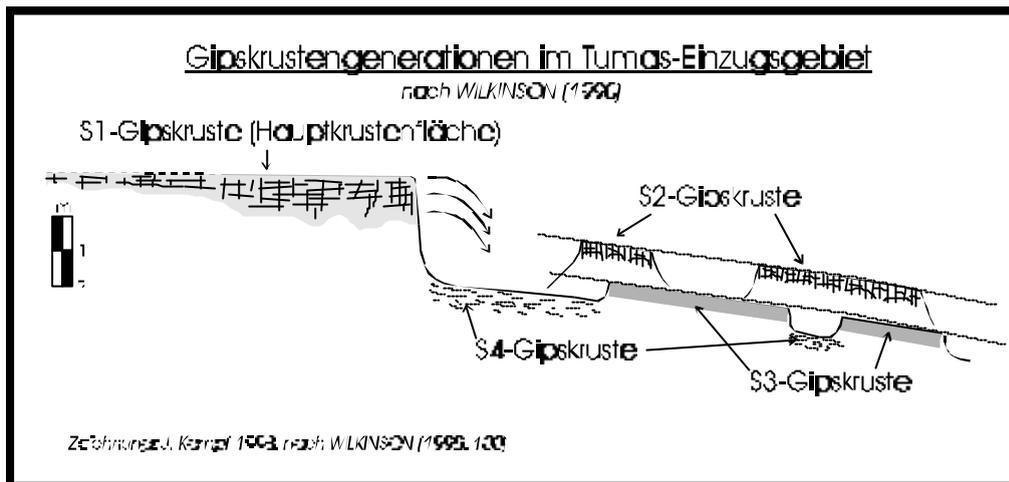


Abbildung 49: Gipskrustenvorkommen im Tumas-Einzugsgebiet nach WILKINSON (1990: 100). Die Hauptkrustenfläche wird fluvial angeschnitten, stellenweise äolisch gekappt und ist wichtigstes Herkunftsgebiet von Gipsen der jüngeren Inkrustierungen in den Tiefenlinien. Nach initialer Zerschneidung der ältesten Gipskruste kam es offenbar zu einem zyklischen Ablauf mit Einschneidungs- und Akkumulationsphasen. Da die Hauptkruste im küstennahen Bereich die Rooikop-Terrasse noch überlagert (s. Abb. 48) ist der zeitliche Rahmen für den zyklischen Ablauf auf das letzte Drittel des Quartärs beschränkt.

Diese Krusten sind deutlich dünner ausgeprägt als die Hauptgipskruste und verdicken sich hangabwärts. Dies ist als Indiz zu werten, daß der Gips für diese Verbackungen ursprünglich von der sich auflösenden Hauptkruste (S1-Oberfläche) stammt. Die älteste dieser Terrassenkrusten (S2-Oberfläche) ist 50 bis 60 cm mächtig verbacken, die mittlere (S3-Oberfläche) 10 bis 20 cm mächtig und die jüngste, (sub-) rezente (S4-Oberfläche) zeigt allenfalls eine schwache, bis in 10 cm Tiefe reichende Gipsakkumulation (WILKINSON 1990: 100, vgl. auch WILKINSON et al. 1992).

Die festgestellte Reliefgeschichte der Gipskrustenoberflächen begründet erhebliche Zweifel an bisher publizierten Vorstellungen zu Alter und Modi der Gipskrustenbildung. WILKINSON (1990: 138f) parallelisiert die Entstehung der Hauptgipskruste, seiner S1-Fläche, mit der anscheinend endmiozänen Ausbildung des Benguela-Upwellings und der daraus resultierenden Aridität im Endmiozän/ Frühpliozän, ordnet aber die Krustenbildung auf den niedrigeren Terrassen (richtigerweise?) ins Spätpleistozän (S2- und S3-Flächen) bzw. ins Holozän (S4-Fläche). Die vorausgegangene starke Einschneidung des Tumas wie auch des Swakop und des Kuiseb stellt WILKINSON (1990: 139)

ins untere bis mittlere Pleistozän. Damit wird für das gesamte Pliozän, eine Zeitspanne, welche mindestens 3 Millionen Jahre umfaßt, eine Gipskrustenbildungszeit ohne jede Morphodynamik impliziert. Außerdem wird der Bildungszeitraum der Gipskruste mit dem der Kalkkruste parallelisiert, die ja EITEL (1993, 1994a) ebenfalls infolge der endmiozänen Aridisierung zeitlich hier einordnet. WILKINSON (1990: 116) hält es für möglich, daß die Kalkkrusten am Tumas einer älteren Zeit zuzuordnen sind als die Gipskrusten, geht aber insgesamt davon aus, daß es zu einer parallelen Entwicklung von Gipskrusten an der Küste und Kalkkrusten im Hinterland kam. Für das Leeukop-Konglomerat, einer kalzifizierten Tumas-Talverfüllung (Kap. 4.2.2) wird ein eozänes Alter angegeben, ohne allerdings die Datierung durch irgendeinen Befund zu begründen.

Problemansprache: Die Hypothese von WILKINSON (1990) widerspricht grundsätzlich der gegenwärtigen Ansicht, wonach Gipskrusten durch Eintrag maritimen Schwefels (als Sulfat) verursachte Alterationsprodukte eben dieser angeblich miozänen Kalkkruste sein sollen (vgl. MARTIN 1963a, WATSON 1985, HEINE & WALTER 1996).

Bei den derzeit gängigen Hypothesen zur Gipskrustenbildung muß eine Carbonatkruste als notwendige Voraussetzung der Umwandlung in Gips vorher vorhanden sein. Stattdessen betont WILKINSON (1990: 99) die Bedeutung terrestrischer Schwefel-, Anhydrit- und Gipsvorkommen und sieht in den Carbonatkrusten der Zentral-Namib unter anderem ein Alterationsprodukt der Gipskrusten (WILKINSON 1990: 116). Der Möglichkeit eines marinen Ursprungs von Sulfaten mit Aerosoltransport folgt WILKINSON (1990) nicht und läßt die Frage der Schwefel- oder Gipsherkunft letztlich unbeantwortet.

In der auch während der Feldarbeiten festgestellten stellenweisen Überlagerung oder Verzahnung von carbonatischen Krusten und Gipskrusten wird die Wirkung unterschiedlicher Agentien gesehen. So assoziiert WILKINSON (1990: 149) die Carbonatbildung teilweise mit Grundwasser oder postuliert eine lateral fortschreitende Überlappung der sulfatischen Facies über die carbonatische infolge von Unterschieden in der Konzentration der Bodenlösung in verschiedenen Grundwasserhorizonten. So soll erklärt werden, warum das Leeukop-Konglomerat als liegende Talverfüllung im Tumas-Tal carbonatverbacken ist, die hangenden Tumas-Sandsteine jedoch gipsverbacken. Einen ähnlichen Prozeß haben ARAKEL & McCONOCHIE (1982: 1166) an australischen Kalk- und Gipskrusten vermutet. Als Ursache für den Übergang der Gipskrusten in Carbonatkrusten innerhalb der Zentral-Namib wird von WILKINSON (1990: 152ff) hauptsächlich der klimatische Gradient Küste-Hinterland angeführt, der in Tertiär und Quartär noch steiler gewesen sein soll. Außerdem nimmt WILKINSON (1990: 167) eine Westverschiebung der Gradienten in Phasen niedrigerer Meeresspiegel-

stände an, wodurch in den Grenzbereichen es wechselweise zu einer Art Gipskrusten- und Kalkkrustenklima gekommen sein soll.

Tatsächlich ist die Umwandlung vorhandener Kalke durch Sulfate in Gips geochemisch ja eher unwahrscheinlich (BESLER 1972: 122), da die umgekehrte Reaktion, Calcitbildung aus Gips, bevorzugt abläuft. Dies gilt insbesondere, wenn es sich - wie im vorliegenden Fall - um eine nahezu vollständige Pseudomorphose (also der Transformation ohne jeden Wandel von Kristallform und -volumen) von Calcit (dominant in Kalkkrusten) in Gips handeln soll. Ein solcher Prozeß unter naturnahen Bedingungen ist überhaupt erst seit wenigen Jahren bekannt - und zwar ausschließlich unter Beteiligung von Schwefelsäure oder schwefliger Säure, wie sie unter bestimmten Voraussetzungen an Aerosolen stark abgasbelasteter Luft entstehen kann (McGEE & MOSSOTTI 1992, VERGES-BELMIN 1994, ÅBERG et al. 1999). Die Pseudomorphose orientiert sich dabei an thermisch ausgebildeten Mikroklüften im Calcit-Kristallverband, an denen durch SO_2 -Diffusion aus schwefliger Säure Gipskristalle ausfallen. Diese Pseudomorphose kann bei dauerhafter Zufuhr der Säuren in wenigen Jahren auftreten, reicht aber nur wenige Millimeter tief in den Gesteinsverband. In trockeneren Gebieten soll sie stark verlangsamt sein (NORD & HOLENYI 1999: 158). Es ist nicht geklärt, ob unter Zugrundelegung längerer Zeiträume ohne Annahme eines Abtrags der so entstandenen dünnen Gipschicht und ohne anthropogenen Eintrag von Schwefeldioxid ein calcithaltiges Gestein pseudomorphotisch vollständig in Gips umgewandelt werden kann. Bei Kalkstein bewirkt die Sulfatisierung einen Wandel im $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis, was andeutet, daß atmosphärisches CO_2 bei diesem noch nicht voll verstandenen Prozeß eine gewisse Rolle spielt (ÅBERG et al. 1999: 1402).

Für die Zentral-Namib scheint der Prozeß der Pseudomorphose allerdings schon aufgrund des Mangels an schwefliger Säure (z. B. im Nebelwasser) auszuschließen (ECKARDT 1996). Zwar scheint aus eigenen Erfahrungen das Nebelwasser direkt an der Küste recht korrosiv zu wirken (was nicht nur an Sulfaten, sondern vor allem an den Chloriden im *sea spray* liegen dürfte), doch ECKARDT & SCHEMENAUER (1998: 2598) und GOUDIE & PARKER (1998: 350) betonen die extreme Neutralität und Reinheit des Namib-Nebelwassers und verweisen auf Kontamination durch terrestrische Aerosole bei früheren gegenteiligen Messungen (z. B. BOSS 1941, BESLER 1972).

Die inverse Pseudomorphose von Gips in Calcit ist dagegen schon länger bekannt und für die australischen Trockengebiete als pedogener Prozeß belegt (vgl. SULLIVAN 1990). Auch das küstennahe Vorkommen reiner Kalke, wie z. B. einiger carbonatverbackener Reste von Schotterkonglomeraten am unteren Swakop (vgl. BESLER 1972: 69) und von Kalküberzügen auf Doleritblöcken bei Wlotzka's Baken (*locus typicus* 22°26'10"S, 14°27'35"E), belegt, daß es rezent nicht zu einer

Pseudomorphose von Kalk zu Gips unter dem Einfluß irgendwelcher mariner Schwefelsäuren kommt. Wären solche Säuren in ausreichendem Maße vorhanden oder krustenbildend wirksam, so hätten rezent und auch in Vorzeiten die noch vorhandenen Kalke längst transformiert werden müssen. Gleiches gilt für das Calcit der zahlreichen Inselbergen und Outcrops aus Marmorgesteinen (z. B. Swartbank-Berge, Hamilton-Berge etc.). Dort konnte bisher keine Gipsbildung beobachtet werden und auch die Literatur enthält keine bekannten diesbezüglichen Angaben.

Wenn es also irgendwann zu einer Kalk-Gips-Pseudomorphose gekommen sein sollte, so sind davon merkwürdigerweise nur die Calcite der Hauptkrustenfläche betroffen, nicht jedoch jüngere Konglomerate, Kalküberzüge auf Dykes oder Calcit von Marmor-Outcrops. Auch ein hypothetischer gefällsbedingter fluvialer Abtransport von möglicherweise auf Marmor-Outcrops vorhandenen Gipsen scheint auszuschließen, da die von VERGES-BELMIN (1994) beschriebene Pseudomorphose auch bei quasi senkrechten Wänden, also gefällsunabhängig stattfindet (die Studie stammt aus dem Denkmalschutzbereich). Außerdem würden diese Outcrops dann eine Gipsschleppe mit abwärtsgerichtetem Gradienten aufweisen. Gipsbildung wäre dann als Verwitterungsvorgang von calcithaltigen Gesteinen zu bezeichnen. Dies ist jedoch nicht bekannt und konnte auch nicht beobachtet werden.

Folgerung: Die Hypothese der Pseudomorphose oder sonstigen Umwandlung von Calcrete in Gypcrete durch mit Nebel eingebrachten maritimen Schwefel in irgendeiner Form erscheint von der Verteilung der Gipse her eher unwahrscheinlich. Die weitgehend unbekannt geohydrochemischen Prozeßgrundlagen dieser Hypothese sind kritisch zu diskutieren.

Da Gipskrusten als wichtiger Indikator für arides Klima und morphodynamische Stabilität angesehen werden (WATSON 1988: 37, HEINE & WALTER 1996: 242), dürften sie auch bestimmte Milieubedingungen repräsentieren. Dabei muß allerdings zwischen einem Bildungsmilieu und einem bloßen Erhaltungsmilieu (Persistenzmilieu), d. h. einem Milieu in welchem bestehende Krusten ganz oder teilweise erhalten, jedoch nicht mehr weitergebildet werden, unterschieden werden. Bildungsmilieu und Persistenzmilieu können dabei erheblich differieren. Die Genese der Gipskrusten, insbesondere in der Zentral-Namib, ist bisher weitgehend ungeklärt. Es existieren lediglich Theorien, keine konkreten Nachweise zur Bildung und Herkunft der Gipse (oder der Carbonate und Sulfate). Daß es sich bei den Carbonaten um terrestrische Bildungen handelt, hat EITEL (1993, 1994a) anhand von Schwermineralanalysen (von Damara-Gesteinen und Calcrete) überzeugend nachweisen können, obwohl noch BLÜMEL (1991: 189) eine Herkunft vom pleistozän trockenengefallenen namibischen

Schelf mit lößartiger Auswehung erwogen hat. Die Herkunft des Schwefels stellt nach wie vor ein ungelöstes Problem dar.

(1) Terrestrische Gips- oder Schwefelvorkommen: In der vorliegenden Literatur betonen lediglich CARLISLE (1978) und WILKINSON (1990: 99) auf Basis der Untersuchungen von WILKINSON (1981, unpubl.) die mögliche Bedeutung einer terrestrischen Gips- oder Schwefelquelle. NASH (1972), CAGLE (1975) und DIEHL (1986) erwähnen lokale Vorkommen von primärem Anhydrit in der Zentral-Namib (z. B. Khan-Formation), LINNING (1968) auch von primärem Gips, die allerdings kaum für die weite Verbreitung der Gipskrusten verantwortlich sein können. GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN (1931) beschreiben u. a. Halite und Gipse in älteren Sebka-Ablagerungen am unteren Swakop, denen ebenfalls nur lokaler Charakter zugebilligt werden kann. Wesentlich weiter verbreitet sind Pyritvorkommen innerhalb von Damara- und Prä-Damara-Gesteinen, die nach Verwitterung Sulfide, wahrscheinlich auch Sulfate bereitstellen können. Insbesondere die vulkano-exhalativen Straten des Matchless-Amphibolits, der die Zentral-Namib durchzieht, beinhalten beträchtliche Mineralisierungen von Chalcopyrit (KUKLA 1992), aber auch in anderen Damara-Gesteinen der Namib sind Schwefelverbindungen, wie Pyrit, durchaus häufig. Auf den Kleinsiedlungen Birkenfels und Richthofen, ca. 25 km östlich der Swakopmündung, gehen Vorkommen von gediegenem Schwefel zum liegenden in stark verwitterte Pegmatite mit Pyritmineralen und Pyrrhotinen über (REUNING 1925). Der Birkenfels-Pyrrhotin liegt dabei als 13 x 3 m messende Linse innerhalb eines Marmorvorkommens (Swakop-Gruppe) vor, was hier randlich zur Gipsbildung geführt hat. BOSS (1941) sieht die Sulfide in präkambrischen Gneisen als mögliche Quelle für Sulfate.

Insgesamt ist es dennoch nur wenig wahrscheinlich, daß hierdurch die weit verbreiteten Gypcretes der Namib erklärt werden können, da die Krusten in vielen Fällen Damara-Gesteine diskordant überdecken und zwangsläufig ein aszendentes Krustenbildungsmodell impliziert würde. Auch BESLER (1972: 122) lehnt die Annahme von Grundwasserkrusten für die Namib ab.

Fazit: Die Hypothese, der Gips aus der Hauptgipskruste stamme aus primären terrestrischen Vorkommen, muß mangels Masse und wegen problematischer Stofftransportmodelle abgelehnt werden.

(2) Gipskrustenbildung aus Calcrete durch äolische Zufuhr marinen Schwefels: Die Hypothese des maritimen Schwefeleintrags zur Gipskrustenbildung auf dem Festland, hier der Kürze halber „ozeanische Hypothese“ genannt, ist in der Literatur hinsichtlich der Reaktions- und Transportmechanismen keineswegs einheitlich formuliert. Das liegt an einer unzureichenden geochemischen Erfor-

schung der hypothetischen Prozesse. Um eine Übersicht über die in der Literatur vorgeschlagenen Mechanismen zu erlangen, werden hier einige publizierte Vorschläge zusammengestellt, um anschließend detaillierter diskutiert zu werden:

1. Unter anaeroben Bedingungen im küstennahen Ozean oder am Schelfboden gebildetes H_2S -Gas entweicht und wird in der Luft landwärts transportiert, wo es sich mit dem Nebel auf der vorhandenen Kalkkruste niederschlägt und Gips bildet (*sensu* MARTIN 1963a/b).
2. Oxidation des biogenen Schwefelwasserstoffs im Meer zu Sulfaten und Aufnahme aus dem Meerwasser durch anlandige Winde mit Lösung im Nebelwasser bewirkt nach Niederschlag Pseudomorphose von Calcrete zu Gypcrete (*sensu* HAMBLETON-JONES 1983, vgl. HEINE & WALTER 1996: 242).
3. Durch bakterielle Stoffwechselfvorgänge am Schelfboden entstandener Schwefelwasserstoff gas in die Atmosphäre aus, wird im Nebel gelöst und bildet Sulfate durch Anwesenheit von Metallkationen, die auf der Landoberfläche bei Nebelbenetzung und Trocknung ausfallen (*sensu* HOLT et al. 1978, WATSON 1988: 24).

Der weitaus größte Teil der publizierten Literatur folgt der von MARTIN (1963a) aufgestellten Hypothese, wonach Schwefelwasserstoff aus dem Meer in Verbindung mit dem Wasser der Küstennebel als Sulfat zur Metamorphose der bereits vorhandenen Kalkkrusten zu Gipskrusten führt. Diese Hypothese wurde schon früh diskutiert und von BESLER (1972: 121) aufgrund von chemischen Problemen abgelehnt. Unbestritten an dieser Hypothese ist, daß organogene Schwefelverbindungen, insbesondere H_2S , unter bestimmten anaeroben Bedingungen in Meeresbecken entstehen können. Zweifelhaft aber ist z. B. das dauerhafte Vorkommen solcher anaeroben Bedingungen im Auftriebswasser vor Namibia, wo ständig sauerstoffreiches antarktisches Frischwasser zugeführt wird (Kap. 3.4).

SHANNON (1985) und CHAPMAN & SHANNON (1985) haben anhand von hydrochemischen und biologischen Untersuchungen festgestellt, daß zumindest anoxische Bedingungen (also Sauerstoffdefizite) im Auftriebswasser vorkommen können, die *in situ* gelegentlich zur Produktion von H_2S führen. SCHULZ et al. (1999: 493) haben Sauerstoffkonzentrationen von nur 5-28 μM im Auftriebswasser gemessen. H_2S -Exhalationen wurden erstmals von DAVIS (1948) und HART & CURRIE (1960) festgestellt. Solche Prozesse führen nach CHAPMAN & SHANNON (1985) zu den (seltenen) Jahren mit ausgedehntem Fischsterben (CLASSEN 1930, KAISER 1930, COPENHAGEN 1953, KOLLMER 1962, ANNEGARN & KRUT 1985). Diese Fischsterben sind jedoch anscheinend ausschließlich auf die Auftriebszelle vor Walvis Bay beschränkt. Es ist fraglich, ob sie

durch toxische H₂S- oder Methan-Exhalationen, Sauerstoff- oder Nährstoffarmut verursacht werden. Über andere Zonen konnten keine Berichte ausfindig gemacht werden.

Die Zweifel an dauerhaften oder regelmäßigen starken (riechbaren) H₂S-Exhalationen liegen in der Struktur des Benguela-Ökosystems begründet (LONGHURST 1998: 182-187). Dieses hochkomplexe Ökosystem besteht - wie in Kap. 3.4 vereinfacht erläutert - aus zwei Schichten: einer anoxischen bis anaeroben und nitratarmen im Meeresbodensediment und einer nitratreichen Upwelling-Schicht. In der oberen Schicht finden aufgrund des Nährstoff- und Sauerstoffreichtums bedeutende Stoffwechselfvorgänge statt, die als Abbauprodukte u. a. schweflige Kohlenwasserstoffe (s. u.) enthalten. In normalem Maße entsteht auch H₂S, das zum Teil wohl in Lösung geht oder oxidiert wird, zum Teil - wie an allen Meeresoberflächen - in die Atmosphäre entweichen kann. Beträchtliche Mengen des abgestorbenen organischen Materials sinken auf den Meeresboden, wo sie ein überwiegend organogenes Sediment bilden und teilweise von Bakterien zersetzt werden. Von diesen wird im Rahmen des organischen Abbaus in höherem Maße der für Organismen stark toxische Schwefelwasserstoff produziert. Der im Sediment gebildete Schwefelwasserstoff dient Bakterien, wie *Thiomargarita namibiensis* als Reduktionsmittel und damit als lebensnotwendiger Energielieferant (SCHULZ et al. 1999: 495). So wird er wieder aus dem Systemkreislauf genommen (WUETH-RICH 1999: 415).

Die Oxidation des Schwefelwasserstoffs unter Sauerstoffmangel geschieht im Sediment über Nitrat als einziges mögliches Oxidationsmittel (Sauerstoffkonzentration im Sediment nach SCHULZ et al. 1999: 493 beträgt nur 0-3µM), wobei das Nitrat aus dem Auftriebswasser stammt und nur bei starken Stürmen ins Sediment gelangen kann. *Thiomargarita namibiensis* hat deshalb einen „Nitrat-speicherkörper“ entwickelt, um den Stoffwechsel auch unter Normalbedingungen (anoxisch, ohne Oxidationsmittel Nitrat) aufrechtzuerhalten. Damit sind die Bakterien in der Lage, eine Verbindung zwischen dem ansonsten getrennten Schwefel- und dem Nitratkreislauf herzustellen (SCHULZ et al. 1999: 495). Nach SCHULZ et al. (1999: 493) kommen so hohe Sulfat-Reduktionsraten in den oberen Sedimentschichten (0-3 cm) zustande, welche zu den relativ hohen Sulfid-Konzentrationen von 100-800 µM führen. Die unmittelbar aufliegende Wasserschicht soll häufig Sulfidgeruch aufweisen. Unter Normalbedingungen erfolgt jedoch anscheinend kein Austausch mit höheren Wasserschichten. Die von allen Autoren festgestellte Periodizität dieser anoxischen Ereignisse (Fischsterben) läßt darauf schließen, daß sie mit sog. ENSO-Fluktuationen (El Niño/Southern Oscillation), also einer Südverschiebung der Angola-Benguela-Front, die auch klimatische Folgen auf dem Festland hat (Kap. 3.2 und Kap. 4.1), einhergeht. Da Schwefelwasserstoff als Reduktionsmittel in den Stoffwechsel von

Sedimentbakterien eingebunden ist und im anoxischen Milieu nur unter Anwesenheit der Bakterien überhaupt entstehen kann, ist eine übermäßige Exhalation unter Normalbedingungen wenig wahrscheinlich, es sei denn, das komplexe System bricht zusammen. Während ENSO-Ereignissen wird die Möglichkeit gesehen, solche Zusammenbrüche zu verursachen. Auch extreme Nipptiden können anscheinend infolge der Exposition des Meeresbodens an die Atmosphäre zu Systemzusammenbrüchen führen und Ausgasung der oberen Sedimentschichten bewirken (vgl. WALDRON 1901, SCHENCK 1901, BORN 1930).

LOGAN (1960) und MARTIN (1963a) verweisen darauf, daß dann H₂S-Geruch noch 18-30 Kilometer oder sogar 50 Kilometer landeinwärts wahrnehmbar seien, was BESLER (1972: 120) bezweifelt. Diese Zweifel sind schon allein deshalb berechtigt, weil H₂S, wenn es nicht bereits im Meerwasser, dann doch spätestens in der Aerosol-Phase (ANNEGARN et al. 1979) zu SO₄²⁻ oxidiert wird bzw. in Lösung geht. Somit kann relativ schnell keine Geruchsemission mehr auftreten. In wässriger Lösung ist Schwefelwasserstoff eine schwache zweibasige Säure:



Entsprechend bildet er zwei Reihen von (sehr schwachen) Säuren, Hydrogensulfide und Sulfide.

Während des ausgedehnten ENSO-Ereignisses im April/Mai 1995 (Kap. 3) konnte nie der typische, stechende H₂S-Geruch wahrgenommen werden, weder während der zahlreichen Feldaufenthalte zwischen unterem Omaruru und unterem Kuiseb im küstennahen Bereich, noch im Landesinneren. Gleiches gilt für sämtliche küstennahen Aufenthalte zwischen 1989 und 1998 (von Aufenthalten im Ort Walvis Bay abgesehen, wo aufgrund der Fischverarbeitenden Industrie allerlei Odeurs auftreten). Den eigenen und publizierten Beobachtungen folgend, muß davon ausgegangen werden, daß, falls es tatsächlich Schwefelwasserstoff-Exhalationen gibt, diese (1) auf die Upwelling-Zelle vor Walvis Bay bei Verschiebung der Angola-Benguela-Front beschränkt sind und (2) sie relativ seltene Ereignisse darstellen, die kaum öfter als zehnmal pro Jahrhundert auftreten (eine Stabilität und Übertragbarkeit der jetzigen Verhältnisse vorausgesetzt).

Das hat zur Folge, daß es während der letzten 100 ka, als dem Zeitraum, welchen z. B. HEINE & WALTER (1996: 252) als Minimum für die Gipskrustenbildung ansetzen, höchstens 10.000 mal zu solchen Exhalationen kam, wahrscheinlich zu weit weniger (wie erwähnt, ohne irgendwelche quartären Schwankungen oder gar Abtragsphasen einzukalkulieren). Dem stehen zwischen 5000 und 10.000 km² Hauptkrustenfläche mit Gipsen gegenüber. Selbst im geohydrochemisch günstigsten Fall für Gipskrustenbildung nach der „ozeanischen Hypothese“, nämlich bei Annahme von (nie gemessener) permanenter H₂S-Ausgasung von der Walvis-Auftriebszelle mit Oxidation des gesamten

Schwefelwasserstoffs zu schwefliger Säure (obwohl dies durchaus problematisch ist, s. o.) in der Aerosolphase und einem Eintrag an 80 Nebeltagen im Jahr (am Capri-Rivier nordnordöstlich des OMDEL-Staudamms höchstens 10-20 Tage) sowie bei Vernachlässigung von Abtragsbeträgen, wäre die Gipskrustenverbreitung in der vorgefundenen Mächtigkeit kaum erklärbar.

Ob die „ozeanische Hypothese“ also, selbst ohne die problematischen, wenig erforschten geochemischen Prozesse einzubeziehen, für die Erklärung einer Calcrete-Gypcrete-Pseudomorphose (Hauptkrustenfläche) ausreicht, die ja am Capri-Rivier immerhin etwa 70 km weit ins Landesinnere reicht, ist zumindest zweifelhaft. Insbesondere gilt dies, weil im letzten und vorletzten Hochglazial die Meeresspiegel erheblich niedriger lagen, als im Holozän und dadurch die Grenzbereiche der (heutigen) Gipskrustenverbreitung vermutlich über 100 km von der damaligen Küste entfernt lagen. Außerdem ist fraglich, ob es in Phasen niedrigerer Meeresspiegel, als ja das Upwelling besonders intensiv war (Kap. 4.1), infolge des relativen Auftauchens der Walvis-Schwelle und der daraus folgenden Blockade des Angola-Gegenstroms überhaupt zu einer Art ENSO-Ereignis mit erhöhten H_2S -Exhalationen kommen konnte.

Das geochemische Hauptproblem bei der von MARTIN (1963a) entwickelten „ozeanischen Hypothese“, ist allerdings in der hohen Instabilität der meisten Schwefelverbindungen zu sehen, die den oben angeführten „Optimalfall“ stark relativieren. In Wasser werden die meisten Schwefelverbindungen kurzfristig (in maximal einem bis drei Tagen) oxidativ abgebaut (in der Regel zu Sulfaten, die in Lösung gehen, vgl. HAMBLETON-JONES 1983). Eine Oxidation zu Schwefeldioxid, schwefliger Säure oder Schwefelsäure ist nicht sehr wahrscheinlich, da hierfür hohe Temperaturen notwendig sind (BESLER 1972: 121). Mit Carbonaten erfolgt eine Reaktion zu Polysulfiden (nicht zu Sulfaten) erst bei Rotglut. BESLER (1972: 121) schließt demnach eine direkte Reaktion von Schwefelwasserstoff ebenso wie von Sulfat mit den Carbonaten (Calcrete) aus.

Sollte Schwefelwasserstoff aus dem Ozean in die Atmosphäre entlassen werden, so ist seine Oxidation in der Gas- bzw. Aerosolphase wahrscheinlich. Chemisch ist dann eine Bildung von Sulfaten unter Anwesenheit von Metall-Kationen möglich (HOLT et al. 1978). Die Bildung von Calciumsulfat im Nebelwasser (WATSON 1988: 24) wäre dann allerdings nur eine weniger wahrscheinliche (?) Variante von mehreren (z. B. Glaubersalz NaSO_4 , Schwerspat BaSO_4 , Kieserit MgSO_4 oder Natriumhydrogensulfat NaHSO_4). Es ist daher so nicht erklärbar, warum sich gerade Gips und nicht etwa die teilweise schwerer löslichen anderen Sulfate auf der Namib niederschlagen.

Dieser Prozeß wäre als Gipsbildungsprozeß am Calciumanteil des Nebel-Aerosols anzusprechen und benötigt eine calciumreiche Aerosolquelle (in der küstennahen Namib bedingt vorhanden).

ZHOU & TAZAKI (1996: 3304) haben die teilweise Umwandlung von Calcit aus ostasiatischem Wüstenäolium in Gips und eine relative Gipsanreicherung während des Ferntransports über das Japanische Meer beschrieben. Es ist demnach unter bestimmten Voraussetzungen möglich, daß Calcitstaub vom Festland in der Aerosolphase teilweise in Gips umgewandelt werden kann. Dazu sollten schweflige Säure oder Ammoniumsulfat-Aerosole, $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$, verfügbar sein. Es wird allerdings darauf hingewiesen, daß zumindest ein Teil der gemessenen relativen Gipsanreicherung im Zielgebiet auch an den im Vergleich zum Gips höheren Sedimentationsraten anderer Partikel, wie Calcit, Quarz oder Tonminerale liegen könnte (ZHOU & TAZAKI 1996: 3304).

Ob in dieser Weise die Bildung der Namib-Gypcrete erklärt werden kann, ist allerdings fraglich, da es sich um ein Ferntransportmodell handelt und eine lineare Transportrichtung mit Liefer-, Anreicherungs- und Zielgebiet vorliegt. In der Namib wäre bei Annahme der Modellvorstellung Liefer- und Zielgebiet identisch. Dies würde einen, den Reaktionszeiten des Schwefelzyklus angepaßten Klimazyklus erfordern (Tag-Nacht-Zyklus ist wohl zu kurz, saisonale Zyklen wahrscheinlich zu lang). Vorteil dieses Modells der Anreicherung über dem Ozean ist allerdings, daß die chemisch sehr problematische Pseudomorphose von Calcrete in Gypcrete (s. o.) nicht explizit enthalten ist.

Der von HEINE & WALTER (1996: 242) erwähnte Weg über die Oxidation des H_2S zu Sulfaten (SO_4^{2-}), die mit anlandigen Winden direkt aus dem Meerwasser aufgenommen werden und im Nebel gelöst auf der Namib-Fläche zum Niederschlag gelangen sollen, ist ebenfalls zumindest problematisch: Da Meersalz-Sulfate, bzw. Sulfationen im Vergleich z. B. zu NaCl relativ „schwere“ Moleküle darstellen, müssen vermutlich weit höhere Windgeschwindigkeiten vorausgesetzt werden, um den Übergang in eine Aerosolphase, z. B. durch *sea spray*, in nennenswertem Umfang zu gewährleisten. Außerdem zeigen Na^+ -Ionen ein weitaus höheres Ausschwemmverhältnis (*scavenging ratio*, definiert als Verhältnis der Durchschnittskonzentration eines Stoffes im Niederschlag zu seiner Durchschnittskonzentration in der Luft), als SO_4^{2-} -Ionen oder SO_2 (GALLOWAY et al. 1993: 248f). Das bedeutet vereinfacht, daß bei einer Erhöhung des *sea spray*-Anteils im Aerosol eher eine Anreicherung (Niederschlag) von Kochsalz oder Na-Verbindungen als von Schwefelverbindungen zu erwarten wäre.

Tatsächlich zeigen jüngste satellitengestützte Messungen von HAYWOOD et al. (1999) zum Aerosolgehalt über den Weltmeeren drei klare Grundtendenzen für den Benguela-Bereich (die im übrigen auch für den Bereich des Humboldt-Stroms vor der Atacama gelten):

- (1) Der maritime Aerosolgehalt über dem Benguela-Schelf ist sehr gering (HAYWOOD et al. 1999: 1300),

- (2) Sulfatkomponenten spielen kaum eine Rolle bei den maritimen Benguela-Aerosolen, natürliche Meersalze (hauptsächlich NaCl, ohne Sulfate!) sind sehr dominant (HAYWOOD et al. 1999: 1299f),
- (3) die Aerosole über dem Benguela-Schelf (die ja als Kondensationskerne für den Namib-Küstennebel dienen) zeigen eine hohe terrestrische Komponente (HAYWOOD et al. 1999: 1302), z. B. Sulfate (Gipse) aus der Namib (s. auch ELTAYEB et al. 1993, die die mineralische Zusammensetzung von Namib-Aerosolen mit Böden der Namib verglichen).

Demnach ist es zwar nicht ausgeschlossen, daß Schwefelverbindungen aus dem Meer aufgenommen werden, sie bilden jedoch nicht den Hauptteil des sog. *background aerosol*. Vielmehr liegt eine bimodale Herkunft aller Schwefelpartikel im Aerosol der Namib vor (ANNEGARN et al. 1983: 2050, ELTAYEB et al. 1993: 676), was vermuten läßt, daß es mindestens zwei Quellen gibt, die zur Verbreitung dieses Elements in der Atmosphäre führen, nämlich:

1. eine terrestrische, die für die größeren Partikel verantwortlich zeichnet (z. B. *non-seasalt sulfate*) und einen Großteil der Gesamtmasse ausmacht und
2. eine maritime, die hauptsächlich aus kleinen Partikeln, aber zu geringerem Teil auch aus (größeren) Meersalzsulfaten besteht (vgl. ECKARDT & SPIRO 1999: 270).

Die maritime Komponente des Schwefelanteils im Aerosol über der küstennahen Namib ist wiederum im wesentlichen auf zwei Weisen erklärbar:

1. die oben erwähnte (seltener) Ausgasung von H₂S und die Oxidation in der Aerosolphase, also an bereits vorhandenen Nebeltröpfchen, wo bei Abwesenheit eines Neutralisationsagens (nicht nachgewiesen), z. B. NH₃, sogar schweflige Säure entstehen kann (vgl. ANNEGARN et al. 1983: 2051),
2. die weitaus wichtigere Abscheidung von Organosulfurgasen aus planktonreichen Wässern, v. a. von Dimethylsulfid (DMS), stellt weltweit den größten Anteil bei der Bildung des sog. *non-seasalt sulfate* (nss-Sulfat, vgl. FITZGERALD 1991: 536f). Ihr Anteil bei der Ausbildung von Kondensationskernen und ihre Rolle im globalen Schwefelzyklus ist jedoch strittig (ANDERSON & CHARLSON 1991: 2446).

Gerade der planktonreiche Südatlantik stellt eine bedeutende potentielle Quelle für DMS dar (BARNARD et al. 1982). Der Abbau von DMS in der marinen Atmosphäre ist nach FITZGERALD (1991:538) noch nicht endgültig erforscht. Es wird allerdings angenommen, daß OH-Gruppen bei der Oxidation eine dominante Rolle spielen (Photooxidation am Schwefel), wobei nach YIN et al. (1986) im Gefolge einer komplexen Reaktionsserie, die hier nicht wiedergegeben werden kann,

Schwefeldioxid, Schwefelsäure und Methanschwefelsäure (neben anderen Komponenten) entstehen. Sie können an vorher existierenden Aerosoloberflächen kondensieren (O'DOWD et al. 1996: 77). Neben der schwachen Säure, die gelöstes H₂S in Nebelwasser bilden kann (s. o.), sind diese Säuren aus dem DMS-Abbau die einzig denkbaren Verbindungen, die zu einer Calcrete-Gypcrete-Pseudomorphose beitragen könnten. ECKARDT & SPIRO (1999: 271) setzen dafür zwangsläufig einen langen Zeitraum persistenten Milieus an (seit dem mittleren Miozän hochardid). Es verbleibt allerdings das Problem, warum dann von dieser Pseudomorphose selektiv nur die Calcite der Hauptkrustenfläche betroffen sein sollen.

Fazit: Wenn es also tatsächlich zur Pseudomorphose von vorhandenem Carbonat zu Gips kommen sollte und dies als Gypcrete-Bildungsprozeß Anerkennung finden soll, dann sicherlich überwiegend über die Bildung von Säuren (gelöster Schwefelwasserstoff, schweflige Säure, Schwefelsäure und/oder Methanschwefelsäure) in der wässrigen Aerosolphase, sprich bei bereits vorhandenen Kondensationskernen. Ob dieser hypothetische und unerforschte Prozeß allerdings ausreichen kann, die am Anfang des Kapitels erläuterte Verteilung und Struktur der Namib-Gipskrusten zu erklären, muß stark bezweifelt werden. Gegen Beteiligung von maritimem Sulfat sprechen der geringe gefundene Anteil in den Namib-Aerosolen, die problematischen Transport- und die Reaktionsprozesse. Gegen die direkte Beteiligung von H₂S sprechen u. a. die Instabilität, leichte Oxidierbarkeit, die Leichtflüchtigkeit sowie die relative Seltenheit bedeutender Exhalationen. Chemisch am wahrscheinlichsten erscheint noch die Variante der Sulfatbildung am metallischen Aerosol in der Wasserdampfphase unter dominanter Beteiligung von maritimem Dimethylsulfid.

In vorstehenden Abschnitten (1) und (2) wurden die bisher publizierten Hypothesen zur Gipskrustenentstehung, die „terrestrische Hypothese“ (u. a. nach WILKINSON 1990) und die „ozeanische Hypothese“ (nach MARTIN 1963a/b und anderen), unter der Berücksichtigung der eigenen Beobachtungen zu Gipskrustenverteilung und -struktur kritisch diskutiert. Die „terrestrische Hypothese“ wurde abgelehnt und bei der „ozeanischen Hypothese“ ergeben sich erhebliche Zweifel, die hier nochmals etwas prägnanter ergänzend zusammengefaßt werden sollen:

1. Die Entstehung der Hauptgipskruste ist in ihrer Verbreitung und Struktur ein bisher ungeklärtes Phänomen. Sowohl eine terrestrische, als auch eine ozeanische Herkunft der Sulfate scheint unter aktuellen Bedingungen auszuschließen. Es ist unklar, ob schwefelhaltige Säuren im Nebel die Pseudomorphose von Calcrete in der vorgefundenen Weise verursachen können und warum von der Gipsbildung das Calcit von Marmor-Outcrops und anderen Kalkkrusten nicht betroffen ist.
2. Die Entstehung der jüngeren Gipskrusten in den Tälern kann durch Remobilisierung von Material der Hauptgipskruste erklärt werden. Dafür spricht, daß die jeweils tieferen Terrassen schwächer

inkrustiert sind als die höheren. Außerdem besteht der größte Teil des Namib-Aerosols aus remobilisiertem Gips.

3. Auf der Hauptgipskruste finden allenfalls geringe lokale Rekrystallisationsprozesse statt. Ansonsten wird sie fluvial angeschnitten und äolisch abgeschliffen, befindet sich also insgesamt in Auflösung. An Dykes finden sich aufgewehrte gipshaltige Stäube als Schleppen bis auf die Mittelhänge.
4. Das Calcit der Carbonatkrusten entstammt ursprünglich den Damara-Gesteinen des Hochlands; es zeigt also einen ablandigen Gradienten auf der Namib-Fläche (s. auch Kap. 4.2.2). Die Sulfate (Gipse) dagegen zeigen einen deutlichen auflandigen Gradienten; ihre Mächtigkeit nimmt zum Hochland hin ab. Dies weist Gypcrete und Calcrete sehr wahrscheinlich unterschiedliche Reliefgenerationen zu. Carbonatische Verbackungen bilden häufig das Liegende der Gipskrusten (vgl. HEINE & WALTER 1996: 242). Carbonate wie auch Sulfate sollen überwiegend durch Wind transportiert worden sein. Dies widerspricht eindeutig WILKINSONs (1990) These von der gleichzeitigen Entstehung von Calcrete und Gypcrete, denn beide Gradienten sind genau entgegengesetzt und deswegen bei gleicher Zeit und gleichem Agens nicht erklärbar. Für die *in situ*-Entstehung oder einen fluvialen Transport der Carbonate auf der Fläche gibt es keine Hinweise.

Die Zuweisung von Calcrete und Gypcrete zu unterschiedlichen Reliefgenerationen schafft einen weiteren, in der Literatur bisher kaum beachteten Problemkreis, denn beide Reliefgenerationen werden paläoklimatisch durch die Etablierung des Benguela-Upwellings erklärt, obwohl sie mit großer Sicherheit unterschiedlichen Bildungsmilieus und unterschiedlichen Erhaltungsmilieus zugeordnet werden müssen. So begründet EITEL (1993, 1994a, s. Kap. 5) ja die Kalkkrustengenese mit der Ausbildung des Benguela-Upwellings im Endmiozän, WILKINSON (1990) die Genese der Hauptgipskruste aber mit genau den gleichen Argumenten.

Unbestritten ist bei den meisten Autoren, daß für die Krustengenese ein Bildungsmilieu voraussetzen ist, welches eine gewisse Feuchtigkeit zur Lösung und zum Transport bereitstellt - bei Calcrete mehr, bei Gypcrete eher weniger (vgl. auch BESLER 1972: 122). Calciumsulfat ist etwa 200mal löslicher als Calcit (ÅBERG et al. 1999: 1401), gehört aber chemisch gesehen nicht zu den leicht löslichen, sondern eher zu den mittelmäßig bis schwer löslichen Sulfaten. Eine Lösung von Gips findet nur bei genügend Feuchtigkeit und in geomorphologischen Zeiträumen statt. Entgegen der Annahmen von HEINE & WALTER (1996: 242), wonach Gips angeblich auch bei geringer Bodenfeuchte vertikal und horizontal verlagert werden kann, ist (ungebrannter) Gips bei oberflächlicher Anfeuchtung quasi unlöslich. Eigene Lösungsversuche erbrachten folgendes Ergebnis: Gipskrustenstücke (Feldtrockengewicht 20 g) wurden weder bei häufiger Benetzung, noch bei tagelangem Eintauchen in ein

Becherglas aufgelöst. Lediglich ein zehntägiges Eintauchen in Regenwasser (aus Windhoek) erbrachte eine sehr geringe oberflächliche Anlösung. Als Lösungsmittel wurden Regenwasser oder *Aqua dest.* verwendet. Namib-Nebelwasser stand leider nicht zur Verfügung. Benetzung erbrachte keinen erkennbaren Erfolg. Kurze Schwankungen lösen Gips nicht. WILKINSON (1990: 116) nimmt an, daß Gypcrete ab einem Niederschlag von 150 mm/Jahr aufwärts durch Calcrete ersetzt wird.

Problematisch ist deswegen die Ansicht von HEINE & WALTER (1996: 242), wonach „in Verbindung mit der Bodenfeuchte die oberflächennahen Carbonate gelöst“ werden sollen und mit dem Schwefel des Nebelwassers Gips bilden. Da Calciumcarbonat noch sehr viel schwerer gelöst wird als Gips, würde eine adäquate kalklösende Bodenfeuchte den Gips höchstwahrscheinlich abführen. Ein Feuchteregime, welches Kalk löst und Gips ausfällen läßt ist geochemisch nur schwer vorstellbar und nur unter Beteiligung hochkonzentrierter Säuren überhaupt möglich. Wasser als Lösungsmittel ist bei diesem Prozeß auszuschließen. Auch die Durchfeuchtungsgrenze des Bodens spielt daher kaum eine Rolle. Im Feld konnte selbst bei dauerhaftem Nebel nie eine Durchfeuchtung der Namib-Oberfläche festgestellt werden, die 2-5 Zentimeter überschritt. Vielfach waren nur die exponierten Oberflächen benetzt.

Eine am 29.07.1994 bei Nebel entnommene und luftdicht verpackte Oberflächen-Gipsprobe vom unteren Tumas zeigte nach Trocknung bei 105°C einen Gewichtsverlust von 1,3%. Bei den meisten Feldbegehungen konnte überhaupt keine Durchfeuchtung des Bodens festgestellt werden. Auch die eigenen Profilgrabungen zeigten oft kaum Anzeichen einer deutlichen Durchfeuchtungsgrenze, an der rezent Gips auskristallisieren könnte. Manche Profile weisen allerdings in einigen Zentimetern Tiefe eine braunrote bis leuchtend ziegelrote Färbung auf (*locus typicus*: 22°25'33"S, 14°32'14"E), während der hangende Horizont eher gebleicht wirkt. Da aber der rötliche liegende Horizont stets deutlich feiner texturiert ist und Anzeichen einer rezenten vertikalen Dynamik fehlen, muß davon ausgegangen werden, daß es sich dabei um von ehemals höheren, möglicherweise wechselnden Grundwasserständen geprägte Horizonte größerer Verwitterungsintensität handelt. Eine rezente Durchfeuchtungsgrenze konnte nirgendwo eindeutig festgestellt werden. Im Bereich von mächtigeren Krusten scheint die Infiltrationsdynamik ohnehin blockiert zu sein. Die Infiltrationskapazität nimmt aber mit der Küstenentfernung zu.

Die Feldbefunde begründen insgesamt den Schluß, daß es zur Zeit der Kalkkrustenbildung auf der Namib-Fläche erheblich feuchter war, als zur Zeit der Gipskrustenbildung und als heute. Das Kalkkrustenbildungsklima entspricht zonal also nicht dem rezenten Klima. Also:

- (1) Wenn also die Krustenbildungen durch die infolge des Upwellings entstehende Aridität (wie bei EITEL 1994a) erklärt werden sollen, müssen auch beim Upwelling-Regime Abstufungen vorkommen.
- (2) Wenn Krustenbildungen ein Indikatorwert für bestimmtes Klima zugebilligt wird, so können nicht durch einen einzigen determinierenden Faktor („Benguela-Upwelling“) zwei unterschiedliche Krustentypen (Calcrete und Gypcrete) erklärt werden.

Die einfache Gleichung Upwelling = Aridität = Nebelwüste kann dann so linear nicht gelten; es scheint sich um ein mehrschichtiges paläoklimatisches Problem zu handeln. Das bedeutet, es muß beim Benguela-Upwelling eine quantifizierende Komponente einkalkuliert werden, oder es spielen zusätzliche, vom Upwelling unabhängige klimatische Determinanten (z. B. großklimatische Systeme, wechselnder Westwind- oder Winterregeneinfluß etc.) eine Rolle. Andernfalls muß der Zusammenhang Benguela - Aridität für das Paläoklima eingeschränkt werden (z. B. WILKINSON 1990: 168).

(3) Hypothese zur Entstehung der Namib-Gipskrusten: Unter Zugrundelegung der angeführten hydrogeochemischen Argumente, der Erkenntnisse zur Ozeanökologie im Benguela-Bereich und der Ausführungen zum Aerosol über der Zentral-Namib, muß angenommen werden, daß rezent keine Gipskrusten (insbesondere nicht die Hauptgipskruste) durch Pseudomorphose aus Carbonatkrusten unter äolischer Zufuhr maritimer Schwefelverbindungen gebildet werden. Das Gegenteil scheint eher der Fall zu sein: die vorhandene Hauptgipskruste befindet sich in Auflösung. Das wird belegt durch:

1. die fluvialen Anschnitte am Tumas und am unteren Omaruru, deren Täler eindeutig jünger sind als die Hauptgipskruste,
2. das die Krustenfläche kappende Windschliff-Relief mit gipshaltigem Äolium an Unter- und Mittelhängen von Dykes,
3. erhöhten Gipsgehalt im Aerosol,
4. Vorkommen von nicht umgewandeltem Calcit der Marmor-Outcrops, Konglomeratreste und Kalküberzüge auf Dolerit-Dykes.

Bestenfalls kommt es zu lokaler Rekristallisation.

Demnach handelt es sich entgegen der Ansicht von HEINE & WALTER (1996, 1997) bei der Gips- oder Schwefelherkunft nicht um ein aktuelles Problem. Die Hauptgipskruste wird als Vorzeitform angesehen, die sich heute in unterschiedlichem Erhaltungs- und nur bedingt in Weiterbildungs-zustand befindet. Lediglich im direkten Küstenbereich kommt es (sub-) rezent zu makrokristalliner Gipsbildung, wobei marine Salze, insbesondere Gips und andere Sulfate, aus dem *sea spray* als

dominante Sulfat- oder Schwefelquelle dienen dürften. Dies wird durch die Beobachtung belegt, wonach sich die Makrokristalle im lockeren Sand (Wüstenrosen) überwiegend nahe an der Flutlinie und auf den unteren Meeresterrassen bilden (*locus typicus*: Strandterrassen nördlich Vineta bis Mile 4). Auf höheren Terrassen und weiter landeinwärts sind diese Formen seltener. Dort überwiegt die geschlossene Decke von faserigem, meso- bis makrokristallinem, teilweise auch alabasterartigem Gips (zumeist exhumierte Krusten).

Die Bildung der Vorzeitform Hauptgipskruste ist Vorzeitbedingungen zuzuordnen. Es ergeben sich also erhebliche Zweifel, ob die oben diskutierten aktuellen Prozesse zur Schwefelbereitstellung überhaupt jemals zur Krustenbildung geführt haben können oder ob nicht andere Prozesse verantwortlich gemacht werden müssen.

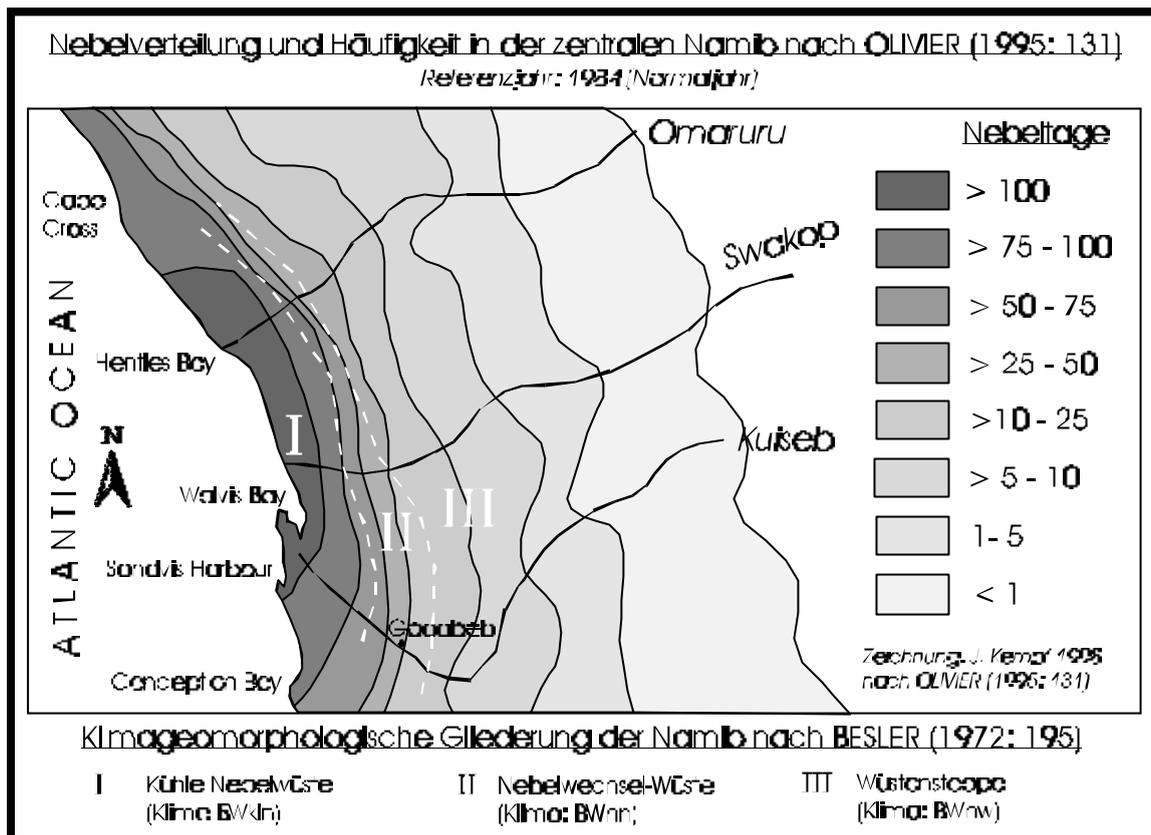
WATSON (1979: 15) kommt in einem Vergleich von zahlreichen publizierten Gipskrustenvorkommen zu dem Schluß, daß bei der Entstehung des weitaus größten Teils aller Gypcrete die Zufuhr und Akkumulation von an anderen Stellen gebildetem Gips die gewichtigste Rolle spielt. Sie entstehen entweder als Flachwasserevaporite, Grundwasserpräzipitate oder als pedogene Anreicherungen (WATSON 1988: 36). Bei den verbreiteten Gypcretes im südlichen Tunesien sieht WATSON (1988: 35) die Evaporite der periodisch überfluteten Schotts als primäre Gipsquelle an. Sie sind dort leicht auswehbar und werden deszendend pedogen angereichert. Auf dem im Pleistozän trockengefallenen namibischen Schelf können sehr ähnliche Bildungsbedingungen für Evaporite geherrscht haben.

Da sich Regressionsphasen mit küstennahem Trockenmilieu parallelisieren lassen (Kap. 4.1.1), kann es mit Seewinden leicht zur Auswehung der Evaporite gekommen sein. Damit wäre das von BESLER (1972: 117) vermißte Liefergebiet in pleistozänen Trockenphasen durchaus vorhanden gewesen. Vom namibischen Schelf sind außerdem bedeutende Pyrit- und Gipslagerstätten bekannt (SIESSER & ROGERS 1976, DINGLE et al. 1983), deren Entstehung auf die endmiozäne Regression zurückgeführt wird. MORLEY & HAYS (1979: 407) und DIESTER-HAAS & SCHRADER (1979: 48) nehmen kaltzeitlich höhere Windgeschwindigkeiten an. Bereits BLÜMEL (1991) hatte die Deflation von Schelfevaporiten für die Ausbildung der Kalkkrusten im südwestlichen Afrika verantwortlich gemacht, was aber von EITEL (1994a: 47) verworfen wurde (Kap. 5). EITEL (1994a) gibt den Kalkkrusten in Anlehnung an WARD (1987) ein höheres Alter. Für die pleistozänen Gipskrusten ist eine Auswehung dagegen leicht denkbar. Die allgemeine Akzeptanz der „ozeanischen Hypothese“ nach MARTIN (1963a/b) und anderen, hat dazu geführt, daß die (wahr-

scheinlichere?) Möglichkeit der Gipsauswehung vom trockenengefallenen Schelf in der Literatur nicht diskutiert wurde.

Hauptargument für die Erklärung der räumlichen Verbreitung der Hauptgipskruste nach der ozeanischen Hypothese mit ihrem ostwärts abnehmenden Gradienten ist die scheinbare Übereinstimmung mit dem Gebiet, in das mit einem ebenfalls ostwärts abnehmenden Gradienten regelmäßig Küstenebel vordringen (MARTIN 1963a: 348, BESLER 1972, WATSON 1985). Tatsächlich stellt heute direkt an der Küste an durchschnittlich etwa 100 Tagen im Jahr der typische Namib-Küstenebel die einzige regelmäßige Feuchtigkeitsquelle neben den sehr seltenen autochthonen Niederschlägen (Kap. 3.3.5). Unter dem Aspekt „Hauptgipskruste als Vorzeitform“ verliert das aktuelle Klima als Determinante jedoch an Bedeutung, da z. B. im Hochglazial die Küstenlinie weit nach Westen verschoben war und vermutlich ein von heute erheblich differierendes Feuchteregime herrschte. Pleistozäne Fluktuationen werden von den meisten Autoren für wahrscheinlich gehalten (z. B. RUST 1989). Unter den Bedingungen des Hochglazials ist also völlig unklar, ob Nebel zur Gipskrustenbildung beigetragen haben könnte. Die scheinbare Deckung der rezenten Gipskrustenverbreitung mit der rezenten Grenze regelmäßiger Nebelvorstöße samt dem landeinwärtigen Hauptgipskrusten-Mächtigkeitgradienten ist als Determinante demnach dem Erhaltungsmilieu zuzuordnen und nicht dem Bildungsmilieu. In der Realität deckt sich die Ostgrenze der Gipskrustenverbreitung, soweit sie nach zahlreichen Untersuchungen überhaupt als Linie festzulegen ist, eher mit dem Bereich, östlich dessen mit regelmäßigem autochthonem Oberflächenabfluß zu rechnen ist. Das ist als klarer Persistenzfaktor zu werten: regelmäßiger Oberflächenabfluß und Gipsinkrustierung schließen sich aus, da das ausgewehte Lockermaterial fluvial auf tiefere Reliefstockwerke verlagert wird und nicht pedogen inkrustieren kann.

Zwischen diesem Bereich und der tatsächlichen Zone regelmäßiger Nebelvorstöße liegt eine Zone mit seltenem Oberflächenabfluß (< 10 Regentage im Jahr) und seltenen Nebeln (< 10 Tage im Jahr, OLIVIER 1995: 131). Diese Zone deckt sich grob mit der Zone der Nebelwechselwüste nach BESLER (1972: 181f) und weist eine extreme Vegetationsarmut außerhalb der Abflußrinnen auf (Karte 21). Deswegen treten hier in Depressionen selbst Salzkrusten (Halite) gelegentlich auf (vgl. SCHOLZ 1972: 38). Nach WILKINSON et al. (1992) deckt sich die Grenze signifikanter Nebelvorstöße mit dem 15. Längengrad (E).



Karte 21: Nebelverteilung und klimageomorphologische Gliederung der zentralen Namib nach OLIVIER (1995) und BESLER (1972). Die Verbreitung der Gipskrusten deckt sich ungefähr mit der Grenzlinie zwischen Zone II und Zone III.

Da aus dem Bereich der Gipskrustenvorkommen kaum verlässlich datierbares Material vorliegt, unterliegen alle Annahmen über das Alter der Gipskrusten zu gewissem Maß der Spekulation. Unter Zugrundelegung der eigenen Feldbeobachtungen und der publizierten Befunde, muß davon ausgegangen werden, daß die Bildung der Hauptgipskruste sehr wahrscheinlich nach der Bildung der Hauptkalkkruste (der östlichen Namib) erfolgte. Die Verzahnung der Krustentypen am unteren Omaruru und am Capri-Rivier läßt dort auf einen (mehrfachen?) Milieuwechsel schließen, wo phasenweise Material akkumuliert wurde. In Abtragsbereichen, wie an dem von WILKINSON (1990) beschriebenen unteren Tumas-Mittellauf, läßt sich eine deutlichere Gliederung in Reliefgenerationen feststellen. Mit großer Sicherheit darf gelten, daß die Hauptgipskruste nicht älter ist, als die Terrasse der Rooikop-Transgression, da sie deren Ablagerungen überdeckt (Kap. 4.1.2). Auch die Terrasse der Vineta-Transgression (17-Meter-Terrasse) ist von Gipsen bedeckt, die mit großer Wahrscheinlichkeit zur Hauptgipskruste gehören. Für die Auswehung von gipshaltigen Schelfevaporiten kommen also unter Berücksichtigung der nachfolgenden Reliefgenerationen (Zerschneidungsphasen) die Meeresspiegeltiefstände ab der Post-Vineta-Regression, möglicherweise auch schon ab der Post-Rooikop-Regression, in Frage. Als Gipskrustenbildungsphasen wahrscheinlich sind Kanjeran, Früh- und Spät-Gamblian.

Die gipshaltigen mikrokristallinen Stäube wurden meist in präexistente Bodenrelikte, stark quarzhaltige Erosionsresidua über Calcrete, eingearbeitet und sind dort (mehrfach?) unter Beteiligung einer gewissen (stark wechselnden?) Grundfeuchte rekristallisiert. Die Voraussetzung von Wasserverfügbarkeit deutet an, daß Einarbeitung und Rekristallisation entweder überwiegend in nachfolgenden Feuchtphasen ablief oder (wahrscheinlicher) die heutigen Niederschlagsgradienten im Hochglazial nach Westen verschoben waren. Auch alternierende Einflüsse von Westwind- und Zenitalregen sind denkbar.

Die Reliefgenerationen bezeugen nach obigen Ausführungen in der zentralen Namib spätquartäre Milieuwechsel im insgesamt wohl trockenen Bereich (hyperarid für die Auswehung, arid für die Inkrustierung?), wobei Nebel als einzige Feuchtigkeitsquelle für die Bildung von Illuvialkrusten wohl nicht ausreicht. Ob zeitweise semiaride Verhältnisse erreicht wurden, ist unklar, aber für die Phasen der illuvial-pedogenen Inkrustierung durchaus denkbar. Die Versuche zur Gipslöslichkeit lassen die Vermutung zu, daß auch eine ein- bis dreimonatige saisonale Regenzeit mit über 200-300 mm Niederschlag für Gipskrusten, insbesondere bei hoher Verdunstung und geringem Gefälle, noch zum Persistenzmilieu gehören können. Vor allem die von Erosionsresidua pflasterartig bedeckten Illuvialkrusten der östlichen Namib-Fläche scheinen auch bei höheren autochthonen Niederschlägen nicht zwingend abgeführt zu werden.

4.2.1.6 Kleinrelief der Spüloberflächen außerhalb markanter Abflußrinnen

Für die Beurteilung der rezenten Formungsdynamik der Namib-Fläche ist die Betrachtung des Kontaktbereichs Pedosphäre - Biosphäre - Atmosphäre von großer Bedeutung. Bereits LOGAN (1960), JAEGER (1965), BESLER (1972), GOUDIE (1972) u. a. haben einige typische Oberflächenphänomene in ihrer räumlichen Verbreitung erfaßt. Über Alter, Bildungsdauer und dem daraus abzuleitenden morphogenetischen Status dieser Oberflächenformen ist dagegen wenig konkretes bekannt. Da vielfach die Namib als mindestens seit dem mittleren Tertiär (bzw. dem End-Miozän) arides bis hyperarides Gebiet angesehen wird, müßte eigentlich auch die aktuelle Formungsdynamik, von geringen Schwankungen abgesehen, seit diesem Zeitalter wirken. Das mag zumindest für die Namib-Flächen gelten, da ja die Morphogenese der vom Hochland westlich entwässernden Täler vom Hinterland gesteuert sein könnte.

Bezüglich des Flachtal-Spülmuldenreliefs der Prä-Namib und der östlichen und mittleren Zentral-Namib wurde in Kap. 4.2.1.1 eine eher akkumulierende Dynamik festgestellt. Dabei handelt es sich aber in der Regel nur um eine Zwischensedimentation in den westlich gerichteten Abflußlinien der

kaum eingeschnittenen Flachmuldentäler. Die breiten Spülscheiden und gestreckten, fast ebenen Spülscheidenoberhänge bilden dagegen lokale Abtragungslandschaften, von denen bei starken Winden ausgeblasen oder bei autochthonen Niederschlägen mit Oberflächenabfluß Material zu den Spülmulden und Spülmuldentälern hin abgeschwemmt wird. Da die Spülmuldenoberhänge nur sehr schwach geneigt (meist unter $0,7^\circ$ bis $0,3^\circ$, selten bis zu 1°) und mehrere hundert Meter lang sind, entwickelt sich aufgrund des geringen Reliefimpulses auch bei den heftigeren Gewitterniederschlägen keine besonders ausgeprägte Transportfähigkeit. Aus diesem Grund werden trotz des Vorkommens seltener Schichtfluten (im Untersuchungszeitraum wurde in der Flächennamib keine solche Schichtflut beobachtet und auch nicht bekannt) von den nahezu ebenen Spülscheiden fast ausschließlich kleine Korngrößen (Sand und kleiner) verlagert. So entstand auf vielen dieser Flächen ein fast lückenloses Residualpflaster aus Grusen, Kiesen und Blöcken oder aber unbedeckter Fels (als anstehendes Gestein oder Hartkruste).

Dieses Wüstenpflaster (Serir) besteht aus lokal unterschiedlichen Materialien, die sich meist vom Ausgangsgestein herleiten lassen. Es handelt sich demnach abseits der Riviere überwiegend um den Skelettanteil ehemaliger Böden, von denen oft noch Reste in Taschen oder als Kolluvium in manchen Abflußlinien erhalten sind (Kap. 4.2.1.7). Auf Schiefen und Turbiditen dominieren Gangquarze, auf Quarziten kantige bis kantengerundete Quarzitgesteine, auf Flächengraniten feldspatreicher Grus. Auch auf Krustenflächen überlagern solche Erosionsrelikte meist die eigentliche Kruste. Sowohl auf den Gipskrusten der westlichen Namib, als auch auf den Kalkkrusten der östlichen Namib und Prä-Namib sind Krustenxenolithe in verschiedenen Stadien des Herauswitterns zu beobachten. Anders als die konglomeratischen Krusten der Rivierläufe zeigen dabei die pedogenen Krusten der Spülscheiden und Spülscheidenhänge eher Klasten aus kantigem Material mit allenfalls geringen Transportspuren. Das Wüstenpflaster auf den Konglomeraten, z. B. auf der Dachfläche („Kamberg-Calcrete“, Kap. 4.2.) des Karpfenkliffs oder bei Aruvlei im Proto-Kuisebtal, besteht dagegen überwiegend aus gerundeten Komponenten und Krustenbruchstücken (vgl. Tafel 4, Foto 4). Es wird von BESLER (1972: 158f) ebenfalls als Serir bezeichnet.

Auf den Serirflächen konnten einige azonale Oberflächenstrukturen beobachtet werden. Insbesondere in der Nähe von Inselbergen finden sich in den größeren Pflastern gelegentlich paläolithische oder mesolithische Artefakt-Ensembles (Kap. 6). Vereinzelt wurden Schotter gefunden, deren Oberfläche Taurillenstrukturen aufweisen (allerdings bei weitem nicht so häufig wie beispielsweise im Tsauchabtal westlich Sesriem). Dabei konnte aber keine regelhafte Verbreitung ausgemacht werden. Gleiches gilt für Serirkiese mit dunklen, speckigen Mineralrinden. Rindenbildung scheint aber vorwiegend Dolerite

und Granite zu betreffen. BESLER (1972: 136) sieht die Taurillenformen assoziiert an häufige Nebel- einbrüche, berichtet aber auch von Formen, die nachmalig von Windschliff überprägt wurden.

Insgesamt läßt sich auf der gesamten Namib-Fläche ein Fleckenmuster erkennen, dessen Einheiten sich grob in drei Grundformen gliedern lassen:

1. Festgesteinsoberfläche: saprolitisiertes oder unverwittertes anstehendes Ausgangsgestein oder kompakte Hartkruste (Calcrete, Gypcrete), einschließlich Blöcke über 50 cm Durchmesser,
2. Geröll oder Schotterpflaster (Serir) in unterschiedlich dichter Lage mit Korngrößen Grobgrus (Reg) bis Blöcke (kleiner als 50 cm Durchmesser),
3. Feinmaterialpflaster (sandiger bis grusiger Reg, tonige und schluffige Strukturkrusten in Mikro- schwemmbereichen), teilweise Polygonalstrukturen (Takyrr).

In der Nähe von nicht-granitischen Inselbergen, Stufen oder Dykes tritt häufig eine durch Murab- gänge bedingte, grobe, hamadaähnliche Schotterflur auf (nicht im Sinne einer Dachflächen-Hamada). Darunter fällt oft auch die bereits erwähnte Artefakt-Hamada. Bei der Typisierung fallen diese Oberflächen zum Typ 1.

Für die östliche Namib und die Prä-Namib charakteristisch ist eine lockere Grobkiesstreu aus Quarzen und Quarziten mit einem Bedeckungsgrad von 30-70% auf einer Mittel- bis Grobsand- decke. Dazwischen tritt sehr häufig abgedecktes Calcrete an die Oberfläche. Weite, unbedeckte Flächen anstehender Gesteine ohne jede Auflage finden sich nur auf abgeräumten Pedimenten, z. B. südlich von Karibib (*locus typicus* 22°07'20"S, 15°49'52"E).

Die Felsflächen der inneren Zentral-Namib tragen dagegen fast immer eine lockere Serir aus wenig transportiertem Bodenskelett oder einen dünnen mittel- bis grobsandigen Reg mit quasi einlagigem Grobsandpflaster (sofern nicht gestört). Felsoberflächen sind hier häufiger als weiter östlich, wo Calcrete dominiert und als in küstennäherern Bereichen, wo abseits der Riviere und Inselberge die Gipskruste quasi ubiquitär vorkommt. Es ist möglich, daß dieser relativ feinmaterialärmere Part der Namib, an den sich westlich noch die sehr trockene Nebelwechselwüste anschließt, als evolutions- ökologische Barriere wirkt(e), weil nur an wenigen Stellen ein effektiver Wurzelraum für höhere Pflanzen zur Verfügung steht. Tatsächlich ist hier ja selbst die trockenheitsangepaßte Vegetation auf Gunsträume der Spülmulden kontrahiert, während sich östlich zumindest annuelle Gräser und einige Karroo-Sukkulente auf der Fläche halten können (Kap. 3.6.3.1) und westlich die Flechtenrasen und die Fensteralgen unter Milchquarzen dominieren.

Die Zone vorherrschender Felsoberflächen ist selbst im Satellitenbild zu erkennen (Tafel 4, Foto 5). Sie trennt in der Zentral-Namib zwischen Kuiseb und Swakop also vereinfacht eine Zone gemischter

Reliefoberflächen (lockere Serir auf Krustenfläche) mit hohem Anteil sandiger und feingrusiger Zwischenräume von einer östlichen Zone der dichteren Kalkkrustenserir mit etwas exponiertem Feinmaterial (s. Abb. 50).

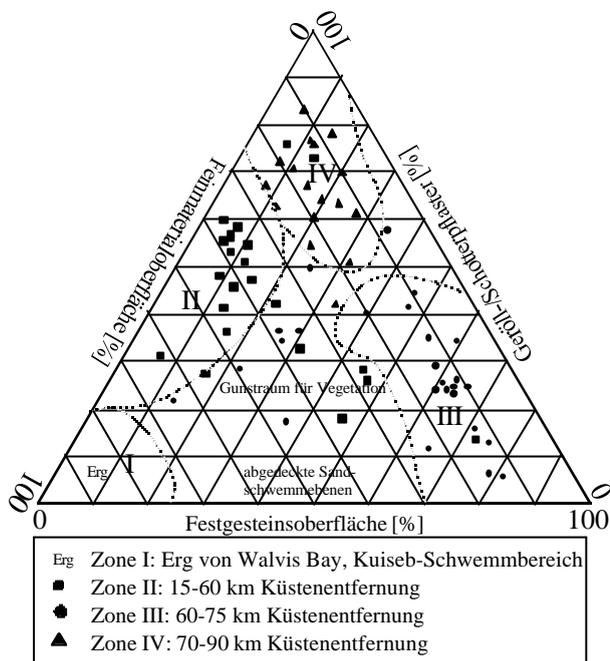


Abbildung 50: Verteilung von Oberflächen in Teilräumen der zentralen Namib. Basis: 66 zufällige Dichtemeßpunkte entlang der Gamsberg- und Us-Pad aus den Jahren 1994, 1995 und 1996 (jeweils Trockenzeit). Systematische Aufnahme von Meßpunkten im Juni 1995 alle 5 km (Tachometerstand).

Zone II: überwiegend Gipskruste mit lockerer Serir und grobsandig-feingrusiger Auflage. Kiesanteil nach Osten zunehmend.

Zone III: abgedeckte Felsoberflächen oder Blockstreu mit sehr lockerer Serir oder Reg.

Zone IV: teilweise abgedeckte Kalkkruste mit Schotterstreu und Feinmaterialflecken.

Windschliff:

In weiten Teilen der untersuchten Gebiete treten Formen auf, die durch äolische Korrasion verursacht werden. Dort, wo Liefergebiete für das Schleifmittel Sand vorhanden sind, findet Windschliff auch rezent statt (BESLER 1972: 156). In Kap. 4.2.1.5 wurde festgestellt, daß ein beträchtlicher Teil der küstennahen Gipskrusten, insbesondere im Schwemmbereich des Omaruru-Unterlaufs, äolisch abgeschliffen wurde. Sowohl hier als auch auf der Tumas-Fläche südlich des Swakop wurden Winde aus östlichen bis nordöstlichen Richtungen als äolisch aktiv erkannt (vgl. LANCASTER et al. 1984, WILKINSON 1990: 124). LANCASTER (1985) hat für diese Bergwinde (Kap. 3) eine durchschnittliche Transportkapazität von 100 Tonnen Staub pro Meter und Jahr geschätzt.

Ob es in der Namib Flächen gibt, von denen das gesamte Krustenprofil durch Windwirkung bis auf die anstehenden Damara-Gesteine ausgeräumt wurde, konnte nicht geklärt werden. Einige Spül-scheiden der mittleren Namib (Tumas Vlake) wirken gekappt, da die von ihnen ablaufenden Mikro-abflußlinien in extrem ebenen Bereichen sehr unvermittelt anfangen können (vgl. auch Kap. 4.2.1.1). Vereinzelt sind Windkanter (meist Einkanter) aufzufinden. SWEETING & LANCASTER (1982) beschrieben auf solchen Flächen bei Rooibank sogar ausgedehnte Deflationshohlformen in abgedeckter Hartkruste. Luftbilder bei WILKINSON (1990: 125f) zeigen eine klare Windstreifung des Tumas-Reliefs, die *outcrops* als Hindernisse umgeht.

Von JAEGER (1965: 215f) wird aber darauf hingewiesen, daß auch sehr starke Winde auf der Serirfläche aktuell kaum Material bewegen können. Andererseits wurden am mittleren und unteren Omaruru während der Feldaufnahmen mehrfach sehr starke Staubstürme mit ausgedehntem Sandfegen beobachtet, die z. T. zum zeitweiligen Abbruch der Arbeiten und zum Auswechseln erblindeter Autoscheiben zwangen (auch: freundl. mündl. Mitteilung A. LÜCK 1993-1997). Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß jegliches in der entsprechenden Korngröße durch Verwitterung, *rain splash* oder Transport freigesetztes Material zügig äolisch verlagert wird. Auch die zahllosen sandigen Mikro- und Miniabflußlinien, Lateralrinnen und Spülmuldenfüllungen können dabei, sofern keine Oberflächenverkrustung oder strukturelle Verschlämmung vorliegt, als Schleifmittelquelle dienen.

Trotz des weit verbreiteten Vorkommens solcher möglicher Quellen sind augenscheinlich typische Windschliff- und Windstichformen in der Zentral-Namib bei weitem nicht so häufig und klar ausgebildet, wie beispielsweise im südlichen Diamantensperrgebiet (vgl. KAISER 1926, Bd. 2: 226 und Tafel 1, Abb. 3) und im Tsauchab- oder Tsondabtal (s. Tafel 8, Foto 1), wo ja durch die Dünensande stets Schleifmittel im Überschuß bereitgestellt wird. An Inselbergen aus Marmor (z. B. Swartbank-Berge) können nach BESLER (1972: 156) die meisten charakteristischen Formen der Windkorrasion am Festgestein beobachtet werden (SELBY 1977b: 197). Insgesamt erscheint es schwierig, die Rolle des Windschliffs im geomorphologischen Kontext der zentralen Namib zu beurteilen. Geht man jedoch davon aus, daß die Entstehung der Hauptgipskruste in spätpleistozäne Glaziale eingeordnet werden kann (Kap. 4.2.1.5), dann kann durch den relativ geringen verfügbaren Zeitrahmen auch die geringe Ausprägung des Windreliefs auf der Krustenfläche erklärt werden. Immerhin deutet die Windstreifung auf langfristige äolische Materialabfuhr und damit auf Krustenausdünnung hin.

Kapitelfazit: Die aus den Oberflächenphänomenen zu erschließende rezente Dynamik unterstützt die These, daß es sich in der zentralen Namib um einen Raum in morphologisch relativ „trocken-stabilem“ Milieu handelt. Andererseits ist zu konstatieren, daß es nicht nur Phasen gegeben haben muß, die den Formenschatz des stabilen Milieus auf der Fläche fluvial, sondern auch solche, die ihn äolisch angegriffen haben. Die autochthonen Wüstenpflaster sind aus dem Skelettanteil von Paläoböden gebildet. Ihre Formierung hat den Abtrag der feineren Korngrößen des Solums beendet oder zumindest stark verlangsamt. Windkorrasion wirkt rezent auf Teilen der Serir- und Krustenflächen im mittleren und westlichen Teil der zentralen Namib. So wird kontinentales Material auf den Ozean ausgetragen.

4.2.1.7 Verwitterungsformen, Verkarstung und Bodenbildung

Saprolitisierung der Hauptrumpffläche

Ein Großteil der auf der Hauptrumpffläche im Untersuchungstransekt (nicht nur auf der Vorlandfläche und der Randstufenlücke) anstehenden Gesteine ist tiefgreifend chemisch angegriffen und isovolume-

trisch zersetzt. Der Zersetz greift dabei über die unterschiedlichsten Gesteine hinweg. Sowohl die archaischen Kratonrelikte (Gneise, geschieferte Granite, Quarzite etc.) als auch sämtliche Damara-Metasedimentite (u. a. Glimmerschiefer, Marmor, Quarzite) und -Plutonite (Granitoide) sowie mesozoische Sandsteine und Pluto-Vulkanite sind von dieser Saprolitisierung betroffen (Kap. 4.2.1.1 u. Kap. 4.2.1.3, zu den Gesteinen vgl. Kap. 7). Ausnahmen bilden lediglich Teile höherer Inselberge oder Inselbergkomplexe, sowie Hartkrusten (v. a. Silcrete, Calcrete und Gypcrete). Letztere fossilieren häufig die zersetzten Flächengesteine (Kap. 4.2.1.5) und können von Lösungsprozessen angegriffen sein, die aber nicht die Qualität von Saprolit erreichen (vgl. z. B. MARKER 1982).

Auf vielen Flächen reicht die Saprolitisierung anscheinend sehr tief, wobei sie zum liegenden hin abnimmt. An der zentralen Randstufe, z. B. am Bosua-Pass und am Gamsberg-Pass, sind die Khome-Schiefer (Kuseb-Formation, undifferenziert) teilweise noch über 60 m unterhalb des Hochflächenniveaus mit dem Spaten grabbar, obwohl sie äußerlich wie Festgesteine aussehen. Noch in weit über 100 m Tiefe sind an jungen Straßenanschnitten stärker verwitterte Oxidationszonen feststellbar (*locus typicus* 23°15'03"S, 16°18'21"E). Systeme von Lösungsröhren im Glimmerschiefer an den steilen Oberhängen des Djab-Tals zeigen mehrere Meter unter Flächenniveau Saprolitbleichung (vgl. Tafel 9, Foto 1, *locus typicus* 23°14'56"S, 16°17'35"E). Die Röhren reichen mindestens 25 m tief. Am Kuseb weisen die Gramadullas (Seitenschluchten) einen markanten Gefällsknick mit Wasserfällen zum tief eingeschnittenen Haupttal ca. 50 m unter Flächenniveau auf, der anscheinend die Grenze der Saprolitisierung zum kaum verwitterten Festgestein anzeigt (Tafel 7, Foto 2; *locus typicus* 23°20'24"S, 15°45'55"E). Dieser Saprolit-Grenzbereich ist über weite Strecken des Kuseb-tals zu verfolgen.

Im Gegensatz zu den liegenden unverwitterten Festgesteinen bietet der hangende Saprolit kaum Widerstand gegenüber linienhafter Einschneidung. Besonders deutlich wird dies auch an einem Wasserfall auf Farm Moria (*locus typicus* 22°43'21"S, 15°59'11"E), der in einen Flächenstreifen der Vorlandrumpffläche mündet (Geländeprofil Abb. 51). Dort hat, wie an anderen Rivieraustritten aus dem Hochland die Einschneidung unterhalb der Saprolitgrenze nicht mit dem entsprechenden Hebungsimpuls (Kap. 7) der Hauptrumpffläche schritthalten können. Selbst am vergleichsweise wasserreichen Kuseb mit seinem großen Einzugsgebiet tritt in gleicher relativer Höhe ein Gefällsknick auf (Kap. 7).

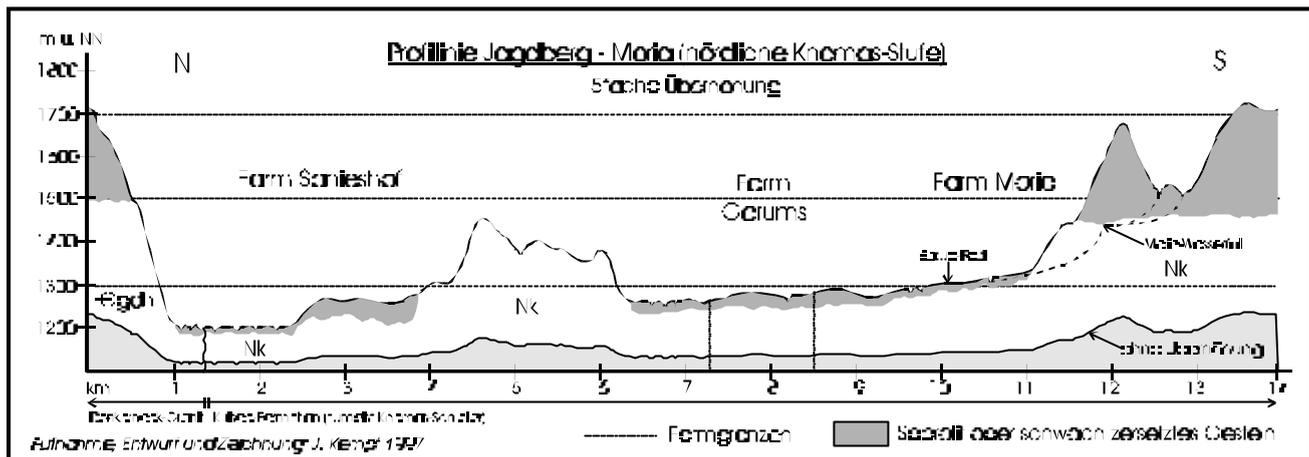


Abbildung 51: Profilinie des nordwestlichen Randstufenübergangs in Zentral-Namibia vom Jagdberg zur Khomas-Fläche (Farmen Sanieshof-Garums-Moria) in fünffacher Überhöhung und ohne Überhöhung (unten). Die Khomas-Fläche ist hier aufgelöst in eine Randstufenzerschneidungszone. Sowohl die Gesteine des Khomas-Niveaus, wie auch die des Vorland-Niveaus sind mehr oder weniger stark chemisch verwittert. Der Moria-Wasserfall lehnt sich an die Saprolitgrenze an. Die jüngeren Gullies der Nebenrivier-Zuflüsse sind teilweise nicht nur in kalzifiziertes Kolluvium, sondern ohne markante Stufe auch in den Saprolit eingeschnitten. Selbst rezenter Abfluß bewirkt auf den Flächen rasche Zerschneidung. Nördlich des Jagdbergs (links in der Abbildung) geht die Vorlandfläche in den bei RUST (1970) beschriebenen Komuanab-Flächenpass und anschließend in eine Streckhangfläche zum tief eingeschnittenen Swakop-Hauptvorfluter über. In eindeutiger Weise hat die Saprolitisierung des Hochlands hier der (vermutlich tektonisch induzierten) Zerschneidung vorgearbeitet. Die Riviere mit größeren Einzugsgebieten weisen eine deutlich ausgeglichene Gefällskurve im Längsprofil auf (z. B. der weiter östlich aus dem Hochland austretende Kaan), als diejenigen mit kleinem Einzugsgebiet, wie hier das Moria-Rivier.

Das Alter dieser tiefgreifenden chemischen Verwitterung kann nicht genau angegeben werden. Ob sie allein auf die jüngste, tertiäre Tiefenverwitterungs- und Flächenbildungsphase(n) zurückzuführen ist, muß als fraglich erachtet werden, zumal nach STENGEL (1997: 272f) im südlichen Namibia bereits die präkambrisch-unterkambrischen Nama-Sedimente (GEYER & UCHMANN 1995) eine solche Rumpffläche mit Kaolinitprofilen über Saprolit fossilieren. Dieser präkambrische Zersatz könnte auch die nördlich des Kalahari-Kratons anstehenden Damara-Metasedimente bereits vorverwittert haben. Auch bestehen Teile der oberen Nama-Beckenablagerungen aus feintexturierten Peliten (Tonsteinen, „shales“), die ursprünglich u. a. in dessen Frühstadium vom Damara-Orogen sedimentiert wurden (vgl. GERMS 1983).

Auch in der Spätphase der Damara-Orogenese und nach dem Abschluß der marinen Beckensedimentation im Zaris-Becken (nördliche Nama-Gruppe) herrschte anscheinend flächenbildendes Morphomilieu, was durch eine möglicherweise saprolitische Gleitfläche des Naukluft-Deckenkomplexes belegt sein könnte. Letzterer bildet eine Überschiebungsdecke aus überwiegend Damara-Carbonaten (KORN & MARTIN 1959), die infolge der Schließung des Adamastor-Ozeans (Kap. 7) und der Damara-Orogenese mindestens 50 km über Kraton- und Nama-Sedimentfläche geschoben wurde. Die Basis der Naukluft-Decke wird, wo sie erhalten ist, allerdings anscheinend von hydrothermal veränderten (silifizierten) und durch den hohen Druck mylonitisierten, halitischen Flach-

wasserevaporiten (Damara-Dolomit) gebildet (BEHR et al. 1983: 195f). Auch die obere Nama dürfte durch den hohen Druck stark belastet sein, so daß eine eventuelle Saproлитisierung nicht gut nachweisbar ist. Auch in der umfangreichen Arbeit von GERMS (1983) finden sich keine Hinweise auf den Verwitterungszustand der oberen Nama im Naukluft-Gebiet (grünliche Tonschiefer der Uru-sis-Formation der Schwarzrand-Untergruppe). Es ist aber anzunehmen, daß die Tonschiefer auch ohne Saproлитisierung eine gute Gleitfläche für den Basisdolomit abgegeben haben.

Mit Ausnahme der heutigen, tief verkarsteten (KORN & MARTIN 1959) Naukluftberge wurden alle Gesteine der ehemaligen Überschiebungsdecke flächenhaft ausgeräumt und die Nama teilweise exhumiert. Bis zu den Dwyka-Glazialzeiten im Unterkarbon dürften demnach überwiegend Zeiten starker chemischer Verwitterung geherrscht haben, die für die saprolitische Vorverwitterung der Damara-Gesteine im Untersuchungsgebiet mitverantwortlich sein könnten. Auch anschließend könnte chemische Tiefenverwitterung förderndes Morphomilieu wenigstens zeitweise vorgelegen haben, denn z. B. die Sedimente der triassischen Omingonde- und Gai-As-Formationen enthalten ebenfalls hohe Tonanteile (Tonschiefer, „shales“). Erst die mesozoische Wüstenphase und die Fossilierung des Relief durch Flutbasalte beendete die Einrumpfung des Damara-Orogens. Da nach MARTIN (1976) wahrscheinlich alle Teile des Untersuchungsgebiets von diesen Vulkaniten bedeckt waren, handelt es sich bei allen Flächen, die prä-mesozoische Gesteine schneiden, um wiederaufgedeckte Rumpfflächen, welche bis mindestens in mittlere Tertiär weitergebildet wurden.

So beschreiben EITEL et al. (1999) ein anscheinend tertiäres Bodensediment am unteren Uniab, das einen relativ hohen Anteil der sehr verwitterungsresistenten Schwerminerale Turmalin, Zirkon, Rutil und Brookit enthält (zus. ca. 25% des Schwermineralgehalts). Auch ein hoher Fe_d -Wert (v. a. hämatitische Eisenoxide) von über 2g pro 100g Substrat sowie eine Dominanz von Kaolinit in der Tonmineralfraktion (EITEL et al. 1999: 21f) deuten auf ehemalige feuchttropische Latosolbildung hin. Im Zuge der Umlagerung wurde das Bodensediment anscheinend mit schwächer verwitterten Substraten vermengt, wie insbesondere ein hoher Granat- und Epidotanteil (leicht verwitterbar unter tropischen Bedingungen) und das Vorkommen von Smectiten andeutet. Dies ist ein Hinweis, daß die Umlagerung des Bodens vermutlich nach einer Klimaänderung erfolgte, die eine Änderung des Morphomilieus hin zu einem größeren Anteil an physikalischer Verwitterung bewirkt hat. EITEL et al. (1999: 24) weisen darauf hin, daß die Smectite auch als pedogene Neubildungen bei Durchfeuchtung des Substrats aus Palygorskite entstehen können, der in Kalkkrusten ubiquitär vorhanden ist (vgl. Kap. 5). Die durchgreifende chemische Verwitterung der Haupttrumpffläche hatte zur Folge, daß heute flächenhaft kaum frische, unverwitterte Gesteine anstehen. Stattdessen sind sowohl Prä-Damara als

auch Damara- und Post-Damara-Gesteine chemisch belastet - ein Faktum, auf das selten hingewiesen wird, das aber eine Fülle von geomorphogenetischen und pedogenetischen Konsequenzen hat. Lediglich RUST (1970: 131ff) weist auf die chemisch zersetzten Ausgangsgesteine im Rahmen der „Alteritbildung“ (feuchttropische Bodenprofile) im Bereich der Komuanab-Fläche (Vorlandrumpffläche im Bereich der Donkerhoek-Granite) hin. Andere der wenigen Autoren, die sich wie GOUDIE (1972), SELBY (1977) oder OLLIER (1977, 1978: 166) mit dem Relief „zwischen den Rivieren“ beschäftigen, betonen eine unverwitterte Gesteinsbasis der Flächen. Dies hat sich im Zuge der eigenen Feldarbeiten als sehr fragwürdig erwiesen. Saprolitisierung unterschiedlicher Altersstellung muß im Untersuchungsgebiet als beinahe ubiquitäres Faktum angesehen werden.

Ein Grund für die Einstufung als unverwittertes Festgestein könnte in der häufig nach der Saprolitisierung erfolgten Carbonat-Imprägnierung des Gesteins gesehen werden. Diese Imprägnierung, die bei KEMPF (1996a: 520) als „Regolith-Calcrete“ bezeichnet wird, erhöht ähnlich einer Silifizierung die jeweilige petrographische Härte, jedoch kaum dessen Resistenz gegenüber Abtrag. Foto 6 auf Tafel 9 zeigt exemplarisch einen Aufschluß der saprolitisierten Hauptrumpffläche mit den hangenden Boden- und Kolluvialbildungen am Topos Leewater (*locus typicus*: 21°34'23"S, 14°51'45"E). Der etwa 10 m hohe Aufschluß wurde hier von einem nur wenige hundert Meter langen, ungestuften Seitenrivier des mittleren Omaruru geschaffen. Die Zerschneidung ging dabei vom Hangenden zum Liegenden glatt durch eine schluffreiche kolluviale Überdeckung, die gekappten Reste des autochthonen Latosolprofils mit einer Residual-*stoneline* und durch das saprolitisierte, regolithisch kalzifizierte Damaragestein (hier Graphitschiefer) hindurch. Sowohl Khan, als auch Swakop und Kuiseb weisen v. a. entlang ihrer Seitenriviere sehr ähnliche Profile auf (vgl. auch Profil NA02 im Anhang).

Genetisch junge Aufschlüsse abseits der großen Riviere zeigen gleichartige Formungsprozesse. So ist auf Foto 2 der Tafel 9 ein Aufschluß auf der Farm Okongue abgebildet, der erst durch subrezente Erosion entstanden ist (*locus typicus*: 21°07'41"S, 15°50'05"E). Die anstehenden syn- bis posttektonischen Salem-Leukogranite sind bis auf wenige sehr flache Schildinselberge und vereinzelte kleine Outcrops eingerumpft und chemisch durchverwittert. Auch hier liegt Regolith-Calcrete vor - der HCl-Test zeigt mäßiges Aufbrausen des Granits. Letzterer bildet eine unreliefierte, quasi ebene Oberfläche, aus der lediglich einige sehr mürbe Quarzgänge hervorragen. Das hangende, ebenfalls kalzifizierte autochthone Bodenprofil ist noch 50-80 cm mächtig und wird von einem 2-3 m mächtigen Kolluvium diskordant überlagert. Die rezente Spülfläche des Dongas ist dabei nicht nur in die Böden eingeschnitten, sondern auch bereits ca. 10-15 cm ins Anstehende. Dabei scheinen auch Lösungsprozesse eine Rolle zu spielen, denn es bilden sich bereits am Dongakopf flache Lösungsdellen

(s. u.). Anscheinend bietet der Saprolit selbst gegenüber dem rezenten Abtrag bei einem Starkregenniederschlag von ca. 250 mm jährlich kaum Widerstand, sobald die Bodendecke entfernt ist. Aufgrund der o. g. chemischen Vorbelastung selbst mancher frisch wirkender Gesteine, treten vermutlich Unterschiede in mineralogisch-petrologischen Analysen auf, die sich aus der Morphoposition und der Tiefe der Beprobung ergeben. Das betrifft v. a. die von der Saprolitisierung milieubedingt stärker betroffenen Gesteinsbestandteile. So analysierte SMITH (1965: 35) Damaraschiefer-Proben aus dem tief ins Anstehende eingeschnittenen Khan-Tal (zwischen Chuosbergen und Swakopmündung). Dabei ergab sich eine große Dominanz der kieseligen Anteile (SiO_2) von fast 75 % bei über 12 % Al_2O_3 (Abb. 52). Der Anteil an Eisen- und Manganoxiden lag dagegen bei insgesamt knapp 5 %, der Calciumanteil bei lediglich 2 % (CaO ; $\approx 3,6\%$ CaCO_3). Die Probe darf als unverwitterter oder kaum verwitterter Damara-Schiefer bezeichnet werden. Weitere publizierte Analyseergebnisse von Damara-Schiefen (Kuiseb-Formation) zeigen nur geringe Abweichungen von SMITHs (1965) Messungen (z. B. SCHNEIDER 1983, MILLER et al. 1983: 76ff).

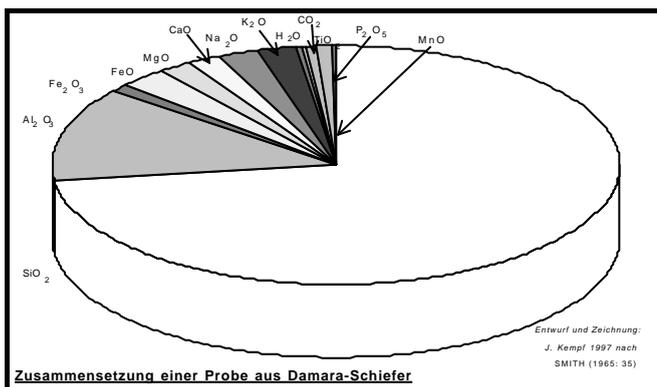
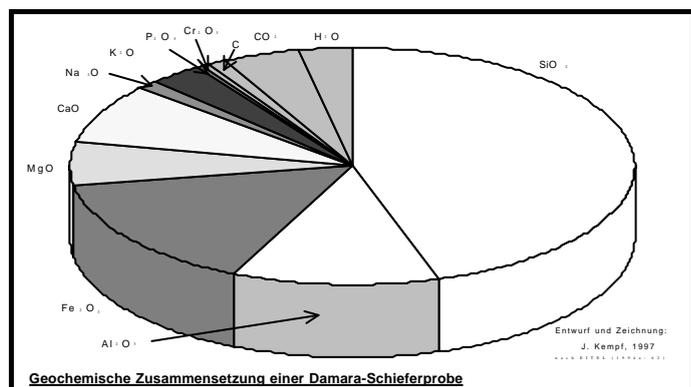


Abbildung 52: Zusammensetzung des Damara-Schiefers nach Analysen von SMITH (1965: 35). Den größten Anteil bilden neben den Silizium- die Eisen- und Aluminiumoxide. Leichter lösliche Bestandteile sind nur in Anteilen unter 2 % oder in Spuren vorhanden. Die Probe stammt aus dem tief eingeschnittenen Khan-Tal.

Abbildung 53: Zusammensetzung des Damara-Schiefers aus den Gaub-Gramadullas nach Analysen von EITEL (1994a: 62). Der Anteil von Eisen- und Aluminiumoxiden ist gegenüber der Probe in Abb. 52 deutlich erhöht. Silizium ist in geringeren Teilen erhalten und möglicherweise durch Verwitterung abgeführt. Auffallend ist auch der vierfache Anteil an CaO in der Probe von EITEL (1994a) gegenüber derjenigen von SMITH (1965). Da die genaue Morphoposition der Probenherkunft nicht genannt wird, besteht die Möglichkeit einer Kontamination durch Regolith-Calcrete.



Tab. 17 gibt die durchschnittlichen Werte aus 479 Einzelproben des Khomas-Schiefers nach MILLER et al. (1983: 80) an (ohne Amphibolite des Matchless Members). Sie sind in Abb. 54 graphisch dargestellt.

Min.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂
[%]	65,27	14,43	6,86	0,09	3,25	1,54	2,07	3,74	0,21	1,02

Tabelle 17: Geochemische Zusammensetzung der Damaraschiefer (Kuiseb-Formation) nach Durchschnittswerten aus den Daten von MILLER et al. (1983). Zu 100 % fehlende: Spuren 1,52 %.

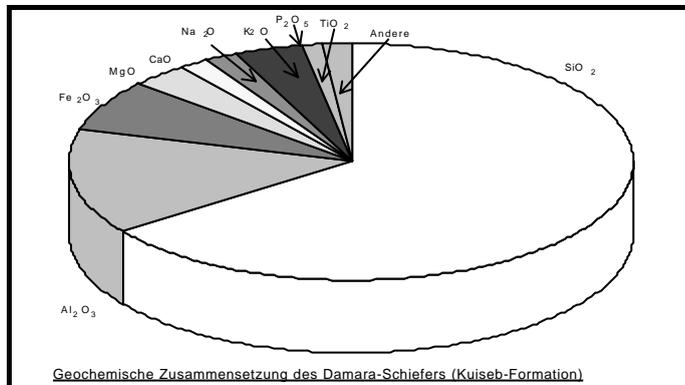


Abbildung 54: Geochemische Zusammensetzung des unverwitterten Damaraschiefers (Kuiseb-Formation), berechnet als Mittelwerte aus 479 Einzelproben nach MILLER et al. (1983). Es bestehen deutliche Abweichungen zu den Angaben in Abb. 53, während die Probe von Abb. 52 innerhalb der Varianz liegt.

Im Gegensatz dazu hat EITEL (1994a: 62) eine Schieferprobe aus den Gaub-Gramadullas analysiert, die von diesen Durchschnittsergebnissen und selbst von den Extremata der Einzelproben (MILLER et al. 1983: 76+80) erheblich abweicht (Abb. 53). Der dort gefundene sehr niedrige Gehalt an SiO₂ (43,86 %) sowie der extrem hohe Fe₂O₃-Anteil, der den absoluten Maximalwert aller 479 Proben von MILLER et al. (1983) noch um 60 % übersteigt, deuten an, daß es sich um eine Saprolit-Probe handeln könnte. Diese wurde vermutlich nachträglich kalzifiziert (z. B. durch Regolith-Calcrete), denn der Gehalt an CaCO₃ (von ca. 15 %) liegt bei mehr als dem fünffachen des Mittels (ca. 2,8 %). Für die Annahme einer nachträglichen Kalzifizierung sprechen auch die Daten zum MgO/CaO-Verhältnis, das nach MILLER et al. (1983: 77) in allen 479 untersuchten Proben über 1,0 liegt (stets mehr MgO als CaO), bei EITEL (1994a: 62) aber nur etwa 0,68 beträgt (ca. 50 % mehr CaO als MgO). Es dürfen daher aus dieser Probe aus vermutlich postgenetisch regolithisch aufgekalktem Saprolit keine weitgehenden Rückschlüsse über die Zusammensetzung der Damara-Schiefer gezogen werden.

Bodenbildung

Vollständig erhaltene Kaolinit- oder Latosolprofile, die als sichere Zeichen für feuchttropische Milieubedingungen im Zusammenhang mit der Saprolitisierung gesehen werden können, wurden im Untersuchungsgebiet bisher nicht entdeckt. Mehr oder weniger mächtige Relikte solcher Bodenprofile *in situ* sind dagegen auf allen Teilen der Haupttrumpffläche und der Post-HR-1-Fläche (Kap. 4.2.1.2, S. 202ff) recht häufig. Zumeist sind sie nach einer Kappung kolluvial überdeckt und so konserviert worden. Daneben existieren Profile, die durch jüngere pedogene (transformierende)

Prozesse verändert wurden, z. B. Inkrustierung, nachträgliche Verbraunung unter Zufuhr von bestimmten Ionen-Garnituren, physikalische Verwitterung von Skelettresiduen etc. (s. u. und Kap. 8, vgl. KEMPF 1999a: 40, 1999b: 96).

Als Typuslokalitäten solcher gekappten Latosolprofile (bei fersialitischer Verwitterung korrekterweise Plastosolprofile) können gelten (s. Profildarstellungen im Anhang):

1. Neudammer Hochland (Seeis-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil NH23 vom Pediment der Neudammkuppe (Farm Neudamm), *locus typicus*: 22°26'54"S, 17°18'08"E; Paläo-Latosolprofil über stark saprolitisierten Khomas-Glimmerschiefern (Kuseb-Formation) *in situ*; meliorisiert durch mechanisch verwitterten postgenetischen Hangschutt, Hangwasserlösungen und äolischen Input.
2. Neudammer Hochland, Auas-Bismarck-Flächenpaß (Seeis-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil NH31 (Farm Hohewarte), *locus typicus*: 22°36'55"S, 17°24'58"E; Paläo-Latosolprofil über stark saprolitisiertem Quarzit der Naos-Formation (Olifantsrivier Member) *in situ*; Erhaltung der liegenden Teile eines Bu- und Bu-Cu-Horizonts nach Kappung unverändert; überdeckt durch Bodensedimente mehrerer Kolluvialphasen mit transportierten Kernsteinen und Latosolsediment gleicher Genese.
3. Neudammer Hochland, Pediment der Bismarckberge (Seeis-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil NH27 (Farm Sonnleiten), *locus typicus*: 22°31'18"S, 17°24'14"E; bis über 2 m mächtiges Kolluvium aus Paläo-Latosol über stark saprolitisiertem glimmerreichem Quarzit der Auas-Formation mit geringen Latosolresten in Taschen.
4. Rehobother Becken, Pediment der Auas-Berge (Aris-Niveau, Post-HR-1-Fläche): Profil KH36 (Kleinsiedlung Walhalla), *locus typicus*: 22°42'55"S, 17°05'28"E; Paläo-Latosolrest über stark saprolitisiertem Quarzglimmerschiefer der Auas-Formation *in situ*; überdeckt von Sedimenten dreier Kolluvialphasen, wobei die älteste ein Latosolkolluvium (Ferralic Kolluvisol) darstellt (ähnlich dem Uniab-Lehm nach EITEL et al. 1999) und die mittlere aus groben, transportierten Kernsteinen besteht.
5. Khomas-Hochland (Khommas-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil KH51 (Farm Khomaskop), *locus typicus*: 22°29'59"S, 16°40'37"E; gut erhaltener Paläo-Latosolrest über stark saprolitisch verwitterten Glimmerschiefern der Kuseb-Formation *in situ*; ehemaliger Spülscheidenoberhang eines Relikts der Hochlandfläche, direkt auf zentraler Wasserscheide Swakop-Kuseb; angeschnitten durch Swakop-Nebenriversystem; gering kolluvial überdeckt durch residuales Skelettmaterial vom Oberhang. Am Oberhang Profil noch stärker gekappt, so daß dort nur noch postgenetisch physikalisch verwitterte Cvs-Horizonte (Saprolit ohne bedeutende Latosolreste in Taschen) mit sehr schwacher, jüngerer Bodenbildung auftreten („Saprolitic Leptosol“).
6. Khomas-Hochland (Khommas-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil KH49 (Daan Viljoen Wildpark), *locus typicus*: 22°32'09"S, 16°55'51"E; post-genetisch meliorisierter Paläo-Latosolrest über stark saprolitisch verwitterten Glimmerschiefern der Kuseb-Formation *in situ*; ehemaliger Spülscheidenoberhang der heute zerschnittenen Hochlandfläche; Termitenaktivität bis in den Saprolit mit Feinmaterialanreicherung; kolluviale Überdeckung durch Gangquarzgerölle.
7. Khomas-Hochland (Khommas-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil KH09 (Farm Rothenstein), *locus typicus*: 23°14'58"S, 16°33'28"E; Paläo-Latosolprofil über saprolitisiertem Quarzglimmerschiefer der Chuos-Formation *in situ*; postgenetisch durch Materialeintrag verbraunt und mit nodulärem Calcrete angereichert; Saprolit teilweise durch Regolith-Calcrete verbacken.

8. Vorlandfläche (Namib-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil NA05 (Farm Kaltenhausen, Donkerhoek-Flächenpaß), *locus typicus*: 22°37'18"S, 15°53'15"E; stark gekapptes, überformtes Paläo-Latosolprofil über zersetztem Granit (Donkerhoek).
9. Vorlandfläche (Namib-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil NA02 (Damaraland, südlich der Landebahn des Uis-Segelfliegervereins), *locus typicus*: 21°34'23"S, 14°51'45"E; stark aufgekalcktes und verbackenes Latosolkolluvium über saprolitisierendem Graphitschiefer.
10. Randstufenlücke (Haupttrumpffläche, Namib-Niveau): Profil OM05 (Farm Schönfeld, nicht im Anhang), *locus typicus*: in hangendem Horizont stärker postgenetisch verbrauntes, in Taschen reliktsch erhaltenes Paläo-Latosolprofil (eigentlich *Terra rossa*) über saprolitisierendem calcitisch-dolomitischem Marmor der Karibib-Formation (Otjonggeama Marble Member); erhalten ist lediglich der Saprolit mit einem scherbigen Zersatzbereich, der mit roten (2,5YR 5/8 red) Tonhäutchen überzogen ist, sowie Teile des hangenden Bu-Cu-Horizonts. Letzterer wurde im obersten Profildezimeter aufmineralisiert und erscheint heute als skelettreiche *Terra fusca* (5YR 4/4 reddish brown), nach FAO-Terminologie „Rhodi-chromic Cambisol, neocalcic-protolumic phase“, nach der Soil Taxonomy „Rhodic Xerochrept“ im Übergang zum „(Dystric?) Eutrochrept“.
11. Vorlandfläche (Haupttrumpffläche oder Post-HR-1-Fläche, Namib-Niveau): Profil Nr. 5 bei SCHOLZ (1968b: 114), *locus typicus*: ca. 23°18'37"S, 15°54'10"E; umgelagerte kalzifizierte rote Paläobodensedimente innerhalb der Kuiseb-Calcrete-Terrassen (Abb. 55).
12. Vorlandfläche (Haupttrumpffläche, Namib-Niveau): Profil Gobabeb IV bei SCHOLZ (1968a: 102), *locus typicus*: ca. 23°31'10"S, 15°04'40"E; gipsverkrusteter gekappter Paläo-Latosol (Abb. 56).

Insbesondere auf der Vorlandfläche ist durch die vielfältigen postgenetischen Überprägungen und Krustenbildungen der ursprünglich vorhandene Latosolcharakter heute oberflächlich kaum noch zu erkennen und nur noch an Einzelindizien nachvollziehbar.

In erster Linie Saprolitisierung und Feinmaterialanreicherungen (unter Deflationsdecke oder im Lösungsresiduum der Krusten) sind solche Indizien. Selbst in Küstennähe (abseits des Litorals) finden sich Relikte stark chemisch verwitterter Gesteine assoziiert mit Rotlehmprofilen, die im hangenden Bereich durch Gipsnadeln verkrustet sind (*locus typicus*: 22°25'29"S, 14°32'12"E, Pediment auf Ostseite eines Dolerit-Dykes) oder von einem Steinpflaster konserviert werden (*locus typicus*: 21°19'08"S, 14°01'21"E, dortselbst teilweise unter Pflaster mit Artefakten des älteren *Middle Stone Age*). Auch Verwitterungsprofile auf Flächengranit zeigen, wie Profil NA05 (Typlokalität 8.) meist nur geringe Latosolreste und häufig stark verkrusteten Zersatz in den hangenden Teilen der Cvs-Horizonte (s. auch Abb. 57).

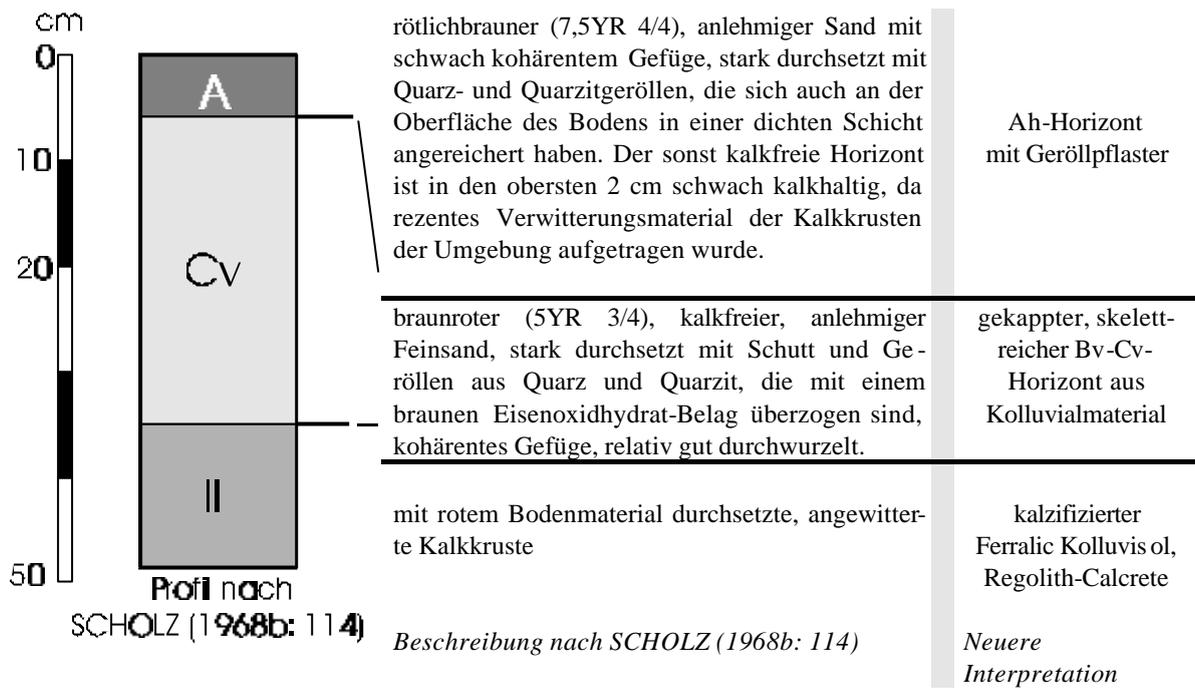


Abbildung 55: Kalzifiziertes Rotlehmprofil von Farm Schlesien nach SCHOLZ (1968b: 114). Vermutlich handelt es sich um kolluvial oder alluvial verlagertes Latosolmaterial, das auf einer Terrasse abgelagert und aufgekalckt wurde. Solche Profile sind am mittleren Kuiseb und am Gaub sehr häufig, kommen aber auch auf der Berghof-Fläche östlich des Rostockbergs als Pedimentbedeckungen vor.

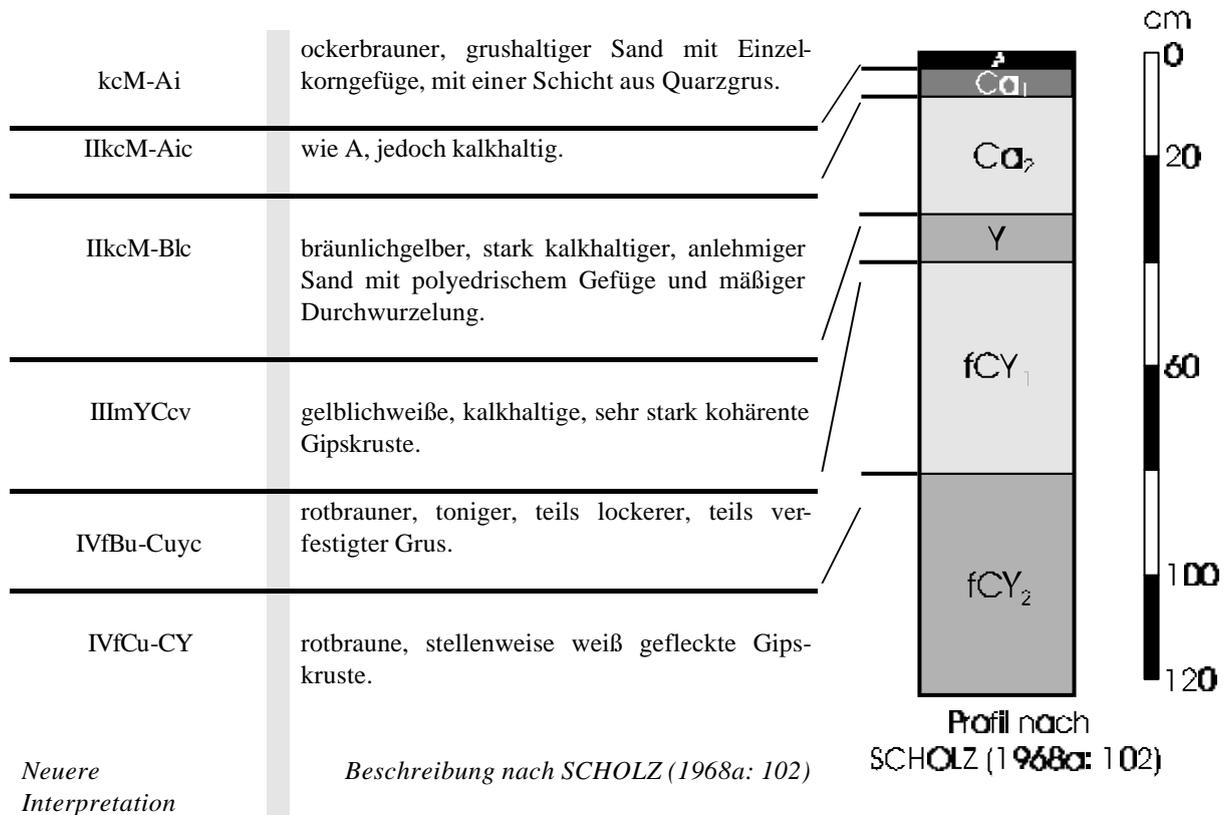
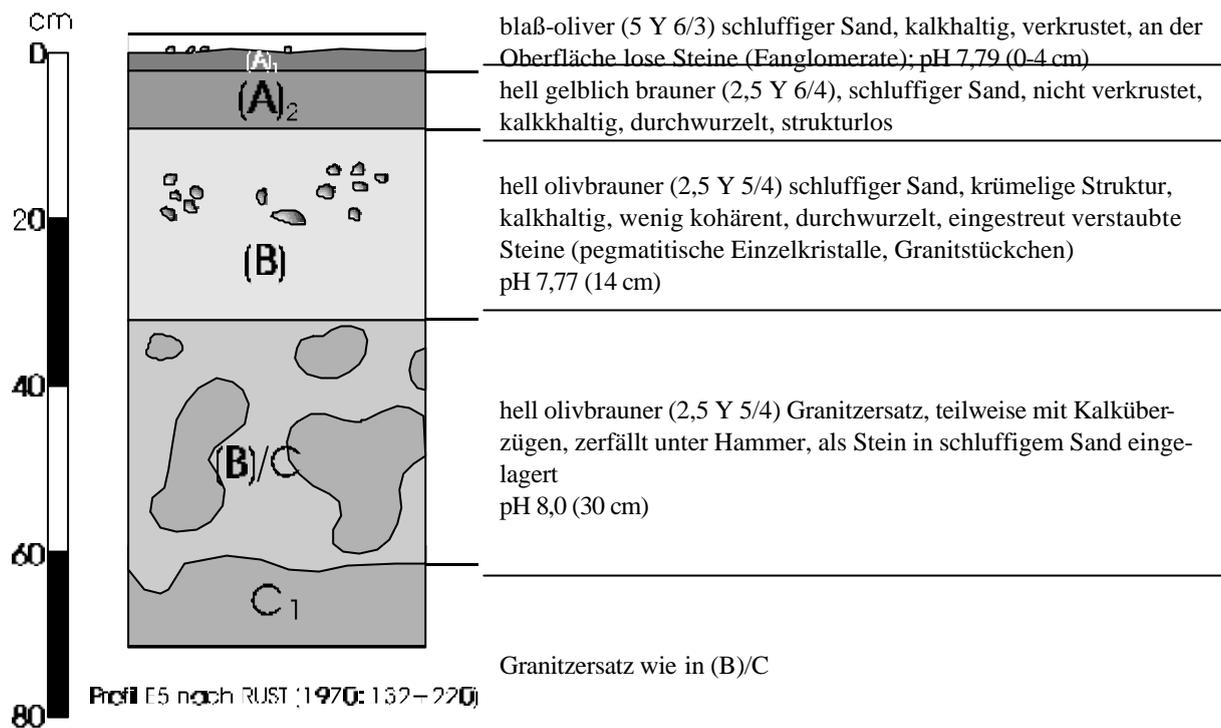


Abbildung 56: Gipsifiziertes fossiles Latosolprofil vom oberen Soutrivier, nördlich von Gobabeb nach SCHOLZ (1968a: 102). Erhalten ist ein Teil des ehemaligen Bu-Horizonts, sowie der Cu-Horizont im Übergang zum Saprolit. Der autochthone Boden ist von sekundärer Vergipsung ebenso betroffen, wie die aufgelagerten Substrate. Derartige Profile sind auf der Namib-Rumpffläche vermutlich häufig, jedoch relativ selten aufgeschlossen.



Zeichnung J. Kempf, 1998

Abbildung 57: Typisches Bodenprofil einer schwach geneigten Pedimentoberfläche auf Donkerhoek-Granit, Farm Komuanab nach RUST (1970: 132+220). Im geomorphologischen Zusammenhang kann es als gekapptes, kolluvial grusbedecktes, aufgekalktes, meliorisiertes Saprolitprofil angesprochen werden.

Bereits SCHOLZ (1963: 59-66, 1965: 84) erwähnt umfangreiche Reliktorkommen von tropischen Roterden auf der Haupttrumpffläche des südwestlichen Khomas-Hochlands, der Göllschauer Fläche und der Abdachungsfläche zum Rehobother Becken (Farmen Sandpütz, Marienhof, Naus, Kubitsaus, Isabis, Göllschau und Hohenheim, Kap. 4.3.2.2). Auch GANSEN (1963f) berichtet von mehr oder weniger ausgedehnten Rotlehmprofilen im Otavi-Gebiet, die er als „pluvialzeitlich“ ansieht. Tatsächlich dürften sie aber weitgehend ins obere Tertiär gehören. Er nennt Vorkommen (1) auf den Farmen Aalborg und Aarhus nordöstlich von Tsumeb (über Dolomiten der Abenab-Untergruppe), (2) bei Kamanjab, Rehderstal (südlich von Otjitambi) sowie allgemein zwischen Otjikondo und Outjo auf der perfekten Rumpffläche des Kamanjab-Inliers (Kongo-Kraton, zumeist Paragneise der Huab-Formation), (3) auf der Haupttrumpffläche zwischen dem Waterberg und Otjiwarongo (sowohl über Damara-Marmoren, -Quarziten und -Schiefern, als auch über Donkerhoek-Granit) und (4) in einer Tongrube der ehemaligen Otavi-Ziegelei zwischen der Pforte von Otavifontein und Gross Otavi (anscheinend Phyllite der Kombat-Formation/Mulden-Gruppe, Spät-Damara). Punkte 2, 3, und 4 konnten in Feldbegehungen verifiziert werden. Die genannte Tongrube befindet sich im intramontanen Becken von Otavifontein nahe der Bahnstation Hermanstal (etwa 4,5 km östlich des engen Otavipforte-Flächenpasses) auf Kleinsiedlung Hemmingen (*locus typicus* 19°39'03"S, 17°27'32"E). Ein weiterer Aufschluß ist bei 19°38'53"S, 17°27' 21"E. Kalkkrusten-Schurfe der gleichen Gegend

schließen liegend zur Kruste oft ebenfalls fossile Rotlehme auf. Auf der Rumpffläche zwischen Otjiwarongo/Outjo und den Ombonde-Bergen bis nördlich Khowares sind solche Profile oder deren Relikte quasi ubiquitär in unterschiedlichen Kappungs- oder Umformungszuständen zu beobachten. Besonders markante Aufschlüsse befinden sich in Straßenbau-Schurfen an der Pad 67 nahe am Westzaun des Etosha-Parks im nördlichen ehemaligen Damaraland (sowohl nördlich als auch südlich der Red Line).

CLOOS (1911) und BLÜMEL (1979: 120ff) haben fossile Latosolrelikte im Becken von Ombu (Zentralbecken des Erongo-Inselgebirges, vermutlich Haupttrumpffläche oder Post-HR-1-Fläche) mit Tongehalten von 46-76 % (Profil Ombu III bei BLÜMEL 1979: 121) aufgenommen. BLÜMEL (1979: 122) deutet das Profil allerdings als im Sinne des Catena-Prinzips kolluvial beeinflusst. Möglicherweise handelt es sich um ein ferralitisches Kolluvium, ähnlich dem in den Profilen NH27, NH31 oder KH36 (s. Anhang). Da nur 60 cm des Profils ergraben wurden und das Anstehende nicht aufgeschlossen war, ist nicht bekannt, ob sich darunter tatsächlich die von CLOOS (1911) erwähnten tropischen Roterden finden. Die eigenen Begehungen des Beckens von Ombu bestätigen aber die Einstufung als intramontanes Becken, da die Bodenfläche über unterschiedliche Gesteine hinweggreift und stellenweise Saprolit an die Oberfläche tritt. Die Existenz von kolluvial überdeckten Latosolprofilen ist in diesem Zusammenhang sehr wahrscheinlich.

HESS (1989: 45ff+51ff, unpubl.) hat bei der Untersuchung der Böden des Otjihaenena-Tals (zwischen Kombat und Grootfontein) Profile der Hutton-, Avalon- und Clovelly-Formen (nach dem südafrikanischen Binomialsystem, vgl. MACVICAR et al. 1977) mit im Durchschnitt über 20 % Tonanteil beschrieben. Nach FAO-Terminologie handelt es sich dabei um fossile Ferralsols und Acrisols auf Otavi-Dolomit oder Paragneisen des Kongo-Kratons (Grootfontein-Formation). Sie bedecken den Boden einer typischen Dreiecksbucht im östlichen Otavi-Bergland und gehören daher genetisch zur Haupttrumpffläche. Teilweise sind sie von einer Kalkkruste fossilisiert.

Die Aufnahmen von HESS (1989, unpubl.) konnten in weiten Teilen des Otavi-Berglands, bzw. seiner Pedimente und der angrenzenden Rumpfflächen verifiziert werden. Die Begehung von Höhlen erbrachte zudem die Erkenntnis, daß die fossile Latosolbildung ehemals sehr tief in Karstklüfte eingriff oder in solche Klüfte eingespült wurde. So reicht die Bodenbildung z. B. in der Uisib-Höhle (Farm Uisib, nordwestlich von Otavi) bis über 30 m unterhalb des Niveaus der ehemaligen Dekompositionssphäre, wo ihre sekundär karbonatisierten Relikte von der jüngeren Verkarstung angeschnitten wurden (vgl. Tafel 9, Foto 5). Das gleiche Phänomen ist auch im Drachenhauchloch, der Gaub-Höhle und der Märchenhöhle im Otavibergland sowie in der Arnhem-Höhle des östlichen

Neudammer Hochlands zu beobachten. Letztere reicht vom Einstieg am Mittelhang eines Schwarzkalk-Inselbergs (Buschmannklippe-Formation der Nama) bis unter das Pediment und die Fläche eines intramontanen Beckens (Haupttrumpffläche).

BUCH (1993a: 38, unpubl., lag nicht vor) und BEUGLER-BELL (1994: 77f+124f) beschrieben ebenfalls Rotlehmprofile auf Otavi-Dolomit und Granit im südlichen Etosha-Bereich mit Farben von 2,5YR bis 10R (Hue). Sie bezeichnen den Bodentyp als „*Rhodi Cambic Arenosol*“ (BEUGLER-BELL 1994: 125) oder als „(*Rhodi*) *Eutric/Dystric Cambisol*“ (BEUGLER-BELL 1994: 126). Die Bezeichnung als „Arenosols“ ist trotz eines teilweise hohen Feinsandanteils allerdings ungünstig, da die hier genannten Roterden alle aus (Damara- und Prä-Damara-) Festgesteinen *in situ* entwickelt wurden. Zum Zwecke der Differenzierung von Böden aus stärker verwitterten (Kalahari-) Lockermaterialien, die häufig als Arenosols zu klassifizieren sind, wird in vorliegender Arbeit bei Festgesteinen auf diesen Begriff verzichtet. Die Anzeichen der ferralitischen oder fersialitischen Verwitterung der hier aufgeführten fossilen Latosolrelikte erlaubt nach den Maßstäben der FAO (1988) eine Einstufung als Paläo-Ferralsols, -Plintosols oder -Acrisols, die postgenetisch verbraunt sein können („cambic“).

Auch in den meisten anderen Landesteilen kommen reliktsche, mehr oder weniger tonige Verwitterungssubstrate auf den Altflächen *in situ* oder kolluvial/alluvial verlagert in Tiefenlinien vor. Häufig werden oder wurden sie zur Herstellung von Ziegeln abgebaut (s. o.). Mit Beschränkung auf das zentrale und nördliche Namibia sollen hier nur einige ausgewählte Vorkommen genannt werden (vgl. hierzu auch HÄLBICH 1964, unpubl.). Die Liste der Lokalitäten ist beliebig verlängerbar.

1. Tongrube der Aris-Ziegelei bei Aris (22°44'40"S, 17°08'31"E): bis 2 m mächtiger fossiler Lato-solrest auf der Post-HR-1-Fläche (Aris-Niveau), der auf etwa einem Hektar Fläche abgegraben wurde. Dabei handelt es sich um den gleichen Boden wie bei Profil KH36 (s. o. unter Punkt 4.), allerdings über saprolitisierten Gneisen der Hohewarte-Formation.
2. Zwei Tongruben im Ostteil der Farm Auros und eine auf Farm Keilberg (nordwestliches Pediment der Otaviberge zwischen Otavi und Tsumeb), ca. 2,1 km südwestlich des Farmhauses von Farm Jakkalsomuramba (freundl. Hinweis H. VOLKMANN, Jakkalsomuramba, 29.08.1989). Der fossile Bu-Horizont über Quarziten der Nosib-Gruppe enthält Kaolinit, Chlorite und Illite sowie Quarzsand.
3. Ehemalige Tongruben im Windhoeker Becken (Post-HR-1-Fläche), am Eros-Flughafen (22°36'37"S, 17°06'02"E); in den 60er Jahren aufgegeben (HÄLBICH 1964, unpubl.).

4. Ehemalige Tongruben im Sesfontein-Becken und im Khowarib-Becken (vermutlich Post-HR-1-Fläche), die Anfang des 20. Jahrhunderts abgebaut wurden. Das Fort Sesfontein und weitere Stationsgebäude wurden ca. 1905 aus (luftgetrockneten) Tonziegeln errichtet. Der Erbauer des Warmbad-Aquädukts (heute Warmquelle) aus dem gleichen Material (gebrannt), SCHLETTWEIN, vermerkt Böden mit 38 % schlämbbarem Material (mit den damaligen Analysemethoden, vermutlich Ton und Schluff, SCHLETTWEIN 1907: 8) im Khowarib-Becken. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um Verwitterungsmaterial aus Phylliten der Mulden-Gruppe mit hohem Chlorit-, Illit- und Kaolinitanteil.
5. SCHOLZ (1972: 39) erwähnt, daß stark verwitterte rote Böden auch küstennah aufgeschlossen wurden, nämlich anlässlich des Baus der Pad Walvis Bay-Rooibank.

Damit kann die gesteinsunabhängige Bildung von Latosol- oder Plastosolprofilen über tief chemisch verwittertem Ausgangsgestein bzw. Saprolit als die charakteristische Bodenformation der Flächenbildungsphasen von Haupttrumpffläche und Post-HR-1-Fläche gesehen werden. Diese Profile stellen folglich die genetisch ältesten Böden des Untersuchungsgebiets dar. Meist sind sie bis auf schwach mächtige Relikte abgetragen oder durch postgenetische Prozesse überprägt worden. Der beste Erhaltungszustand findet sich unter kolluvialer Überdeckung auf Pedimenten oder in intramontanen Becken.

Jüngere pedogene Überformung auf den Rumpfflächen

Wie oben bereits erwähnt, zeigen alle bekannten Rotlehm-Reliktprofile (Latosole und Plastosole) der Rumpfflächen sämtlicher Niveaus Anzeichen von postgenetisch modifizierender Überformung. Ein dominanter modifizierender Prozeß dürfte in der Profilkappung gesehen werden, die so umfassend war, daß die aufgeführten Relikte heute nur in den abflußperipheren Lagen nahe der Hauptwasser-scheiden oder wo sie kolluvial überdeckt wurden aufzufinden sind. Von der Ausräumung der Lato-sole sind insbesondere die Hochflächen betroffen. Vor allem das Khomas-Niveau, bei dem durch Kuiseb- und Swakopsystem selbst große Teile des Saprolits abgetragen wurden, ist in weiten Berei-chen in Riedel aufgelöst, welche das ehemalige Flächenniveau nachzeichnen. Auf diesen Riedeln sind kaum mehr Böden der entsprechenden Generation mehr zu erwarten (Kap. 4.3.2.2; Ausnahme z. B. Profil KH56 im Anhang).

Die Haupttrumpffläche der Randstufenlücke und des Vorlands (Namib-Niveau) ist dagegen von fluvialen Abtrag nicht so stark betroffen und nur durch die größeren Riviere zerschnitten. Trotzdem wurden die Latosole der Flächenreste zwischen den Rivieren ebenfalls meist bis auf wenige Profil-

zentimeter oder den Saprolithorizont fluvial gekappt. Hinweise auf äolische Prozesse innerhalb dieser Phase wurden nicht entdeckt. Die Kappung erfolgte allem Anschein nach nicht reliefspezifisch, ist also nicht an eine ausgeprägte Talbildung innerhalb ehemaliger Spülscheiden gebunden. Sie betrifft vielmehr alle *topoi* des (Paläo-) Mesoreliefs gleichermaßen.

Resultat der Kappung waren Bodentypen, die mit der gängigen Terminologie nicht korrekt abgegrenzt werden können. Anhand der topologischen Aufnahmen wurde festgestellt, daß es für die Ökosystementwicklung von erheblicher Bedeutung ist, ob ein Boden aus überprägten altverwitterten Profilen oder aus jüngerer Pedogenese hervorgegangen ist. Unter streng pedogenetisch-ökogenetischer Betrachtung, bilden Altprofilrelikte eine neue Ausgangsbasis für die jüngere Verwitterung. Solche Relikte müssen also wie z. B. der mitteleuropäische Löß eigentlich als Ausgangsgestein (Saprolit) oder -lockersubstrat (Paläoboden) betrachtet werden. Im vorliegenden Fall handelt es sich um mehr oder weniger mächtige Relikte der liegenden Latosol- und Plastosolhorizonte (fBu- oder fBj-Horizonte) oder des Saprolits (fCu-, fCj- und Cvs-Horizonte), oft unter Anreicherung des stark angewitterten Skelettanteils des Paläo-bodens (bei der Kuiseb-Formation meist Gangquarze).

Zusätzlich kann im Catena-Zusammenhang ein gewisser Kolluvialanteil auftreten, insbesondere bei den gröberen Korngrößen. Ist das (Paläo-) Solum geringer mächtig als 20 cm, so wird der Bodentyp in vorliegender Arbeit als (Paläo-) *saprolithic Leptosol* bezeichnet; ist er mächtiger, so fällt er meist heute noch in die Großkategorie (*Major Unit* nach FAO) der Ferralsols mit im Einzelfall zu differenzierenden Unterkategorien (*Units, Groups, Subgroups, Phases*). Die Fotos 2 und 6 auf Tafel 9 zeigen diese Typen als fossile Paläoformen. Die Profilkappung ging teilweise einher mit korrelater Sedimentation in dafür geeigneten Gunstpositionen, v. a. Pedimenten von intramontanen Becken oder Depressionen auf der Fläche. Dabei entstanden oft mehrphasige Kolluvien aus ferralitischen oder fersialitischem Feinmaterial, gemischt mit Skelettresiduen von Hangböden und transportierten Kernsteinen (z. B. die Erongo-Becken, Tjirundu-Becken; Tafel 10, Foto 6, Profil OM11).

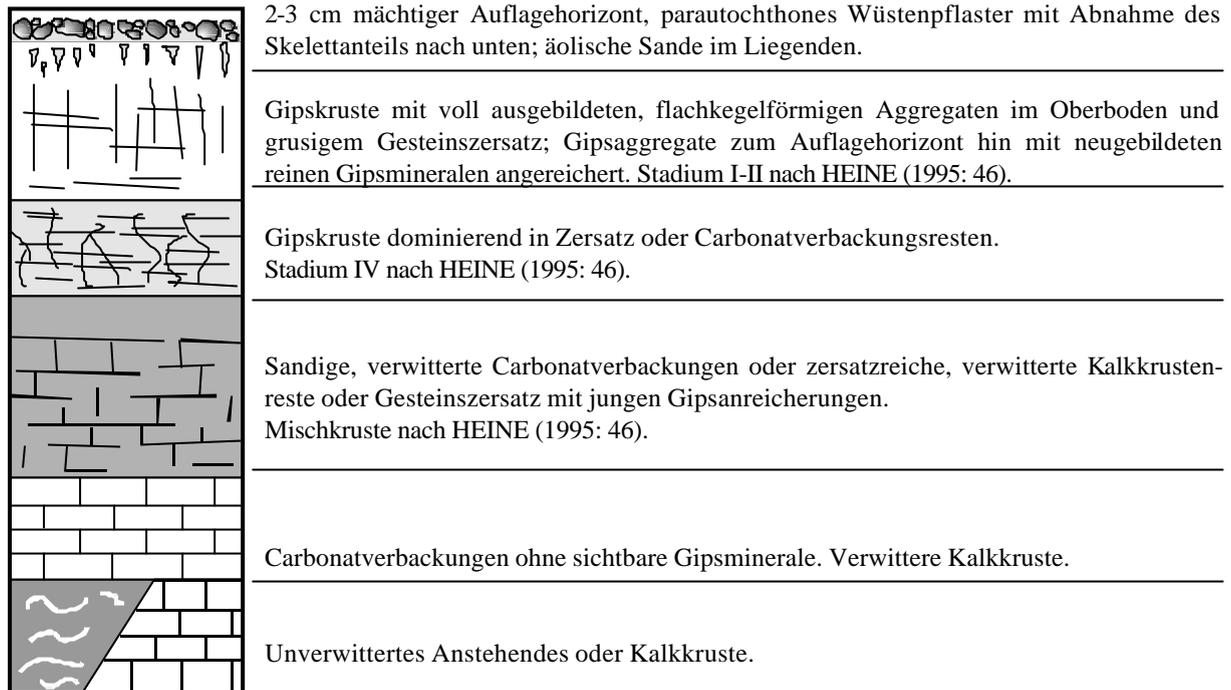
Die angesprochene flächenhafte Kappung der Latosolprofile belegt einen markanten Milieuwechsel, während dem es zu einer Verlangsamung der Boden Neubildung und der Verwitterung des Ausgangsgesteins kam. Flächenspülung oder Regenflächenspülung mit Abtransport des Solums wurden zunächst beibehalten, ebenso wie der Flächencharakter des Gesamtsystems. Es kam im Zuge dieses Milieuwandels nicht zur autochthonen Talbildung auf der Vorlandfläche, sondern zum Abbruch der Flächenweiterbildung durch Tiefenverwitterung. Dies ist in Kombination mit den Prozessen der Bodenmodifikation (s. u.) auf zwei Weisen erklärbar:

1. Übergang von perhumiden Niederschlagsverhältnissen geringer Variabilität zu eher jahreszeitlich geprägter Humidität ohne Verstärkung der Extrema (keine Hinweise auf Ruckregen etc.),
2. eine thermische Veränderung von tropischen hin zu subtropisch-gemäßigten Klimatypen ohne Frost auf der Vorlandfläche.

Beides deutet auf eine zonale Klimaverschiebung mit verstärktem antizyklonal-ozeanischen Einfluß (OA-Modell, Kap. 3.2, S. 38ff) hin. Vermutlich sind weite Teile Zentral-Namibias unter Winterregenbedingungen (aber feuchter als heute in Südnamibia) geraten. Möglich ist auch ein ganzjährig feuchtes Regime mit Spitzen im Winter, ähnlich dem des heutigen engeren Kaplandes.

Die nächste Pedogeneration auf der Fläche nach der Latosolformierung, Kappung und Kolluvienbildung, umfaßt die Modifizierung der Reliktsubstrate durch Aufmineralisierung und Inkrustierung (Gipskrusten s. Kap. 4.2.1.5, Kalkkrusten s. Kap. 5). Aufmineralisierung ist v. a. erkennbar an stärkerer Ionentauschkapazität durch Verfügbarkeit von mehr freien Kationen bei konstanter Textur. Sie wird wahrscheinlich gefördert von äolischem Materialinput, vermindertem Ausschwemmverhältnis, einem erhöhten Anteil an physikalischer Verwitterung sowie stark schwankendem Bodenwasserhaushalt. So zeigen die meisten untersuchten Profile der Haupttrumpffläche im überprägten Oberboden sowohl erhöhte Werte bei den Garnituren freier Kationen (z. B. Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) als auch bei Basensättigung (BS-Wert) und Kationenaustauschkapazität (KAK) gegenüber den fossilen Latosolhorizonten (vgl. z. B. Profil KH51 im Anhang). Das ist als klares Indiz zu werten, daß die Aufmineralisierung nicht durch autochthone Verwitterung des saprolitisierten Ausgangsgesteins erfolgte, als vielmehr durch deszendente Input von außen. Dieser Input erfolgte durch eingeschwemmtes Äolium an *topoi* ohne Rückhanganschluß oder durch (sub-) rezente Neuverwitterung von Skelettresiduen oder Kolluvionen (z. B. auf Pedimenten mit Hanganschluß).

Pedogene Inkrustierungen reichen von diffus verteiltem Gips, Dolomit oder Calcit im Solum über noduläre Anreicherungen (*calcic horizon*, *soft calcrete* nach KEMPF 1994: Anh.: Abb. 2; *gypsic horizon* nach FAO 1988) bis zur durchgängigen Verbackung (*petrocalcic horizon* oder *petrogypsic horizon* nach FAO 1988; *hardpan carbonate horizon* nach MACVICAR et al. 1991: 36). Böden mit Gipshorizonten stehen i. d. R. in enger Verbindung mit der in Kap. 4.2.1.5 behandelten Gipskrustengenese. Sie wurden umfassend bereits bei SCHOLZ (1963: 104-113, 1968a: 101f, 1972: 36ff) sowie zuletzt bei HEINE & WALTER (1996: 244-250, 1997) beschrieben. Die dort erläuterten Profile ähneln denen aus anderen Trockengebieten, z. B. Tunesien (WATSON 1979: 8ff). HEINE & WALTER (1996: 245f) stellten ein idealisiertes Gipskrusten-Bodenprofil der mittleren Zentral-Namib zusammen (Abb. 58).



Zeichnung J. Kempf 1998, Angaben von HEINE & WALTER (1996: 245f)

Abbildung 58: Idealprofil eines Gipskrustenbodens der mittleren Zentral-Namib nach HEINE & WALTER (1996: 245f). Es wurden keine Angaben zu Durchschnitts- oder Maximalmächtigkeiten der Horizonte gegeben.

Daraus, wie auch aus dem sehr ähnlichen Profil von SCHOLZ (1968a: 102), welches in Abb. 56 dargestellt ist, geht hervor, daß es sich bei der Vergipsung um (mehrphasige) Inkrustierung von prä-existenten Substraten handelt, die von gipshaltigem Äolium überdeckt wurden. Das bestätigt die in Kap. 4.2.1.5 (S. 238ff) aufgestellte Hypothese zur Gypcrete-Bildung und Gipsherkunft.

Anders als bei der Gipsinkrustierung ist bei der Carbonatinkrustierung nicht immer eindeutig, ob Calcium oder Magnesium ebenfalls dominant äolisch in den Böden eingebracht wurden, oder aus dem verwitterten Anstehenden kommen. Bei der Aufkalkung fossiler Latosolprofile auf der Fläche könnte auch der laterale Zustrom harter Grundwässer eine Rolle spielen. Dabei wird Calcit an Porenoberflächen innerhalb des Horizonts ausgeschieden, der im Bereich der Bodenwasseroberfläche wechselnde Durchfeuchtung aufweist. Profil OM07 zeigt den Prozeß der initialen Carbonatisierung durch lateralen Zustrom (*interflow*) harter Wässer anhand eines jungen, anlehmigen Kolluviums auf dem Pediment einer calcitisch-dolomitischen Marmor-rippe (Inselberg des Otjongeama Members der Karibib Formation auf Farm Okongue, *locus typicus*: 21°09'17"S, 15°50'30"E; s. Tafel 10, Foto 2). Die Porenräume von Profil OM07 sind zwischen 4-11 cm Tiefe teilweise von Carbonatcutanen überzogen oder mit Kalk gefüllt. Dieser initiale Carbonatisierungshorizont ist nur dort vorhanden, wo direkter Hanganschluß einen Grundwasserzustrom vom Inselberg her garantiert. Im gleichen Kolluvium der näheren Umgebung von OM07 fehlt er dort, wo z. B. ein subsequent ver-

laufender junger Gully diesen Zustrom abschneidet. Von ähnlichen Prozessen könnten auch Latosolprofile postgenetisch betroffen worden sein. Junge Kolluvien des Otavi-Berglandes sowie Karstschlotverfüllungen zeigen die gleichen Phänomene (Tafel 1, Foto 4; Tafel 9, Foto 5). Es ist wahrscheinlich, daß hierin ein initialer Inkrustierungsprozeß gesehen werden kann, der auch zu Regolith-Calcrete führt (Tafel 10, Foto 1). Die Kalkkrustengeneese wird in Kap. 5 weiter diskutiert.

Verglichen mit der Intensität der Paläobodenbildung aus dem chemisch verwitterten Ausgangsgestein und der postgenetischen Transformation der Substrate, ist die subrezente Intensität der Pedogenese als eher gering einzuschätzen. Exponierte Festgesteine oder Saprolit weisen rezent nur schwache, überwiegend physikalische Neuverwitterungsraten bis zur Schluffkorngröße auf. Charakteristisch sind deshalb hier sehr skelettreiche, tonarme, schwach schluffige und geringmächtige Leptosols oder allenfalls flachgründige Cambisols mit sandigen Fraktionen als domiante Korngröße des Feinbodens (Kap. 4.3.2.2). Diese schwache junge Bodenbildung unterliegt den rezenten zonalen Klimaeinflüssen. Ihre Intensität nimmt nach Nordosten hin zu.

Im Wüstenbereich sind sie allenfalls als rohe Syroseme ohne deutliche Horizontierung ausgebildet (*Lithic Leptosols* und *Regosols*; nach der USDA Soil Taxonomy *Aridisols* und *Entisols*, z. B. *Orthids* und *Orthents*). In zonal feuchteren Bereichen treten initiale A-Horizonte hinzu, die jedoch selten mächtiger als 5 cm werden. Gleiches gilt für Substrate, die aus älteren verwitterten Kalkkrusten entstanden, z. B. *Calci-lithic Leptosols* oder *Rendzic Leptosols*. Diese können als junge Böden bezeichnet werden, bei denen sehr mächtige, vollständig carbonat- oder gipsverbackene ältere Sedimente oder Böden (z. B. Bc-Horizonte von *Petric Calcisols* oder By-Horizonte von *Petric Gypsisols*) gewissermaßen ein neues Ausgangsgestein als Verwitterungsbasis bilden. Allerdings zeigen die Gipskrusten der Namib, anders als exponierte Kalkkrusten unter Halbwüsten- oder Savannenvegetation, keine erkennbare jüngere Pedogenese. Es überwiegt langfristig die äolische Profilokappung bei insgesamt sehr stabilen Oberflächen.

Auf den bankartigen Kalkkrusten der Haupttrumpffläche erreicht die jüngere Verwitterung ebenfalls kaum Substratmächtigkeiten, die über Leptosol- oder flachgründige Cambisolprofile hinausgehen. Die chemische Intensität reichte offenbar seit Abschluß der Inkrustierung zu keiner Zeit und nirgendwo aus, um auf Kalkkrusten *Terrae fuscae* (z. B. *Chromic Cambisols*) oder gar *Terrae rossae* (*Rhodi-chromic Cambisols*) zu entwickeln (im Gegensatz zu den o. g. älteren Carbonatgesteinen). Demzufolge ist die Entkalkung des Kalkkrusten-Verwitterungssubstrats nur gering. Bei gleichzeitiger geringer Mineralisierung von organischem Material (fast ausschließlich Rohhumus in A-Horizonten, kaum Mull) können die jungen Kalkkrustenböden allenthalben als Protorendzina oder Syrosem-

Rendzina (nach FAO 1988: *Calcic Leptosols*; nach USDA 1975: *Entic Rendids*) bezeichnet werden. Im Feld kann bei unklaren Aufschlußverhältnissen oft nur schwer zwischen diesen jungen Bildungen und evtl. aufgekalkten, nicht vollständig abgedeckten oder gekappten älteren Bildungen mit *petrocalcic* Horizont unterschieden werden. Bei Mächtigkeiten einer bankartigen, durchgängigen Kalkkruste von über 1 Meter wird jedoch davon ausgegangen, daß auch *petrocalcic* B-Horizonte als mCcn-Horizonte zu werten sind, selbst wenn die jüngere Verwitterung zur Reaktivierung älterer Substratanteile durch Herauslösung aus dem Krustenverband beiträgt.

Wo allerdings die Kalkkruste kolluvial oder, wie z. B. im Kalahari-Randbereich äolisch überdeckt ist, oder die autochthonen hangenden Horizonte noch erhalten sind, dort kann es aufgrund erheblich günstiger edaphischer Feuchteverhältnisse zu wesentlich erhöhten Verwitterungsraten kommen. Oft wirkt hier die Kruste als Stauhorizont und die aufliegende Bodendecke vermindert die Verdunstungsverluste (Profil OC01 im Anhang; *locus typicus*: 19°34'15"S, 18°19'56"E). Charakteristisch sind an solchen Standorten hydromorphe Erscheinungen im Unterboden (aber hangend zur Krustenoberfläche), Bleich- und Oxidationsflecken mit leichten Eisenverbackungen sowie ein erhöhter Tonanteil (vgl. auch KEMPF 1994: 100f).

Tonminerale

Aufgrund der o. g., vermutlich mehrfachen pedogenen Überprägung und Umlagerung originärer Verwitterungssubstrate, wird es als methodisch problematisch angesehen, die Tonmineralassoziationen solcher Böden argumentativ für die Diskriminierung von bestimmten Pedomilieuphasen einzusetzen und für paläoklimatische Schlüsse heranzuziehen. Insbesondere gilt dies für die unter wechselhaften exogenen Bedingungen leicht umwandelbaren Vier- und Dreischichtsilikate (v. a. der Illite) unter Zufuhr metallischer Kationen. Bereits das Ausgangsgestein großer Bereiche des Untersuchungsstransseks, die Damara-Metamorphite, sind als ehemalige Meeressedimente in weiten Teilen als glimmerreiche Metapelite ausgebildet. Auch die Tonsteine der Nama-Gruppe enthalten so viele Feinmaterialanteile, daß sie unter unterschiedlichen Milieubedingungen zu Pelosolen verwittern. Sie sind ebenfalls in ihren Tonmineralgarnituren stark vom Ausgangsgestein (z. B. *shales*) bestimmt.

Ein Charakteristikum dieser Pelosole sind sog. Schaumböden, die im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets sehr häufig auftreten (vgl. SCHOLZ 1968c: 121 und VOLK & GEYGER 1970: 83ff). Solche Böden haben vertikale Eigenschaften und sind daher oft undifferenzierbar mit genetisch jüngerem Material vermengt. Pedogene Überprägung und Kationenzustrom erschweren die Interpretation zusätzlich. Hier spielt der Mikrostandort mit seinen exogenen Determinanten vermutlich eine

so bedeutsame Rolle, daß es als schwierig angesehen werden muß, aus Einzelanalysen der Tonminerallasoziationen auf diskrete (Paläo-) Milieus zu schließen. Nur Massenanalysen aus exakt aufgenommenen *topoi* könnten evtl. diesbezügliche Tendenzen aufzeigen. Dies war im Rahmen der Aufgabenstellung vorliegender Arbeit jedoch nicht zu leisten. Deshalb wurde auf zusätzliche Tonminerallanalysen verzichtet. OTT (1994, unpubl., lag nicht vor) hat an Leptosols und Vertisols der Etosha-Region solche Analysen durchgeführt und festgestellt, daß aus dem Ausgangsmaterial (vermutlich Kalkkrusten) Palygorskit und Sepiolit in das Verwitterungssubstrat vererbt wurden. Mit dem Übergang zu Vertisolen nimmt der Smectitgehalt zu. Nach HEINE (1995: 44) ist eine paläoklimatische Interpretation dieser Befunde nicht möglich.

Lediglich der Kaolinit, als relativ stabiles, stark desilifiziertes Zweischicht-Tonmineral, ist als vergleichsweise sicherer paläoklimatischer Indikator für ein wahrscheinlich tropisch-feuchtes Paläomilieu auf allen Gesteinen zu werten. Er ist in den Böden der Flächen aller Niveaus zusammen mit den schwer verwitterbaren Illiten (aus Damara-Schiefen) durchweg weit verbreitet. SCHOLZ (1963: 155ff, 1968d: 214) und RUST (1970: 189ff) beschreiben Vorkommen in Verwitterungssubstraten auf der Haupttrumpffläche in Hochland und Vorland. Wie Kalkkrustenuntersuchungen von EITEL (1994a: 167+178) belegen, wurden Teile des Paläoboden-Kaolinites oder seines kaolinitreichen Sediments in Becken oder auf Rivierterrassen carbonatinkrustiert und somit in eine spätere Reliefgeneration vererbt. Das bestätigt die in Abb. 55 erläuterte Interpretation des aufgekalkten Rotlehmsediments von SCHOLZ (1968b: 114, 1972).

Auch die erwähnten ausgedehnten flächenhaften Abtragsphasen des Paläolatosols werden anhand der Kaolinit-Dominanzverhältnisse von Schelfsedimenten vor der namibischen Küste nachgewiesen. So haben ROBERT & CHAMLEY (1986: 1567) anhand von Bohrkernuntersuchungen des DSDP (Kap. 4.1.1, *site* 362, *Walvis Ridge*) in Sedimentationsbereich vor der namibischen Küste festgestellt, daß die Kaolinitverteilung Variationen in der kontinentalen Humidität reflektiert. Diese Variationen scheinen mit den Vereisungsphasen der höheren Breiten synchron einherzugehen (vgl. auch BREMNER & WILLIS 1993, GINGELE 1996), wobei Kaolinit mit Schwankungen in den Sedimenten des Alt- und Mitteltertiärs überwiegt. Geht man im Sinne von VALETON (1982) davon aus, daß Saproilitisierung, Kaolinit- und Latosolbildung genetisch ins gleiche Milieu einzuordnen sind, so zeigt sich ein Milieuwandel mit Profilkappung im Endtertiär.

Silcrete und Ferricrete

Während der Feldarbeiten wurden auf der Haupttrumpffläche nur wenige Hinweise auf die konkretionäre Ausfällung von pedogenen Eisen- oder Kieselverbindungen beobachtet, die im Zusammenhang mit der finalen Latosolbildung und Saprolitisierung und beginnendem Milieuwechsel gedeutet werden könnten. Dies ist darauf zurückzuführen, daß möglicherweise die Humidität auch nach dem Aussetzen der chemischen Tieferverwitterung noch so groß war, daß insbesondere große Teile amorpher Kieselgele und bereits in Lösung befindliche Eisenverbindungen noch abgeführt werden konnten. Die konkretionäre Ausfällung pedogener Eisenverbindungen wurde wahrscheinlich durch den zügigen Abtrag der Latosoldecke verhindert. Beides bestätigt den oben erwähnten Ansatz einer eher thermisch bestimmten Milieuveränderung bei Abschluß der Flächentieferlegung. Zusätzlich ist ein extremer Mangel an adäquaten Sedimentationsräumen für solche Lösungen in der Westhälfte Namibias evident. In den Beckensedimenten der Osthälfte sind Verkieselungen von präexistente Substraten dagegen sehr häufig (vgl. Kap. 4.6).

Außerhalb der Kalahari-Becken treten stärkere Silifizierungen lediglich innerhalb siliziumreicher Gesteine (z. B. Etjo-Sandsteine) auf. So sind die Etjo-Sandsteine der Gamsberg-Dachfläche (Prä-HR-1-Fläche) durchgängig in Silcrete umgewandelt¹. Die Sandsteine der Etjo-Formation am Waterberg oder dem Etjo-Plateau sowie der sog. „Tsondab-Sandstein“ (Kap. 4.2.1.9) enthalten lediglich stellenweise linsenförmige Silifizierungen und haben daher ihren saprolitischen Charakter beibehalten. Im Gegensatz zum zentralnamibischen Untersuchungsgebiet liegen im südlichen Namibia Relikte ehemals ausgedehnter Kieselkrusten vor. Diese werden nach SACS (1980: 609) als „*Chalcedon-Tafelberg Silcrete Formation*“ (früher „Pomona-Quarzite“ oder „Pomona-Schichten“) bezeichnet und bestehen aus stark verkieselten Sandsteinen (HAUGHTON 1969: 436) und Konglomeraten. Das Liegende wird von stark saprolitisierten, kaolinitisch verwitterten und verkarsteten Dolomiten, Schiefen und Quarziten der Gariiep-Serie (syngenetisch zu Damara) gebildet. Wie das Gamsberg-Silcrete, liegen die Pomona-Silcrete als Tafelberg-Kappen auf der Prä-HR-1-Fläche (vgl. Fotos 2+3 bei KAISER 1926 II: Tafel 21).

Da sie biostratigraphisch nicht direkt datierbar sind (OLLIER 1977: 211), ist ihre zeitliche Stellung unsicher. BEETZ (1926: 20f) vermutet ein kretazisches bis eozänes Alter für die Ablagerung der ursprünglichen Sedimente und eine prä-mitteloazäne Verkieselung, da die Schichten von fossilfüh-

¹ Der Gamsberg-Deckel wird in der geowissenschaftlichen Literatur meist als „Quarzit“ angesprochen, obwohl er mit den metamorphen Quarziten z. B. der Damara-Gruppe genetisch nicht verwandt ist, sondern es sich um postgenetisch silifiziertes Etjo-Material handelt. Es wird daher die Bezeichnung als „Silcrete“ bevorzugt, um den nicht-metamorphen Charakter hervorzuheben (vgl. MARTIN 1982).

renden eozänen Meeresablagerungen stellenweise überdeckt oder vom Eozänmeer umgelagert worden seien - eine zeitliche Einordnung, die von WARD (in PALLETT 1995: 28f) bestätigt wird. Die eigene Begehung der Pomona-Tafelberge bestätigte die Einstufung der Dachfläche als Prä-HR-1-Fläche. Wie der Gamsberg (allerdings mit geringerer Höhendifferenz) sitzen sie der Haupttrumpffläche auf, in die wiederum die Post-HR-1-Fläche als Boden der Namib-Wannen (nach KAISER 1926) eingegliedert ist.

Erkennbar sind solche Kieselanreicherungen im Feld v. a. an Fundplätzen von Artefakten des *Middle Stone Age* und des *Later Stone Age*, wobei letztere auch *off site* vorkommen. Meist handelt es sich um sehr feinkörnige, ockerfarbene bis dunkelbraune, seltener um gräulich-braune Chalcedone oder um Arenite mit kieseligem Bindemittel. Bereits KORN & MARTIN (1936: 459) erwähnen ähnliche Verkieselungen auf der Naukluft-Dachfläche (ebenfalls Prä-HR-1-Fläche) aus „Carneolen“ und „Achaten“. Diese Kieselgesteine stammen sehr wahrscheinlich nicht aus den Blasenfüllungen von Flutbasalten, da sie sonst ebenfalls abgetragen wären. Die eigene Begehung der Naukluft konnte dies bestätigen. Zusätzlich sind dort fleckenhaft anstehende Gangquarze sehr stark angelöst, karrenförmig zerschnitten und sekundär kieselig verbacken (*locus typicus* 24°13'28"S, 16°14'57"E). Zusammen mit den Befunden von der Naukluft-Dachfläche erhärtet sich der Eindruck, daß Silifizierung v. a. das endkretazisch-frühtertiäre Rumpfflächenstockwerk betraf und daher dessen Bildung terminiert.

Die Tatsache, daß die Prä-HR-1-Fläche anscheinend weitgehend durch Silcrete fossilisiert wurde, die Haupttrumpffläche und Post-HR-1-Fläche jedoch primär durch flächenhaften Latosolabtrag und Carbonatkrustenbildung, läßt darauf schließen, daß es zu zwei unterschiedlichen Arten von Milieuwechseln kam, welche zum Ende der Flächentieferlegung führten. Da die den jeweiligen terminierenden Formationen vorangegangenen Reliefgenerationen in allen Fällen von flächenhafter Saprolitisierung, Verkarstung, Kaolinit- und Latosolbildung geprägt sind, kann das entsprechende Ausgangsmilieu durchweg als „desilifizierend-decarbonatisierend“ bezeichnet werden. Als klimatische Determinanten werden ganzjährig perhumide Verhältnisse mit geringer Variabilität bei hohen Temperaturen ohne ausgeprägte Saisonalität gesehen (s. o.). Das Morphomilieu-Arbeitsmodell (S. 93f) weist hierfür dichte Feuchtwaldformationen aus. Die tiefgreifende Bodenbildung dürfte durch sehr niedrige pH-Werte gekennzeichnet sein. Bei solch niedrigen pH-Werten (pH 3,8-4,8) ist sowohl SiO₂ als auch das häufige TiO₂ verhältnismäßig leicht löslich, was im südlichen Afrika zu titanreichem Silcrete geführt haben soll (SUMMERFIELD 1983: 65).

Der endkretazisch-frühtertiäre Milieuwechsel, der zur Fossilierung der Prä-HR-1-Fläche führte, hat die Abfuhr der gelösten Kieselsäure, des Titandioxids sowie der schwerer löslichen Metall-Kationen (z. B. Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+) aus dem Verwitterungssubstrat unterbrochen und die Kieselgele in Böden und Sedimenten (Lockermaterial) sowie dem oberen Saprolit aushärten lassen. Das entsprechende Milieu wird als „silifizierend“ charakterisiert. Der Wechsel vollzog sich also vom „desilifizierend-decarbonatisierenden“ hin zum „silifizierenden“ Milieu. Im Falle des Pomona-Silcretes ist diese Aushärtung von titanangereicherten Kieselgelen vermutlich relativ schnell (im Zeitraum von 10^1 bis 10^2 Jahren?) vonstatten gegangen, da die eingeschlossenen Klasten - meist kantige oder kantengerundete Gangquarze bis 3 cm Durchmesser - im Anschlag relativ frisch wirken (*locus typicus* ca. $27^{\circ}12'26''\text{S}$, $15^{\circ}18'35''\text{E}$; Kaukausib-Tafelberg zwischen Pomona und Bogenfels), jedenfalls postgenetisch nicht weiter chemisch angegriffen wurden.

Die Matrix besteht durchweg aus einem feinkristallinen, silixartigen Chalzedon, der die Klasten vollständig umschließt. Das läßt auf sedimentäre Prozesse bei der Siliziumanreicherung schließen und unterscheidet solche Bildungen klar von der Dorbankbildung nach ELLIS & SCHLOMS (1982). Sehr wahrscheinlich hat sich amorphes Kieselgel zusammen mit gering mobilisiertem detritischen Material in den Spülmulden der Prä-HR-1-Fläche gesammelt und ist im Zuge des Milieuwechsels dort ausgehärtet. Da von der Silifizierung vorwiegend die eigentlich edaphisch relativ feuchteren Tiefenlinien der ehemaligen Fläche betroffen waren, muß für die Aushärtung ein vergleichsweise trockenere, saisonales Klima als vorher angenommen werden. Möglich ist auch ein Anstieg des Boden-pH-Wertes vom stark sauren in den schwach sauren bis schwach basischen Bereich, der das Löslichkeitsprodukt der Kieselsäure in Richtung Ausfällung verschob.

Nach der Silifizierung kam es zu einem Prozeß der Reliefumkehr, der die silifizierten Bereiche bis heute als lokale Hochgebiete herauspräparierte. Für diese Interpretation der Feldbefunde spricht auch die in der geologischen Karte von KAISER (1926 I: z. B. Karte 4 der Pomona-Lüderitzfelder) erkennbare kettenartige Anordnung der Tafelbergreste, die den Spülmuldenverlauf auf der Prä-HR-1-Fläche andeutet und nachzeichnet. Im Anschluß an die Silcretebildung kam es trotz der nachfolgenden früh- bis mitteltertiären Haupttrumpfflächen-Tieferlegungsphase auf den stärker silifizierten Flächenresten zu keiner bedeutenden Bodenbildung mehr. Selbst in Klüften ist anscheinend heute auf den Silcrete-Dachflächen des Pomona-Gebiets (Ausdehnung in Ar- bis maximal Hektargröße), im Gegensatz zur Haupttrumpffläche und Wannenbodenfläche (Post-HR-1), kein jüngerer Zersatz erhalten. Allerdings sind diese Dachflächen von quartärem Windschliff sehr stark angegriffen, so daß

jedwedes Lockermaterial restlos entfernt wurde und das Silcrete an den exponierten Flächen poliert wurde.

Die etwa 300 Hektar große Gamsberg-Dachfläche weist dagegen stellenweise anscheinend jüngere Latosolprofilreste unter einem Silcrete-Pflaster auf. Das deutet darauf hin, daß es im Verlauf des Tertiärs auch auf dem Rest der Prä-HR-1-Fläche zum Wiedereinsetzen von Lösungsprozessen unter desilifizierendem Milieu gegeben haben könnte. Als Aufsitzerinselberg auf einer alten Wasserscheide war aber der Gamsberg im Tertiär vermutlich edaphisch weit „trockener“ als sein Umland, so daß er von der Tieferlegung der Haupttrumpffläche weitgehend ausgenommen wurde.

Aufgrund der Verbreitung von chalzedon- oder silexartigen Kieselkrusten über der oberkretazischen Rumpffläche, können sie als charakteristischer Marker für dieses Flächenstockwerk angesehen werden (vgl. auch SPÖNEMANN 1989: 145f, 1995: 479; SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989: 114, 1992: 230). Sie stellen daher den Formentypus des Kreide-Tertiär-Milieuwandels dar. PARTRIDGE & MAUD (1989: 429) sehen hier kontinentale Parallelitäten im gesamten südlichen Afrika und verbinden die Silcretebildung mit dem Klimawechsel an der Kreide-Tertiär-Wende, der auch einen Faunen- und Florenwandel zur Folge hatte (s. Kap. 3.6.4, S. 163ff):

„We believe that the restriction of major silcrete formation to around the K/T boundary and shortly thereafter is due, in part, to the ready availability of silica from deep weathering mantles formed during the Cretaceous and, in part, to the significantly greater intensity of changes wrought at this critical geological period.“

PARTRIDGE & MAUD (1998: 429)

Als Ursache für den Klimawandel an der Kreide-Tertiär-Grenze sehen PARTRIDGE & MAUD (1989: 429) eine weltweit signifikant erhöhte Vulkantätigkeit an. Die späteren Rumpfflächengenerationen sind, wie oben angedeutet, primär nicht durch Verkieselungen geprägt, sondern durch flächenhaften Abtrag der Verwitterungsdecken, gefolgt von Carbonatisierung. Es kommen auf der Haupttrumpffläche allenfalls sehr geringe kieselige Verbackungen innerhalb von Latosolrelikten oder an der Saprolitgrenze vor, die als pedogene Dorbank² im Sinne von ELLIS & SCHLOMS (1982) und MACVICAR et al. (1991: 35) interpretiert werden. Daraus wird geschlossen, daß die mittel- bis endtertiären Milieuwechsel, die zur Fossilierung von Haupttrumpffläche und Post-HR-1-Fläche geführt haben, andere Ursachen, Auswirkungen und Dimensionen hatten, als der endkretazische.

Eisenkonkretionen oder durchgängige Eisenverbackungen (*ferricrete*) wurden in Verbindung mit Paläoböden nur sehr vereinzelt gefunden. Dabei handelte es sich meist um transportierte Pisolithen oder Pisolithverbackungen, z. B. im Zusammenhang mit Profil KH36 (s. S. 252, Punkt 4., vermutlich

von Haupttrumpffläche des Khomas Niveaus fluvial auf Pediment der Post-HR-1-Fläche/Aris-Niveau verlagert). Häufige (bohnerartige) Pisolithen wurden auf der obersten Breiterrasse des Fish River, z. B. westlich von Tses, als Pflaster mit Artefakten des MSA über einer feinmaterialreichen Bodenbildung beobachtet. Dabei war eine auffällige Übereinstimmung mit der Morphoposition von identischen Bildungen auf der obersten Terrasse des Zambezi-Tals oberhalb der Victoria-Fälle (*locus typicus* 17°50'50"S, 25°47' 12"E) festzustellen (mit dem Unterschied, daß dort ausschließlich LSA-Artefakte gefunden wurden und weitläufig Chalzedone über Stormberg-Basalten anstehen).

Über die bereits erwähnte (Profil OC01, S. 263) schwache pedogene Eisenverbackung an schlecht drainierten Standorten hinausgehende Inkrustierungen werden in der Literatur nur selten erwähnt. Ähnlich wie bei den Silcrete ist bei den Abtragungslandschaften der westlichen Hälfte Namibias kaum mit Ferricrete in Form von in sumpfigem Milieu entstandenem „Krusteneisenstein“ oder „Sumpferz“ zu rechnen. Lediglich BEETZ (1926: 28f) und KAISER (1926II: 288+308f) stellen im Diamantensperrgebiet im Zusammenhang mit den Pomona-Schichten auch eine weit verbreitete Eisenverkrustung fest. Sie liegen in gleicher Morphoposition wie die Silcrete und sind als Tafelbergdeckelsäume oder -kappen erhalten. SCHOLZ (1972: 39) erwähnt eine Eisenkruste (*gossan cap*), assoziiert an einen Dunit-Dyke südlich des Kuiseb. Dabei hat der Dyke vermutlich als stauendes Element für Eisenlösungen gewirkt.

Im Kalahari-Sedimentationsbereich der östlichen Hälfte des Untersuchungsgebiets haben bereits PASSARGE (1904: 358ff) und KOERT (1916: 67f) Eisenkrusten im Zusammenhang mit den silifizierten sog. Botletle-Schichten (Kap. 4.6.1) beschrieben. Auch die jüngeren Teile der Kalahari-Schichten weisen gelegentlich solche Bildungen auf (DINGLE et al. 1983: 294). Dabei können sie zeitlich nur im Zusammenhang mit der Morphoposition eingeordnet werden. Offenbar kann in Gunsträumen lokal auch im Pleistozän typisches Ferricrete gebildet werden, wie nach DU TOIT (1954) eingeschlossene Artefakte zeigen. Eigene Beobachtungen belegen z. B. vereisente Schilfröhren in Playa-Sedimenten einer Hoanib-Talweitung bei Khowarib (*locus typicus* 19°15'24"S, 13°52' 33"E), assoziiert an frühneolithische Artefakte. Generell sind in Akkumulationsbereichen abseits des Flächenreliefs Eisenkrusten häufiger. Es ist lokal problematisch, sie von alttertiärem Ferricrete auf der Fläche zu unterscheiden.

² Dorbank: hart bis sehr hart kieselig verbackenes Solum, oft mit Eisenkonkretionen innerhalb eines fossilen Latosolhorizonts; Synonym: „*duripan*“ (FAO 1988: 60); fiBud-, fiBjd- oder fiCjd-Horizonte

Karst, Lösung

Die subrezente Verwitterung der granitischen Formen beschränkt sich überwiegend auf mechanische Zerlegung z. B. durch Kernsprünge (eindrucksvolle Beispiele auf den Farmen Etemba und Omandumba-West am Erongo-Nordrand mit Sprüngen bis 5 Meter Länge an Blöcken und Sphäroiden mit entsprechendem Durchmesser) und dem fluvialen Abtrag des vermutlich tertiären Saprolits. An vielen Schildinselbergen wie auch den größeren Inselgebirgen führt dieser Abtrag zur Ausbildung typischer Spülrunsen und Kannelüren mit rundlichem Querschnitt und ebenso rundlichen Mesospülscheiden. Teilweise sind diese Runsen auch angelegt an Druckentlastungsklüften oder Abflußbahnen zwischen blockig zerlegten Druckentlastungsdecken. Im Runsentiefsten wirkt der Granit mit graublauen Farben häufig weniger verwittert als auf den charakteristischen, gelblich-rötlich patinierten Spülscheiden und den Hangoberflächen der Inselberge. Es zeigen sich typische Lösungserscheinungen die relativ frisch wirken. Vermutlich wird entlang solcher Runsen stark vorverwittertes Material abgeführt. Allerdings finden sich an den Hangfüßen kaum Materialakkumulationen, die über die übliche, mit Feldspat- und Quarzgrus verfüllte Subsequenzfurche des scharfen Hangknicks beim Übergang zum Pediment hinausgehen. Es kommt also bei der Einmündung der Spülrunsen in die wesentlich flacher geneigte Pedimentfläche rezente nicht zur Ausbildung von Mesoschwemmfächern. Derartige (sub-) rezente Lösungserscheinungen im vorverwitterten Granit sind auf allen Inselbergen und besonders deren abgedeckten Pedimenten sehr häufig. RUST (1970: 123 + 242) erwähnt ähnliche Formen auf den Schildinselbergen der Komuanab-Fläche zwischen Witwater- und Tsaobisbergen. Auf den Pedimenten handelt es sich dabei überwiegend um Lösungsdellen, sog. „Opferkessel“ oder „Gnammas“³, die bei einem Durchmesser von bis über 10 Meter mehrere Meter tief sein können. GOUDIE & MIGÓN (1997) haben einige dieser Formen an Spitzkoppe und Erongo vermessen. Sie entstehen durch Weiterbildung vorgegebener Unebenheiten auf der Pedimentfläche, wobei nicht der autochthone Niederschlag allein maßgeblich ist. Stattdessen spielt das Überschußwasser von den angeschlossenen Hängen, das sich zusammen mit dem transportierten Verwitterungsdetritus in den Hohlformen sammelt, eine wichtige Rolle. Das Kolluvium in den Opferkesseln produziert Standorte mit einer, im Vergleich zu den umliegenden Trockenhängen und Flächen, relativ höheren ökologischen Feuchte, die durch dichtere Vegetation noch gefördert wird. Zusätzlich werden Verdunstungswerte herabgesetzt. Es resultiert eine verstärkte chemische Verwitterung des ohnehin schon chemisch vorverwitterten und teilweise mechanisch aufbereiteten Materials innerhalb der

nach AG BODENKUNDE (1994)

³ auch: „Pingen“ (FREISE 1938), „Oriçangas“ (BAKKER 1957), „Kociolkis“ (RUST 1970)

Hohlformen. Bei extremen Starkregenereignissen mit schichtflutartigem Hangabfluß wird ein Teil des Detritus und des Verwitterungssubstrats ausgeschwemmt. Die Rolle von äolischem Abtransport ist ungeklärt, kann aber zumindest bei flacheren Formen nicht ausgeschlossen werden. Formen von Windwirkung konnten im Zusammenhang mit Gnammas nicht aufgefunden werden. In geringem Umfang kommt es zur Bildung ähnlicher, jedoch meist kleinerer, flacherer Formen dort, wo abtropfendes Niederschlags- oder Tauwasser von Überhängen oder größeren Kernsteinen auf die Pedimentoberfläche trifft (z. B. sehr markant bei Bull's Party, Farm Ameib, Erongo). Rund um Pilzfelsen sind oft solche Tropfrinnen zu beobachten.

Über das Alter der Hohlformen kann keine sichere Aussage getroffen werden. Einige scheinen durchaus unter den rezenten Bedingungen gebildet oder weitergebildet zu werden. Die ausgehnteren Formen sind wohl bereits in pleistozänen Feuchtphasen angelegt worden. Zumindest für die Bildung der tieferen Gnammas im Granit scheint die chemische Vorverwitterung eine notwendige Bedingung zu sein. Die ausgeprägtesten Formen kommen in der Prä- und Ost-Namib vor, wo rezent folgende Faktorenkombination auftritt:

1. abgedeckte Pedimente als sanft geneigte Gesteinsoberflächen
2. chemisch vorverwitterte granitoide Gesteine (z. B. Salem- und Donkerhoek-Granite)
3. ausgedehnte, unbedeckte, felsige Rückhänge als Zuschußwasser- und Detrituslieferanten
4. hochvariable Niederschläge von durchschnittlich 100-200 mm pro Jahr mit gelegentlichen Extremereignissen.

Beispielhaft seien Erongo, Spitzkoppe und Pontokberge, Brandberg und Witwaterberge genannt. An Lokalitäten, an denen diese Determinanten nicht hinreichend erfüllt werden, kommen keine Opferkessel oder nur sporadisch Miniformen vor. So zeigen sich z. B. am Vogelfederberg in der Namib-Minimalzone (ca. 50 km östlich von Walvis Bay) nur gelegentliche kleine Lösungsdellen an den flacheren Hangbereichen, obwohl auch hier eine beträchtliche chemische Vorverwitterung vorliegt. Das hat folgende Ursachen: zum einen sind am Vogelfederberg die umlaufenden Pedimente von teilweise inkrustiertem, grusigem Detritus bedeckt, weil die rezenten Niederschläge von < 20 mm weder für dessen Abfuhr, noch für wirksame Lösungsprozesse ausreichen; zum anderen sind die Rückhänge nur relativ kurz, so daß selbst bei Starkniederschlägen die Menge des Zuschußwassers gering bleibt. Es ist allerdings nicht auszuschließen, daß auch am Vogelfederberg unter der Pedimentbedeckung fossile gnammaähnliche Paläoformen existieren.

Vergleichbare Lösungshohlformen treten auch an steileren Granithängen auf. Dort sind sie zumeist assoziiert an kurze, flachere Hangstrecken, an stärker vorverwitterte oder strukturell vorbelastete

Gesteinspartien oder an das Kluftmuster. Ihre Entstehungsweise ist derjenigen von Opferkesseln vermutlich ähnlich: ausgehend von vorgegebenen Unebenheiten am Hang entwickelten sich Stellen stärkerer Gesteinsdurchfeuchtung mit temporärer Detritusakkumulation, was lokal zu Vorhangverflachung und Rückhangversteilung führte. Durch die Ansiedlung von Flechten und anderen poikilohydr⁴ Pflanzen wird die ökologische Feuchte und damit der chemische und physische Verwitterungsdruck verstärkt und der Prozeß so beschleunigt. Unterschiedliche Stadien dieses Prozesses können u. a. in beispielhafter Weise an einem glockenförmigen Steilhang auf Farm Ameib (*locus typicus* 21°46'50"S, 15°39'22"E) beobachtet werden.

Ihrerseits tragen viele Krustenflechtenarten durch die Freisetzung von Säuren ebenfalls zur Hohlformenbildung und -vertiefung bei. Nach WESSELS (1989: 134) treten stellenweise auch endolithische Flechten auf, deren Thalli in das vorverwitterte Gestein eindringen und ihm Mineralstoffe entziehen. Im Etjo-Sandstein des Waterbergs bilden sie selbst an senkrechten Wänden helle Bleichstellen, die zu verstärktem Absanden neigen. Im Granit von Brandberg, Spitzkoppe und Erongo konnten ebenfalls gebleichte Flecken im Zusammenhang mit initialer Dellen- oder Gnammabildung festgestellt werden. Zudem tragen die von oft schwarzen Flechten besiedelten Gesteinsoberflächen ähnlich wie dunkle Rinden zu lokaler Verstärkung von Temperaturgegensätzen des Mikroklimas bei, indem sie Insolationsunterschiede fördern. Das belastet den vorverwitterten Gesteinsverband zusätzlich mechanisch, insbesondere in Verbindung mit Benetzung (z. B. Tau).

Lösungserscheinungen an Inselbergen des Untersuchungsgebiets beschränken sich nicht auf Oberflächenformen, sondern es treten auch Lösungsröhren mit Schlucklöchern (bis zu 50 cm Durchmesser) auf, die vermutlich als Klufferweiterungen entstanden sind. Da am Austritt der Röhren, ähnlich wie bei den oberflächlichen Spülrunsen heute keine Detritusakkumulationen vorkommen, die als Indiz für mechanisches *piping* gelten könnten, muß davon ausgegangen werden, daß es sich um echte Lösungserscheinungen handelt. Auch das Fehlen von durch mechanischen Abrieb entstandenen scharfen Kanten unterstützt diese Annahme. Vergleichbare Formen haben BUSCHE & SPONHOLZ (1988) und SPONHOLZ (1989) in nichtkarbonatischen Sandsteinen und Eisenkrusten der zentralen Sahara beschrieben. Anders als dort sind jedoch die Röhren im Granit aufgrund ihres geringen Durchmessers nicht begehbar. Wenngleich Lösungsprozesse bei der Genese der Röhren scheinbar dominierten, ist trotz fehlender Indizien ein gewisser Anteil von *piping* nicht völlig auszuschließen. Eine Altersangabe für solche Lösungsröhren in Granit kann, wie bei den Oberflächenformen nicht

⁴ poikilohydrisch: s. Fußnote 1, S. 133

gegeben werden. Möglicherweise handelt es sich auch hierbei um Reliktformen, die rezent nur gering weitergebildet werden.

An der Spitzkoppe, am Brandberg und im Erongo münden solche Röhren in unterschiedlichen Niveaus in den Steilhängen über dem jeweiligen Pedimentknick. Dichte Krustenflechten-Matten zeigen gelegentlichen Wasseraustritt an. Sinterkegel und -schleppen an den Röhrenaustritten belegen zudem, daß es im (nicht-karbonatischen) Granit möglicherweise auch zu lösungsbedingter Kavernenbildung mit Calciumfreisetzung aus verwitterten Feldspäten kommt. Foto 5 auf Tafel 1 zeigt einen solchen Sinterkörper am Mittelhang-Austritt einer Lösungsröhre im Erongo-Granit auf Farm Ameib. Das zugehörige Schluckloch befindet sich am domförmigen Oberhang des gleichen Komplexes. Außer durch authigene Verwitterung und Ausfällung ist der frisch wirkende Stalagmit nicht erklärbar, da am Oberhang keinerlei Carbonatgesteine anstehen und das Einzugsgebiet des Schlucklochs für die Annahme von zusammengeschwemmtem Calcit-Äolium zu klein ist. Beim Versuch einer Erklärung des Sinters durch rekristallisiertes fluviales Äolium müßten zudem die Gnammas der Pedimente in direkter Nachbarschaft mit ihrem stark wechselnden Milieu und erheblich größerem Catchment ebenfalls deutliche Kalkverkrustungen aufweisen.

Schwartenartige Lamellenkrusten bis 2 cm Mächtigkeit auf stark verwitterten granitischen Kernsteinen (Tafel 1, Foto 3) deuten gleichfalls an, daß die Carbonate nicht einem Ferntransport unterlagen, da ja auch auf den isolierten Wollsäcken kein Einzugsgebiet für fluviale Akkumulation von Äolium vorliegen kann. Vielmehr handelt es sich um Krusten aus verschwemmten lokalen Lösungen, deren Ursprung im zersetzten Granit zu suchen ist. Möglicherweise fanden die initialen Lösungsprozesse und eine erste Anreicherung in Kavernen statt. Die Ausspülung erfolge bei Überfüllung der Kavernen infolge von bedeutenden Niederschlagsereignissen. Ständig wassergefüllte Kavernen sind aus Granitgebieten des südlichen Afrika, wie z. B. den Matopo-Bergen der Ostkalahari (freundl. Mitteilung Ivan Murambiwa, Bulawayo) oder dem Brandberg, seit langem bekannt. In der traditionellen Überlieferung der San-Ureinwohner haben solche Wasservorkommen eine große Bedeutung. VIERECK (1968: 18) berichtet von zahlreichen Zisternen und perennierenden Quellen im Brandberg. METZGER (1998: 15f) gibt ebenfalls an, u. a. im Granit vielfach Wasser erbohrt zu haben.

Noch weit stärker als die granitoiden Gesteine sind die carbonatischen Gesteine des Untersuchungsgebiets von Lösungserscheinungen betroffen. Dabei handelt es sich insbesondere um calcitisch-dolomitische Serien der präkambrischen Damara-Metasedimente (Schwarzkalke, Dolomite, Marmore etc., Kap. 7.1). Deren Oberflächenformen spiegeln einen typischen Karstformenschatz wieder, mit tief ausgeprägten, scharfkantigen Karren, gnammaähnlichen Lösungsnapfen und -dellen, Schluck-

löchern, kleinen Wannern, Sinterkörpern etc.. Er ist dabei nicht nur auf exponierte Inselberge beschränkt, sondern tritt auch auf abgedeckten Pedimenten und schildförmigen Ausbissen von Flächengesteinen auf (*locus typicus*: 21°12'44"S, 16°00'21"E; Farm Epako-Nord, calcitisch-dolomitische Marmor des Harmonie-Members der Karibib-Formation und angrenzende stromatolitische Damara-Dolomite).

Die Tiefenlinien von Lösungshohlformen oder Karren mit geringem Gefälle auf dolomitischen Gesteinen sind gelegentlich sekundär von dünnem Calciumcarbonatsinter ausgekleidet (*locus typicus*: 21°09'30"S, 15°50'37"E; Farm Okongue, calcitisch-dolomitische Marmor des Otjongeama Members der Karibib-Formation). Die aufgefundenen Formen wirken so frisch, daß sie als rezente Karsterscheinungen bei lediglich knapp 300 mm Jahresdurchschnittsniederschlag gesehen werden müssen. Es wird angenommen, daß die an sich relativ schwer löslichen Dolomite chemisch bereits vorbelastet sind und es so zu der ausgeprägten Oberflächenverkarstung kommen kann, sobald das Solum abgespült ist.

Den ausgeprägtesten Karstformenschatz bieten die Gesteine der Nordzone des Damara-Orogens mit Abenab- und Tsumeb-Untergruppen (Etoschabogen nach STAHL 1940), die sich nördlich des Untersuchungsgebiets um den Südwestrand des Kongokratons von Berg Aukas bis ins Kaokoveld ziehen (v. a. Berg-Aukas-, Gauss-, Okotjize-, Auros-, Maieberg-, Elandshoek- und Hüttenberg-Formationen, untergeordnet auch Marmore der Chuos- und Karibib-Formationen). Typisch für diese Formationen sind graue bis blaugraue Dolomite und Schwarzkalke, teilweise von Stromatolithbändern durchzogen, sowie seltener Marmore, Quarzite und Mixtite.

Die Verkarstung dieser Gesteine setzte vermutlich bereits kurz nach Schließung des Adamastor-Ozeans (Kap. 7.1) und dem Beginn der Damara-Orogenese im frühen Kambrium ein. Sie ist besonders markant aufgeschlossen im Bereich der Mine Tsumeb, wo Prozesse der hydrothermalen Lösung bis in rezente Tiefen von 1500 m (unter GOF) mehrere Oxidationszonen schufen und so den Erzschlauch zur bedeutendsten Mineralfundstätte der Welt werden ließen (hydrothermale Verdrängungslagerstätte). Nach SCHNEIDERHÖHN (1929) ist die „Minenarkose“ aus einer alten Karstfüllung mit Arkosen der Mulden-Serie (ca. 620-630 Ma) hervorgegangen (vgl. hierzu KELLER 1984: 20f). Dabei wirkte das etwa 50° steile Einfallen der Damara-Schichten begünstigend. Große Teile der Dolomite dürften im Rahmen der nachfolgenden Orogenese und der Flächenbildungsphasen abgetragen worden sein. Eine zeitliche Einordnung der Karsterscheinungen ist daher nur über Analogieschlüsse möglich. So ist bei denjenigen Karsthöhlen, die derzeit im vollariden Bereich der Namib liegen, z. B. der Tinkas-, Gifgat-, Husab- oder der Rössinghöhle in der Zentral-Namib (s.

HEINE 1991: 62ff) eine jüngere Entstehung (Spätpleistozän) bzw. Karstweiterbildung unwahrscheinlich. Andererseits konnte in Höhlen des Otavi-Berglands (550-600 mm Jahresdurchschnittsniederschlag) eine rezente Sinterkörperbildung beobachtet werden. MARTIN & MARAIS (1996: 62ff) halten allerdings für die o. g. Höhlen auch eine junge (spätpleistozäne oder subrezente) Verkarstung unter Einfluß hydrothermaler Prozesse für möglich.

Die Zusammenhänge von Verkarstung und Flächenstockwerken können am sinnvollsten im Karstbergland beobachtet werden, weswegen dort mehrere Feld- und Höhlenbegehungen durchgeführt wurden. Im einzelnen wurden folgende Karsthöhlen begangen:

1. Ghaub-Höhle, Farm Ghaub; in Schieferkalk und Otavi-Dolomit (Auros-Formation)
2. Kempten-Höhle, Farm Uisib; in Otavi-Dolomit (Maieberg-Formation)
3. Märchenhöhle, Farm Uisib; in Otavi-Dolomit (Maieberg-Formation)
4. Okongue-Höhle, Farm Okongue; in calcitisch-dolomitischem Marmor (Karibib-Formation)
5. Albrechtshöhle, Farm Okongue; in calcitisch-dolomitischem Marmor (Karibib-Formation)
6. Arnhem-Grotte, Farm Arnhem; in Dolomit und Schwarzkalk der Zaris-Formation (Kuibus-Untergruppe der Nama)
7. Münsterland-Höhle, Farm Münsterland; in Calcrete-Terrassen des Ugab-Tals.

Die Höhlen 1.-3. liegen im Karstveld nordöstlich und nordwestlich von Otavi (nördlicher Bereich des Damara), 4. und 5. im zentralen Bereich des Damara-Orogens bei Omaruru, 6. an der Grenze südliches Damara-Nama, ca. 130 km südöstlich von Windhoek und 7. innerhalb der känozoischen Talverfüllung des Proto-Ugab.

Die Ghaub-Höhle (1.) beinhaltet ein ausgedehntes System mit mehreren großen Kavernen in unterschiedlichen Stockwerken (Detailbeschreibung bei SEFTON et al. 1986: 86ff, CRAVEN 1987 und WOLF 1991). Die Haupthalle liegt dabei weit über dem rezenten Grundwasserspiegel und muß als Reliktform angesehen werden. Es handelt sich um eine reine Lösungsform mit fluvialer Dynamik, größere Sinterkörper fehlen weitgehend (Ausnahme: Sinterschleppe an ehemaligem unterirdischem Wasserfall und einige wenige Speleotheme). Durch Verkarstung des Grundwassereinzugsgebiets, Tieferlegung der Becken und Vorflutfläche (Post-HR-1-Fläche) sowie Zerschneidung der Rückhänge wurde der phreatische Zustrom zum Ghaub-Höhlensystem gekappt. Jüngere tektonische Hebung dürfte dabei keine Rolle gespielt haben (Abb. 59, S. 277). Die Ghaub-Höhle liegt daher isoliert über dem Post-HR-1-Niveau (intramontanes Becken von Ghaub mit Anschluß zur Grootfonteiner Fläche) aber im Niveau der Haupttrumpffläche (Harasib-Niveau). Letzteres ist, wo erhalten, durchgängig durch tiefe Verkarstung charakterisiert (Harasib-Höhlen- und Dolinensystem, Drachenhauchloch) und verfügt über einen Grundwasserkörper in 70-100 m Tiefe unter GOF. Es setzt sich nach Osten hin im Dolinenfeld von Nosib fort (größter Erdfall 250 x 200 m bei einer Tiefe von ca. 50 m, Klein-

Nosib-Höhle, Pofaddergat etc.). Besonders das Harasib-Becken kann als charakteristische Lokalität für intensivste Verkarstung der Haupttrumpffläche auf Dolomitgestein gelten. Die entsprechenden Formen wurden bereits bei JAEGER (1921: 51ff) ausführlich beschrieben (ohne Drachenhauchloch). „*The whole field is like a cheese, full of deep slots and interconnecting tubes, a real phreatic freak's phenomenon*“ (ELLIS & SEFTON 1986: 66).

Das Drachenhauchloch erreicht nach der Unterwassermessungen von MAXWELL (1989b: 134) und MARTINI (1989: 12) Tiefen von bis zu 150 m unter GOF und beherbergt nach JEUTTER (1996a: 4) den mit 24.770 m² Oberfläche größten bekannten Höhlensee. Das Dolomitchdach der Kaverne ist an der dünnsten Stelle nur ca. 30 m mächtig (MAXWELL 1989a: 16). Auch das Ausmaß der Höhle Harasib-Nord ist nach KRUPARZ (1966), MOSICH (1966) und MAXWELL (1988) von ähnlicher Dimension. Die an der Geländeoberfläche ca. 220 x 20 m messende, an einer Schichtgrenze angelegte Doline mündet ebenfalls in eine sehr große Lösungskaverne mit einem über 1,5 ha ausgedehnten und über 100 m tiefen (MAXWELL 1988: 19) Wasserkörper. Damit gehört Harasib-Nord zu den tiefsten Karstseen der Erde (vgl. KNABB 1988).

Der Grundwasserspiegel liegt bei allen Höhlen des Harasib-Niveaus in 80-100 m Tiefe, schwankt aber stark (vgl. Angaben bei JAEGER 1921: 52, MOSICH 1966: 3, MAXWELL 1988: 18, JEUTTER 1996a: 4), wobei nicht nur jahreszeitliche und nutzungsbedingte Tiefenveränderungen vorkommen. So zeigt die Kaverne von Harasib-Nord noch ca. 30 m unter dem niedrigsten Wasserspiegel Stalaktiten an der überhängenden Decke (MOSICH 1966:3, MAXWELL 1988: 18), was auf längere Tiefstandsphasen hindeuten könnte. Solche Phasen mit tieferem Seespiegel bei gleichzeitiger Kalksinterbildung sind auch durch Änderungen im hydrographischen Einzugsbereich der Höhlensysteme, etwa infolge eines Einbruchs von Zuflüssen aus anderen Kavernen erklärbar. Die tatsächlichen Grundwasseraquifere und Wasserbewegungen im Karstveld sind weitgehend unerforscht, so daß über hydrographische Veränderungen in bestimmtem Zeitrahmen keine Aussagen getroffen werden können.

Auch die Tiefe der Verkarstung ist trotz der Unterwasserforschungen unbekannt. Sie reicht wahrscheinlich im Bereich Harasib-Nosib bis zur in Abb. 59 (S. 277) dargestellten Schichtgrenze der überwiegend quarzitischen Chuos-Formation, die zwischen Ghaub- und Harasib-System nahe der Südgrenze von Farm Ghaub ausstreicht. Ein großer Teil der tiefen Karstformen dürfte in den Dolomiten der Maieberg-Formation ausgebildet sein, die auch Schwarzkalkbänder enthalten.

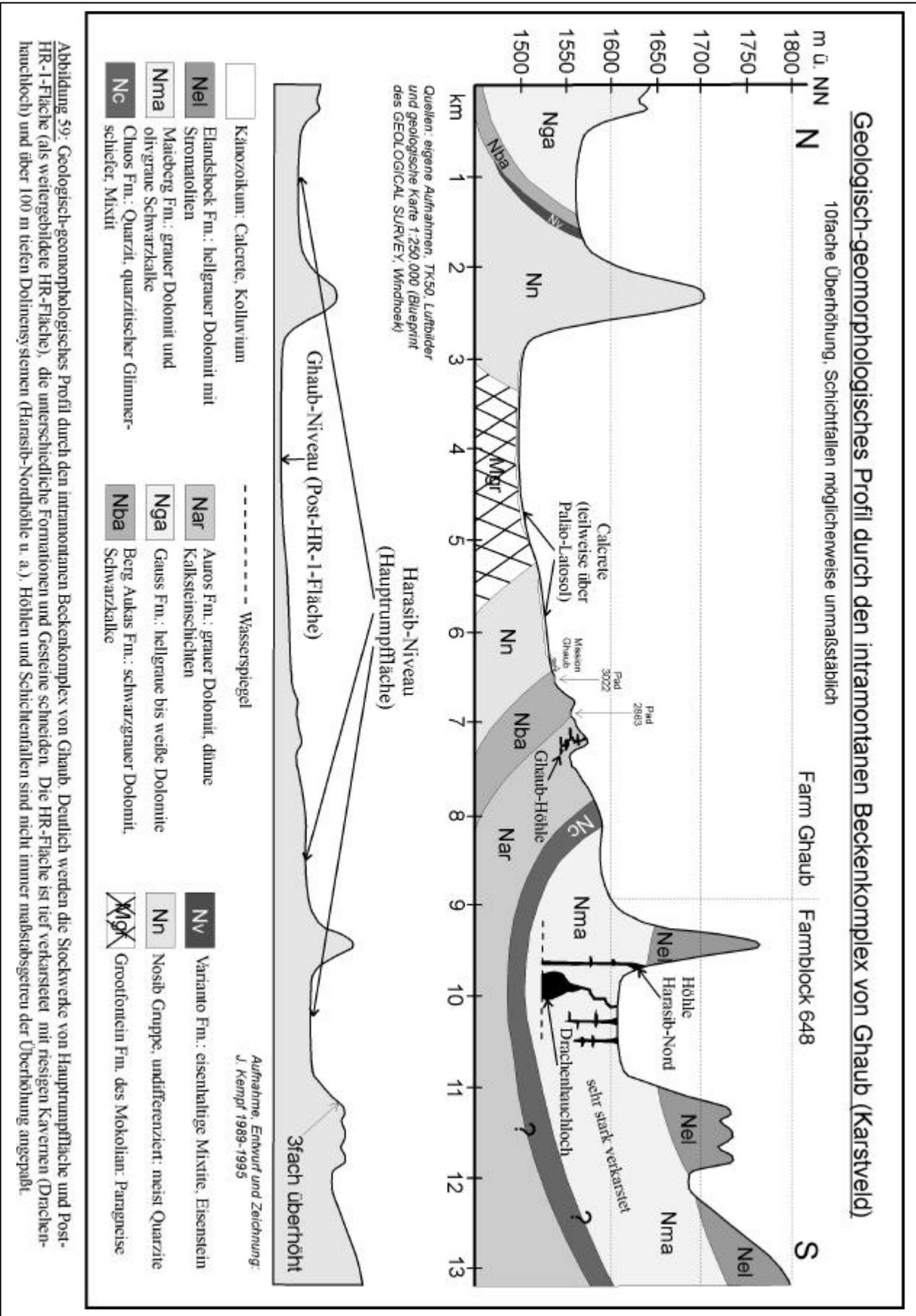


Abbildung 59: Geologisch-geomorphologisches Profil durch den intramontanen Beckenkomplex von Ghaub. Deutlich werden die Stockwerke von Haupttrumpffläche und Post-HR-I-Fläche (als weitengebildete HR-Fläche), die unterschiedliche Formationen und Gesteine schneiden. Die HR-Fläche ist tief verkarstet mit riesigen Kavernen (Drachenhauchloch) und über 100 m tiefen Dolinensystemen (Harasib-Nordhöhle u. a.), Höhlen und Schichtfallen sind nicht immer maßstäblich der Überhöhung angepaßt.

Weitere auffällig große Höhlensysteme, wie das Windgat auf Farm Elandshoek (ca. 7,5 km südlich der Tsumeb-Kreuzung unter der Haupttrumpffläche; nach JEUTTER 1996b mit einer Tiefe bis 52 m und Grundwasserschluß), der Otjikoto-Dolinensee (ca. 18 km westnordwestlich der Tsumeb-Kreuzung in der Haupttrumpffläche), das Aigamas-System (ca. 19 km nordnordwestlich von Otavi, teilweise über der Haupttrumpffläche) oder die Uisib-Höhlen (ca. 15 km nordwestlich von Otavi über Haupttrumpfflächenniveau) liegen ebenfalls in Gesteinen dieser Formation. Desweiteren kommt tiefe Verkarstung auch in Schwarzkalken anderer Formationen vor, z. B. der Hüttenhof-Formation (Guinas-Dolinensee, Aikhab-Doline im südöstlichen Etosha Park) oder der Berg-Aukas-Formation (Nosib-Höhlen) etc. Gelegentlich werden auch unterschiedliche Gesteine verschiedener Formationen von den Karstformen geschnitten. Dies deutet darauf hin, daß ein aggressives Lösungsmilieu bei der Hauptanlage vorherrschte.

Ein besonders markantes Beispiel für die durchgängige Lösung von Gesteinen unterschiedlicher petrographischer Resistenz und unterschiedlichen Alters bietet das sog. „Pofaddergat“ („Puffotternloch“) auf Farm Nosib (unter der Rumpffläche des intramontanen Beckens von Ghaub). Ein Teil des ausgedehnten Systems (zweitgrößte Höhle Namibias mit über 2,8 km Länge) schneidet proterozoische Dolomite, eine Brekzie dieser Gesteine samt deren Klaster, ein känozoisches Konglomerat sowie die junge Kalkkrustendecke (Abb. 60).

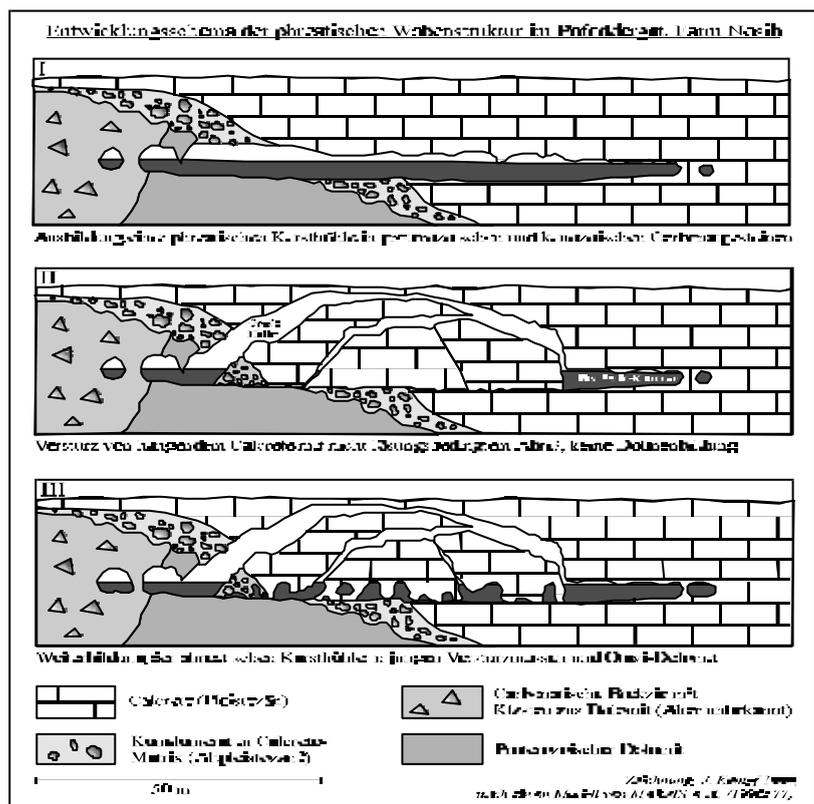


Abbildung 60: Genesis eines Teils des Pofaddergats unter der Haupt-rumpffläche (ohne Höhenmaßstab) nach einem Modell von MARAIS et al. (1996: 77). Die von einem mächtigen Grundwasserkörper geschaffene Höhle schneidet sämtliche Gesteine vom Proterozoikum bis ins späte Känozoikum. Auch ein pyramidenförmiger junger Versturzkörper wurde durch Karstwässer bereits labyrinthartig aufgelöst. Das deutet auf starkes subrezenes Lösungsvermögen hin.

Die in Abb. 60 skizzierte Höhlengeneese läßt vermuten, daß v. a. im Grundwasser-Reliefstockwerk auch rezent intensive Carbonatlösung den dominierenden Formungsprozeß darstellt. Die Entwicklung des Höhlensystems erfolgte erst nach Ausbildung der relativ mächtigen Calcrete-Decke des intramontanen Beckens von Nosib, welches Anschluß an die Groot-fonteiner Fläche hat (Haupttrumpffläche, evtl. als Post-HR-1-Fläche). Die Mächtigkeit, von der über 20 m aufgeschlossen sind (allein 14 m am Einstiegsschacht), ist erklärbar durch das weitläufige Anstehen fast ausschließlich carbonatischer Gesteine im gesamten Einzugsgebiet. Außerhalb des Karstvelds werden derartige Mächtigkeiten nur in Talverfüllungen oder anderen Sedimentkörpern erreicht, jedoch nicht auf Flächen, die Festgesteine schneiden.

Die initiale Anlage der ausgedehnten, mehrere 100 m langen, flachen Lösungskammer in Skizze I von Abb. 60 erfolgte nach Abschluß der Calcretisierung der jüngsten Fläche (Post-HR-1) unter stabilen Grundwasserverhältnissen. Der Materialverlust durch Lösung hatte zur Folge, daß ein ca. 100 x 200 m großes, pyramidenförmiges Deckenstück entlang vorgegebener Kluftlinien abriß (Skizze II) und die Versturzmassen im gleichen Grundwasserniveau sehr stark angelöst wurden (Skizze III). Dies setzt einen relativ langen Zeitraum für dieses konstante Grundwasserniveau nach Abschluß der Calcretebildung voraus. Das wabenförmige Labyrinth in den aufgelösten Versturzmassen liegt heute trocken, nachdem der Grundwasserspiegel einige Meter abgesunken ist. Nach IRISH et al. (1991: 52) befindet er sich im Pofaddergat rezent ca. 7 m unter der Höhlenbodenniveau, wie ein Schluckloch zwischen Eingangsschacht und Großer Halle belegt.

Sinterkörper innerhalb des Labyrinths sind nach IRISH et al. (1991: 53) nur gering ausgeprägt mit einigen fragilen Speleothemen (Excentriques), was den Zeitpunkt des Trockenfallens der Höhle nahe an die Gegenwart rückt. Dagegen sind die ehemaligen Abrißkanten über dem Karstwasserspiegel dicht mit mächtigen Sinterkörpern verkleidet und teilweise von Stalaktitvorhängen blockiert (MARAIS et al. 1996: 73). Dies deutet darauf hin, daß nach dem Höhlensturz zumindest zeitweise auch Bodenfeuchte von der GOF eindrang und sich die Verkarstung keinesfalls lediglich auf die Aktivität von lateralem Grundwasserzufluß beschränkte. Als Konsequenz ist anzunehmen, daß zur Zeit der Kavernenbildung nicht nur das unterirdische Milieu mit stabil höherem Grundwasserstand und aggressiver Lösung erheblich feuchter war als rezent, sondern auch die edaphische Feuchte und damit das Klima über der Geländeroberfläche. Im Sinne des Morphomilieu-Arbeitsmodells ergeben sich Indizien für geringere naturräumliche Variabilität bei höherer Ökosystemstabilität in mindestens einer Post-Calcrete-Phase.

Ein weiteres, tief verkarstetes Gebiet befindet sich auf Farm Uisib im Bergland nordwestlich von Otavi am Goab-Flächenpaß. Bereits UHLMANN (1974), IRISH et al. (1991) und MARAIS et al. (1996) haben einige Höhlen dieses Areals beschrieben (Uhlmannhöhle, Uhlenhorst, Uisib-Grotte, Kempenhöhle, Märchenhöhle). Die eigenen Befunde aus den beiden begangenen Höhlen, Kempenhöhle und Märchenhöhle (Nr. 2 und 3 auf S. 275), bestätigen ebenfalls die Annahme starker Lösungsintensitäten in Phasen nach Fossilierung der Hauptrumpffläche bzw. der Post-HR-1-Fläche. Anders als die erläuterten Ghaub-, Nosib-, Harasib- oder Elandshoek-Höhlen sowie Otjikoto- oder Guinas-Dolinensee, sind sie jedoch keinem weitläufig erhaltenen Flächenniveau zuzuordnen. Sämtliche genannten Höhlen auf Uisib sind innerhalb der bis 1650 m hohen südlichen Rahmenhöhe der Dreiecksbucht von Uisib (Flächenniveau bei ca. 1340 m), etwa 100-120 m über der Fläche des Goab-Passes ausgebildet. Die heutige Morphoposition der tiefen Karstformen in Dolomit und Schwarzkalk innerhalb einer schmalen Rahmenhöhe mit nur wenigen Hektar großem Einzugsgebiet bei durchschnittlich 500 mm Jahresniederschlag darf als außergewöhnlich angesehen werden. Eine alte Anlage ist sehr wahrscheinlich.

Deutlich assoziierte Flächenstockwerke lassen sich hier zwar nicht ausmachen, jedoch zeigen die Südseite der angesprochenen Rahmenhöhe auf Farm Hordel sowie die Südseite der gegenüber liegenden Rahmenhöhe auf Farm Kudis, ebenso wie das nördlich angrenzende Becken von Kudis mehr oder weniger deutliche Randverebnungen in Höhen von 1480-1500 m. Dies entspricht grob dem etwa 60 km weiter östlich gelegenen Harasib-Niveau (Abb. 59). Eine Tieferlegung der Hauptrumpffläche auf Post-HR-1-Niveau um ca. 140 m im westlichen Otavi-Bergland ist jedoch fraglich, denn im zentralen Bergland bei Ghaub-Nosib beträgt die Differenz beider Flächen nur 60 Höhenmeter. Der Einfluß von Tektonik ist noch ungeprüft. Möglicherweise handelt es sich um Relikte eines früheren HR-Stadiums, jedoch nicht um die durch Silifizierung (s. o.) charakterisierte Prä-HR-1-Fläche.

Dafür daß auch die Uisib-Höhlen in ihrer initialen Anlage an ein solches Flächenstockwerk geknüpft werden können, sprechen u. a. die exemplarisch in Foto 5 auf Tafel 9 abgebildeten, häufigen Kluffüllungen aus carbonatimprägnierten, tonigen, roten Paläoböden (Rhodi-chromic Cambisols, s. Abschnitt Böden dieses Kapitels), die durch die Kavernenbildung angeschnitten wurden. Wo solche Klüfte durch Sickerwässer reaktiviert wurden, findet sich dieses Bodensubstrat auch in Speleothemen. IRISH et al. (1991: 58) haben an den Oberflächen solcher unterirdischen Paläoboden-Kluffüllungen Vorkommen der Minerale Variszit ($\text{AlPO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$) und Leukophosphit [$\text{KFe}_2(\text{PO}_4)_2\text{OH} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$] festgestellt. Sie entstanden durch Reaktion von Tonmineralen und pedo-

genen Eisenoxiden mit Fledermausguano und sind klarer Beleg für Paläo-Latosole. Die initialen Kavernenbildungen erfolgten vermutlich in Zeiten stärkeren Grundwasserzustroms. Rezent ist die laterale Weiterbildung sehr gering. Sie wird von abwärts gerichteter Lösung übertroffen, die zur Ausbildung tiefer, senkrechter Einstiegsschächte geführt hat (vadose Dynamik). Davon zeugen auch viele Schlucklöcher an der Geländeoberfläche ohne größeres Einzugsgebiet.

Die altangelegten Kavernen weisen heute zahlreiche Sinterkörper mehrerer Generationen in unterschiedlichsten Ausprägungen auf („Märchenhöhle“). Sie reichen von massiven Säulen, Becken und Schleppen im Kubikmetervolumen bis zu feinst ziselierten Excentriques. Auffällig ist, daß an vielen Stellen ältere Formen, etwa Stalagmitengärten, von jüngeren Sinterkörpern, z. B. massiven, breiähnlichen Fließformen, überdeckt wurden und teilweise noch aus diesen herausragen. Allerdings ist unklar, ob dies auf klimatische Veränderungen oder auf wechselnde Sickerwasserzufuhr durch Öffnung oder Versinterung von Klüften zurückzuführen ist.

Eher als die Sinterformen bieten deshalb die carbonatisierten brekziösen, konglomeratischen oder pedogenen Kluft- und Hohlraumfüllungen Möglichkeiten zur paläoökologischen Interpretation. Sie gehören zwar nur indirekt zum in diesem Kapitel beschriebenen Formenschatz der Haupttrumpffläche, sollen aber dennoch im Zusammenhang mit der Verkarstung erwähnt werden. Die carbonatimpregnierten Karstschlotverfüllungen sind im Otavi-Bergland und den umgebenden Pedimenten sehr häufig und in allen größeren Höhlensystemen vertreten (vgl. Pofaddergat, Abb. 60). Ältere, wie z. B. Abenab, Asis, Bobos, Karavatu oder Kupferberg beinhalteten bis zu deren Abbau außer Paläobodensedimenten und Flugsand auch Malachit-Kupferglanz-Konkretionen.

Andere Brekzien enthalten datierbare Fossilien oder Artefakte (Kap. 6.2 und 6.3). Dabei sind an einigen Höhlen auch mehrfache Verkarstungs-, Verfüllungs- und Imprägnierungsphasen feststellbar (Karstgenerationen). Ein Beispiel solcher Mehrfachverkarstung, bei der auch junge Lösung keine petrographischen Unterschiede zwischen Damara-Festgestein und carbonatischen Schlotfüllungen nachzeichnet, zeigt Foto 4 auf Tafel 1. Solche Formen weisen auf mehrfache Milieuveränderungen hin.

Die Erkenntnisse aus den Begehungen im Karstveld, wonach tiefe Verkarstungserscheinungen im Bezug zu Grundwasserständen während bestimmter Flächentieferlegungsphasen (insbesondere der letzten) gesehen werden können, lassen sich auf das Untersuchungsstransect übertragen. In weiten Teilen des Untersuchungsgebiets stehen neben dem archaischen Basement, den Kuiseb-Schiefen und Quarziten des Damara sowie den syn- und postorogen intrudierten Granitoiden auch viele mehr oder weniger metamorphisierte präkambrische Carbonatgesteine flächenhaft an (Schwarzkalke,

Dolomite, Marmore etc.). Solche Gesteine sind in folgenden Formationen (neben den o. g. des Karstvelds) relativ häufig: Etusis-Formation, Blaukrans-Formation, Rössing-Formation, Duruchaus-Formation, Oberwasser-Formation, Corona-Formation, Karibib-Formation (dort Harmonie-, Otjongeama- und Arises-River-Member) sowie undifferenzierten Formationen der Ugab-Untergruppe und der Swakop-Gruppe (alle v. a. Marmore unterschiedlichster Ausprägung und Färbung), innerhalb von Chuos-Formation und Kuiseb-Formation (v. a. Tinkas Calcsilicate Member) auch Dolomite. Dazu kommen die carbonathaltigen Serien der Nama-Gruppe, v. a. in den Buschmannsklippe- und Zaris-Formationen (Omkyk, Hoogland und Urikos Members) im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets mit ihren teilweise dolomitischen Schwarzkalken.

Mit Ausnahme weniger Inselberge auf den Hauptwasserscheiden (z. B. den Navachab-Bergen zwischen Swakop- und Khan-System, bei Karibib) die nur geringe Anzeichen von Tiefenverwitterung zeigen, sind diese carbonatischen Gesteine der genannten Formationen heute als Flächengesteine stark verkarstet. Neben den auf S. 275 angeführten begangenen kleineren Höhlen auf Farm Okongue und denen der Namib, bietet besonders das ausgedehnte Höhlensystem von Farm Nooitgedag, ca. 30 km nordnordwestlich von Karibib auf der Haupttrumpffläche (Erindi-Fläche in Abb. 46, S. 196), den eindrucklichsten Beleg für Lösungsprozesse in solchen Gesteinen. Bekannt sind derzeit im Marmorkarstgebiet von Nooitgedag drei größere Höhlen (VON WREDE & GARNY 1968), von denen die Nooitgedag-Grotte mit erforschten 755 m Länge (IRISH et al. 1991: 67) anscheinend die ausgedehnteste ist. Es folgen Uhlenhöhle, die von MARAIS et al. (1996: 67) in „Honeb-Âs“ umbenannt wurde, um Verwechslungen mit dem Uhlenhorst auf Farm Uisib (s. o.) zu vermeiden, und Dreidornhöhle („Nooitgedag 3“ oder NG3-Höhle).

Alle drei Höhlen sind im calcitischen Marmor der Swakop-Gruppe (wahrscheinlich Karibib-Formation) entwickelt. Sie weisen als typische Grundwasser-Lösungskavernen in einem durchgängigen Niveau von ± 20 m unter GOF große Ähnlichkeit zum oben erläuterten Pofaddergat des Karstvelds auf (Beschreibung und Pläne bei VON WREDE & GARNY 1968: 5, IRISH et al. 1991: 66 und MARAIS et al. 1996: 68). Postgenetische Speleotheme sind in den heute trockenen Kavernen häufig und reichen von Stalaktiten und breiten, konischen Stalagmiten, „flowstones“ bis zu Sintervorhängen und -becken mit subaquatischen Calcitausfällungen. Auch hier ist die initiale Kavernenausbildung im Zusammenhang mit der Saprolitisierung und Flächentieferlegung im ehemals feuchten Milieu zu sehen. Dagegen versuchten MARTINI & MARAIS (1996: 16) die Nooitgedag- und auch die Namib-Höhlen (z. B. Rössing-Höhle) als hydrothermale Bildungen im ariden Klima zu erklären. Anders als z. B. in der „Temple-of-Doom-Höhle“ des nördlichen Damaralands, die angelehnt an den südlichen

Ausläufer der Sesfontein-Störung in den Phylliten der Mulden-Gruppe (Sesfontein-Formation, Spät-Damara) entwickelt ist und charakteristische Baryt-Vorkommen enthält, wurden allerdings in keiner der anderen Karsthohlformen Anzeichen von hydrothormaler Aktivität entdeckt, die diese These wirksam stützen könnten. Auch Aragonit, als typischer Indikator für hydrothermale Prozesse in carbonatischen Gesteinen, wurde in Zusammenhang mit den bekannten Höhlen bisher nicht beschrieben. Ein solches Aragonitvorkommen ist allerdings im Karibib-Marmor ca. 8 km nördlich der Bahnstation Namib westlich der Rössingberge bekannt. Dabei handelt es sich vermutlich um Ablagerungen einer an eine kurze, nordnordost streichende Verwerfung angelehnte Thermalquelle unbekanntes Alters, die auch die Ausbildung und Oxidation des Erzkörpers an der nahen Namib Lead Mine gefördert hat (WILLIAMS 1989, unpubl., SMITH 1965: 86). Eine Bildung von Lösungskavernen ist hier nicht bekannt und ein Bezug zu der wenige Kilometer entfernten, nicht in Streichrichtung der Verwerfung befindlichen Rössing-Höhle kann nicht zwingend hergestellt werden.

Die von MARTINI & MARAIS (1996: 16f) durchgeführten Mikrosondenuntersuchungen an Fluid-einschlüssen im Calcit verschiedener Höhlensinterkörper erbrachten ebenfalls keinen Befund für hydrothermale Bildungsbedingungen (Ausnahme: Baryt-Kristalle im Temple-of-Doom). Im Falle der Nooitgedag-Höhlen wurde so festgestellt, daß die Calcit ausfällung in den Pools bei Temperaturen von unter 50°C abgelaufen sein muß (IRISH et al. 1991: 68), was einen rein hydrothermalen Ursprung ausschließt. MARTINI & MARAIS (1996: 18) postulieren daher für diese Höhlen eine Vermischung von Thermal- und Grundwässern, obwohl wegen der fehlenden tektonischen Formen im Umkreis von Nooitgedag auch dafür keine Indizien vorliegen. Das sog. Okahandja-Lineament mit den Thermalquellen von Groß-Barmen streicht immerhin mindestens 85 km weiter südlich in West-Ost-Richtung. Zudem wird auch für die Vermischungstheorie das Vorkommen beträchtlicher Mengen an Grundwasser in einem Reliefstockwerk vorausgesetzt, in dem heute allenfalls saisonale Bodenhaftwässer vorkommen und kein Grundwasseranschluß mehr besteht.

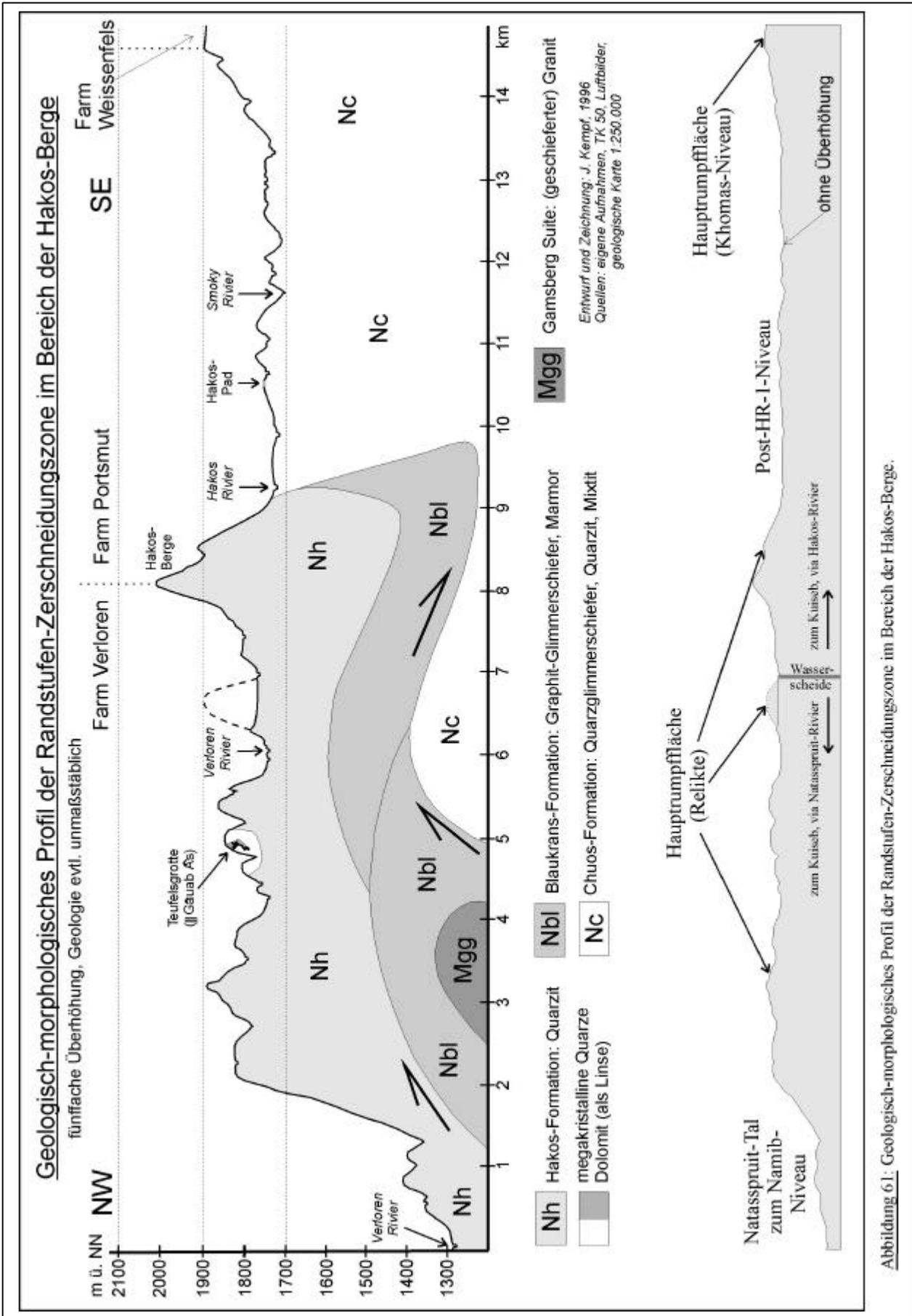
Als viel wahrscheinlicher wird angesehen, daß es sich auch hier, ähnlich wie bei den Höhlen im Karstveld um Paläoformen phreatischer Kavernen aus weit feuchteren Klimaten mit aggressivem Lösungsmilieu handelt, die in Zusammenhang mit Saproлитisierung und der jüngsten Flächenbildungsphase zu sehen sind. Bestätigung für diese Sichtweise findet sich selbst auf der teilweise nur reliktsch erhaltenen Haupttrumpffläche des Hochlands (Khomas-Niveau und Seis-Niveau, Kap. 4.3.2). Diese schneidet zwar fast ausschließlich die carbonatarmen, quarzreichen Schiefer und Quarzite der Kuiseb-Formation und der Basement-Gesteine, doch stehen kleinräumlich auch hier Carbonatgesteine an. Letztere zeigen trotz ihrer lokalräumlichen Begrenzung ebenfalls tiefe Verkarstungs-

formen, wie im Fall der Naos-Höhle (Farm Naos, südliches Khomas-Hochland) in grauem, dolomitischem Marmor, oder im Fall der Höhlen ≠Au-Xûib-!Omi-!Nâ-Âs („Beer in Hand Cave“, BIH-Cave) und des Teufelslochs („||Gâuab-Âs“) auf Farm Verloren. BIH-Cave ist ebenfalls innerhalb einer Marmorlinse (MARAIS et al. 1996: 66f), das Teufelsloch in einem Dolomitband zwischen zwei megakristallinen Quarzausbissen ausgebildet (Abb. 61, S. 285).

Anhand der letztgenannten Karstform, der Teufelsgrotte auf Farm Verloren, wird der Zusammenhang von Saproлитisierung aller Gesteine der Hauptrumpffläche und Verkarstung carbonatischer Serien besonders deutlich. Die Grotte befindet sich in quasi identischer Morphoposition wie die saprolitisierten Schiefer mit ihren Lösungsformen von Foto 1 auf Tafel 9, das nur wenige Kilometer weiter südlich aufgenommen wurde. Die Intensität des Lösungsmilieus wird durch das Faktum belegt, wonach nicht nur die Dolomitlinse angelöst wurde, sondern auch die Quarzgänge. Dies ist u. a. nachgewiesen durch in der Grotte gefundene harte, opalähnliche, schwammig-amorphe Kieselkrusten (MARAIS et al. 1996: 65) und durch vergleichbare Formen auf der Hauptrumpffläche von Hohenheim (Tafel 9, Foto 4).

Auch auf der Rumpffläche des Seeis-Niveaus kann, wo carbonatische Gesteine anstehen, tiefe Verkarstung im Zusammenhang mit der Flächentieferlegung beobachtet werden. So ist z. B. die Arnhem-Grotte in einer Antiklinale von gefalteten Nama-Schwarzkalken und Dolomiten der Zaris-Formation (HEGENBERGER 1993) entwickelt. Die Relikte der spät- bis postproterozoisch aufgebogenen Schichten bilden heute die Rahmenhöhen von intramontanen Becken mit Anschluß an die Fläche (Abb. 62). Sie sind durch eine Reihe von Flächenpässen in mehrere langgestreckte Rücken gegliedert, deren Gipfel meist von Quarziten der Dabis-Formation (Kuibus-Untergruppe) gebildet werden. Da die Dabis-Formation hier nur wenige hundert Meter mächtig ist, werden Hänge und Beckenboden von den überwiegend carbonatischen Gesteinen der Kuibus-Untergruppe (untere Nama) gebildet. In diesen ist das über 4,5 km lange Arnhem-Höhle system entwickelt, dessen Eingang etwa 70-80 m über der Beckenfläche liegt.

Abbildung 61: Geologisch-morphologisches Profil der Randstufen-Zerschneidungszone im Bereich der Hakos-Berge. Auf Farm Verloren gibt es mehrere, sehr wahrscheinlich aus hydrothermalen Lösungen im Zuge der hochmetamorphisierenden Bedingungen während der proterozoischen Hakos-Überschiebung gebildete, megakristalline Quarzlinsen, die in einem Fall ebenfalls grobkristalline Dolomite einschließen. In diesen Dolomiten ist im Niveau der Hauptrumpffläche die Teufelsgrotte als tiefe Karstform entwickelt. Dabei wurden auch silikatische Gesteine (Quarze) angelöst. Die umgebenden Gesteine der Hakos- und Chuos-Formationen sind stark saprolitisch verwittert, so daß selbst die Hakos-Berge von kurzen, altangelegten Rivieren ostwärts gequert werden, obwohl das Gefälle zum Hauptvorfluter (Kuiseb) heute westwärts erheblich steiler ist und keine höheren Gebiete zerschnitten werden müssen. Die Hauptrumpffläche ist wenige Kilometer östlich als Hohenheimer Fläche (Farm Weissenfels) gut erhalten. Sie weist ebenfalls starke Saproлитisierung mit Latosolresten und stark angelösten Quarzen auf.



Das tiefste, weit ausgedehnte Höhlenstockwerk von Arnhem ist als phreatische Bildung der jüngsten Fläche (vermutlich Post-HR-1-Fläche) anzusehen und streicht bei ca. 110 m unter dem Niveau des Höhleneingangs bis unter den Beckenboden aus. Es verfügt rezent über stark schwankenden Grundwasseranschluß in den tiefsten Kavernen, der damit ca. 30 m unter Flächenniveau liegt. Dies wird bestätigt durch die Bohlochdaten beim Farmhaus Arnhem (ca. 2,5 km von der Höhle entfernt), wo der Grundwasserspiegel bei ± 28 m erreicht wird⁵.

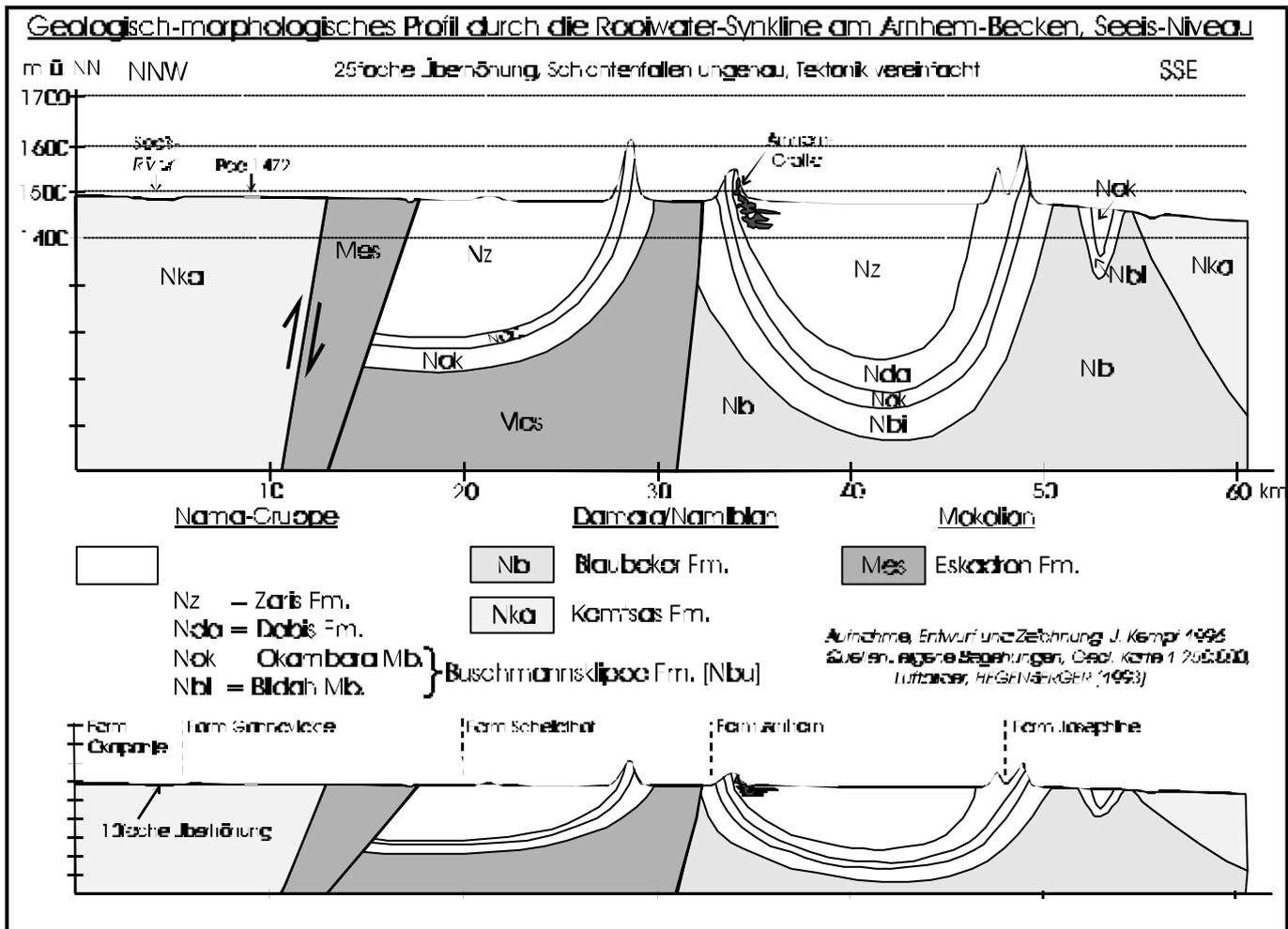


Abbildung 62: Geologisch-morphologisches Profil durch die Rumpffläche des Sees-Niveaus im Bereich des Arnhem-Beckens. Von der jüngsten Fläche werden sowohl die Kraton-Gesteine des Mokolian, als auch die Metasedimentite des Damara-Orogens und die Nama-Sedimente geschnitten. Die etwa 100 m hohen Rahmenhöhen der Beckenstrukturen werden vor allem von den Quarziten der Dabis-Formation geformt, die nach der HR-Bildung lokale Wasserscheiden gebildet haben und im Zuge der jüngsten Tieferlegung (Post-HR-1) selektiv herauspräpariert wurden. Dies deutet an, daß zwischen der jüngsten und der zweitjüngsten Tiefenverwitterungsphase ein Zeitraum mit geringer aktivem Lösungsmilieu und größerer Bedeutung der Petrovarianz lag. Die Arnhem-Höhle zeigt in den oberen Stockwerken eine eher vadose Erscheinungsform und erreicht eine größere laterale Ausdehnung (als Anzeichen phreatischer Lösungsaktivität eines stabilen Grundwasserniveaus) erst in den tieferen Stockwerken, die bis unter das Flächenniveau im Becken reichen. Die Höhlenstockwerke über Flächenniveau sind vollständig trockengefallen. Es sind quasi keine Speleotheme vorhanden. Daher wird angenommen, daß sobald der Rücken als Rahmenhöhe etabliert war, eine edaphische Trockenheit einsetzte. Die vadose Weiterbildung der Höhle ist vermutlich auf eine (einschneidungsbedingte?) Tieferlegung des Vorfluters zwischen den beiden genannten Flächenbildungsphasen zurückzuführen.

⁵ freundl. mündl. Mitt. J. BEKKER, Arnhem 26.05.1996

Die Höhlenstockwerke, die innerhalb der Rahmenhöhe liegen, streichen lateral nicht sehr weit aus, sondern zeigen ähnlich wie die Höhlen von Uisib (s. o.) Formen von in die Tiefe gerichteter Lösungsaktivität (vadose Dynamik). Dabei haben sich quasi keine Sinterkörper (Speleotheme) entwickelt, so daß angenommen werden muß, daß nicht abwärts gerichtetes Bodenwasser einer höher liegenden Landoberfläche für die initiale Kavernenbildung verantwortlich zeichnet, sondern eher lateraler Sickerwasserzstrom (deswegen: edaphische Trockenheit). Auch hydrothermaler Einfluß kann für die erste Bildungsphase nicht ausgeschlossen werden, obwohl dafür bisher keine Indizien entdeckt wurden. Die vadose Dynamik setzte vermutlich im Zuge einer relativen Erniedrigung des Vorflutniveaus ein, die die Rahmenhöhen sukzessive herauspräparierte, nachdem sich im Bereich der Dabis-Quarzitabrisse in einer Phase geringerer chemischer Verwitterungsintensität und stärkerer Geltung der Petrovarianz lokale Wasserscheiden entwickelt hatten.

Für die Etablierung dieser Wasserscheiden bei Absinken des Vorflutniveaus muß eine Einschneidung des Vorfluters angenommen werden, da ja keine gleichmäßige, gesteinsunabhängige Tieferschaltung des Haupttrumpfflächenniveaus erfolgte, sondern Rahmenhöhen ausgeprägt wurden, die an Gesteinsbereiche größerer Verwitterungsresistenz (im nicht-flächenbildenden Milieu) angelehnt waren. Dafür spricht auch die annähernd vergleichbare Höhenlage der Rahmenhöhen, die belegt, daß vor der Etablierung der Wasserscheiden eine durchgängige Rumpffläche bestand, welche sämtliche Gesteine geschnitten hat. Nach der Erniedrigung des Vorflutniveaus kam es zu Wiedereinsetzen der Saprolitierung und Lösungsaktivität, die inzwischen etablierte abflußperiphere Bereiche als Hochgebiete ausnahm, aber sich im Grundwasserniveau und damit im vadosen Bereich der Arnhem-Höhle „tieferlegend“ auswirkte. Erst nach, oder im Zuge der Fossilierung der jüngsten Fläche (als Post-HR-1-Niveau) kam es zur Ausbildung des rein phreatischen, weit unter die Beckenfläche ausstreichenden Teils der Arnhem-Höhle im mehr oder weniger rezenten Grundwasserstockwerk.

Die Öffnung der Kaverne am oberen Mittelhang erfolgte vermutlich erst sehr viel später durch Hangprozesse (Spät-Quartär). ¹⁴C-Datierungen der ältesten Ablagerungen von Fledermaus-Guano in der Arnhem-Höhle ergaben, daß sie erst um ca. 9500 BP von Chiropteren besiedelt wurde⁶ - ein Indiz, daß die Kaverne erst im frühen Holozän offen war.

⁶ freundl. mündl. Mitt. J. BEKKER, Arnhem, 26.05.1996; die Datierungen wurden von der Suid Wes Afrika Karst Navorsing Organisasie (SWAKNO) veranlaßt und dort möglicherweise nur in internen Berichten vorgelegt. Eine entsprechende Publikation konnte nicht aufgefunden werden. MARTINI (1994: 70) erwähnt lediglich einen Guano-Schwelbrand in der Höhle, der auf 1500 BP datiert wurde. Die Ascheablagerungen dieses Brandes konnten während einer Begehung verifiziert werden.

Die Parallelitäten von Arnhem-, Naos- und Teufelsgrotte sowie des Nooitgedag-Systems zu den begangenen und vorgestellten Höhlen im Karstveld sind offensichtlich. Ein Bezug von Höhlenbildung und Rumpfflächengenerationen kann in allen Fällen hergestellt werden, wenn aggressive Lösungsmilieus vorausgesetzt werden. Es ergeben sich anhand dieser Erkenntnisse Ansatzpunkte zur Deutung der Milieusukzession vor Abschluß der letzten Flächenbildungsphase, die in Kap. 7 landschaftsgeschichtlich ausgewertet werden können.

Verwitterung von exponierten Gesteinen

Im Gegensatz zu der festgestellten ausgeprägten chemischen Tiefenverwitterung (Saprolitisierung und Verkarstung) während den Flächenbildungsphasen ist die (sub-) rezente Gesteinsaufbereitung dominant von physikalischen Prozessen geprägt. Dabei konnte im Untersuchungsgebiet der vielfach beschriebene, typisch aride Formenschatz festgestellt werden (vgl. z. B. BESLER 1992: 39-57). Versuche zur Beurteilung der Verwitterungsintensität in der Namib wurden u. a. von BESLER (1972, 1979), GOUDIE (1972), GOUDIE & MIGÓN (1997), GOUDIE et al. (1997) und GOUDIE & PARKER (1998) durchgeführt.

Die überwiegende Mehrzahl der azonalen Inselberge auf der Haupttrumpffläche von Zentral-Namib und Randstufenlücke ist in granitischen Gesteinen ausgebildet. Wie die oben erwähnten großen kre-tazischen Granitinselgebirge zeigen sie die typischen Granitverwitterungsformen wie „Wollsäcke“ bzw. Kernsteine, Tors oder Felsburgen, Druckentlastungsklüfte, Blockbildung, Abschuppung und Abgrusung sowie Ausbildung einer subsequenten Randfurche an mehr oder weniger scharfem Hangknick. Die Granite der Wollsäcke sind dabei in unterschiedlichem Verwitterungszustand. Es wurden während der Feldarbeiten sowohl sehr frische, unverwitterte Granit-Kernsteine gefunden, wie auch stark durchwitterte, teilweise mit dem Hammer spaltbare, isovolumetrisch zersetzte Blöcke. Sind diese, wie teilweise bei Bulls Party oder im Becken vom Ombu im Erongo zu beobachten, mit einer Verwitterungsrinde oder Patina überzogen, so entwickeln sich häufig schildkrötpanzerartige Formen mit Stellen von Napfverwitterung, Abgrusung und Absandung wo die Patina zerstört wurde. BESLER (1979: 104) bezeichnet diese Patina als „Pseudorinden“, die nur in der Wüstensteppe vorkommen. In der südlichen Namib, wo eine hohe äolische Aktivität bei Vorhandensein von ausreichend Schleifsanden zu beobachten ist, kann auch die Ausbildung von Hohlblöcken aus solchen ehemaligen Kernsteinen beobachtet werden.

Weit verbreitet sind auch Alveolen und Tafoni, die, wie zum Beispiel an der Philippsgrotte auf Farm Ameib, Abgröße erreichen können. Diese Hohlformen sind vermutlich nicht als rezent anzusehen,

da sie in vielen Fällen Spuren von Verfüllungen aufweisen. Einige dieser Abri-Verfüllungen wurden im Zusammenhang mit archäologischen Fundstätten stratigraphisch ausgewertet (vgl. Zusammenstellungen bei RICHTER 1991 und VOGELANG 1998), wobei selbst Kalkkrustierungen (in Böden von Granit-Abri) entdeckt wurden (Kap. 5 und Kap. 6.3). Im Flußbett des Omaruru-Mittellaufs unterliegen Tafoni der Aufsandung des Flußbetts und werden fossilisiert (LÜCK 1997a: 71 + 110). Die zeitliche Stellung dieser Hohlformenausbildung ist ungeklärt, dürfte aber überwiegend ins Quartär einzuordnen sein.

In den küstennäheren Regionen trägt Salzsprennung dominant zur mechanischen Aufbereitung bei (GOUDIE et al. 1997, GOUDIE & PARKER 1998). Haline Lockerung von Deckschichten kann auch an exponierten Interflow-Austritten auftreten und muß neben der Insolation als wichtigster rezenter Verwitterungsprozeß angesehen werden. EITEL & BLÜMEL (1997) beschreiben aus Namibia eine der Salzverwitterung prozessual verwandte „calciklastische Verwitterung“ und „calcichemische Verwitterung“, die auf Lösungs- und Rekristallisationsdynamik von Carbonaten beruht. Vor allem die carbonathaltigen Damara-Schiefer, weniger die granitoiden Gesteine sollen nach EITEL & BLÜMEL (1997: 259) von diesem Verwitterungstyp betroffen sein, bei dem gelöstes Calciumcarbonat deszendiert infiltrieren und in feinsten Poren auskristallisieren soll.

Im granitischen Material erfolgt die Bereitstellung von grusigem Substrat vermutlich ebenso wie die Kersprünge durch Insolation und unterschiedlich schnelle Erwärmung bzw. Abkühlung der Granitminerale. Das so gelockerte Abgrusungsprodukt, in der Regel überwiegend aus Feldspäten, wird bei Niederschlagsereignissen von der Felsoberfläche abgespült und sammelt sich in Hohlformen, den oben erwähnten Gnammas oder den Randsenken der Inselberge. Dort erfolgt physikalische Zerlegung oder weiterer Zersatz infolge zumindest zeitweise erhöhter ökologischer Feuchte. Es treten an diesen Sonderstandorten, wie erläutert, auch Lösungsprozesse im vorbelasteten Saprolit auf.

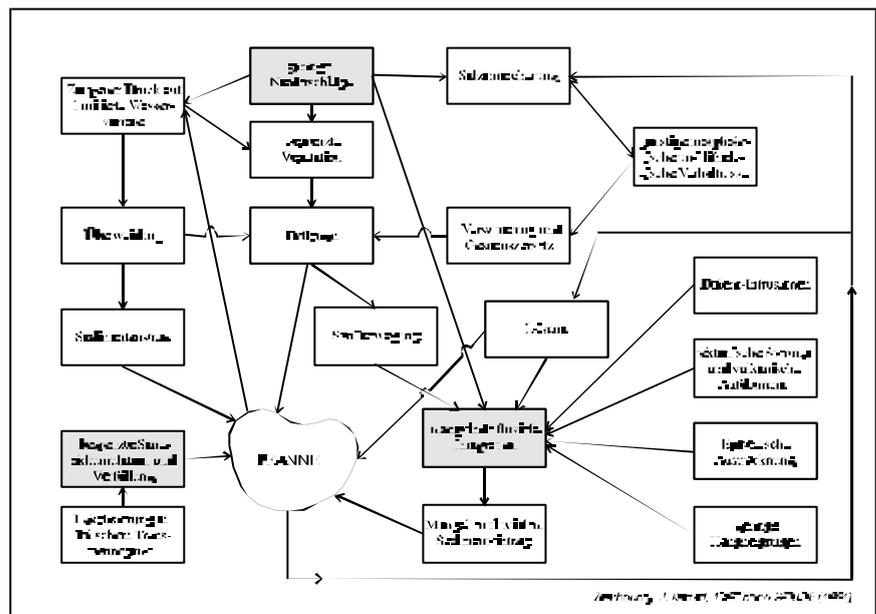
Die jüngere bis rezente chemische Verwitterung an den Granitinselbergen im Namib-Bereich ist überwiegend auf die oben erwähnte Rinden- oder Pseudorindenbildung beschränkt. Diese ist meist als dünne, durchgängig schwartenartige oder polygonal gemusterte, rötlichbraune bis bräunliche Mineralrinde ausgeprägt, die sich vielfach wieder in Auflösung befindet. GOUDIE und MIGÓN (1997: 440) sehen in diesen Rinden das Relikt einer wahrscheinlich feuchteren Phase.

4.2.1.8 Pfannenbecken - Endpfannen, Otunahi, Kalkkrusten-Mbuga

Im Untersuchungsgebiet kommen gelegentlich abflußlose trockene Hohlformen, sog. Pfannen oder „Vleys“ vor, die nur bei höheren Niederschlagsereignissen im Einzugsgebiet Wasser führen und dann ephemere Seen bilden. Sie gehören eigentlich zum fluvialen Relief von Trockengebieten (Kap. 4.2.2), sind jedoch in einigen Fällen an Morphopositionen im Rumpfflächenrelief gebunden. Zudem spielt äolischer Materialtransport anscheinend häufig eine wichtige Rolle bei ihrer Genese. Zur Pfannenentstehung trägt eine Reihe von Prozessen bei, die im Einzelfall unterschiedlich gewichtet werden müssen. Außerdem können sie teilweise als inaktive Paläoformen, teilweise als rezente Bildungen angesehen werden. Es erscheint daher zweckmäßig, die ephemeren Seen oder Depressionen gemäß ihrer vorherrschenden Determinanten in verschiedene Kategorien zu gliedern.

Die Literatur zu den Pfannen des südlichen Afrika ist sehr umfangreich - mit HARMSE et al. (1990) liegt eine jüngere Bibliographie vor. GOUDIE & THOMAS (1985), SHAW (1988) und GOUDIE (1991) fassen den Stand der Forschung zusammen und präsentieren ein genetisches Modell (Abb. 63):

Abbildung 63: Modell der Pfannenentwicklung nach GOUDIE (1991: 234) in Anlehnung an GOUDIE & THOMAS (1985: 16). Grau unterlegte Kästen bezeichnen Faktoren als Vorbedingungen für die Ausbildung von Pfannen. Als günstige Gesteinsbasis werden Kalahari-Sedimente und Tonsteine der Karroo gesehen. Sedimentaustrag erfolgt überwiegend äolisch, aber auch durch zoogene Aktivität.



Dabei wird allerdings im Bezug auf Namibia fast ausschließlich auf die Formen innerhalb der Kalahari-Akkordanzfläche (Deckelkalkkruste oder sandige Sedimente) eingegangen, wo abflußlose Depressionen ausschließlich in Lockermaterial oder Calcrete der Kalahari-Sedimente ausgebildet sind. Auch die gängigen Erklärungen zur Genese der Pfannen, die äolische Materialabfuhr in den Mittelpunkt stellen, sind daher vorwiegend für solche Pfannen geeignet. Sie werden deshalb in der Literatur meist als rezente, periodisch oder episodisch überflutete Deflationshohlformen angesehen (ROGERS 1934: 11, WAYLAND 1953, LANCASTER 1978, 1986, 1989, GOUDIE & THOMAS 1985, SHAW 1988, GOUDIE 1991).

Als Indiz für die dominant äolische Entstehung werden vor allem die leeseitigen Pfannenranddünen („Lunette-Dünen“) angeführt. Solche Lunette-Dünen existieren aber fast nur an sog. Sandpfannen und einem Teil der Kalkpfannen der inneren Kalahari. Bereits am westlichen Kalahari-Rand, dem Vorsandveld, sind solche Sandakkumulationen selten. Bei Pfannen auf Rumpfflächen, die Hohlformen im Festgestein (nicht Calcrete) bilden, fehlen sie oft völlig.

Die Unterschiede von Pfannen der Haupttrumpffläche zu solchen des Sandvelds wurden bereits von MICHAELSEN (1910a) festgestellt, der erkannte, daß es sich bei ersteren um Formen innerhalb einer primären Hohlform handelt, welche erst durch nachfolgende Prozesse modifiziert wurde. Dies widersprach der von PASSARGE (1904: 307ff+658ff) in Anlehnung an PECHUEL-LOESCHE (1886) und ALISON (1899) im Sandveld aufgestellten Hypothese, wonach die Pfannen sekundäre Hohlformen seien, die vorwiegend durch zoogene Erosion und Windwirkung aus der geschlossenen Kalkfläche herausgearbeitet wurden. Da die Vertreter beider Hypothesen das Untersuchungsgebiet des jeweils anderen kaum aus eigener Anschauung kannten (MICHAELSEN 1910b: 378), blieb der Streit über die Pfannengenesse ungeklärt (PASSARGE 1910, 1911, MICHAELSEN 1910b). Der Theorie PASSARGEs (1904, 1910, 1911, 1943) wird ein hoher Einfluß auf die Entwicklung der modernen Pfannenmodelle zugesprochen (GOUDIE 1991), obwohl bereits JAEGER (1939) auf unterschiedliche Bildungsmöglichkeiten von Pfannen auf Festgesteinen und Kalahari-Pfannen hinwies. JAEGER (1939: 75f), der eine Vielzahl der namibischen Pfannen untersuchte, unterschied zwischen „Pfannenbecken“ (prädisponierte Hohlform), „Pfannenfüllung“ (bei Kalkpfannen meist carbonatische Seenablagerungen mit Schilfröhren und Diatomiten, ansonsten auch Bodensedimente) sowie „Pfannenloch“ (steilwandige Hohlform innerhalb der Füllung) und bestätigte damit die Beobachtungen von MICHAELSEN (1910a). Die Pfannenbecken sind stets in einer großräumigen „Geländemulde“ (JAEGER 1939: 76) angelegt, also z. B. einem innerhalb einer ehemaligen Spülmulde verlaufenden Rivier oder einem Becken. Dies konnte während der eigenen Begehungen bestätigt werden. Weder für die Entstehung der „Mulde“, noch für die des Pfannenbeckens kann aber eine dominant äolische Bildung zwingend angenommen werden. Deshalb werden diese Formen hier dem Flächenrelief zugeordnet.

Die Geländemulden mit dem Pfannenbecken können in unterschiedlichsten Gesteinen ausgebildet sein (im Gegensatz zu GOUDIE & THOMAS 1985 oder SHAW 1988, die fast ausschließlich Kalahari-Calcrete bzw. -Kalksandsteine oder Karoo-Tonschiefer vorsehen).

Nr.	Pfanne	Lokalität	Koordinaten	Flächenniveau	Gestein	Kurzbeschreibung
1	Orzakvlei	Farm Isabis	16°30'03"E 23°21'11"S	HR: Khomas-Niveau	Gamsberg-Granit (geschiefert)	toniges, rotes Bodensediment über Calcrete - teilweise Pfannengley
2	Barnardespan	Farm Barnardespan	16°43'40"E 23°28'25"S	Post-HR-1: Rehobother Niv.	Quarzit und Paragneise	
3	Naus Pan	Farm Naus	16°38'07"E 23°29'49"S	Post-HR-1: Rehobother Niv.	quarzhaltige Schiefer, Quarzit	
4	Lorraine Pan	Farm Lorraine	18°14'16"E 22°51'48"S	HR; Post-HR-1: Seeis-Niveau	Kamtsas-Quarzit	toniges, graues, kalkhaltiges Bodensediment über Calcrete; geringe Vertisolbildung; Grasbedeckung
5	Langvlei	Farm Lacockshoop	18°07'03"E 22°48'11"S	HR; Post-HR-1: Seeis-Niveau	Kuibis-Schwarzkalke u. Calcrete	stark carbonathaltige Pfannenfüllung
6	Arnhem Pan	Farm Arnhem	18°05'52"E 22°42'02"S	HR; Post-HR-1: Seeis-Niveau	Kuibis-Schwarzkalke	
7	Schwabenhof-Pfanne	Farm Schwabenhof	17°07'15"E 21°31'10"S	HR: Omatako-Niveau	Damara-Schiefer	Tonpfannen auf Hauptwasserscheiden (hoher Pelosolanteil)
8	Heuwel Pan	Farm Heuwelsrus	16°37'16"E 21°21'22"S	HR: Omatako-Niveau	Omingonde-Tonsteine	
9	Koppie Alleen Pan	Farm Koppie Alleen	16°37'18"E 21°22'49"S	HR: Omatako-Niveau	Omingonde-Tonsteine	
10	Springbok Pan	Farm Springbokvlakte	16°39'37"E 21°32'18"S	HR: Omatako-Niveau	Omingonde-Tonsteine	große Lösungsdelle mit kalkverbackenem Granitgrus und Bodensedimenten
11	Okahupa Pan	Farm Okahupa	16°15'43"E 21°25'03"S	HR: Erindi-Fläche	Salem-Granit	
12	Groot Erindi Pan	Farm Erindi	16°16'25"E 21°26'30"S	HR: Erindi-Fläche	Salem-Granit	Tonpfanne (s. 8-10)
13	Retreat Pfanne	Farm Retreat	16°36'47"E 21°27'57"S	HR: Omatako-Niveau	Omingonde-Tonsteine	
14	Ongombeana-vita-Pfanne	Farm Ongombeanavita	16°39'05"E 21°35'33"S	HR: Omatako-Niveau	Salem-Granit	Lösungsdellen auf Wasserscheiden, Füllung meist hart verbackener Grus in toniger Matrix, blockig zerlegt; mit hydromorphen Erscheinungen
15	Okombahe-Pfanne	Farm Okombahe	16°41'20"E 21°48'26"S	HR: Omatako-Niveau	Salem-Granit	
16	Okarumateru-Pfanne	Farm Okarumateru	16°36'57"E 21°37'47"S	HR: Omatako-Niveau	Salem-Granit	
17	Hartwigs Pfanne	Farm Okongue	15°52'01"E 21°05'39"S	HR: Omaruru-Niveau	ordovizischer grober Granit	Karsthohlform (s. 21 u. 22)
18	Karidabis - Pfanne	Farm Karidabis	16°49'25"E 19°54'58"S	HR: Otavi-Niveau	Huab-Paragneise und Calcrete	
19	Aiams -Pfanne	Farm Aiams	17°00'38"E 19°43'15"S	HR: Otavi-Niveau	Abenab-Dolomit u. Calcrete	Kalkpfannen mit Röhrenkalktuff und Sinterkalk
20	Aimeb-Pfanne	Farm Aimeb	15°54'18"E 19°52'02"S	HR: Kamanjab-Niveau	Huab-Paragneise	
21	Gauguas - Pfanne	Farm Nosib	17°53'29"E 19°28'58"S	Post-HR-1: Ghaub-Becken	Elandshoek-Dolomit	Tonreiche Pfannen in Karsthohlformen (Wannen, Großdolenen)
22	Hoais -Pfanne	Farm Hoais	17°16'25"E 19°11'38"S	HR: Tsumeb-Niveau	Elandshoek-Dolomit	
23	Koikerib Pan	Farm Keibeb	18°20'00"E 19°00'10"S	HR: Tsumeb-Niveau	Abenab-Dolomit u. Calcrete	Kalkpfanne

Tabelle 19: Liste von ausgewählten Pfannen nicht-äolischer Entstehung auf unterschiedlichen Gesteinen der Haupttrumpffläche und der Post-HR-1-Fläche. Keine der Lokalitäten weist Lunette-Dünen oder einen erkennbar äolischen Formenschatz auf. Pfannenfüllungen bestehen aus Bank-Calcrete mit Wurzelröhren, aufgekaltem Alluvium, vertisolartigem, dunkelgrauem Feinkolluvium oder kalkarmem altem Bodensediment. Sämtliche Formen sind innerhalb prä-existenter Hohlformen angelegt, zumeist in alten Spülmuldenstrukturen oder Lösungswannen auf den Hauptwasserscheiden, teilweise auch in lösungsbedingten Versturzdepressionen (z. B. Karidabis, Gauguas, Hoais).

Während der Feldaufnahmen wurden mehrere, teilweise vorher auf den Satellitenbildern ausgemachten (Kap. 2.2.2.2, S. 12f) Pfannen der unterschiedlichen Rumpfflächenniveaus und des Sandvelds begangen. Dabei war eine gesteinsunabhängige Anlage der Pfannenbecken festzustellen. (vgl. Tab. 19, vorige Seite). Sie existieren sowohl in (1) archaischen Kratongesteinen, (2) allen Arten von Damara-Metamorphiten (Schiefern, Marmoren, Quarziten), sowie (3) deren Sedimentiten, als auch (4) in syn- und post-Damara-Intrusiva (Granitoiden). Dies läßt darauf schließen, daß zumindest die Anlage der Pfannenbecken auf den Rumpfflächen gesteinsunabhängig, also in flächenbildendem Tiefenverwitterungsmilieu erfolgte.

Zusätzlich sind in manchen Fällen endogene Prozesse für die Ausbildung von großräumigen Geländedepressionen anzunehmen, z. B. Senkungs- und Hebungsprozesse oder Störungen. Insbesondere auf den Rumpfflächen des Karstvelds nördlich und südlich des Otavi-Berglands sind Pfannen zusätzlich in Karsthohlformen, v.a. Karstwannen und großen Dolinen entwickelt (z. B. Gauguas, Karidabis und Hoais; Nr. 18, 21 u. 22 in Tab. 19). Das ausgedehnte Pfannensystem von Berseba-Gamanas im südlichen Zentral-Namibia (südlich des Untersuchungsgebiets) ist zumindest teilweise angelegt an eine tektonische Störung mit Geländestufen (s. u., vgl. auch WALLMÜLLER-HOCH 1995: 9 unpubl. und KRAPF 1996: 59 unpubl.).

Für die Pfannenentstehung auf Rumpfflächen muß deshalb die Primärdepression in Form des Pfannenbeckens (oder die „Geländemulde“ nach JAEGER 1939: 76) als wichtige Vorbedingung angenommen werden. Sie sind als Lösungswannen oder Becken dem Formenschatz von Rumpfflächen zuzuordnen und werden deshalb im Arbeitsmodell (Abb. 36, S. 94) in ein Milieu mit relativ hoher Ökosystemstabilität und geringer naturräumlicher Variabilität klassifiziert (Bodenbildung durch Tiefenverwitterung und mäßiger Transport feiner Korngrößen). Für solche Pfannen scheidet Deflation von verwittertem Festgestein als genetischer Faktor aus. Deflation kann allenfalls an bereits ausgebildeten Pfannenbecken wirken. Deshalb wird es als bedeutsam angesehen, die Pfannen auf Rumpfflächen nach dem Typ ihrer Füllung zu untersuchen (vgl. auch BRUNO 1985, VERHAGEN 1990). Die Betrachtung der Typen von Pfannenfüllungen unterstützt dabei die Hypothese der Nicht-Deflation. Folgende Typen werden in Tab. 19 genannt¹:

1. Pelosoil-Tonpfannen (Nr. 8, 9, 10, 13): Dieser Typus ist entwickelt auf pelitischen Ausgangsgesteinen, wie Tonsteinen und Tonschiefern (häufig in der oberen Nama und der Omingonde-Formation). Charakteristische Pfannenfüllungen sind daher rötlichgraue bis blaßrosa- oder ocker-

¹ oft sind Pfannen nicht vollständig und eindeutig einem bestimmten Typus zuordenbar; Misch- und Übergangsformen von Pfannenfüllungen existieren.

farbene Pelosolsedimente mit postgenetischen hydromorphen Veränderungen. Da diese Pfannen häufig in Depressionen auf Wasserscheiden liegen, ist das Einzugsgebiet relativ begrenzt. Die randlichen Gebiete mit stärkerem Materialeintrag weisen tonige Depositionskrusten auf, die auch organische Streu einschließen. Stellenweise kommt es zur Ausbildung von Schaumbodenstrukturen. Dort wo episodische Zuläufe einmünden, sind Mesoschwemmfächer mit Strukturkrusten ausgebildet, was zu einer gewissen Korngrößensortierung innerhalb der Pfanne führt (feinste Tone im Hangenden des distalen Schwemmfächers, also näher am Pfannenzentrum).

Seltener überflutete Bereiche (oft das Pfannenzentrum) liegen vielfach höher als die Pfannenränder und sind hart mit kohärenten bis blättrigen, bis Dezimeter mächtigen, quasi reinen Tondecken überzogen, die in grobe, tiefklüftige Trockenrißpolygone zergliedert sind. Die Basis der bis über 30 cm tiefen und 5 cm breiten Schrumpfungsrisse ist meist über einige Zentimeter, selten jedoch bis zur Oberfläche mit tonig-schluffigem Lockermaterial und Detritus verfüllt. Im Liegenden können noduläre Kalkverkrustungen vorkommen.

Oberflächlich ist keine äolische Dynamik erkennbar. Das liegende Ausgangsgestein oder Regolith-Calcrete ist an keiner Stelle aufgeschlossen (nur an Pfannenrändern). Die Winderodierbarkeit dieser Pfannenfüllungen muß ohne zoogenen Einfluß wegen der hohen Kohärenz als extrem gering angesehen werden. Sie ist, eigenen Ausblasversuchen zufolge, vermutlich weit geringer als diejenige der autochthonen Pelosole im Einzugsgebiet trotz deren mehr oder weniger dichten Vegetationsbedeckung. Eine gesteigerte äolische Aktivität müßte lokal die Pfannenböden eher als Hochbereiche herauspräparieren. Dies ist nicht der Fall. Unter gegenwärtigen Bedingungen findet hier keine Pfannenweiterbildung durch Deflation statt. Es scheint kein negativer Sedimenthaushalt vorzuliegen, sondern zumindest ein ausgeglichener In- und Output. Einige Pfannen erwecken eher den Eindruck, als würden sie rezent durch Sedimenteintrag verfüllt.

Diesem Typus sind die meisten Pfannen der Omatako-Fläche zwischen Ombotozu und Etjo-Waterberg zuzurechnen, teilweise auch das sog. Pannetjiesveld ca. 10 km südlich von Okakarara (dort allerdings häufig Mischformen mit starker Kalkverkrustung) und außerdem zumindest Teile des Gamanas-Komplexes (z. B. Berseba Pan).

2. Latosol-Tonpfannen (Nr. 1, 2, 3): Insbesondere dort, wo sich Relikte der alten Latosoldecke (s. Kap. 4.2.1.7) in Wasserscheidenregionen erhalten haben, enthalten Pfannen hydromorph modifizierte Sedimente von roten, tonreichen und kalkarmen Substraten. Abb. 64 zeigt einen schema-

tischen Schnitt durch eine solche Depression (*locus typicus*: 16°43'40"E, 23°28'25"S, Barnardespan; Nr. 2 in Tab. 19; Profil KH57 im Anhang).

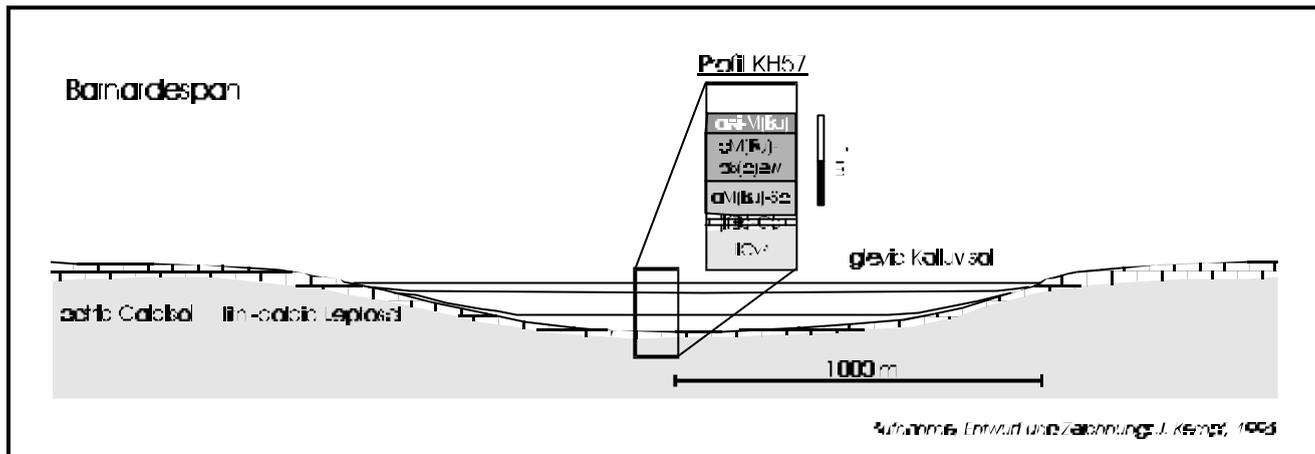


Abbildung 64: Schnitt durch die Latosol-Tonpfanne von Barnardespan. Die Kalkkruste zieht unter der Pfannenfüllung hindurch. Das Bodenprofil KH57 zeigt eine Form des Pfannengley über Regolith-Calcrete und Saprolit.

Die weitgehend vegetationslose Pfannenoberfläche weist in großen Bereichen Trockenriß-Polygone von geringer Tiefe auf. Pfannenfüllungen zeigen ab ca. 20 cm Tiefe stellenweise häufige Bleichflecken und Bereiche mit bräunlichen Eisenverbackungen von 1-2 cm Durchmesser. Der Pfannenboden unter der Sedimentauflage ist von nodulärem Calcrete bedeckt, das zum Liegeden hin nach wenigen Zentimetern bankartig wird und nicht mehr bohrbar ist (Abb. 64).

Auch hier konnten keine Anzeichen von erhöhter äolischer Aktivität festgestellt werden. Ähnlich wie bei den Pelosol-Tonpfannen, ist die Oberfläche bei Trockenheit quasi nicht ausblasbar. Profil KH57 (im Anhang) zeigt im hangenden Horizont sogar einen erhöhten Anteil der äolisch leicht transportablen Fein- und Mittelsandfraktionen, was darauf hindeutet, daß bei stehendem Wasser in der Pfanne äolisches Material zugeführt wird und bei Austrocknung in die jeweilige Depositionskruste eingebacken wird. Bei angenommener Dominanz von äolischer Abfuhr im Rahmen einer Pfannenbodentieferlegung, wäre eher eine Verarmung an leicht ausblasbarem, nichtkohärentem Material zu erwarten, anstatt der festgestellten Anreicherung. Auch dieser Typus zeigt rezent im Untersuchungsgebiet eher einen ausgeglichenen bis positiven Sedimenthaushalt als einen nach den gängigen Modellen zur Pfannenentwicklung (s. o.) postulierten negativen. Der von SCHOLZ (1963: 73+ 169) untersuchte Boden der Naus-Pfanne (Nr. 3 in Tab. 19) ist sehr ähnlich aufgebaut und weist an der Oberfläche ebenfalls keine Anzeichen von äolisch bedingter Verarmung des Korngrößenspektrums auf.

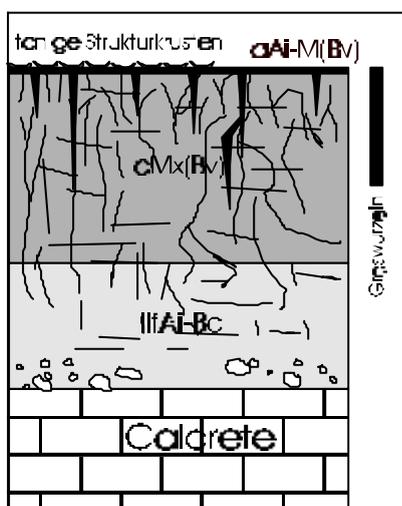
3. Mbuga-Graspfannen (Nr. 4, 5, 6, 21, 22, 23; teilw. Nr. 18, 19 u. 20): Sehr weit verbreiteter Typus mit Pfannenfüllung aus dem Feinbodensediment jüngerer Böden (Nicht-Latosole), sehr häufig über gebanktem Calcrete. Das eingeschwemmte graue bis schwarzgraue, seltener graubraune oder gelblichgraue Bodensediment ist meist ton- und schluffreich, carbonathaltig und mit Natrium angereichert. Bei Trockenheit ist es hart verbacken und zeigt oberflächliche engmaschige Trockenrißpolygone (Gilgai). Nach Durchfeuchtung erfolgt rascher Kolloidzerfall zu einer tiefen, schleimartigen, amorphen Masse, dem sog. „Durchschlag“. Infolge einer stellenweise intensiven Quellungs- und Schrumpfdynamik bilden sich insbesondere nahe der Durchfeuchtungsgrenze bei Austrocknung Scherflächen (*slickensides*). Dünne Sedimentschleier, die fluvial oder äolisch eingebracht wurden, zeigen Ansätze von Würgestrukturen - Anzeichen für selbstmulchende Dynamik (Pedoturbation, Hydroturbation, Vertisolbildung). Mit diesen Eigenschaften gleichen solche Substrate den Rivieralluvionen in Rumpfflächen-Spülmulden und den Unterhangkolluvien von Hochflächen (vgl. KEMPF 1994: 116ff).

Sie wurden während den Feldarbeiten an zahlreichen Stellen aufgenommen und als Kolluvial-Alluvialsedimente (verti-cambic Kolluvisol, vertic Cambisol) in den Grundzügen bereits bei KEMPF (1993 unpubl., 1994: 116ff) und (als Regosols) bei BERTRAM & BROMAN (1999: 25ff) beschrieben. Wichtige Charakteristiken sind neben den selbstmulchenden Eigenschaften v. a. die Aufkonzentration freier Kationen (insbesondere Natrium) im Vergleich zum Ursprungstopos des Materials, Tonverlagerung im unreifen Stadium oder bei hohem Sandgehalt sowie ausgeprägte Hydromorphie in wasserstauenden Positionen. Vergleichbare Böden wurden schon von GANSEN (1963: 54ff) als „graue Böden schwerer Textur“ und von SCHOLZ (1963: 68f; 1968d: 216) als „dunkle, meist grauschwarze Böden der Depressionen mit Kalkkrusten“ erwähnt.

BEUGLER-BELL et al. (1993: 13f, unpubl.) und BEUGLER-BELL (1994: 77) bezeichnen ähnliche Substrate in Depressionen auf der durch Calcrete versiegelten Etoscha-Abdachungsfläche in Anlehnung an MÜCKENHAUSEN (1985: 499) als „Para-Vertisols“, da sie die FAO-Kriterien für Vertisols (z. B. Tongehalt > 30%) überwiegend nicht erfüllen (FAO 1988: 41). Die Winderodierbarkeit solcher Substrate muß als sehr gering angesehen werden, zumal diese in den obersten 20 cm der Profile meist sehr gut durchwurzelt und (ohne Beweidung) ganzjährig von Vegetation bedeckt sind. Ihre Textur ist meist ein sandiger bis tonig-schluffiger Lehm. LYLES (1977: 882) gibt für Böden solcher Textur die niedrigste Winderodierbarkeit an. Aufgrund der saisonalen Durchfeuchtung und des dadurch erhöhten Wasserangebots, muß von einer im Vergleich zum

Kalkkrusten-Umland erhöhten Verwitterungsintensität in den Depressionen ausgegangen werden. Dennoch scheint der Anteil an autochthonem Substrat nicht besonders hoch (Abb. 65). Ein Großteil der Pfannenböden ist wahrscheinlich von den ehemaligen Spülscheiden eingeschwemmt worden.

Insgesamt gleichen sie stark den trockeneren Formen der ost- und südostafrikanischen Mbuga-Böden¹. NYAMAPPENE (1991: 49ff+112) beschreibt Vertisole mit sehr ähnlicher Struktur und Komposition als „Chisumbanje 3B.2“-Serie (Pelli-eutric Vertisols; Typic Pelluderts oder Torrets, Vertic Haplaquepts) aus der Gruppe der „Calcimorphic Soils“. Das südafrikanische Klassifikationssystem sieht „Rensburg-“ (vergleyt) und „Arcadia-Formen“ (nicht vergleyt) für alle Bodentypen mit vertic Horizont vor (MACVICAR et al. 1977: 44ff, 1991: 62ff). Für stark vergleyte, schwach ausgeprägte, sandigere Vertisolsubstrate ist keine Detaileinstufung möglich. Als Typlokalitäten in Zentral-Namibia gelten das von SCHOLZ (1968d: 216) beschriebene Profil auf Farm Kampingama (*locus typicus* 18°10'28"E, 21°51'48"S, Abb. 65, Tab. 20), Profil GP1 nach KEMPF (1993 unpubl., 1994: 108f) bei der Hererosiedlung Groot Huis (*locus typicus* 18°43'40"E, 19°21'30"S, Profil OC10 im Anhang) und Profil NH48 (im Anhang).



Tiefe [cm]	Farbe	Tonminerale	CaCO ₃ -Gehalt, pH-Wert
0-1	5Y 3/2		
1-20	5Y 3/1	Palygorskit, Illit, Halosyt, Hydroglimmer	3,7 % pH (KCl) 6,5 pH (H ₂ O) 7,9
20-33	5Y 7/2		5,6 % pH (KCl) 7,2 pH (H ₂ O) 8,0
> 33			38,2 % pH (KCl) 7,8 pH (H ₂ O) 8,3

Abbildung 65: Pfannenboden von Kampingama, erweitert nach SCHOLZ (1968d: 216)

¹ **Mbuga:** Kiswahili für „saisonal wasserbedeckte Grasebene“. Andere Bezeichnungen sind „Fadama“ (Haussa), „Boli“ (Sierra Leone), „Dambo“ (Zambia, Zimbabwe, Moçambique, Malawi) oder „Basfonds“ (frankophones Westafrika). Sie werden i. d. R. auf breite Längsformen angewandt, seltener auf eher rundliche Pfannen. Ähnlich wie in Zentral-Namibia sind sie aber vorwiegend auf Rumpfflächen in abflußperipheren Lagen nahe der Wasserscheiden vergesellschaftet. Obwohl vom Formenschatz her bei zumindest den längsgestreckten Formen am Kopf von Spülmuldentälern eine starke Ähnlichkeit zu den u. a. bei ACKERMANN (1936), MÄCKEL (1974, 1985) oder BOAST (1990) beschriebenen Dambos besteht, wird hier der Dambo-Begriff nicht angewandt, da es sich um einen etablierten und vergleichsweise fest definierten Terminus handelt. Nach GIARDINO & MÄCKEL (1985: 198) sind Dambos durch einen Wechsel von Einschneidung und fluvialer Auffüllung der Drainagelinien im Anschluß an die letzte Flächenbildungsphase entstanden. Da es sich bei den hier beschriebenen Formen aber meistens um Formen handelt, die keinen oder nur sehr sporadischen Abfluß haben, kam es vermutlich nie zu nennenswerter Zerschneidung (s. S. 305f).

Horizont	org. Mat.	C/N	T	fU	mU	gU	fS	mS+gS	S-Wert
aMx(Bv)	4,0 %	11,8	17,1	14,3	13,9	13,6	23,2	17,9	20,7
IIfAi-Bc	2,1 %	9,7	29,0	12,0	11,8	12,0	18,3	16,9	19,2
IICc									13,9

Tabelle 20: Analysedaten des Pfannenbodens von Kampingama nach SCHOLZ (1968d: 216) aus Abb. 65. Der liegende Ai-Bc-Horizont besteht aus verwittertem Kalkkrustenmaterial und ist deutlich alkalisch (Abb. 65), während das hangende, an organischem Material vergleichsweise reiche Kolluvium schwach sauer reagiert. Der Carbonatgehalt nimmt zum Liegenden hin zu bis zur reinen Kalkkruste. Die Lokalität liegt im Kontaktbereich zwischen vollkommen eingerumpften Marmoren der Swakop-Gruppe und Schiefern der Kuiseb-Formation, auf der benachbarten Farm Talana kommt ein Inselberg aus Serpentin vor.

BUCH (1989, unpubl.; 1993 unpubl.) hat eine Reihe von vergleichbaren Profilen im Etoscha-Nationalpark aufgenommen. RUST (1985: 205) bezeichnet den zugehörigen Landschaftstypus als „schwarzes Kleinpflanzenfeld“. Die Tonmineralausstattung von Kampingama (Abb. 65) scheint dabei nicht unbedingt repräsentativ für den Bodentyp im ganzen Untersuchungsraum zu sein, denn in vergleichbaren Substraten schwach saurer Pfannenfüllungen können auch quellfähige Smekтите (Montmorillonit) dominieren (vgl. SCHOLZ 1963: 68+Tab. 10; OTT 1994, unpubl., lag nicht vor; HEINE 1995: 58). Sowohl der Anteil an autochthonem, in vielen Fällen carbonatarmem Verwitterungssubstrat, wie auch der Alluvialanteil und die Grasbedeckung können als sichere Indizien gegen die Interpretation der Mbuga-Graspflanzen als (rezente) Deflationshohlformen und für die Interpretation der Formen als flächenbezogene, prä-existente Lösungsdepressionen gelten. Bei zunehmendem Gefälle gehen die Mbuga-Graspflanzen in längliche Formen (Spülscheidenalluvionen) über und bilden ein echtes Mbuga-System (s. 6.).

4. Kalkpfannen (Nr. 7, 19, 20, 23; teilweise auch Nr. 11, 12, 14-17, 18): Pfannentyp mit einem hohen Anteil an stark kalkverbackenen Füllungen (Carbonatgehalt oft über 90 %). JAEGER (1939: 41ff) listet 132 von ihm begangene und untersuchte Kalkpfannen auf, die zum größten Teil auf der Haupttrumpffläche des zentralnamibischen Hochlandsscheitels (Omatoko-Fläche, Karstveld, Vorsandveld, Erindi¹-Fläche, Seeis-Fläche) liegen. In den meisten Fällen ist die Pfannenfüllung als lakustrines Sediment anzusprechen, da sie röhrenförmige Stengel und Wurzeln von Wasserpflanzen, Molluskenschalen, und Süßwasserdiatomite enthält. Die Sedimentfazies zeigt häufig eine

¹ Erindi: Otjiherero für „zeitweise gefüllte Wasserpfanne“. Als Erindi-Fläche wird die Rumpffläche östlich des Erongo bis zum Hochlandsscheitel zwischen Mount Etjo und Okazize mit dem Erindi-Farmblock bezeichnet (Abb. 46, S. 196). Sie wird von Khan- und Omaruru-System drainiert. Pfannen, welche eine Quelle aufweisen, werden Ovikango (Sing. Otjikango) genannt (freundl. mündl. Mitt. A. Eichhoff, Otjomasso, 25.07.1994). Ortsnamen, wie „Erindi-Ura“ (ca. 30 km östlich des Waterbergs), die „stets volle Pfanne“, deuten darauf hin, daß noch in historischer Zeit permanente oder zumindest semi-permanente Seen vorkamen. Dies wird bestätigt durch die Angaben einiger früher Reisender. So beschreiben HAHN & RATH (1859: 299) die Fläche nördlich des Waterbergs bis zur Etoscha-Region als sehr wasserreich (s. Kasten S. 303).

Wechselagerung von Kalktuffen oder Kalkmergeln mit organischen Mudden, die vermutlich in länger dauernden Feuchtphasen abgelagert wurden, da sich in den abflußperipheren Gebieten nur wenige gut angepaßte Organismen in saisonal trockenen ephemeren Seen halten können. In den begangenen Rumpfflächen-Kalkpfannen, die nicht über permanente Quellen verfügen, entstehen anscheinend unter rezenten Klima- und Milieubedingungen keine derartigen Sedimente, also weder biogene Mudden, noch Röhrenkalktuffe. Die episodische Überflutung im Rahmen der Regenschändendynamik führt rezent den Kalkpfannen Bodensedimente zu, die denen der Pfannentypen 1-3 ähnlich sind (z. B. Ovikokorero-Pfanne, Abb. 66). Einige Kalkpfannen weisen bereits eine relativ geschlossene, flächenhafte Überdeckung mit solchen Alluvionen auf (z. B. Hoais).

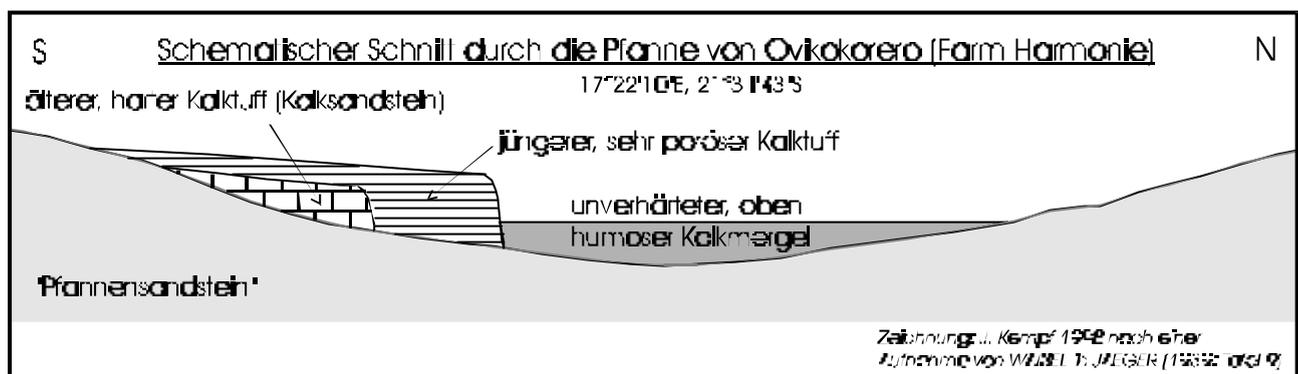


Abbildung 66: Schematischer Schnitt durch die Kalkpfanne von Ovikokorero auf Farm Harmonie nach WAIBEL in JAEGER (1939: Tafel 9). Sie bildet eine mehrere Hektar große Pfanne innerhalb einer sehr flachen Spülmulde nahe der Wasserscheide zwischen oberem Swakop- und Omatako-System. Die Spülmulde ist unterhalb des episodischen Pfannenablaufs ca. 80-120 cm mächtig mit grauem, kalkhaltigem Alluvium verfüllt. Die Pfanne selbst zeigt mindestens drei Generationen von Füllungen, eine ältere und eine jüngere Kalktuff-Füllung sowie eine junge, bei Trockenheit bröckelige, stark carbonatische Kolluvialfüllung mit Trockenrißpolygonen. Die Höhendifferenz zwischen Spülscheide und Pfannenrand beträgt ca. 100 cm, die zwischen Pfannenrand und Pfannentiefstem ca. 250-300 cm.

Die Textur der Böden außerhalb der Spülmulden ist sandig-lehmig. Die Sandkörner enthalten Ätzdellen und sind von rötlichen Eisen- und Toncutanen umhüllt, was auf ehemals starke Verwitterungsintensität hindeutet. Die Böden sind fast carbonatfrei, Termitenhügel rot gefärbt. In Pfannennähe und beim Übergang zu den Omiramba der Spülmulden werden die Substrate deutlich stärker carbonathaltig und rötliche Farbtöne treten zugunsten gräulicher zurück. Dort sind die Termitenhügel hellgrau.

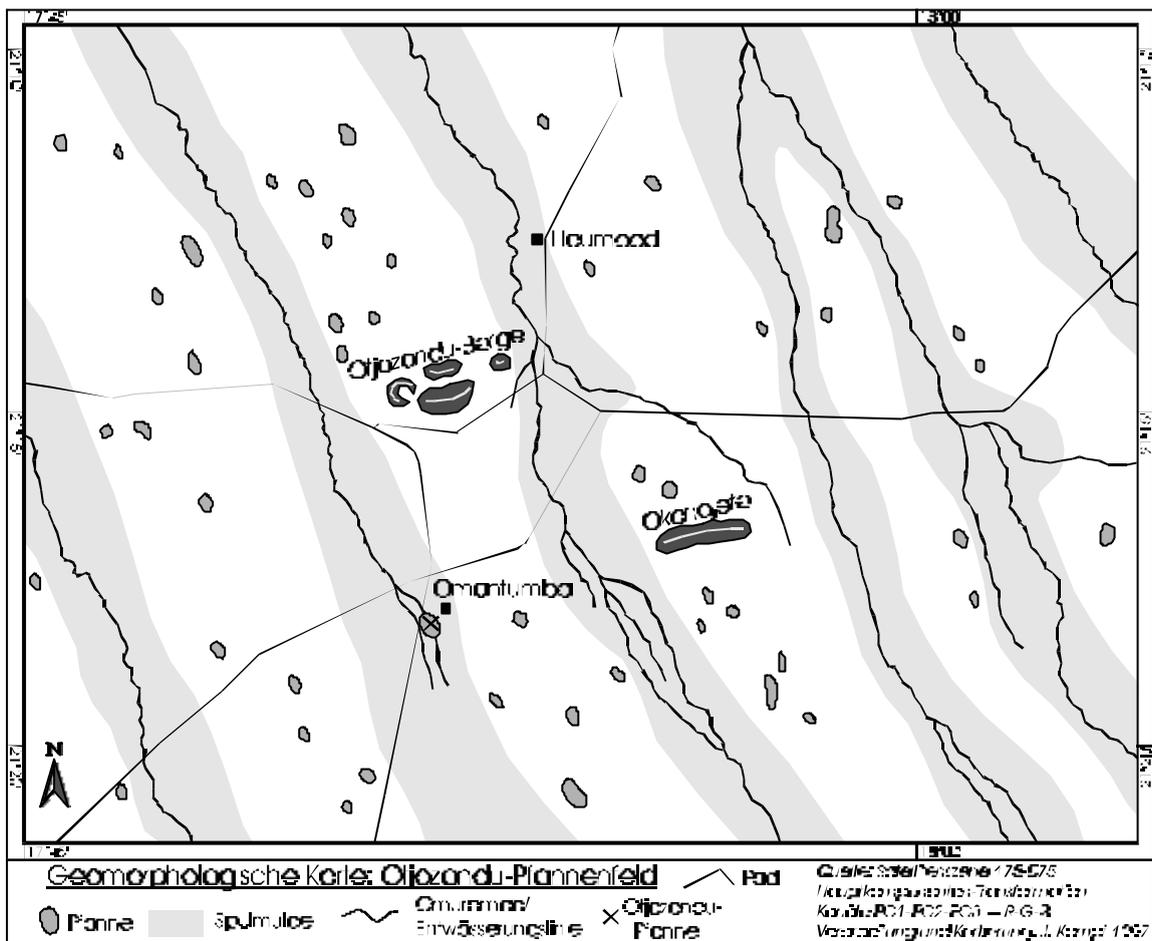
Die älteren Füllungen von Ovikokorero und anderen vergleichbaren Pfannen bilden harte, weiße Kalkbänke, die z. T. Lösungserscheinungen aufweisen. Sie sind nur an wenigen Stellen erhalten und aufgeschlossen. Auf Okamatangara wurde innerhalb einer solchen stark angelösten Füllung eine vermutlich frühholozäne neolithische Chalcedon-Klinge gefunden.

Die jüngere carbonatische Füllung ist nur oberflächlich vollständig ausgehärtet. Sie ist ebenfalls weiß und von pulvriger Konsistenz. Direkt unterhalb der exponierten Flächen geht sie in hellockerfarbene bis gräuliche Farbtöne über. Dort ist das knetbare Sediment von hefeartiger Konsistenz. Bei Luftzutritt am frischen Aufschluß härtet es schnell aus und nimmt weißliche Farben an. Dies deutet evtl. auf einen Anteil freier Kieselsäuregele hin, die erst an der Atmosphäre ihre bindige Wirkung entfalten. Unter dem Mikroskop wird die pulverartige Struktur besonders deutlich. Das erhärtete Sediment enthält dann neben von außen eingebrachten kantigen Quarzkörnern auch wulstige, matte, gelbliche Kieselkonkretionen von bis zu 0,4 mm Durchmesser. Sowohl die Konsistenzentwicklung von knetbar (feinkörnig-mergelig) zu pulvrig bei Atmosphärenexposition als auch die kieseligen Mikrokonkretionen deuten auf einen hohen Diatomeenanteil im Sediment hin. Neben den Wurzelröhren sind außerdem verschiedene Molluskenschalen enthalten.

Die Berücksichtigung aller Faziesmerkmale lassen die carbonatischen Pfannenfüllungen eindeutig als fossile Seesedimente erscheinen. Es handelt sich um abgeschlossene Reliefgenerationen, die nicht dem heutigen Morphomilieu zugeordnet werden können und die nicht äolisch ausgeräumt werden. Es konnten keine Indizien für eine deflationsbedingte Tieferlegung der Pfannenbodenflächen gefunden werden. Vielmehr handelt es sich um reliktsische Hohlformen der Rumpffläche, die unter bestimmten (feuchteren) Milieubedingungen permanente und unter trockeneren Bedingungen ephemere Seebecken bilden.

Auf den nur sehr schwach reliefierten Rumpfflächen Zentral-Namibias von der Atlantikküste bis zum Kalahari-Rand (Vorsandveld) zeigt sich eine charakteristische Verteilung solcher Kalkpfannen. Ihr Vorkommen ist überwiegend gebunden an die extrem gefällsarmen abflußperipheren Lagen (s. o.), z. B. am Hochlandsscheitel und an der Swakop-Omatoko-Wasserscheide. Dort sind sie vorwiegend auf den Spülscheiden als sehr flache Dellen zu finden (Karte 22).

Distaler zu den Wasserscheiden treten häufiger auch Durchflußpfannen (temporäre Endseen) in den Spülmulden hinzu, während sie auf den Spülscheiden durch Otunahi (siehe 5.) ersetzt werden. Diese weisen keine lakustrinen Füllungen auf. Auch bei den Durchflußpfannen ist die initiale Hohlform durch die Rumpfflächen-Spülmulde vorgegeben. Abb. 67 zeigt einen solchen Typ auf Farm Gemsbok (Otopanda), 24 km nördlich von Ovikokorero (Abb. 66) und 38 km nördlich der Swakop-Wasserscheide. Deutlich erkennbar sind Reste einer fluvialen Fazies (über Regolith-Calcrete und Granit-Saprolit) der Spülmulde im Liegenden zu den eigentlichen Pfannensedimenten. Letztere unterliegen (subrezent?) der fluvialen Ausräumung durch extreme Flutereignisse der Regenflächendynamik.



Karte 22: Geomorphologische Karte des Otjozondupfannenfelds nahe der Swakop-Omatako-Wasserscheide. Mit Ausnahme der Otjozondukalkpfanne liegen fast alle größeren Pfannen außerhalb der Spülmulden, ähnlich wie die Inselberge. Die Mulden selbst sind im Gelände kaum zu verfolgen, da die Höhendifferenz nur wenige Dezimeter beträgt. Erst nördlich des Kartenausschnitts, der zum Omuramba Omatako hin entwässert, konzentrieren sich die Kalkpfannen auf die Spülmulden, während dort die dellenförmigen Hohlformen auf den Spülscheiden von Brackflecken (Otunahi) eingenommen werden. Der Übergang zwischen Spülscheiden und Spülmulden ist im Gelände durch die Bodenfarbe, von rötlich zu grünlich-weiß, gekennzeichnet.

Auch an anderen Pfannen scheint episodische fluviale Ausräumung bei Extremereignissen ein wirksamerer Prozeß bei der Entwicklung einer negativen Sedimentbilanz (der Pfannen) zu sein, als Deflation. So zeigt Hartwigs Pfanne (Nr. 17 in Tab. 19, S. 292) an der Grenze der Farmen Otjipetekera-Nord und Okongue einen nahezu kompletten Abtransport der sehr hart carbonatverbackenen, grauen bis dunkelgrauen, grusig-sandigen Pfannenfüllung durch den schwach eingeschnittenen Rivierabfluß (bei nur wenige Hektar großem Einzugsgebiet der Pfanne). Reste der mit dem Hammer kaum spaltbaren Sedimente, an deren Oberfläche die charakteristischen Trockenrißpolygone konserviert sind (Nr. 23 in Tab. 19), wurden noch über einen Kilometer unterhalb des Pfannenauslaufs gefunden. Zwei Belege für die Bedeutung der Extremereignisse gibt JAEGER (1939: 23) für die Koikerib-Pfanne (Nr. 23 in Tab. 19) auf Farm Keibeb und die Auuns-Pfanne (Farm Auuns) im nördlichen Vorsandveld, nahe am Übergang zum Ovambo Becken der

Kalahari. Dort sind in der außerordentlichen Regenzeit von 1933/34 (Kap. 3.3.3, S. 49 und Karte 10) beide Pfannen übergelaufen und haben weite Flächen des Sandvelds überschwemmt.

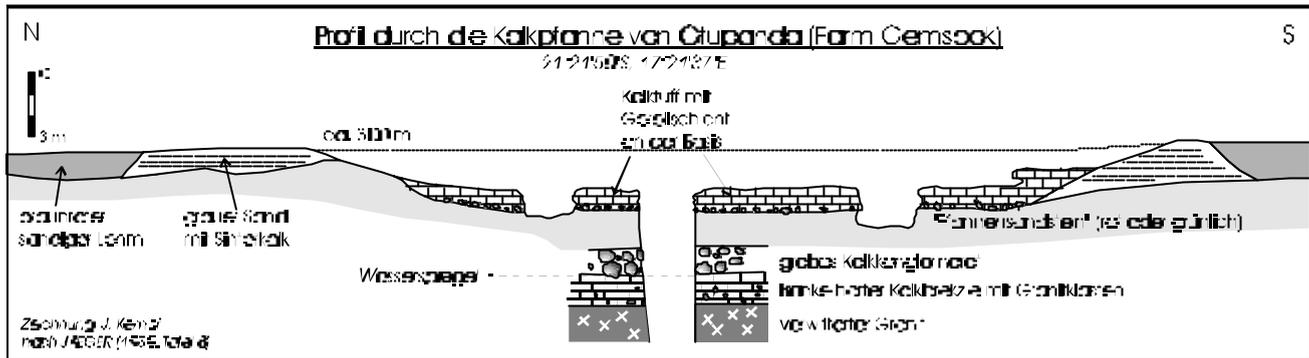


Abbildung 67: Profil durch die Kalkpfanne von Otupanda auf Farm Gembok nach JAEGER (1939: Tafel 8) mit Aufschluß durch eine Brunnengrabung. Abseits der Wasserscheiden handelt es sich um eine typische Durchflußpfanne innerhalb einer breiten, mit einer fluvialen Fazies verfüllten Spülmulde über Regolith-Calcrete und saprolitisiertem Granit. Der Pfannenboden ist durch kleinere Riviere schwach zerschnitten, an der Südseite befindet sich eine Hochwasserterrasse mit Hohlkehle. Auch unterhalb des Auslaufs existieren Kalkterrassenreste, die sich lückenhaft bis zum Vorfluter (Omuramba Omatako) in ca. 34 km Entfernung (nördlich) erstrecken. Der rezente äolische Abtrag ist gegenüber der Ausschwemmung durch Flutereignisse und der Kolluvienbildung durch Regenflächenspülung unbedeutend.

Auch bei den Rumpfflächen-Kalkpfannen mit permanenten Wasservorkommen ist Deflation als prägnanter formbildender Faktor auszuschließen. Sie werden als Quellpfannen bezeichnet und verfügen meist über einen Abfluß in Höhe der Hochwasserlinie, mit Ausnahme der dolinengebundenen Pfannen des Karstvelds (Karidabis, Hoais, Gauguas). Dabei handelt es sich meist um Grundwasserquellen an den Schichtgrenzen des sog. Pfannensandsteins (seichte Form) und um periodisch oder saisonal artesisch gespannte Aquifere, die in einem Trichter innerhalb des Pfannenbeckens austreten (tiefe Form). Sie sind häufig von einem dichten Riedgürtel (*Phragmites* spp., *Arundo donax*) mit Moosen oder anderen Poikilohydran und von anderen typischen C₃-Gräsern bewachsen (z. B. *Sacciolepis* spp., *Oryza longistaminata*, *Leersia hexandra*, *Acroceras macrum*, *Elytrophorus globularis*, oder *E. spicatus*).

Dies unterscheidet sie markant von den umliegenden Savannengräsern (ausschließlich C₄-*Poa-ceae*¹). Damit sind zumindest zeitweilig die Milieubedingungen für eine Kalktuffbildung innerhalb der Kalkpfannen-Quelltrichter gegeben. Der Regenflächendynamik entsprechend, schwanken die Wasserstände solcher Pfannen sehr stark. So berichtet z. B. ROHRBACH (1907: 105) von einem Wasserstand im Hoais-Quelltrichter, der das Absteigen von mehreren Dutzend Personen nötig mache, um an Wasser zu gelangen. Nach einer Mitteilung an JAEGER stand 1905 der Wasserspiegel 8 m unter der Pfannenoberfläche, während von 1909-1911 und im April 1912 ein bis zu 10 m tiefer See vorhanden gewesen sein soll (JAEGER 1939: 24). Das läßt auf saisonale

Schwankungen von über 20 m schließen, dessen Extrema u. U. mehrere Jahre lang anhalten können.

In den o. g. benachbarten Pfannen Koikerib, Auuns und Au'a haben HAHN & RATH (1859: 299) noch Anfang Juli und Mitte August 1857, also mitten in der eigentlichen Trockenzeit, die Existenz von großen, fischreichen² Seen vermerkt (vgl. HAHN 1857 in LAU 1984 IV: 1011 + 1073, siehe Kasten).

[Auf der Ebene] „trafen sie in dem dichten Walde eine ganze Reihe von Quellen. Diese und alle folgenden auf der nach Norden sich ausdehnenden Ebene sind geringe Vertiefungen und Senkungen, wo der Kalkfels zu Tage tritt, und bilden kleine Weiher, welche zuweilen austrocknen; aber es finden sich in der Mitte oder an den Rändern durch den Kalkfels gearbeitete Löcher, Brunnen, welche das ganze Jahr hindurch frisches, schönes Wasser halten. [...] Die ganze Ebene ist sehr wasserreich, in der Regenzeit muß sie fast unpassierbar sein. Bewundernswerth ist der Reichthum an schönen Bäumen und der Boden, eine fruchtbare schwarze Dammerde, [...], wenn er auch an einigen Stellen nicht tief ist. [...].
Der Boden war sehr nass. Zunächst kamen sie an die Keicha-Quelle, von da nach Kobis, einer Gruppe in den Kalkfels gehauener Brunnen, am folgenden Tag zu der Koabe-Quelle und [...] an einen großen, 400 Schritt breiten Teich Namens Auuns, in welchem es viele Fische gab. In der Nähe von Auuns befindet sich ein anderer sehr grosser Teich“ [Koikerib]...
Quelle: HAHN & RATH (1859: 299)

Heute existiert zwar in Auuns noch eine permanente Quelle mit stark schwankender Wasserschüttung, doch es steht nur noch in außergewöhnlich guten Regenjahren, wie z. B. 1933/34 bis Juli oder länger Wasser in der Pfanne³. HAHN (1857) beschreibt noch am 8. September einen Teich bei Kamapa⁴ auf der Omatakofläche.

¹ siehe S. 120 Fußnote 1 und S. 168 Fußnote 2

² Der Beschreibung in HAHNs Tagebuch Nr. 23 vom 30. Juni 1857 zufolge, handelt es sich sehr wahrscheinlich um *Protopterus aethiopicus*, einen Lungenfisch, der ein bis zwei saisonale Trockenperioden im Schlamm eingebakken überstehen kann.

³ Die Angaben der Reisenden Mitte des letzten Jahrhunderts und die Karte von HAHN & RATH (1859) deckt sich in keiner Weise mit den heutigen Durchschnittsverhältnissen. Es ist unklar, ob HAHNs Reise in der Trockenzeit 1857 eine außergewöhnlich gute Regenzeit vorangegangen war. Es finden sich aber keinerlei Hinweise darauf in den auf S. 108 genannten historisch-ökologischen Aufzeichnungen und auch nicht bei ihrem Reisegefährten GREEN (1860), obwohl v. a. HAHN (in LAU 1984 I-IV) starke Niederschläge stets erwähnt. Hinweise könnten auch die Jahresnamen der Herero geben, die außergewöhnliche Regenjahre mit „Ojomeva“ oder „Ojomeva omanene“ (= Jahr des [großen] Wassers; freundl. mündl. Mitteilg. A. Eichhoff, Otjomasso, 25.07.1994) benennen. Die letzten Ojomeva vor 1857 waren aber die Jahre 1833 und 1848 (vgl. VEDDER 1934: 150+152). So kann nicht davon ausgegangen werden, daß es sich 1856/57 um eine außergewöhnlich stark ausgeprägte Regenzeit gehandelt hat, die noch in der Trockenzeit die zahlreichen von HAHN & RATH (1859) beschriebenen und kartierten Quellen und Seen erhalten hat. Allerdings muß die innersaisonale Verteilung aus heutiger Sicht ebenfalls als sehr ungewöhnlich bezeichnet werden, denn HAHN erwähnt noch am 31. Mai und 1. Juni 1857 starke Niederschläge in Gross Barmen. Bereits am 30. und 31. August setzten südlich des Waterbergs, den Aufzeichnungen zufolge, die Zentitalregen der kleinen Regenzeit wieder ein und Anfang September kam der Swakop ab. Verglichen mit den 110jährigen Aufzeichnungen des Windhoeker Wetteramts, stellt dies die kürzeste dokumentierte Trockenzeit dar. Die seit 1890 geführte Statistik von Okahandja verzeichnet nur ein einziges Mal nennenswerte Niederschläge im August, nämlich 34 mm im Jahre 1894.

⁴ Kamapa: auf der Karte von HAHN & RATH (1859) „Kamaya“, lokalisiert als „Okamaja“. Auf Farm Okamaja existieren mindestens zwei größere Kalkpfannen und mehrere Mbuga-Tonpfannen (Vleis). Die eigentliche Okamaja-Pfanne liegt ca. 250 m nördlich des Farmhauses an der Pad D2116, ca. 11,2 km nördlich der Schwabenhofpfanne (Tab. 19, Nr. 7). Quellen, die auch in der Trockenzeit Wasser geben könnten, sind dort nicht vorhanden. Regenzeitlich steht rezent nur im Pfannentiefsten Wasser, wie ein

Die hinsichtlich der dokumentierten Wasservorkommen außerhalb der heutigen Durchschnittsverhältnisse liegenden Aufzeichnungen aus dem 19. Jahrhundert belegen, daß die Schwankungsbreite aller möglichen Abläufe des Regenjahres vermutlich noch höher ist, als durch die statistische Analyse der seit Beginn der Kolonialisierung gesammelten Daten zu vermuten¹. Deutlich unterstrichen wird der zumindest ephemere, phasenhaft möglicherweise perennierende Seecharakter der Rumpfflächen-Kalkpfannen.

5. Otunahi²: Pfannenähnliche, sehr flache Depressionen in extrem abflußperipheren Lagen, v. a. auf weit gespannten Spülscheiden der schwach geneigten Rumpfflächen im Vorsandveld, aber auch auf der Kalahari-Akkordanzfläche. Wie bei den Pfannen handelt es sich um vorbedingte Hohlformen im Festgestein oder Regolith der Flächen. Im Unterschied zu diesen weisen Otunahi aufgrund einer mächtigeren autochthonen Bodendecke und geringer Gefälleunterschiede kaum oberflächliche Materialzufuhr auf, sondern es fließen im Rahmen des lokalen Bodenwasserhaushalts überwiegend gelöste Stoffe innerhalb des Solums zu (Abb. 68).

Die Otunahi bilden eine Vorstufe der Pfannenentwicklung, bei der die ursprüngliche autochthone Bodendecke noch erhalten ist. An der Oberfläche sind sie aufgrund der geringen Reliefunterschiede meist nur durch die häufig stark differierende Vegetationsbedeckung sichtbar. Charakteristisch sind u. a. *Odysea paucinervis* (v. a. am Rand der Otunahi), *Monelytrum luederitzianum*,

graues, kalkreiches Alluvium belegt. Die vorliegenden Tagesdaten seit 1983 der Station Eckenberg, 29 km ssw von Okamaja, verzeichnen weder im Juli, noch im August jemals Niederschlagsereignisse.

¹ Daneben gibt es auch Hinweise, die auf veränderte klimatische Bedingungen hindeuten könnten, welche im 19. Jahrhundert zu einer (semi-) permanenten Seenbildung geführt haben. So sind die bei HAHN & RATH (1859) geschilderten Vorkommen von Oberflächenwasser, bezogen auf die Daten des 20. Jahrhunderts, allenfalls mit dem Regenjahr 1933/34 vergleichbar, welches in die Geschichte aller namibischen Bevölkerungsgruppen als das vollkommen extreme Jahr eingegangen ist. Auch in der Trockenzeit 1934 enthielten viele Pfannen dauerhaft Wasser. Dagegen erhielt das Jahr 1857 mit der Regenzeit 1856/57 nicht einmal die Bezeichnung eines Ojomeva (s. o.) und auch keinen anderen Namen, der auf außergewöhnliche klimatische Umstände hindeutet (vgl. VEDDER 1934: 153). Es ist daher zu vermuten, daß es sich um ein „Normaljahr“ im damals bekannten Rahmen gehandelt hat. Darauf deuten auch die von HAHN (in LAU 1984 IV: 1015f+1021+1023) erwähnten reichen Fischgründe im Omuramba Ovambo, das Vorkommen von Krokodilen daselbst und der große „See von Onandova“ (heute: Fisher's Pan bei Namutoni, Eto-scha-Nationalpark) hin: „[...] ich fragte unsere [Buschmann-] Führer, welche [...] sagten, da sei ein großes Wasser, welches nie aufrockne, und voller Fische“ (LAU 1984 IV: 1023). Die ökologischen Bedingungen für Fische und Krokodile, die an perennierendes Oberflächenwasser gebunden sind, sind heute in keiner Weise gegeben. Der Omuramba Ovambo kommt rezent nur alle 3-5 Jahre ab, die Fisher's Pan ist nur in wenigen Jahren vollständig geflutet. Das nächste Krokodilhabitat findet sich an Okavango und Kunene, mindestens 140 km nördlich des Omuramba Ovambo und getrennt durch das flußlose Sandveld. Eine kurzzeitige Einwanderung über das ephemere Oshana-System vom Kunene ist nicht anzunehmen. Das deutet auf langfristig feuchtere Bedingungen mit quasi-perennierenden Wasserverhältnissen noch in historischer Zeit hin.

² Otunahi (Sing. orunahi): Otjijherero für „brackige Flecken im Veld“ (freundl. mündl. Mitt. A. Eichhoff, Otjomasso 25.07.1994). Regionale Bezeichnung für unterirdische Depressionen mit im Vergleich zu den umliegenden Savannenarealen verändertem lokalem Wasserhaushalt.

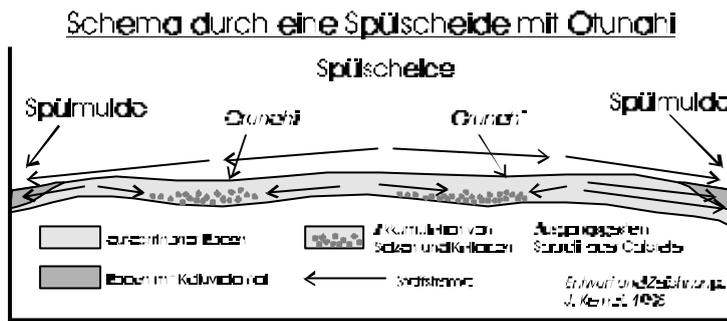


Abbildung 68: Spülscheidenschema mit Otunahi. An Depressionen in der Verwitterungsfront entwickeln sich Stellen mit subterranner Anreicherung von Mineralsalzen. Der oberflächliche Materialtransport zu den Spülscheiden ist gering, da kaum Gefälle vorliegt. Die anlehmigen Böden sind meist ge-ringer mächtig als 150 cm.

Sporobolus coromandelianus, *Nerine laticoma* und *Eriospermum bakeranum*. Seltener kommen das C₃-Gras *Sartidia angolensis*, *Hermbstaedtia linearis*, *Ipomoea spp.* und *Acacia kirkii* subsp. *kirkii* vor.

Die Böden sind schwerer und halten länger Feuchtigkeit als die umliegenden sandigen Substrate. Pseudovergleyung ist häufig, insbesondere wenn das Liegende von Calcrete gebildet wird. Freie Kationen (v. a. Na⁺ und K⁺) sind selbst bei rötlichen Formen aufkonzentriert. Der Farbwert (Value) ist innerhalb der Otunahi meist um 1-3 Stufen niedriger, es überwiegen niedrige Chroma-Werte (meist grau). Die im Feld gemessenen pH-Werte lagen ausnahmslos über 8,0. Aufgrund der texturellen und ökologischen Vorgaben, wird das Otunahi-Substrat als geringer winderodierbar eingestuft als die sandigen Böden. Die leichtere fluviale Erodierbarkeit hat wegen mangelndem Gefälle und guter Durchwurzelung kaum Auswirkungen. Bei sehr starker Durchfeuchtung und Durchschlag des Grundwasserspiegels können sich Suhlen entwickeln, die von Großsäugern genutzt werden. Warzenschwein- oder Erdferkelhöhlen und Termitenbauten sind häufig.

Weit verbreitet sind die Otunahi auf den Spülscheiden der nördlichen Hälfte der Omatako-Fläche, auf der Swakop-Omatako-Wasserscheide, im Vorsandveld östlich der Linie Hochfeld-Okakarara (z. B. im Raum Okamatangara-Epukiro) und den dünenfreien Bereichen der West-Kalahari. Vergleichbare Formen scheinen auf den Hauptwasserscheiden (Omaruru-Khan) der östlichen Erindi-Fläche vorzukommen. Weiter westlich wurden sie, vermutlich aufgrund des zum Ozean hin zunehmenden Gesamtgefälles und der stark modifizierten (gekappten und inkrustierten) Böden, nicht beobachtet.

6. Mbuga¹: Bei einem Gesamtgefälle, das zu Oberflächen- oder subterraniem Abfluß führt, gehen die Mbuga-Graspfannen (3., S. 296ff) von geschlossenen ovalen Depressionen in längliche Formen über, die ehemalige Spülmulden nachzeichnen. Sie gleichen damit äußerlich den u. a. von ACKERMANN (1936), MÄCKEL (1974, 1985), ACRES et al. (1985), SMITH (1985),

¹ Begriffsdefinition und Herleitung s. S. 297 Fußnote 1.

THOMAS & GOUDIE (1985), WHITLOW (1985), BOAST (1990) und ROBERTS & LAMBERT (1990) beschriebenen Dambos („*headwater depressions*“) des östlichen Afrika. Auf die terminologische Abgrenzung der im Untersuchungsgebiet vorliegenden Formen wurde bereits auf S. 297 eingegangen, ebenso auf die Charakterisierung des Substrats. Zur Ergänzung soll hier sowohl für die runden, wie auch für die gestreckten Formen ein modellhaftes Profil mit Catena vorgelegt werden, wie es v. a. für die Pedimente und Rumpfflächen der Etoscha-Abdachung des Otavi-Berglands als typisch und weit verbreitet festgestellt wurde (Abb. 69).

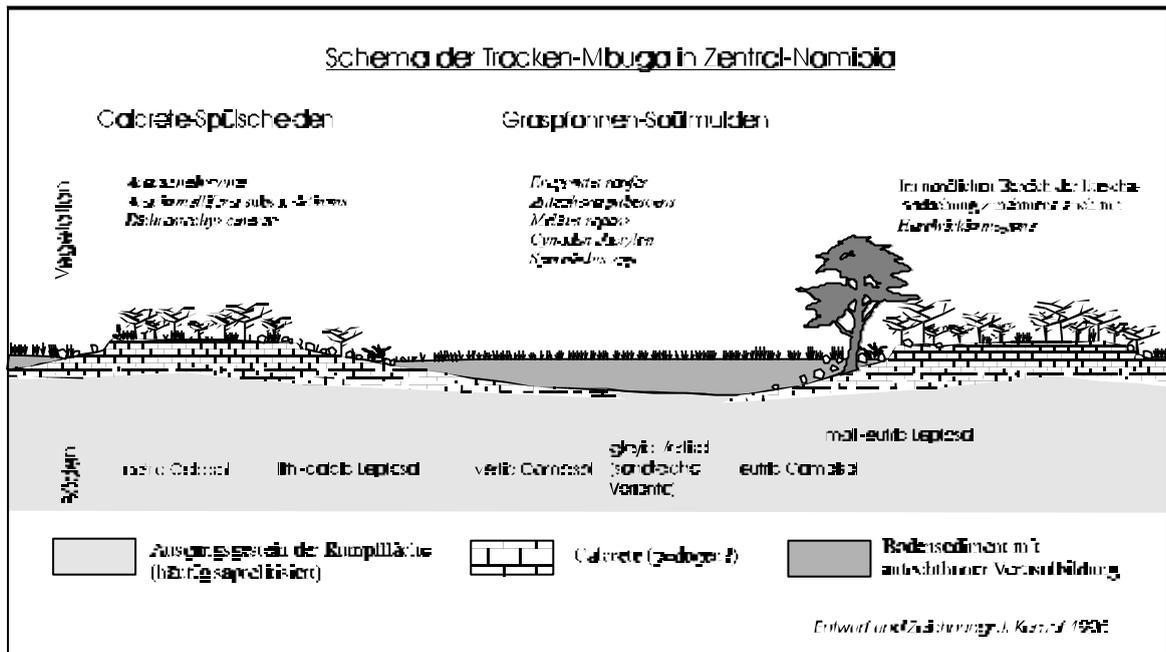


Abbildung 69: Profil der Trocken-Mbuga in Zentral-Namibia. Beispiel einer typischen Catena der Otavi-Nordabdachung zur Etoscha-Pfanne hin. Auf den ehemaligen Spülscheiden sind auf dem verkarsteten dolomitischen Ausgangsgestein über 1-3 Meter mächtige Kalkkrusten ausgebildet, die nur eine schwache jüngere Bodenbildung aufweisen. Sie sind strukturell vergleichbar mit den Dambos des östlichen und südöstlichen Afrika, haben aber oft keinen eingeschnittenen Vorfluter. Eher rundliche, geschlossene Formen mit identischer Boden- und Vegetationsausstattung werden hier Mbuga-Graspfannen (s. S. 296ff) genannt.

Der Vergleich der im Untersuchungsgebiet vorgefundenen Formen mit den eigenen Erfahrungen aus dem östlichen Afrika und der Dambo-Literatur läßt teilweise Übereinstimmungen zwischen beiden Regionen erkennen. Schon ACKERMANN (1936: 156) sah Analogien zwischen sambischen Dambos und manchen namibischen Omiramba, jedoch nur eine beschränkte Vergleichbarkeit mit den Oshanas des Ovambolands (PAUL 1934, MARSH & SEELY 1992, PALLET 1994). Die von ACKERMANN (1936) erwähnten Dambo-Charakteristika, nämlich (1) Fehlen eines Bachbetts und Galeriewalds, (2) muldenförmige bis flache, sanft geneigte Oberfläche, (3) periodische Überschwemmung während der Regenzeit, (4) vorherrschende Grasvegetation unter Ausschluß von Baumwuchs und (5) scharfe Begrenzung gegen die umgebende, regional herrschende Wald- oder Buschvegetation, treffen sowohl auf die Trocken-Mbuga von Abb. 69, als

auch auf die meisten untergeordneten Omiramba der Omatakofläche sowie die Oshanas zu. Ebenso sind die auf S. 297 beschriebenen Böden unter Berücksichtigung der klimatischen Gradienten vergleichbar. Gravierende Unterschiede liegen zum einen im klimatischen Bereich, denn nach ACRES et al. (1985: 70) kommen Dambos nur vor in einem Niederschlagsgürtel zwischen 600 und 1500 mm jährlich, während Oshanas, Omiramba und Trocken-Mbuga im Bereich von 250 bis 650 mm liegen. In Tab. 21 sind weitere Unterschiede und Gemeinsamkeiten zusammengestellt. Dambo und Mbuga sind zum Formenschatz der Rumpfflächen zu zählen, Oshanas zu den Fluvialformen der Kalahari.

	Dambo	Trocken-Mbuga	Oshana (Pl. Iishana)
geologische Basis	Grundgebirge (Quarzite, Schiefer, Gneise, Granite etc.), Saprolit	Grundgebirge (Mokolian und Damara); besonders ausgeprägt auf Dolomiten und Schwarzkalken; Karst, Saprolit	Kalahari-Sedimente (känozoische Sandsteine, Calcrete, Lockersande)
Klima (KÖPPEN) Niederschlag (Ø)	Cw, Aw, BSh 600-1500 mm	BShw 300-650 mm	BShw 250-500 mm
Makro- Morphoposition	Rumpffläche (<i>African Surface</i> und Post- <i>African Surface</i>)	Rumpffläche, Pedimente (Hauptumpffläche und Post-HR1-Fläche)	Akkordanzfläche (jünger als Post-HR1-Fläche)
Meso- Morphoposition	Fluvialform, wahrscheinlich kombiniert mit Lösungsform; zumeist im Wasserscheidenbereich (<i>Headwater Dambo</i>), später oberirdisch drainiert (<i>River Dambo</i>)	Paläo-Fluvialform; Drainagesystem ohne tief eingeschnittene Vorfluter; zeichnet von der Wasserscheide bis zum Vorflutniveau alte Spülmulden nach	Fluvialform; periodisches Fluvialsystem bei geringer Reliefenergie durch niedriges Gesamtgefälle
Ausdehnung Ursprung-Vorfluter	100 m bis zu einigen Kilometern	einige Kilometer bis über 50 km	bis über 100 km lang
Vorfluter	eingeschnitten (ephemeres oder perennierendes Flußtal)	oft ohne Vorfluter mit Ende in Mbuga-Graspfanne oder Schlucklöchern (Karst); bei vorhandenem Vorfluter nur schwache Eintiefung	kaum eingetieft; Oponono-Durchflußpfanne bildet temporäres Vorflutniveau; Ekuma, Gwashigambo und Covelai sind nur im Unterlauf leicht eingeschnitten
interfluviale Bereiche	Spülscheide mit Latosol (oder Latosolrelikten) über Saprolit; Kiesel- und Eisenkrusten (Pisolithen)	Kalkkrusten mit Calcisols und calcic Leptosols über Saprolit	Calcrete, Lockersand mit Arenosols und Regosols über nicht-saprolitisierten Sedimenten
Tiefenlinien	tonige bis lehmige Substrate mit Kolluvialanteil; calcimorphic Soils, Vertisols, Tirse; Hydromorphie; Smectite	lehmig bis tonig-schluffig; Vertisols, vertic Cambisols; carbonathaltig; freie Kationen aufkonzentriert; Hydromorphie	sandig bis lehmig; Fluvisols, sandiges Alluvium; sodic
fluviale Dynamik	saisonale Schichtfluten; zum Vorfluter hin kanalisiert und eingeschnitten	Regenflächendynamik mit starker Durchfeuchtung, aber seltener episodische Fluten; oft unterirdischer Abfluß	überwiegend allochthone Fluten, die nicht immer Vorflutniveau erreichen; durch hohe Infiltration auf interfluvialen Bereichen ist Regenflächendynamik eingeschränkt

Tabelle 21: Vergleich einiger Faktoren, Determinanten und Formen von Dambos, Trocken-Mbuga und Oshanas. Die Angaben zu den Dambos wurden überwiegend aus der im Text zitierten Literatur zusammengestellt. Über die Genese der Dambos gibt es Kontroversen, die der Überblicksartikel von BOAST (1990) darlegt. Obwohl phänotypisch sehr ähnlich, sind die Oshanas der Trocken-Mbuga und den Dambos nicht gut vergleichbar. Die Ähnlichkeit der beiden letzteren ist jedoch evident.

Die Omiramba¹ wurden hierbei in Tab. 21 ausgeklammert, da sie zum einen reine Fluvialformen darstellen und zum anderen der Sprachgebrauch in Namibia nicht einheitlich ist. Da heute in die alten Rumpfflächen-Spülmulden, welche den Verlauf der Omiramba strukturell bestimmen, flache Talformen (Spülmuldentäler) eingegliedert sind, müssen sie wie die Oshanas zum fluvialen Relief (Kap. 4.3.2) gerechnet werden. Die Mbuga dagegen weist keine Täler i. e. S. auf, sondern besteht lediglich aus verfüllten (weitergebildeten) Spülmulden. Dambos umfassen überwiegend Flachdellen-Talanfänge. Damit kann die Trocken-Mbuga als eigenständiger geomorphologisch-ökologischer Formentypus der hier untersuchten Rumpfflächen-Trockengebiete betrachtet werden. Ähnlich wie bei den Mbuga-Graspfannen und anderen Pfannenhohlformen spielt Wind als genetisches Agens keine Rolle.

7. Endpfannen: Anders als bei den Pfannentypen 1-5 und der Mbuga als weitergebildeter Fluvialform i. w. S., die v. a. im abflußperipheren Bereich verbreitet sind, handelt es sich bei einigen Pfannen um Formen, die topographisch am Endpunkt des fluvialen Systems stehen. Im Gegensatz zu o. g. Rumpfflächen-Depressionen, weisen sie ein nicht-konzentrisches, oft sehr langgestrecktes, linear gefälleorientiertes Einzugsgebiet auf. Sie sind v. a. auf dem Namib-Teil der Haupt-rumpffläche und hier besonders im küstennahen Bereich als Ton- und Salztonpfannen vertreten (z. B. Salztonpfannenfeld von Vineta-Wlotzka's Baken-Hentiesbaai). Dort bilden sie die temporären Endseen von autochthonen Namib-Rivieren auf den höheren Küstenterrassen (meist über +5m-Niveau). Die Morphoposition solcher Endpfannen ist auf zwei Weisen interpretierbar, nämlich (1) durch tektonische Hebung des küstennahen Bereichs mit der Entstehung von endogenen Endbecken oder (2) durch die pleistozänen Meeresspiegelschwankungen.

Da die heutigen, im küstennahen Bereich innerhalb der alten Spülmulden-Spülscheiden-Grundstruktur auslaufenden Namib-Riviere (Kap. 4.2.1.1, S. 138f) fast immer nicht ins Rumpfflächen-niveau eingeschnitten sind, ist eine generelle Hebungstendenz der derzeitigen Namib-Küste nicht wahrscheinlich. Wie EITEL et al. (1999) am unteren Uniab festgestellt haben, gibt es aber auch küstennahe Abschnitte mit Hebungstendenz (Gefällsverteilungen und Wasserfälle) - nicht jedoch

¹ Omuramba (Plural Omiramba): Otjiherero für kleinen Trockenfluß, Nebenfluß. Flüsse allgemein (Afrikaans: „Riviere“) werden als Ozondondou (Sing. Ondondou) bezeichnet, Bäche heißen Oturondou (Sing. Orurondou) Der Gebrauch der Begriffe ist lokal unterschiedlich. In der wissenschaftlichen Literatur wird Omuramba zumeist für flache, kaum oder gering eingeschnittene Trockenflüsse der Flächen verwendet, die mit einem breiten Schwemmbereich und niedrigen, teilweise carbonatischen Feinmaterialterrassen ausgestattet sind. Die geomorphologische Bezeichnung wäre „Spülmulden“ (nach BÜDEL 1981: 114) und „Spülmuldentäler“ sowie „Flachmuldentäler“ (nach LOUIS 1968: 108f). Riviere/Ozondondou sind dagegen i. d. R. tiefer eingeschnittene Hochlands- oder Fremdlings-Trockenflüsse mit überwiegend sandigen Talböden und steilen Hängen.

zwischen Cape Cross und Walvis Bay. Das Auslaufen der nicht eingeschnittenen Namib-Riviere in Endpfannen auf der Walvis- und älteren Terrassen im Rumpfflächenniveau, begründet die Folgerung, daß mindestens seit den Post-Walvis-Regressionen (S. 192f) kein fluvialer Anschluß mehr an das Vorflutniveau (Ozean) bestanden haben kann. Insbesondere zwischen Swakopmund und Hentiesbaai sind die höheren Terrassenniveaus aber noch sanft zergliedert. Das läßt vermuten, daß etwa seit dem Post-Walvis-Zeitraum (möglicherweise schon Post-Vineta) keine periodische Wasserführung von Rivieren auf der Namib-Fläche mehr gegeben war, die eine Zerschneidung der Terrassen erlaubt hätte. Dagegen wurden von den allochthonen Rivieren, wie Omaruru oder Swakop, sämtliche Terrassen bis auf das heutige Vorflutniveau zersägt. Nördlich der Omaruru-Mündung wird eine fossile, von Schwemmsand überdeckte Salztonpfanne auf (anscheinend) Vineta-Niveau durch die Kliffbildung angeschnitten. Profil NA01 (im Anhang) beschreibt die Sedimente dieser fossilen Endpfanne auf dem ehemaligen Omaruru-Schwemmbereich (Tafel 1, Foto 1). Die tonigen Horizonte des Profils sind dabei in den Analyseergebnissen fast identisch mit denen einer rezenten Salztonpfanne bei Mile 33 (*locus typicus* 22°14'25"S, 14°21'10"E). Das Alluvium ist knet-, roll- und biegsam, sehr konsistent, leicht- bis mittelhalin und weist oberflächliche Polygone auf. Gipsverkrustungen kommen vor (z. B. bei Toscanini, nördlich des Ugab). Selbst bei starkem Bergwind erfolgt kein äolischer Materialtransport.

Nördlich des Untersuchungsgebiets, zwischen Messum-Mündung und Cape Fria, erstreckt sich eine Kette von sehr großen, küstenparallel orientierten, salz- und gipsreichen Pfannen in küstennahen Depressionen auf den höheren Terrassen- teilweise von Ozean getrennt durch einen Düngürtel. Dort soll es rezent durch starke Südwinde verbreitet zu auflandiger Auswehung eines gipshaltigen Äoliums kommen¹. Ob die Entstehung der Depressionen auf Windwirkung zurückgeführt werden kann, ist fraglich. Stellenweise sind die Pfannen jedoch durch Schwemmfächer überdeckt, deren Existenz eine spät-pleistozäne Entstehung der Depressionen und Endpfannen wenig wahrscheinlich macht. Die Hohlformen scheinen in der Anlage älter zu sein.

Vergleichbare Formen beschrieben bereits KAISER (1926 II: 374-379) aus dem Diamantensperrgebiet sowie REUNING (1913: 122) und RANGE (1927) von der Dünennamib-Küste. Letztere liegen offenbar ebenfalls auf den Walvis- und Vineta-Terrassen und wurden frühestens Post-Vineta vom fluvialen Zustrom durch die Dünen-Blockade abgeschnitten (z. B. Meob- und Conception-Bay).

¹ freundl. mündl. Mitteilung C. Krapf und M. Werner, Graduiertenkolleg Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika, Würzburg 1998

Einen weiteren Typus der Endpfannen bilden die Vleis (auch „Vleys“) in den von Dünen blockierten Riviertälern, von denen die größten in der Koigab-Pfanne der südlichen Dünen-Namib, den Nam-, Sossus-, Tsams- und Tauchab-Vleis (zentrale Dünen-Namib) sowie dem Tumas-Vlei nördlich von Walvis Bay zu sehen sind. Daneben existieren noch einige kleinere Exemplare am Namib-Ostrand und reliktsche Formen innerhalb des großen Erg. Letztere liegen westlich der rezenten Endpfannen, wie das sog. „Dead Vlei“ im Paläo-Tsachabtal (24°44'55"S, 15°16'02"E) und Narabeb im Paläo-Tsondabtal (23°41'20"S, 14°47'30"E). SELBY et al. (1979: 40) haben die mit paläolithischen Artefakten¹ assoziierten Endsee-Sedimente von Narabeb radiometrisch auf 240-210 ka BP² datiert (s. auch SHACKLEY 1985: 15), also in die Zeit der Post-Vineta-Regression (Kanjera).

Die Endpfannensedimente des Sossusvlei mit ihrer Abfolge von tonig-schluffigen Strukturkrusten (Playa-Ablagerungen) und sandigem Äolium, wurden von VAN ZINDEREN BAKKER (1984), VAN ZINDEREN BAKKER & MÜLLER (1987) und HEINE (1987, 1993) bearbeitet. HEINE (1993: 152) gliedert zwei Phasen gesteigerter Siltsedimentation um >25-19 ka BP und 10-8,5 ka BP aus, die als Phasen höherer fluvialer Aktivität vom Hinterland her interpretiert werden. Ein ¹⁴C-Datierung aus 150 cm Tiefe des rezenten Endsees ergab nach VAN ZINDEREN BAKKER & MÜLLER (1987) ein radiometrisches Alter von 750 (± 50) Jahren. Ohne die Berücksichtigung von Deflation errechnet sich daraus eine Sedimentationsrate von ca. 2 cm pro Jahrzehnt (für das Spät-Holozän), obwohl etwa die Hälfte des hangenden Profils aus Lockersanden besteht. Insgesamt deuten die Beobachtungen im rezenten Milieu der Endpfannen auf Akkumulationstendenz hin (zumindest bei den vom Hochlandsabfluß gesteuerten Riviertälern). Deflationsformen treten zwar in Form von flach-pilzförmigen, strukturbetonen Silterrassenrelikten und freigeblasenen, carbonatisierten Wurzelröhren auf, doch sie sind beschränkt auf Bereiche außerhalb der aktuellen Niedrigwasserbetten am Endpfannenzulauf. Im direkten Pfannenbereich wird die eventuelle Deflationswirkung durch Sedimentation überkompensiert.

Die Endpfanne des nicht vom Hinterland gesteuerten, sehr selten abkommenden Tumas-Riviers, zeigt dagegen deutliche Dominanz des äolischen Formenschatzes. Dort sind alle Strukturkrusten stark abgeschliffen, wobei Trockenrisse als Mikro-Windgassen wirken und sich bis zu 15 cm hohe, tonige Pilzstrukturen aus den polygonal zerlegten Sedimenten herausbilden. An den Unterhängen der Blockadedünen sind in verschiedenen Niveaus ebensolche (fossilierte) Formen zu

¹ s. Kap. 6

² Datierung mittels Uran-Thorium-Zerfall (²³⁴U/²³⁰Th-Methode)

beobachten. Das läßt auf deutlich höhere Deflationspotentiale bei den Endpfannen von autochthonen Namib-Rivieren schließen, als bei solchen der Fremdlingsriviere. Die Endpfannen autochthoner Namib-Riviere stellen demnach die einzigen Pfannenformen auf den untersuchten Rumpfflächen dar, bei denen im rezenten Milieu Ansätze der äolischen Tieferlegung des Pfannenbodens erkennbar sind (*locus typicus*: Tumas-Vlei 22°54'40"S, 14°35'20"E).

Die Pfannen und pfannenähnlichen Hohlformen der hier beschriebenen und belegten Typen 1-7 auf den Rumpfflächen Namibias geben keine Hinweise auf die Beteiligung von Deflationsprozessen bei der Pfannenentstehung und nur in wenigen Fällen Hinweise auf äolische Weiterbildung im rezent vorherrschenden Morphomilieu. Letztere ist beschränkt auf Endpfannen, deren gesamtes Einzugsgebiet im ariden Bereich liegt, die sehr seltenen episodischen Zufluß haben und an das Vorkommen einer Enddepression oder Blockade (z. B. Dünen, tektonische Störungen, unverwitterte Dykes) gebunden sind. Außerdem sollte ein aktives Schleifmittel, wie Dünen- oder Riviersande vorhanden sein, dessen Transportfähigkeit durch Vegetationsarmut gefördert wird.

Deshalb wird vermutet, daß die Pfannenentstehung primär andere Ursachen hat, nämlich die Existenz einer prädisponierten (Lösungs-) Hohlform ohne Abfluß im Regolith des Rumpfflächenniveaus, welche erst durch Klimawandel-Folgeprozesse zur Pfannenform ausgestaltet wurde (BRUNO 1985, VERHAGEN 1990). Die Verstärkung äolischer Dynamik, wie sie u. a. bei GOUDIE (1991: 232ff) beschrieben wurde, betrifft lediglich exponierte Teile der Pfannenfüllungen. Tatsächlich sind gelegentlich Staubtromben über trockenzeitlich vegetationslosen Pfannenböden (v. a. Ton- und Kalkpfannen) zu beobachten, die Lockermaterial lokal verlagern können. Allerdings sind solche Tromben anhand der Färbung sehr häufig als nicht autochthon einzustufen. So wurde im Feld beobachtet, daß oft rot gefärbte Staubhosen im Gebiet der Karte 22 (S. 301) über die hellen Kalkpfannen-Flächen wehen. Daraus wird geschlossen, daß zumindest ein Teil des transportierten Äoliums aus den rötlichen Böden der Zwischenpfannenbereiche stammt und die Tromben aufgrund der geringeren Oberflächenrauigkeit eine höhere Windgeschwindigkeit auf den Pfannenflächen erreichen. Dabei wird aufgrund der Kohärenz vieler Pfannenböden nur wenig zusätzliches Substrat aufgenommen.

Die Freisetzung von autochthonem Material durch Verwitterung ist ebenfalls begrenzt, da die meisten der begangenen Pfannen von einer allochthonen Substratschicht bedeckt sind (aM- oder kM-Horizonte) oder ihre Füllung diskrete Reliefgenerationen aufweist (Abb. 66 und Abb. 67). Pfannen mit (angenommener) autochthoner Bodenbildung, z. B. Mbuga-Graspfannen, könnten bei insgesamt negativer Substratbilanz (was durch Messungen nur schwer nachzuweisen ist), evtl. als lokale Bereiche

der Flächenweiterbildung (Tieferlegung) betrachtet werden. Ihre Basisfläche müßte dann als Post-HR-2-Fläche eingestuft werden. Gefunden wurden allerdings im Feld nur Graspfannen (als Repräsentanten der Typen ohne diskrete Reliefgenerationen in der Füllung) mit einer langfristig eher positiven bis ausgeglichenen Sedimentbilanz im rezenten Milieu. Es wird daher angenommen, daß für eine tatsächliche Tieferlegung der Pfannenböden in Relation zu den Zwischenpfannenbereichen es zu einer Erhöhung des fluvialen Austrags aus dem Pfannenbecken mit Entwicklung eines Vorflutniveaus kommen muß, aber gleichzeitig die autochthone Neuverwitterungsrate (Bodenbildung) außerhalb der Pfannen nicht ansteigt.

Da dies als insgesamt nicht sehr realistisch erscheint und ein entsprechendes Morphomilieu im Arbeitsmodell nicht definiert werden kann, bleibt als einzige Alternativmöglichkeit zur Weiterbildung der Pfannenbecken die Annahme einer subterranean Abfuhr von gelöstem Material aus der ungesättigten Grundwasserzone (Verwitterungsdecken und eingebrachtes Alluvium) mit dem Transport von feinklastischem Material zur gesättigten Zone als Erklärung für Pfannentieferlegung und laterale Ausdehnung im Festgestein oder Saprolit (neben dem von PASSARGE 1904, 1943 vorgeschlagenen zoogenen Austrag). Auch OSTERKAMP & WOOD (1987), die zahlreiche ephemere Seen in New Mexico und Texas untersucht haben, zweifeln an der Bedeutung von äolischer Aktivität bei der Pfannenweiterbildung und favorisieren ein Lösungsmodell. GOUDIE (1991: 233) beschränkt solche Prozesse allerdings generell auf carbonatische Gesteine und verweist auf Pfannen in Gesteinen, die nicht auf verkarstungsanfälligen Gesteinen liegen. Da jedoch die Entstehung der Pfannendepressionen im Zusammenhang mit der Rumpfflächenweiterbildung und Saprolitisierung steht, ist das Postulat verkarstungsfähiger Gesteine nicht notwendig.

Insgesamt zeigt der Formentypus „Pfanne“ in den geschilderten Varianten einen Wandel der Reliefform durch verschiedene Milieuwechsel seit Abschluß der letzten Flächenbildungsphase. Dieser ist wie folgt nachvollziehbar: In Regionen mit geringem Gesamtgefälle nahe der Wasserscheiden haben sich nach (partieller) Entfernung der Verwitterungsdecken innerhalb von Regolith-Depressionen Seenbecken als lokale Vorflutniveaus entwickelt. Diese Becken enthalten bisweilen Sedimente, die auf eine zyklische Abfolge von perennierenden Seephassen (höhere Ökosystemstabilität bei niedrigerer Variabilität) und ephemeren Seephassen (abgeschwächte Ökosystemstabilität, höhere Variabilität) mit evtl. fluvialem Austrag schließen lassen. Lunette-Dünen (selten bei Rumpfflächenpfannen) deuten auf extreme Trockenphasen hin. Mit den Otunahi, den Graspfannen und der Mbuga liegen Übergangsformen vor, bei denen die Verwitterungsdecke nicht vollständig entfernt, sondern pedogen modifiziert wurde.

4.2.1.9 Das äolische und proto-äolische Reliefstockwerk

Südlich des Kuiseb wird die Haupttrumpffläche mit der abschließenden Hauptkrustenfläche von den mächtigen Dünenkörpern des sog. Namib-Erg (Dünen-Namib) überlagert. Neben polygenetischen Dünenformen handelt es sich dabei überwiegend um hohe, ausgedehnte Längsdünensysteme (Draa) mit breiten Dünentälern, in denen teilweise die Krustenfläche zutage tritt, teilweise tennenartige Sandflächen mit Reg Krustenflächen und anstehende Gesteine (Sandsteine) überdecken. Da innerhalb der Dünen-Namib bis auf einige Begehungen mit Vegetationsdichtemessungen und vereinzelt Profildurchbohrungen im Tsondab- und im Tsauchabtal keine eigenen geomorphologischen Aufnahmen durchgeführt wurden, wird der Erg nicht zum eigentlichen Untersuchungsgebiet vorliegender Arbeit gerechnet. Eine Reihe von Beobachtungen aus den Erg-Randbereichen, insbesondere der Böden auf den Sandsteinen fließen aber in die Argumentation mit ein.

Mit den Arbeiten vor allem von BESLER (1980, 1984, 1991) und LANCASTER (1985, 1989) liegen ausführliche Darstellungen der physiographischen Verhältnisse der Dünen-Namib vor. Auf die dort zitierte Literatur sei nachdrücklich verwiesen. BESLER (1980: 83ff + 206) unterscheidet 45 Typen im äolischen Erg-Relief und kartiert 14 Dünentypen. Wichtig für einen morphogenetischen Ansatz ist (1) ob das äolische Stockwerk eine oder mehrere Reliefgenerationen repräsentiert, (2) wo die Reliefgeneration(en) des äolischen Stockwerks relativ chronologisch einzuordnen sind (bei Abwesenheit von absoluten Datierungsmöglichkeiten) und (3) ob und inwieweit die Reliefgeneration(en) rezent weitergebildet werden oder ob Altersobergrenzen festgelegt werden können.

Für die Beurteilung dieser Problematik müssen folgende Beobachtungen Hilfestellung leisten:

1. Die Namib-Dünen sitzen diskordant teilweise auf der sog. *Tsondab Planation Surface* (OLLIER 1977), die nach RUST (1996) mit der durch eine Kalkkruste abgeschlossenen Haupttrumpffläche identisch ist, und teilweise auf fluvialen Schwemmfächern und Abtragungsterrassen (RUST 1989: 59), welche aus fluvial aufbereitetem Material der liegenden Sandsteine aufgebaut sind. Der Erg ist damit jünger als der liegende alt- oder mitteltertiäre (BESLER & MARKER 1979, WARD et al. 1983, WARD 1987 u. a.) oder mesozoische (RUST 1996) Äolianit und jünger als die Hauptkalkkruste. Er wird von RUST (1989: 60) als partiell revitalisierter fossiler Erg, partiell als äolisch überprägtes Fluvialrelief interpretiert.
2. Auf den durch Grobsandpflaster stabilisierten Dünenfüßen wurden verbreitet jungpaläolithische und/oder mesolithische Artefaktensembles gefunden (Kap. 6), z. B. westlich Sesriem bis zum Tsams Vlei und bei Dieprivier. Die Dünenfüße enthalten zudem einen höheren Anteil an tonig-schluffigem (?) Feinmaterial (Fingerprobe ca. 10-20%) als die Dünenhänge und -kämme. Nach

BUSCHE & HEISTERMANN (1992: 180f) können Artefakte allerdings auch im sandigen Material an die Oberfläche „wandern“. Da aber die Sandmächtigkeit von Dünenfüßen über der liegenden Kalkkruste bis zu mehreren Metern beträgt, kann hier der Prozeß, falls überhaupt vorhanden, nicht von großer Bedeutung gewesen sein. BUSCHE & HEISTERMANN (1992: 181) konnten das Aufwärtswandern von Artefakten in sandigen Substraten, die eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern überschreiten nicht beobachten. Es kann also geschlossen werden, daß die Dünenfüße unter den Artefakten zumindest älter als (früh-) mesolithisch sind (vielleicht ca. 100 ka?; weitere Ausführungen zur Artefaktsituation und -interpretation s. Kap. 6).

3. Die heutige Beschaffenheit des Namib-Erg über der Hauptkrustenfläche deutet auf eine mehrphasige Entwicklung hin. Am Ostrand des Dünengebiets wird die Kalkkruste von den o. g. Dünenfüßen überdeckt, denen hohe Draa (als mehr oder weniger komplexe Längsdünensysteme) aufsitzen. Sie sind in ihrem Grundriß sehr ortstabil und scheinen ihre Lage über 10^1 bis 10^3 (möglicherweise auch 10^4) Jahre nicht verändert zu haben. Das bei WIENEKE & RUST (1972) und bei RUST & WIENEKE (1976: Appendix, Abb. 1.1) abgebildete GEMINI-Satellitenbild von 1965 zeigt hinsichtlich des Mesoreliefs (Draa) Deckungsgleichheit mit LANDSAT-Aufnahmen der 90er Jahre. Seit Juli 1989 wurde die Dünen-Namib zwischen Sesriem und Sossusvlei (Tsauchabtal) sehr häufig begangen, mehrmals auch bei heftigen Sandstürmen. Dabei konnten nie selbst geringste Lageveränderungen der Draa beobachtet werden. Umgelagert wurde lediglich Material der Dünenkämme (v. a. bei Sandkörpern, die von Touristen erstiegen wurden).
4. Die größte rezente äolische Aktivität betraf im Untersuchungszeitraum, neben der Umschichtung von Kammsanden, v. a. die Auswehung vom Talboden. An den originären Draa-Mittelhängen wurde selbst bei Sandsturm quasi keine Dynamik festgestellt.
5. Die Stabilität der Draa wurde im Juli 1994 bestätigt, nachdem folgend auf ausgedehnte winterlichen Landregen von 28.-30. Juni (westlich Helmeringhausen sogar bis 10 cm Schneefall), sämtliche Dünen zwischen Sesriem und Sossusvlei bis auf die Kämme dicht mit *Eragrostis spinosa*, *Stipagrostis uniplumis* var. *uniplumis*, *S. ciliata*, *S. sabulicola* und *Triraphis purpurea* (?) bewachsen waren. Die gemessenen Vegetationsdichten betragen 21 % und 14 % Oberflächenbedeckung. Viele der Pflanzen lebten noch ein Jahr später ohne weiteren Niederschlag.
6. Insbesondere die unteren Mittelhänge weisen Andeutungen einer Bodenbildung auf. Im östlichen Erg sind solche Paläobodenbildungen von den Dünenfüßen bis wenige Meter unterhalb des Kammes oder der *slip faces* sehr häufig. Die Bodenfarben reichen von roten bis zu kräftigen rotbrau-

nen Tönen (MUNSELL 10 R 3/6 „dark red“ bis 2,5 YR 4/6 „red“). Zusammen mit den Paläoböden unterstreichen die hohen Bedeckungsgrade nach Regen den fossilen Charakter der Draa.

7. Bei allen Sandsturmereignissen kamen die heftigen Winde aus östlichen Richtungen. Dabei wurden fluvial aufbereiteter Sand und Staub auch aus dem Erg-Vorland weit in das Dünengebiet hineingetragen. Daß dies generell eine rezente Erscheinung ist, belegen Luft- und Satellitenbilder, die eine deutliche Ost-West-Windstreifung in allen in den Erg entwässernden Riviertälern aufweisen (v. a. Tsondab- und Tsauchabtal). Diese Täler wirken als Windgassen (Tafel 8, Foto 1 und Bericht von GROSSARTH 1932 auf S. 71).
8. Da die Namib-Täler mit den subaktuellen Windgassen auch auf der Tsondab-Fläche (wie in der Zentral-Namib) innerhalb breiter tertiärer Spülmulden entwickelt sind, reichen auf den alten Spülscheiden die Draa stets besonders weit nach Osten (z. B. zwischen Tsondab und Tsams). Die Erg-Ostgrenze bildet eine Wellenlinie mit Ostausdehnung auf den alten Spülscheiden und Westauslenkung in den entsprechenden Spülmulden (heute Spülmuldentäler). An den heutigen Talflanken sind die ursprünglichen S-N- (oder SSW-NNW-) Längskörper äolisch nach Westen umgebogen oder zu Pyramidendünen umgeformt. Dies ist als Indiz zu werten, daß die rezenten östlichen Starkwinde (Bergwinde) genetisch nicht in Zusammenhang mit der initialen Erg-Ausbildung stehen, sondern als subaktuelles Weiterbildungsagens einzustufen sind. Gleichwohl ist eine östliche Komponente bei der Erg-Entstehung anzunehmen.
9. Stellenweise hat die Talbodenauswehung zu einer Ablagerung jüngerer, heller (gelblicher) Sandflecken (an bevorzugt doppelt-konkav gewölbten) stabilen Draa-Mittelhängen geführt. An den Unterhängen und Dünenfüßen entstanden jüngere barchanoide Sandrücken und Sandschilde, die auch Material von den Draa-Hängen und -kämmen enthalten können. BESLER (1975) hat für eine solche „Vorläuferdüne“ eine relativ hohe aktuelle Motilität von 3-4 m pro Jahr ermittelt.

Die oben angeführten eigenen Beobachtungen bestätigen die Ansicht von BESLER (1977: 52 u. a.), wonach im inneren Erg die unteren Dünenpartien weitgehend stabil sind, also nur die Kammsande (leichte) Verlagerungstendenz zeigen und gelegentlich „Vorläuferdünen“ bilden können. Die eigentliche Draa-Bildung wird durch pleistozäne Nordverschiebung der Zone starker geostrophischer Höhenwinde mit resultierender oberflächennaher Taylor-Görtler-Bewegung erklärt (BESLER 1977: 62, 1980: 87ff, 1991: 105). Die tatsächliche Entstehung solcher länglicher Großdünenysteme ist jedoch ungeklärt, umstritten und kann hier nicht weiter diskutiert werden (vgl. auch STENGEL 1992). Beim Draa-Grundmuster scheint auch das Relief des Untergrundes eine Rolle zu spielen (Spülscheiden-Spülmulden-Fläche, fossile Terrassen, Inselberge und kleinere Outcrops etc.).

Im Gegensatz zu BESLER (1980) sieht LANCASTER (1983, 1985, 1989) auf Basis von statistischen Auswertungen von Sandkornparametern in den Längsdünensystemen der Namib eine Form des Gleichgewichtszustandes innerhalb des rezenten Zirkulationssystems mit seinem bimodalen Windregime (dauerhafte SSW-Winde + gelegentliche heftige E Winde = Resultante N-S-Dünen). Fazit der Arbeiten LANCASTERs (1980, 1981, 1983, 1985, 1989) ist (vereinfacht) die Annahme eines kontinuierlichen Nordtransports von Sanden aus der südlichen Namib (Oranjegebiet) seit 2-3 Millionen Jahren (LANCASTER 1989: 148) unter vernachlässigbaren pliozänen, pleistozänen und holozänen Intensitätsschwankungen. In diesem Zeitraum soll sich das großklimatische System nicht wesentlich verändert haben. Die Dünen (auch die Draa) der Namib werden als unter gegenwärtigen Bedingungen aktiv angesehen.

Aufgrund der eigenen Beobachtungen kann dieser Hypothese aber nicht beigepllichtet werden. Es ist zumindest als problematisch anzusehen, wenn - wie bei LANCASTER (1989) - das Postulat einer 2 bis 3 Millionen Jahre langen aktiven Dünen-Namib quasi ausschließlich auf granulometrisch-statistischen Analysen von Sandproben aus ca. 25 Lokalitäten (s. d. Fig. 21, S. 48) abgeleitet wird, ohne die geomorphologischen Befunde (z. B. von BESLER 1980), die Paläoböden, Windschliffe und -streifen, Krustenbildungen, Geoarchäologie etc. gebührend zu berücksichtigen. Zudem widerspricht LANCASTERs (1989) Theorie den in Kap. 3 erarbeiteten Erkenntnissen zur Biomentwicklung und phytogeographischen Ausstattung, die auf wechselhafte Milieubedingungen im End-Känozoikum hindeuten. Gleichgültig welche Prozesse oder Windrichtungen zur Ausbildung der Draa geführt haben mögen, an ihrem Status als fossile Reliefgeneration in Überformung und ihrer Ortsfestigkeit kann kein Zweifel bestehen. Die Draa sind damit als potentieller Sandlieferant für die jüngeren Erg-Formen einzustufen, von denen augenscheinlich auch bereits einige relativ stabile Formen aufweisen.

Sandherkunft des rezenten Ergs: Obige Ausführungen haben gezeigt, daß rezent auch bei starken Stürmen im Dünenbereich nur vergleichsweise wenig Material bewegt wird, nämlich die Sande von Draa-Kämmen, „Vorläuferdünen“ und fluvialer Sedimente vom Erg-Rand. Vor allem in der Südnamib kommen zusätzlich große Mengen an mobilen, unverfestigten Sanden vor (Zibar-Silk-System nach BESLER 1980). Auch an der Namib-Küste könnte durch die litorale Aktivität ständig mobilisierbares Material zur Verfügung stehen (vgl. LANCASTER & OLLIER 1983). Tatsächlich umfaßt die Namib mehrere theoretische Möglichkeiten der Sandherkunft. BESLER (1980: 71ff + 154) unterscheidet im nördlichen Erg fünf „Sandprovinzen“:

1. rote kantige Sande aus Sandsteinzerfall,
2. ockerfarbene gerundete Sande,
3. ockerfarbene Mischsande,
4. graue kalkhaltige Sande,
5. helle Mischsande.

Diese sollen in charakteristischer Verteilung im Erg vorkommen. Die älteste 1. Sandprovinz besteht nach BESLER (1980: 72) aus Sanden des unter dem Erg liegenden äolischen Sandsteins (s. u.), die 2. aus dem Zerfallsprodukt eines Sandsteins, welcher fluvial umgelagertes Material der 1. Provinz enthält. Diese Sandsteine wurden flächenhaft überprägt. Anschließend erfolgte eine breite Talbildung in Küstenrichtung, die sich anhand von Naukluftgeröllen bis in Küstennähe nachweisen läßt und die zur Ausräumung der 1. und 2. Provinz führte. Die Sande der so entstandenen 3. Provinz wurden als Mischsande in der westlichen Namib abgelagert, während der Tsondab zum Kuiseb hin entwässerte (vielleicht durch Dünenblockade). In einer späteren Phase soll der Proto-Tsondab wieder in Richtung Küste umgelenkt worden sein und dabei die vierte (carbonathaltige) Sandprovinz und Nagelfluhgerölle aus dem Bereich älterer Kalkkrusten geschüttet haben. Sie bilden heute ein Terrassenband entlang des (partiell dünen-überdeckten) Tsondabtals und lassen sich bis in Küstennähe verfolgen (BESLER 1980: 73). Nach einer weiteren Talbildungsphase sollen dann erneute remobilisierte Sande der älteren Provinzen geschüttet worden sein. Nach BESLERS (1980) Untersuchungen erfolgte also die Materialmobilisierung stets von Osten her. Der Anteil von Strandsanden wird als schwer abschätzbar, aber „nicht dominierend“ angesehen (BESLER 1980: 73).

Dagegen unterstützen WHITE et al. (1997) auf Basis der Eisenoxidverteilung im nördlichen Erg die Hypothese, daß „mehr als eine Sandquelle“ vorliegt. Mit Hilfe von durch Laboranalysen kalibrierten LANDSAT-Daten haben sie eine Karte der Fe_d -Verteilung¹ erstellt, die folgendes dreigliedriges Muster zeigt:

- eine Inlandszone hohen Fe_d -Anteils (ca. 1,75->2 mg Fe_d / g),
- eine küstennahe Zone niedrigen Fe_d -Anteils (0,25-0,75 mg Fe_d / g),
- eine Mischzone zwischen 1. und 2. ohne einheitlichen Gradienten.

Nach WHITE et al. (1997: 37) korrespondiert die räumliche Ausdehnung der Zonen mit der grobzonalen Verbreitung von Dünentypen (besser „Draa“; vgl. BARNARD 1973, BESLER 1980) und des Liegenden. Daraus ergibt sich angeblich eine Quelle rötlicher Sande im Osten (Sandsteine) und eine gelbliche im Westen (Karpfenkliff-Formation [?], Küstensande). Nach BESLER (1980: 73) ist

¹ durch Dithionit-Extraktion ermittelter Anteil an pedogenem Eisenoxid

aber der abnehmende Eisenoxidgehalt (Rotfärbung) der Sedimente nach Westen durch zunehmende Wiederaufarbeitung und Transport (s. o.) zu erklären.

Die von WHITE et al. (1997: 31) genannte Karpfenkliff-Konglomerat-Formation (nach WARD 1987: 15, s. Kap. 4.2.2.) ist als Quelle gelblicher Sande der Westnamib aus folgenden Gründen wenig wahrscheinlich:

1. Karpfenkliff-Konglomerate repräsentieren fluviatile Ablagerungen in einem breiten Proto-Kuisebtal (Kap. 4.2.2). Sie sind daher eine lokale Erscheinung, wenn auch insbesondere im nördlichen Erg ähnliche Konglomerate in anderen Riviertälern vorkommen, und können nicht namibweit als Sandlieferant eingestuft werden. Sie bedecken westlich 15°20' die liegenden Sandsteine in geringer Mächtigkeit, sind also jünger als diese und treten nur in Dünengassen zutage.
2. Sie sind innerhalb des Erg (südlich des Kuiseb) nur an wenigen Stellen fluvial aufgeschlossen. Die Sandmobilisierung müßte also durch äolische Korrasion in Dünengassen erfolgen. Dafür ist aber ein bereits vorhandenes Schleifmittel nötig, so daß allenfalls Mischsande (besser: „-stäube“) entstehen könnten.
3. Die Karpfenkliff-Konglomerate enthalten in der westlichen Namib ihrerseits einen hohen Anteil an aufbereiteten Sanden aus den liegenden Sandsteinen, stellen also keine gänzlich andere Sandquelle dar, sondern passen in BESLERS (1980) Vorstellungen wiederholter Aufarbeitung.
4. Die Hypothesen von WHITE et al. (1997) haben einen zu aktualistischen Hintergrund, da alle Sandquellen in die gleiche (heutige) Zeit gestellt werden, was nach den Forschungen von BESLER (1980 u. a.) und den eigenen Beobachtungen unwahrscheinlich ist.

Den möglichen Beitrag von marinen Sanden schließt auch BESLER (1980, s. o.) nicht aus. Dafür scheinen aber insbesondere pleistozäne Regressionsphasen mit trockengefallenen Schelfflächen bei starken südwestlichen Winden in Frage zu kommen. Die rezente Namib-Küste an der Langen Wand zeigt - neben der Kliffbildung - deutlich, daß Material aus der Namib die Kliffs verhüllt, der Erg also, wo mobil, ins Meer schüttet. Dies trägt zu den hohen Strandversatzraten bei, wie sie z. B. an der Sandvis-Lagune beobachtet werden können. Die rezente Transportdynamik im Erg-Meer-Grenzbereich zeigt also eher in Richtung Meer anstatt in Richtung Erg. Dennoch geht LANCASTER (1989: 139f) von einem Transport großer Massen Sande aus den Küstenregionen in die Dünen-Namib aus.

Der Kuiseb als Nordgrenze des äolischen Stockwerks: Der Verlauf des Kuisebtals begrenzt östlich von Rooibank die Ausdehnung der Namib-Draa nach Norden. Unter aktualistischer Betrachtungs-

weise mit Berücksichtigung der von LANCASTER (1989: 141) ermittelten transportierten Materialmassen wird diese Nordgrenze zum schwer erklärbaren Phänomen. Der angenommene permanent hohe Sandfluß aus Südsüdwest hätte bei aktiven Draa längst zum zumindest teilweisen Überschreiten des Kuiseb führen müssen, da dieser nur sehr unregelmäßig abkommt und nur sehr selten bis zum Meer strömt. GOUDIE (1972: 23) stellt fünf aktualistische Erklärungsmöglichkeiten zusammen:

- Großdüensysteme bewegen sich generell sehr langsam, so daß das jährliche Abkommen am unteren Mittellauf bereits ausreicht, die ins Tal geschütteten Mengen auszuräumen.
- Seltene nördliche Winde hoher Transportkraft verhindern das Überschreiten des Flusses.
- Es wird viel Sand benötigt, um das eingeschnittene Tal aufzufüllen und der dafür zu veranschlagende Zeitraum ist noch nicht lange genug.
- Die Düensysteme haben erst kürzlich das Kuisebtal erreicht und daher ist die Grenze rein zufällig.
- Der Kuiseb hat unter dem Einfluß der vorschreitenden Dünen seinen Lauf nordwärts verlagert.

Der ersten Hypothese wird am häufigsten gefolgt: *„The flooding of the Kuiseb River is probably the most important factor in checking the northerly to northeasterly migration of sand dunes from the main Namib Sand Sea under the present conditions“* (WARD & VON BRUNN 1985b: 70). Zwischen 1837 und 1963 erreichte der Kuiseb allerdings nur 15 mal den Atlantik, um Material wirksam fluvial abzuführen (STENGEL 1964: 10), wobei nur ein einziges Mal zwei aufeinanderfolgende Jahre vermerkt sind, nämlich 1848 und 1849. Etwa alle fünf Jahre erreicht ein Abkommen durchschnittlich Rooibank und damit den küstennahen Schwemmbereich. Ob dies ausreicht, die angenommenen mobilen Sandmassen besonders im kaum eingetieften Unterlauf östlich Rooibank am Überschreiten des Kuiseb zu hindern, wird bezweifelt (vgl. hierzu auch HARMSE 1980, unpubl.).

Für Hypothese 2 spricht das Vorkommen der Windstreifung und Windschliffe auf der Namib-Fläche, woraus SELBY (1977b) eine hohe morphodynamische Transportkraft aus östlichen bis nordöstlichen Richtungen ableitet (vgl. Kap. 4.2.1.6). Die Untersuchungen von BESLER (1975) an einer mobilen „Vorläuferdüne“ ergaben jedoch Indizien für Nordtransport mit einer leicht östlichen Komponente. Tatsächlich ist auch hier anzunehmen, daß unter rezenten Bedingungen die stabilen Draa nicht die Tendenz zeigen, nordwärts zu wandern.

Andererseits ist klar zu konstatieren, daß es einmal eine Phase gegeben haben muß, in der eine Nordverlagerung der Draa stattgefunden hat, da eine diskordante Überdeckung von kalkverbackenen Proto-Kuiseb-Sedimenten in den Zwischendünenbereichen zwischen Kuiseb und Tsondab vorliegt (Kap. 4.2.2). Diese Sedimente unter Kalkkruste bilden einen *terminus post quem* für den

Draa-Aufbau südlich des Kuiseb bis zum Tsondab. Die Diskordanz weist hier deutlich auf einen Milieuwechsel hin (von Flußsedimentverkalkung zu Draabildung). Die Einschneidung des Kuiseb-Mittellaufs ins heutige Tal erfolgte vielleicht erst nach der Etablierung der Draa.

Dafür daß in einer (pleistozänen) Aktivitätsphase bedeutende Sandmassen aus dem Erg ins Kuisebtal geschüttet wurden, spricht das Vorkommen einer fossilen äolischen Fazies mit Dünen-Kreuzschichtung innerhalb einer Terrasse des eingeschnittenen Kuisebtals (Kap. 4.2.2, vgl. RUST & WIENEKE 1973: 11, 1978: 164 und WARD 1982: 213, 1984: 459). Das genaue Alter dieser Terrasse ist zwar ungeklärt, aber es ist sehr wahrscheinlich, daß hierbei der Kuiseb im Pleistozän mindestens einmal voll „tsondabisiert“ wurde, d. h. der Unterlauf aus dem fluvialen System genommen war. Ob das äolische Stockwerk sich dadurch auch auf die zentrale Namibfläche ausgedehnt hat, ist unklar, bei längerer Abflußblockade aber möglich. Da dieses hypothetische Vordringen aber keineswegs besonders weit gewesen sein kann, wurden nach Durchbruch der Blockadedünen diese Sandkörper wieder durch das gut entwickelte Entwässerungsnetz der Zentral-Namib fluvial und/oder äolisch ausgeräumt.

Reste einer Nordwärtserstreckung von Dünensand konnten im Feld nicht aufgefunden werden. Lediglich in der Mirabib-Höhle, etwa 25 Kilometer nördlich des rezenten Ergs, wurden rötliche Sande gefunden, deren Herkunft auf den Erg deutet (vgl. SANDELOWSKY 1977: 246). Dabei handelt es sich aber zu drei Vierteln um die Feinsand-Fraktion und um 7% Schluff und Ton (SANDELOWSKY 1977: 244), so daß auf eine gewisse Transportsortierung geschlossen werden kann. Mirabib wurde vermutlich nie von Dünen erreicht. Ein sicherer Beleg für eine Ausdehnung des Ergs auf die Fläche nördlich des Kuiseb liegt also anders als für das Tal selbst nicht vor.

Der Proto-Erg als älteste Sandprovinz:

Die am Anfang des Kapitels aufgelisteten Beobachtungen beziehen sich ausschließlich auf die Dünen-Namib über der Hauptkrustenfläche. In der Problemansprache von Kap. 4.1.1 wurde bereits angedeutet, daß eine große Anzahl von Autoren von der Existenz eines tertiären Vorläufer-Namib-Ergs („Proto-Namib“) überzeugt sind oder waren. Genannt wurden die paläoklimatisch-ozeanologischen Befunde, die eine Proto-Namib vor dem Endmiozän ausschließen. Ein Hauptargument für dieses zweite, anschließend durch „fluviale Planation“ (HEINE & WALTER 1994: 238 in Anlehnung an MARTIN 1950, GOUDIE 1972, BARNARD 1973, SELBY 1976, OLLIER 1977, 1978 und BESLER 1980) eingeebnete äolische Stockwerk (*Tsondab Planation Surface*), war die Tatsache, daß mit Ausnahme der Nordwestecke (BESLER (1977: 36) in nahezu deckungsgleicher Verbreitung

unter dem rezenten Erg ein überwiegend äolischer Arenit (STAPFF 1887: 206; „Namib-Sandstein“ nach BESLER & MARKER 1979; „Tsondab-Sandstein“ nach OLLIER 1977) vorkommt. Dieser Sandstein wurde von WARD (1987) detailliert stratigraphisch beschrieben und in sechs Faziestypen eingeteilt (Tab. 22):

Stratigraphie des sog. Tsondab-Sandsteins nach WARD (1987), erweitert						
Fazies	Name	maximale Mächtigkeit	Typlokalität	Lithologie/Struktur	Deutung	vermutetes Milieu
F	<i>Zebra Pan Carbonate Member</i>	3 m	Kamberg-Fläche südl. der Gaubmündung zum Kuiseb (nur Lokalvork.)	massive bis fein laminierte Carbonatablagerungen mit ca. 80% Dolomit und 20% Calcit; 6 Horizonte: ein Horizont gipsverkrustet, geringe Quarzanteile, Algenstrukturen	Pfannen- oder Playaablagerung (WARD); vielleicht (ephemere) Seen (?)	feuchter als heute (gleich nicht Endseeablagerungen am Sossusvlei)
E		50 m	Kamberg-Mesa, Karpfenkliff	Quarz-Arenit: carbonatverbackene weißlich-gräuliche oder rötliche Sande (gleich rezenten Kuisebsanden), fluvial geschichtet, Wurzelröhren	Fluviales Äquivalent zu äolischen Fazies-C-Sanden (WARD); aufbereitete ältere Ablagerungen	feuchter als heute bis ähnlich wie heute
D		45 m	Dünenal ca. 10 km westl. Gobabeb, südl. Sobeb	Quarz-Arenit: carbonat- und gipszementierte rötlich-braune Sande, Vorkommen nur westlich Harubes in der Dünen-Namib	Aufbereitetes Material von Fazies C, Sandschilde, Dünen	trocken, ähnlich wie heute in der West-Namib
C	<i>Typical Tsondab Sandstone</i>	mindestens bis 70 m	Kamberg-Mesa (WARD)	Quarz-Arenit: verfestigte, nur fleckhaft carbonatinkrustierte, rötlich-braune, kreuzgeschichtete Sande, Vorkommen südlich des Kuiseb	Äolisches Sediment mit Dünenstrukturen (keine Draa)	trocken, vergleichbar mit heutigem Milieu oder trockener
B		10 m	Dünen-Namib südlich von Gomkaeb	Konglomerat, Quarz-Brekzie: carbonatverbackene Gerölle aus Gangquarzen mit hohem Sandanteil, Vorkommen nur lokal zwischen Gomkaeb und Harubes	fluviales Basalkonglomerat (Kolluvium)	feuchter als heute (beträchtlicher Schottertransport)
A	<i>Gomkaeb Basal Breccia Member</i>	3 m	Gomkaeb, Kamberg-Mesa, Karpfenkliff	Basale Quarz-Brekzie: ähnlich wie Fazies B, jedoch weniger gerundete Schotter	Lithosolrelikt auf Rumpffläche (ging Dünenbildung voraus)	semi-aride bis sub-aride Bodenbildung

Tabelle 22: Stratigraphie des Tsondab-Sandsteins nach WARD (1987: 10-15), ergänzt durch Milieuaussagen.

Drei dieser Faziestypen, Fazies A, C und D, repräsentieren den typischen Namib-Sandstein, wie er von BESLER & MARKER (1979) an der Typlokalität Tsondab Vlei beschrieben wurde. Dabei handelt es sich um verfestigte, kreuzgeschichtete Dünensande (Fazies C) mit einer Basalbrekzie (Fazies A) auf dem panafrikanischen Rumpf, teilweise in einer wiederaufbereiteten Form (Fazies D). Lokal kommen auch Konglomerate mit Klasten aus fluvialen Geröllen vor (Fazies B). Die Basalbrekzie und die Konglomerate von Fazies A und B enthalten auch Klasten aus den liegenden Damaragesteinen, v. a. Gangquarze. Ihre Entstehung liegt zeitlich vor der Schüttung der Dünensande von Fazies C und D. WARD (1987: 13) interpretiert sie als Regolith-Relikte oder Paläoböden (Lithosole), wie sie z. B. auch heute auf dem Hochland entwickelt sind. Dabei handelt es sich um restabilisierte Restböden, bei denen der Abtrag zeitweise höher war als die Bodenneubildungsrate. Sie sind damit typisch für ein semi-arides Milieu, das von einer/mehreren Dünenbildungsphase(n) gefolgt wurde.

An verschiedenen Aufschlüssen können im Hangenden von Fazies C auch gering mächtige Straten fluvialer Formung und verkalkte Wurzelröhren beobachtet werden, die auf eine zeitweise fluviale Aktivität im Anschluß an den Wüstenzeitraum schließen lassen. Fazies E ist dagegen eindeutig ein mächtiges fluviales Sediment aus insgesamt sehr ähnlichen aber besser gerundeten Sanden (vgl. BESLER 1996: 82f). Dieses Sediment wurde nach WARD (1987: 12) nur im Proto-Kuiseb-Tal gefunden und impliziert fluvialen Input aus dem Escarpmentbereich. Es enthält häufig und durchgängig Relikte von Paläobodenbildungen und Bänder aus dichtem fossilisiertem, kalzifiziertem Wurzelgeflecht, die in Anschnitten herauspräpariert wurden (Kap. 4.2.2; vgl. Tafel 7, Fotos 4+5).

Hangend zu den Typen C und E definiert WARD (1987: 12) eine carbonatreiche, sandarme Fazies F als fossile Playa- oder Pfannenablagerungen. Es ist dabei unklar, ob diese sich generell innerhalb der arenitischen Sedimente befinden, oder nur Oberflächenbildungen darstellen. Vermutlich kommt beides vor, denn Pfannen in Dünentälern können von mobilen Sanden überdeckt sein. Die Typlokalität westlich der Kamberg-Kette ist jedoch eine Oberflächenbildung und könnte daher auch genetisch zur Hauptkalkkruste gehören. Der genaue Status von Fazies E und F bleibt trotz der detaillierten Aufnahmen von WARD (1987) unklar. Sicher ist aber, daß zumindest Fazies E nicht zum äolischen Stockwerk und auch nicht zu einem hypothetischen äolischen Proto-Stockwerk gehört(e). Hierauf wird deswegen bei der Abhandlung des fluvialen Reliefs eingegangen.

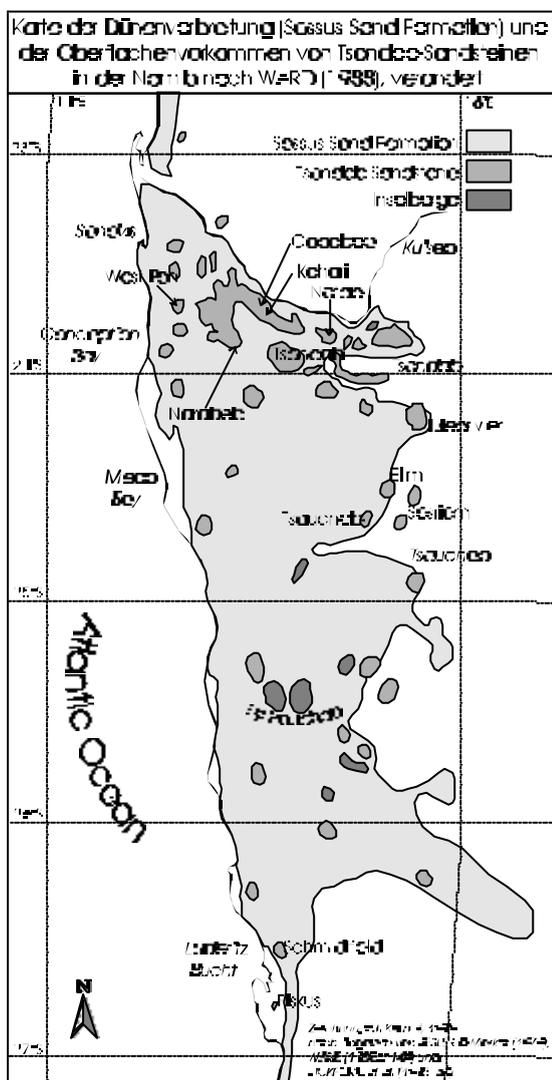
Korngrößenparameter, Kornbeschaffenheit, Verteilungsmuster des Schwermineralgehalts, Farbe und Patina des eigentlichen Tsondab-Sandsteins (bzw. seiner Klasten) weisen nach BESLER (1991: 107, 1996: 83), PFEIFFER (1991) und BESLER & PFEIFFER (1993) auf eine sehr große Ähnlichkeit zu den heutigen Ergsandsteinen hin. Deshalb ist mit großer Sicherheit anzunehmen, daß der Tsondab-Sandstein die wichtigste Quelle für die Sande der Draa darstellt. Es wird von einer reaktivierten Dünenwüste gesprochen. Den wahrscheinlichen Ursprung der Quarzsande des Tsondab-Sandsteins sehen BESLER & PFEIFFER (1993: 22) im mesozoischen Etjo-Sandstein der Karoo-Serie, dessen südlichste (stark silifizierter) Vorkommen heute auf dem Gamsberg und der ehemaligen Farm Naukluft (24°11'11"S, 16°13'25"E) liegen. BESLER (1996: 83) ermittelte ein in weiten Teilen übereinstimmendes Schwermineralspektrum in Etjo-Quarzit (Anmerkung 1, S. 265) und Tsondab-Sandstein.

Eine absolute Altersdatierung für die Sedimentation des ursprünglichen Quarz-Arenits liegt nicht vor. WARD et al. (1983) und WARD (1987: 15) nehmen ein paläogenes (alt- bis mittel-tertiäres) Alter an. WARD & TELLER (1989: 24) postulieren einen Zeitraum von 55-20 Ma BP für den Proto-Erg. BESLER (1991: 109) und BESLER & PFEIFFER (1993: 8) legen sich auf das Oligozän für

die Bildung der hypothetischen Proto-Namib fest. Nach den Ausführungen von Kap. 4.1.1 geben jedoch die ozeanischen Befunde keinen Hinweis auf oligozäne Aridität. Zudem ordnen SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 118) die terminale Ausbildung der Haupttrumpffläche in den gleichen Zeitraum, was ein feuchtes Milieu impliziert.

Der Tsondab-Sandstein gilt nach DICKINSON & WARD (1994: 226) als sehr fossilarm und ermangelt an stratigraphischen Markern und Leithorizonten. PICKFORD et al. (1995) legen allerdings Ansätze einer bislang kaum beachteten Biostratigraphie auf der Basis von Fragmenten fossiler Straußeneierschalen vor, die aus unterschiedlichen Sandstein-Lokalitäten stammen sollen. Die Fossilfunde erbrachten fast ausschließlich Arten aus dem Zeitraum Miozän-Quartär. Nur eine einzige Art,

Namornis oshanai, wurde (provisorisch) ins Prä-Miozän eingeordnet. Genau diese Species ist allerdings vom Erstbeschreiber SAUER (1966: 17) als *Struthio oshanai* dem post-miozänen (plio-pleistozänen) Genus *Struthio* zugeschrieben worden, obwohl ihre Schalendicke signifikant höher ist, als bei anderen *Struthio*-Arten (SAUER 1968, PICKFORD et al. 1995: 88). Die Lokalität des Holotyps liegt nach SAUER (1966: 4) nicht im Tsondab-Sandstein, sondern in einem Bohrloch der Beiseb-Vlakte (Nord-Etoscha). Möglicherweise stellt sie ein Fossil der Beiseb-Formation (Kap. 4.6.1) dar, deren Alter unklar ist (End-Tertiär? Alt- bis Mittelpleistozän?). Die von PICKFORD et al. (1995: 87) untersuchten Lokalitäten sind für den Bereich des eigentlichen Tsondab-Sandsteins zwischen Koigab und Kuiseb (Karte 23) in Tab. 23 aufgelistet.



Karte 23: Verbreitung von Sanden und Tsondab-Sandstein in der Dünen-Namib nach BESLER & MARKER (1979) u. a.. Genannt werden zusätzlich die Fundlokaltäten von fossilen *Struthioniformes*-Eierschalen nach PICKFORD et al. (1995: 86f).

Lokalität	Sediment/Position	Species	vermutetes Alter	Anmerkung
Dieprivier	Äolianit	<i>Namornis/Struthio oshanaï</i>	Prä-Miozän ?	Status des Fossils unklar
Dieprivier	„Deflationsoberfläche“	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Elim Gullies	Äolianit	<i>Namornis/Struthio oshanaï</i>	Prä-Miozän ?	Status des Fossils unklar
Elim	„Deflationsoberfläche“	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Elim	Lockersand	<i>Struthio camelus</i>	Quartär	
Fiskus	Äolianit	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Gobabeb	Äolianit	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Kahari		<i>spec. indet.</i>		8 km südl. von Gobabeb
Kolmanskop	Äolianit	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Narabeb		<i>spec. indet.</i>		
Natab		<i>Struthio camelus</i>	Quartär	13 km östl. von Gobabeb
Sesriem	„Deflationsoberfläche“	<i>Struthio camelus</i>	Quartär	
Sesriem	„Deflationsoberfläche“	<i>Struthio camelus</i>	Quartär	nördl. der Windpumpe
Sesriem	Äolianit	<i>Diamantornis wardi</i>	Miozän ?	es ist unklar, ob es sich tatsächlich um einen Äolianit handelt
Schmidtfeld	Äolianit	<i>Diamantornis wardi</i>	Miozän ?	
Tsauchab	Äolianit	<i>Diamantornis laini</i>	Miozän ?	
Tsauchab	hangender Äolianit	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Tsauchab	„Deflationsoberfläche“	<i>Struthio camelus</i>	Quartär	
Tsauchab 3	Äolianit	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
West Pan	Äolianit ?	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	50 km südl. Rooibank

Tabelle 23: Im Bereich des Tsondab-Sandsteins vorkommende Fundstätten von fossilen Straußeneierschalen nach PICKFORD et al. (1995: 87). Mit Ausnahme zweier Lokalitäten, deren biostratigraphisches Alter als prä-miozän vermutet wird, decken die Funde die Zeitspanne zwischen Miozän und Quartär ab. PICKFORD et al. (1995: 87) listen weitere Lokalitäten im südlichen Diamanten-Sperrgebiet auf (Daberas, GP Pan, Karungarab, Obib und Rooilepel), deren Ensembles eine identische Alterseinstufung erlauben. *Namornis oshanaï* ist, außer aus der Typlokalität (SAUER 1966), von keinem weiteren Fundort bekannt. Dort wurden sie allerdings in weißen Sanden bei -35 m unter GOF (Beiseb-Formation) gefunden (Kap. 4.6.1).

Berücksichtigt man die beiden Lokalitäten mit den fragwürdigen *Namornis oshanaï* nicht, so ergibt sich eine deutliche Tendenz einer Alterseinstufung um die Miozän-Pliozän-Wende, also in den Zeitraum, welcher für den Abschluß der Tieferlegung der Haupttrumpffläche angenommen wird. Für eine alttertiäre Einstufung fehlen jegliche Belege.

Daraus ergeben sich erhebliche Interpretationsprobleme für die Abfolge der Reliefgenerationen in Verbindung mit dem Tsondab-Sandstein, sollten die jüngsten Äolianite, wie durch die Biostratigraphie belegt, ins (frühe oder mittlere) Pliozän gestellt werden. Eine Aussage über den Beginn der Paläo-Dünenbildung könnte nicht gegeben werden, sondern nur ein *terminus ante quam* für den Tsondab-Sandstein (Pliozän). Bei Annahme dieser zeitlichen Obergrenze ergeben sich chronologische Einstufungsprobleme für die u. g. Post-Tsondab-Reliefgenerationen, denn nach der Paläo-Ergschüttung erfolgte noch die diagenetische Verfestigung der Dünensande und ihre Einebnung (Einrumpfung) mit der zugehörigen Bodenbildung (s. u.), die Fossilierung der Bodenbildung und Kalzifizierung von Wurzelröhren und die partielle Überdeckung mit den sog. Karpfenkliff-Konglomeraten sowie Kamberg-Calcrete. Des weiteren folgte die Kappung des Randstufenanschlusses durch Ausbildung einer Achterstufe am Ostrand des Paläo-Ergs mit der Pedimentierung (Post-HR-1-Fläche),

mindestens eine Einschneidungsphase und schließlich Ausbildung und Fossilierung der Draa-Systeme sowie Ausbildung von jüngeren Dünenkörpern. Obwohl möglicherweise einige dieser Generationen parallelisiert werden können, erscheint dafür der Zeitraum seit dem mittleren Pliozän zu kurz.

Es erscheint demnach schlüssiger, die endmiozän-frühpliozänen Fossilien im Zusammenhang mit der Kappung des Tsondab-Sandsteins zu sehen, als mit seiner Bildung. Leider wird bei PICKFORD et al. (1995) die Fazies der Fundumgebung nicht genau angegeben (im Sinne der Faziestypen von Tab. 22). Es ist daher möglich, daß die Fossilien aus im Zuge der Flächenbildung oder Einschneidung umgelagerten Straten stammen. Dafür spricht auch die Ansicht, wonach große Laufvögel (den Angaben zufolge noch weit größer als heutige Strauße) nur schwer mit einem extremen Dünenwüstenhabitat in Verbindung zu bringen sind. Es wird von den meisten Autoren darauf hingewiesen, daß der angenommene Paläo-Erg der heutigen Dünen-Namib sehr ähnlich war. Das Vorkommen hoher Dünenkörper ist anhand der kreuzgeschichteten, bis über 30° geneigten Straten am Aufschluß Dieprivier leicht nachzuvollziehen.

Die Existenz der o. g. umgelagerten Faziestypen im hangenden Tsondab-Sandstein konnte im Feld mehrfach bestätigt werden. So zeigt z. B. ein sehr typischer Aufschluß auf Farm Elim bei Sesriem (Karte 23) zwei durch eine deutliche Winkeldiskordanz getrennte Sedimentpakete mit Kreuzschichtung im Liegenden und horizontalen Straten im Hangenden (Fotos u. a. bei WARD 1988a: 148 + 151, Fig. 3 + 8). Meist werden die horizontalen Schichten als Ablagerungen eines Zwischendünenbereichs oder Längsdünentals interpretiert und damit eine konkordante Schüttung angenommen. Dem steht allerdings entgegen, daß sie stets im Hangenden auftreten und u. U. bis über 200 m, zumindest aber aufgeschlossene 20-50 m kreuzgeschichtete Sandsteine überlagern. Es ist daher viel wahrscheinlicher, daß die horizontalen Straten als jüngere Umlagerungsfazies zu interpretieren sind, wofür nachdrücklich auch die Winkeldiskordanzen sprechen. Es sind die mio-pliozänen Fossilien mit der postgenetischen Umlagerungsfazies zu erklären, die die Einrumpfung des Tsondab-Sandsteins begleitet. Auch an der Typlokalität des Tsondab-Sandsteins, nordöstlich des Tsondab-Vleis (BESLER & MARKER 1979) und an der Dieprivier-Stufe (Tafel 8, Fotos 2 + 3) sind diese horizontalen Straten gut ausgeprägt.

Die Hypothese der extrem langen ariden Geschichte der Namib auf Basis der Existenz des für alt- oder mitteltertiär erachteten Tsondab-Sandsteins wurde von WARD & CORBETT (1990) im sog. Spätmesozoikum-Känozoikum-Modell (LM-C, *Late Mesozoic-Cainozoic Model*) grundlegend formuliert (Abb. 70). Andere Autoren, wie SELBY (1976: 6), TANKARD & ROGERS (1978), SIESSER (1978, 1980), TANKARD in TANKARD et al. (1982), DINGLE et al. (1983), PART-

RIDGE (1985a/b), TYSON (1986), MAUD & PARTRIDGE (1987, 1989) und PARTRIDGE & MAUD (1987) halten im allgemeinen an der tertiären Stellung des Sandsteins fest, sehen aufgrund ozeanischer und paläoklimatischer Befunde (Kap. 4.1.1) aber keine Möglichkeit der Zuordnung ins Alttertiär. Stattdessen wird die Tsondab-Basisfläche als Fortsetzung der miozänen Zentralnamib-Haupttrumpffläche gesehen. Nach PARTRIDGE & MAUD (1989: 14) kann dann der hangende Tsondab-Sandstein nur jünger als ca. Mittelmiozän sein.

„Analysis of altitudinal relationships and the preservation of silcrete and deep weathering profiles in the southern Namib provides unequivocal evidence that the surface underlying the ancient dunefield represented by the Tsondab-Sandstone of the Lüderitz-Walvis Bay zone is the Post-African I erosional surface. Hence the Tsondab aridification cannot predate the middle Miocene.“
 MAUD & PARTRIDGE (1989: 14)

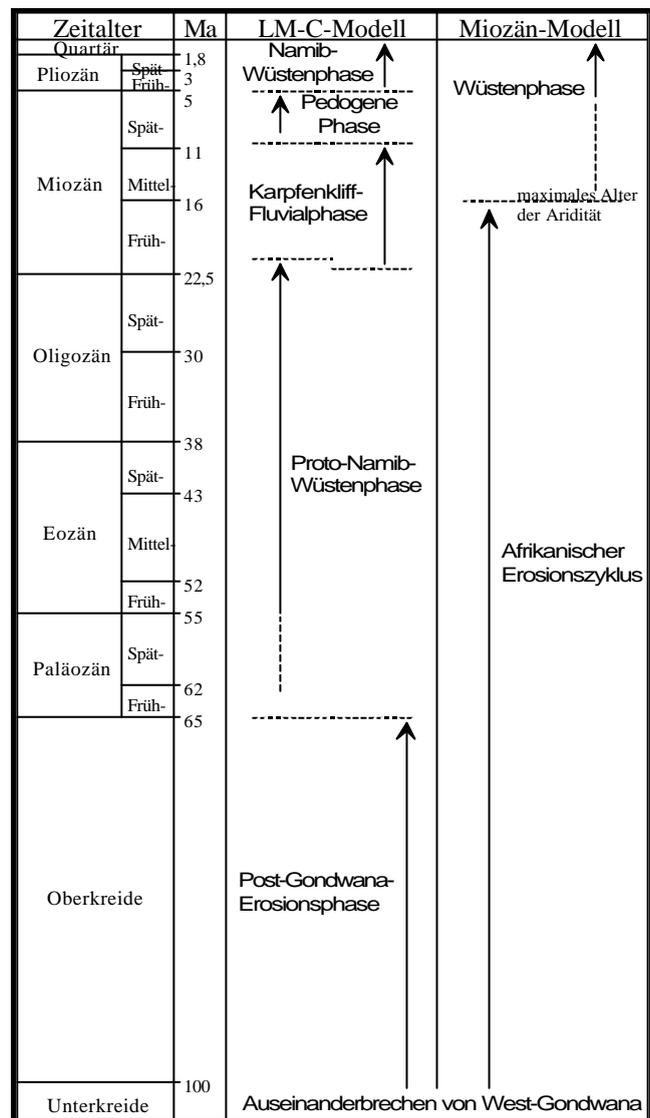


Abbildung 70: Gegenüberstellung des Spätmesozoikum-Känozoikum-Modells (LM-C) und des Miozän-Modells zur Entwicklung der Namib nach WARD & CORBETT (1990: 20) in relativer zeitlicher Auflösung.

Das LM-C-Modell geht von einem überwiegend ariden Tertiär aus, lediglich unterbrochen von einer miozänen Feuchtphase mit fluvialen Sedimenten und einer pedogenen Phase mit Kalkkrustenbildung.

Das Miozän-Modell lehnt sich dagegen eng an die ozeanischen und paläoklimatologischen Befunde vom namibischen Schelf an und sieht das höchstmögliche Alter der Namib in der Etablierung des Benguela-Auftriebssystems im Endmiozän (vgl. Kap. 4.1.1).

Stattdessen wird eine zeitliche Stellung im Obermiozän bis Unterpliozän vorgeschlagen: „*This platform [die Namib Unconformity Surface als Auflagefläche des Tsondab-Sandsteins] [...] provides a firm terminus post quem [for] the overlying Tsondab Sandstone Formation, which is generally accepted as reflecting arid conditions. It is highly likely that this aridification was, in*

fact, contemporaneous with the conspicuous change evident across the Miocene-Pliocene boundary, [...]“ (MAUD & PARTRIDGE 1987: 341).

Nach dieser Ansicht, die durch die oben erläuterten Funde von PICKFORD et al. (1995) bestätigt werden, müßten dann die auf S. 325 erwähnten Reliefgenerationen, wie Einrumpfung/Einebnung des Sandsteins, die pedogene Kalkkrustenbildung, die Draa-Bildung, die Schwemmfächerschüttungs- und Aufkalkungsphasen (Kap. 4.2.2.1), die tiefe Zerschneidung, die Talterrassensedimentation sowie die jüngere Dünenbildung ins Pliozän und Pleistozän fallen, für die quasi alle Autoren eine progressive Aridität annehmen. Diese Fülle an Reliefgenerationen, die unterschiedlichste Milieubedingungen repräsentieren und deren morphochronologische Abfolge in Kap. 7 möglichst detailliert erarbeitet werden muß, spricht aber gegen das Miozän-Modell in Abb. 70. Allein die pedogene Kalkkrustenbildung und die Schüttung der Vorlandschwemmfächer, als eindeutige Post-Tsondab-Reliefgenerationen, werden ja von WARD (1987) ins Miozän gestellt. EITEL (1993, 1994) deutet das Kamberg-Calcrete, das Konglomeratserien und Tsondab-Sandstein überlagert, als Miozän.

Es ergibt sich eine Diskrepanz der in der Literatur publizierten Anschauungen über Alter, Genese und paläoklimatische Deutung des Tsondab-Sandsteins, die es notwendig erscheinen läßt, sowohl dem LM-C-Modell nach WARD & CORBETT (1990), als auch dem Miozän-Modell nach PART- RIDGE & MAUD (1987) den Status von zu überprüfenden Hypothesen zuzuweisen. Es erscheint zunächst sinnvoll, zu untersuchen, welche Rumpffläche die Tsondab-Basis bildet, die ja sehr tiefgründig verwittert ist. Des weiteren sollte überprüft werden, ob sich die sog. *Tsondab Planation Surface* („TPS“ nach OLLIER 1977, s. S. 321) als Rumpffläche einstufen läßt. Zum dritten sollte das Verhältnis der TPS zur jüngeren Vorlandfläche abgeklärt werden.

Die „geomorphologischen Ungereimtheiten“ haben RUST (1996) dazu veranlaßt, die zeitliche Zuordnung des Tsondab-Sandsteins zu revidieren, nachdem ihn bereits OLLIER (1978: 168) in Anlehnung an HAUGHTON (1969: 427) in die Unterkreide gestellt hat. Nach dieser Ansicht ist der Arenit als ein in einer randstufenparallelen Quermulde verbliebener Erosionsrest mesozoischer, also nicht-tertiärer Sedimente anzusehen. Auch BESLER (1991: 103) sieht als Ausgangsbasis der Sandsteinablagerung eine große Mulde. Eine Akzeptanz dieser „Mesozoischen Hypothese“ hätte den Vorteil, daß für alle festgestellten Reliefgenerationen ein genügend langer Zeitraum verfügbar gewesen wäre und das Postulat einer Proto-Namib, für die es in den Schelfsedimenten vor dem Endmiozän keine Hinweise gibt, nicht notwendig wäre. Außerdem wäre es nicht notwendig, die Einebnung des Proto-Ergs durch einen Prozeß der „fluvialen Planation“ zu erklären, dessen Wirk-

samkeit bereits in Kap. 4.2.1.1 (S. 200f) bezweifelt wurde. Auch zu den in Kap. 3 dargelegten paläoökologisch-biogeographischen Argumenten würde eine mesozoische Wüstenphase passen.

RUST (1996) stellt beim Tsondab-Sandstein enge Parallelen zu den Sandsteinen der basalen Etjo-Formation fest. Für die Identität beider Sedimente sprechen nach RUST (1996):

1. die regionale Einmaligkeit des Tsondab-Sandsteins im vorgeschlagenen alt- bis mitteltertiären Zeitrahmen (der LM-C- und der Miozän-Hypothesen),
2. die Übereinstimmung des Schwermineralspektrums beider Sandsteine,
3. die exakt gleiche Morphoposition vergleichbarer Arenite mit Vollwüstenfazies im südwestlichen Afrika und Südamerika zwischen Diskordanzfläche des präkambrischen Grundgebirges und Haupttrumpf- bzw. Hauptkrustenfläche,
4. die Nicht-Vereinbarkeit mit der Regelmäßigkeit, daß äolisches Stockwerk mit Existenz der Randstufe räumlich vergesellschaftet ist (RUST 1989: 121), was für das Alt- und Mitteltertiär nicht gültig gewesen sein kann, da in diesem Zeitraum die Tsondab-Kappungsfläche entstanden sein soll.

Zudem entspricht das Gesamtgefälle der Tsondab-Fläche (TPS) zum Vorfluter hin genau dem Gefälle der Haupttrumpffläche nördlich des Kuiseb, was ebenfalls als Indiz für die Identität beider Flächen gewertet werden kann.

Ein weiteres, bisher völlig unbeachtetes Indiz spricht ebenfalls eher für eine mesozoische Einstufung der Namib-Sandsteine, als eine tertiäre - nämlich das Fehlen jeglicher Nachweise von Flutbasalten im Liegenden der Sandsteine. Bei Annahme einer alt- bis mitteltertiären Sandwüste, die sich in einer Synklinalform entwickelt hat (BESLER 1991: 103), wäre zu erwarten gewesen, daß sich ähnlich wie im nördlichen Namibia mesozoische Sedimente oder Vulkanite erhalten haben. Andernfalls wären z. B. die nach MARTIN (1961) evtl. kilometermächtigen jurassischen und kretazischen Gesteine (Etjo-Sandstein, Flutbasalte), die das südwestliche Afrika vor und während des Auseinanderbrechens von Gondwana weitgehend überdeckt haben sollen, bereits in der Oberkreide oder im ältesten Tertiär wieder vollständig ausgeräumt gewesen, denn die Prä-Tsondab-Basisfläche schneidet ja die präkambrischen Damara- oder Prä-Damara-Serien (s. Punkt 3.). Alle bekannten Bohrlochprofile geben keinen anderen Hinweis als „Sandstein über Präkambrium“ und selbst RANGE (1928), der große Teile der Dünen-Namib durchwandert und die Ausstriche des Basements und des Damara an der Küste untersucht hat, konnte keine anderen Belege vorlegen.

Viel wahrscheinlicher als eine tertiäre Einstufung ist daher, daß sich Etjo- und Etendeka-/Kalkrand-Formationen (oder Teile davon) nie im Liegenden der Tsondab-Sandsteine befunden haben, sondern

im Hangenden. Wie im gesamten Rest Namibias hätte dann die Zeit bis mindestens zum mittleren Miozän für den Abtrag der mesozoischen Gesteine zur Verfügung gestanden. Daß diese Zeit nicht ganz ausgereicht hat, könnte das Relikt des Tsondab-Sandsteins unter der Haupttrumpffläche belegen. Für eine solche Sichtweise sprechen einige Indizien in der Struktur der Tsondab-Sandsteine. So erwähnt BESLER (1996: 82) das vereinzelte Vorkommen von Vulkaniten, Pyroxenen und Zeolith-Kristallen, welche sich typischerweise aus Lösungen von Vulkanoklasten entwickeln. DICKINSON & WARD (1994: 227) haben eisenreiche Smectite festgestellt, typische Verwitterungsprodukte von Basalten. Diese Elemente könnten aus ehemals hangenden Flutbasalten vererbt sein. Voraussetzung für eine Stützung dieser Hypothese wäre allerdings, daß es Indizien für tiefgründige Verwitterung und Bodenbildung auch auf dem Tsondab-Sandstein gibt.

In Tab. 24 werden die wesentlichen Unterschiede der Auffassungen gegenübergestellt. Daraus wird ersichtlich, daß die meisten objektiven Belege für die Miozän-Hypothese sprechen. Berücksichtigt man aber das Vorhandensein der o. a. Umlagerungsfazies, so widersprechen diese auch der Mesozoikum-Hypothese nicht. Dagegen widerlegt das Vorkommen von end-miozänen und pliozänen Fossilien in bestimmten Faziestypen, die von WARD (1988) zum angeblich frühtertiären, als Tsondab-Sandstein bezeichneten Sediment gerechnet werden, die LM-C-Hypothese nachdrücklich.

	Miozän-Hypothese	LM-C-Hypothese	Mesozoikum-Hypothese
Literatur	MAUD & PARTRIDGE (1987), PARTRIDGE & MAUD (1987, 1989)	WARD (1987), WARD & CORBETT (1990)	RUST (1996)
Alter des Tsondab-Sandsteins	Mittel- bis Spätmiozän, evtl. Pliozän	Paläozän bis Oligozän	Mesozoisch (jurassisch oder unterkretazisch?)
Belege für Alterseinstufung	Schelfsedimente, Biostratigraphie nach PICKFORD et al. (1995)	keine	Schelfsedimente
Tsondab-Basisfläche	Post-African-I-Surface, Haupttrumpffläche	African Surface	Etjo-Basis (Damara-Rumpf)
Tsondab-Fläche („TPS“)	pliozäne „Planationsfläche“	frühmiozäne „fluviale Planationsfläche“	Rumpffläche (Haupttrumpffläche)
Vorlandfläche	endpliozän-altpleistozäne „Planationsfläche“ (?)	endmiozäne (?) „fluviale Planationsfläche“	Rumpffläche (Post-HR-1-Fläche)
Bedeutung des Tsondab-Sandsteins für känozoische Klimaentwicklung	Beleg für endmiozän-frühpliozäne Dünen-Namib	Beleg für alt- bis mittel-tertiäre Proto-Namib	keine
Alter der Aridität	Mittelmiozän	Paläozän, unterbrochen durch miozäne Fluvial- und Bodenbildungsphasen	Mesozoikum, in Oberkreide und Tertiär unterbrochen durch Feuchtklima

Tabelle 24: Gegenüberstellung einiger Charakteristika von Miozän-, LM-C- und Mesozoikum-Hypothesen.

Ein wichtiger Unterschied der Miozän- zur Mesozoikum-Hypothese ist in der Einstufung der TPS zu sehen; denn bei ersterer soll es sich um eine „Planationsfläche“ handeln (ohne Bodenbildung), bei

letzterer um eine echte Rumpffläche, für die eine Ausbildung von Verwitterungsprofilen unumgänglich ist. Bei den Untersuchungen im Bereich des Tsondab-Sandsteins sollte in Konsequenz der Vorüberlegungen v. a. geklärt werden, ob sich auf der Dachfläche des Tsondab-Sandsteins Relikte autochthoner Böden nachweisen lassen. Die Feldskizze von Abb. 71 zeigt vereinfacht, daß im Bereich der Dieprivier-Stufe solche Reliktprofile flächenhaft erhalten sind. Sowohl die Stufe selbst, als auch kleinere, obsequente Erosionsrinnen schließen carbonatisierte Verwitterungsrelikte auf (Tafel 8, Foto 3).

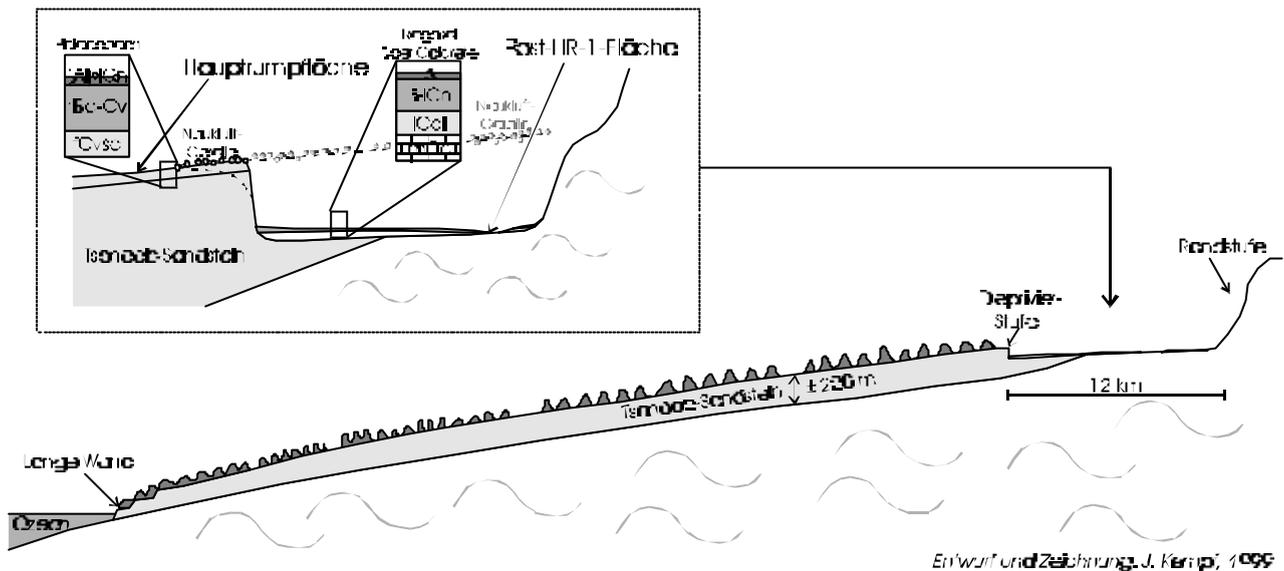


Abbildung 71: Feldskizze zur Morphoposition des sog. „Tsondab-Sandsteins“ zwischen Randstufe und Atlantischem Ozean auf Breite der Dieprivier-Achterstufe. Der Sandstein wird von einer stellenweise gut erhaltenen Paläobodenbildung mit kolluvialen Horizonten und einer fluvialen Fazies abgeschlossen. Der Saprolit der Post-HR-1-Fläche (hier: Vorlandfläche) ist fast vollständig von einer bankartigen, harten Kalkkruste bedeckt, die zum Hangenden in noduläres Calcrete übergeht. Die Bodenbildung beschränkt sich dort auf junge, rohe Regosole aus einer dünnen Flug- oder Schwemmsanddecke.

Bei diesen Paläoböden handelt es sich um bis zu 4,50 m mächtige fossile Rotplastosole, die postgenetisch recarbonatisiert wurden. Die mikroskopische Betrachtung des Substrats zeigt eine starke bis sehr starke Anlösung vieler Quarzklasten des fBj-Horizonts. Beträchtliche Anteile der leuchtend roten Tonfraktion sind noch erhalten. Hangend zum fBj-Horizont finden sich Relikte einer postgenetischen Verbraunung. Letztere enthalten, ebenso wie die oberen Partien des liegenden Plastosols eine Vielzahl von carbonatisierten Rhizom- und Wurzelröhren (*Pedotubuli*), von denen manche Formen nach SEELY & MITCHELL (1986: 112) als Reste von Termitenbauten gedeutet werden können. Die *Pedotubuli* stehen dabei offenbar nicht in genetischem Zusammenhang mit der Plastosolbildung, sondern mit dessen postgenetischer Aufmineralisierung.

Da die leichte Verbraunung und die Wurzelhorizonte auch über verlagerte, horizontal stratifizierte Plastosolkolluvien (der sehr flachen Tiefenlinien der Dachfläche) hinweggehen, ist anzunehmen, daß der Aufmineralisierung eine Erosionsphase voranging. Diese hat den autochthonen Plastosol in nicht

bekanntem Ausmaß gekappt. Rezent sind die polygenetischen Profile durchgängig carbonatisiert (Bindemittel Calcit, Dolomit). Horizontale Straten schuppen in bis zu mehreren Zentimetern breiten Schalen ab. An der Oberfläche wird klastisches Material (angeätzte Sandkörner, Schluff und Ton) freigesetzt, das bei Durchfeuchtung die Konsistenz einer schmierigen, amorphen Masse annimmt (Farbe 2,5YR 2,5/4).

Innerhalb dieses Bodens konnte nahe der Westgrenze von Farm Dieprivier ein an der Unterseite mit Lamellen-Calcrete überzogener, paläolithischer Faustkeil aus ortsfremdem (silifiziertem) kristallinem Kalkstein gefunden werden, der dem Acheul-Komplex zuzuordnen ist (Kap. 6). Zusätzlich wurden auf der Tsondab-Dachfläche (Farmen Dieprivier, Weltevrede, Escourt, Kasupi) eine Vielzahl von Fundstellen des frühen *Middle Stone Age* (MSA) entdeckt, die aber - im Gegensatz zu dem Acheul-Artefakt - nicht eindeutig in Bezug zur letzten Bodenbildung gesetzt werden konnten. Stattdessen weist das MSA hier keine Carbonatverkrustungen auf und ist lediglich in die obersten Profilmillimeter oder die Deflationsoberfläche eingebettet (Tafel 8, Foto 4). Es ist zwar wahrscheinlich, daß das MSA-Milieu sich vom rezenten erheblich unterschieden hat, aber pedologische Beweise dafür liegen nicht vor.

Die MSA-Artefakte wurden an den Fundorten im Tsondab-Bereich ganz überwiegend aus dunkelrotbraunem Silcrete unbekannter Herkunft gefertigt. Da aber neben retuschierten Werkzeugen auch unbearbeitete Abschlüge, große Kern- und Hammersteine relativ häufig vorkommen, ist sehr wahrscheinlich, daß - wie bei den namibischen Fundstätten üblich - die Rohmaterialquelle (Silcrete, silifizierte Sandsteine) aus der näheren Umgebung der Werkstätten stammen. Es ist möglich, daß der Tsondab-Sandstein, ähnlich dem Waterberg-Sandstein, stark silifizierte Schichten enthält, die als Rohstoff für die beträchtliche Menge an Werkzeugen gedient haben könnten. Vergleichbare Artefakte hat MARTIN im Jahr 1955 auf einer Kalkterrasse unterhalb der Dieprivier-Stufe gefunden¹ (VOGELSANG 1998: 225). So bietet lediglich das Acheul-Artefakt einen sicheren *terminus ante quam* für die jüngste Bodenbildung auf dem Paläoboden des Tsondab-Sandsteins und einen *terminus post quem* für die Carbonatisierung der obersten Bodenhorizonte, die im MSA bereits abgeschlossen war.

Es wird davon ausgegangen, daß die originäre Plastosolbildung, die Profilkappung, die Aufmineralisierung und die Carbonatisierung der Pedotubuli in die Zeit vor Ausbildung der Achterstufe zu setzen ist, als noch Rückhanganschluß zur Randstufe bestand. Angenommen wird der Zeitraum zwischen

¹ Die Fundstücke MARTINs befinden sich im Archiv der Gesellschaft für Wissenschaftliche Entwicklung (Museum Swakopmund); ihr Rohmaterial ist ebenfalls Silcrete und silifizierter Sandstein, seltener Quarz

der (finalen) Bildung der Haupttrumpffläche und dem erneuten Beginn der Vorlandtieferlegung (Post-HR-1-Fläche), sofern die Stufe nicht tektonisch entstanden ist (wofür keine Anzeichen vorliegen). Bestätigt wird dies durch die Tatsache, daß in den ehemaligen Spülmulden der Dachfläche eine große Anzahl von sehr gut gerundeten (aber durch Taurillen angelösten) Naukluft-Gerölle gefunden wurden, die in Verbindung mit der post-pedogenen Erosionsphase zu sehen sind. Auch die Carbonatisierung erfolgte daher vermutlich durch harte Wässer von der Naukluft her. Erst die Stufenbildung hat die Tsondab-Dachfläche soweit fossilisiert, daß die jüngere Bodenbildung lediglich klastisches Material wieder freisetzte.

Interpretiert man den Tsondab-Sandstein als (mesozoisches) Etjo-Äquivalent, so wäre zu erwarten, daß auch hier die nördlich des Kuiseb weithin festgestellte, bereits prä-känozoische chemische Belastung der älteren Gesteinspartien hätte durchgreifen müssen. Die Einstufung des autochthonen Verwitterungssubstrats auf der Tsondab-Dachfläche als Plastosolrelikt läßt den Schluß zu, daß es sich zumindest bei großen Teilen der hangenden Partien um chemisch belastetes, stark durchwittertes Saprolit-Material handelt. DICKINSON & WARD (1989: 7, 1994: 227), BESLER & PFEIFFER (1993: 15f) und BESLER (1996: 82f) haben Dünnschliffe des Tsondab-Sandsteins untersucht und ebenfalls Indizien festgestellt, welche auf beträchtliche Verwitterungsintensität schließen lassen. So weisen die Quarzkörner häufig Ätzdellen, Eisenoxidflecken (Goethit, nach DICKINSON & WARD 1989: 7 auch Hämatit) und Tonhäutchen auf. Die Matrix besteht, neben den postgenetischen Verbackungsmaterialien Calcit und Dolomit, vor allem aus Zeolithen (Phillipsit, Heulandit), also Alumosilikaten (Gerüstsilikate) mit sehr locker gebundenem Kristallwasser und hoher Ionentauschkapazität, sowie aus eisenreichen Smectiten. DICKINSON & WARD (1994: 230) erwähnen das Vorkommen von Lösungsporen und teilweise aufgelösten Quarzkörnern sowie von unbekanntem opaken Silikaten und polykristallinen Quarzen im Sandstein.

Der Schwermineralgehalt des Tsondab-Sandsteins ist mit durchschnittlich 23 % (DICKINSON & WARD 1994: 228) doppelt so hoch, wie bei subrezentem Draa-Sanden der Sossus-Sand-Formation, wobei stellenweise Hornblende mit >15% überwiegt (BESLER & PFEIFFER 1993: 18f, BESLER 1996: 83). Die publizierten Analyseergebnisse sind dabei sehr variabel. Dies deutet an, daß - wie oben vermutet - Faziestypen unterschiedlicher Genese untersucht wurden. So reicht bei BESLER & PFEIFFER (1993: 18) der Gesamtgehalt von Mineralen mit einer Dichte von $\rho \geq 2,86 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ von 0,17 % bis zu 38,2 %, bei DICKINSON & WARD (1994: 228) von 9,3 % bis 20,0 % (bei Sossus-Sanden von 2,0 % bis 24,0 %). Proben mit hohem Hornblende-Gehalt deuten vermutlich fluvialen Input aus dem Randstufenbereich an.

Insgesamt sind die genannten Befunde als typisch für tief verwitterte Sandsteine zu werten. Zusammen mit den (trotz der starken Neigung der äolischen Straten) außergewöhnlich guten Aquifereigenschaften, welche auch Etjo-Sandsteine charakterisieren, ist der Tsondab-Sandstein als stark chemisch verwittertes, im Hangenden regolithisch verfestigtes Gesteinspaket einzustufen, wie es anhand der Kuiseb-Schiefer bereits für die Zentral-Namib festgestellt wurde.

Damit ergibt sich für die Region des Tsondab-Sandsteins ein quasi identischer Ablauf der Boden- und Reliefgeschichte, wie er für die Zentral-Namib nördlich des Kuiseb bisher festgestellt wurde. Es handelt sich um eine Abfolge von:

- Flächenbildung mit tiefgreifender chemischer Verwitterung (Plastosole, Latosole)
- Flächenhafter Denudation großer Teile der Verwitterungsdecken mit geringer Deposition in alten Tiefenlinien (Spülmulden)
- Proximaler Schüttung von Randstufengeröllen und Aufmineralisierung/Carbonatisierung der Reliktsubstrate sowie des Regoliths
- Abschneiden des fluvialen und phreatischen Zustroms (zumindest der hangenden Schichten) durch Achterstufenbildung in Zusammenhang mit Pedimentierung und Tieferlegung
- Bodenreubildung mit carbonatisiertem Reliktboden als Ausgangsgestein (Acheul-Boden)

Die angeführten Argumente werden als so gravierend angesehen, daß die Hypothese der Existenz einer alt- oder mitteltertiären Proto-Namib verworfen wird. Auch die von BESLER & MARKER (1979) angeführten Minimalmächtigkeiten des Namib-Sandsteins von 45-200 Metern und die gemessenen 220 Meter in einem Bohrloch auf Farm Dieprivier (BARNARD 1973) sprechen gegen einen tertiären Erg, zumal die Fazies nach BESLER & PFEIFFER (1993: 22) Rückschlüsse auf mächtige Draa mit breiten Dünentälern nicht zuläßt, sondern auf niedrigere Dünengebiete oder Sandschildflächen hindeutet.

Für die Sedimentation von Sanden solcher Mächtigkeiten, die ja durch Flächenbildung noch erheblich gekappt sind und die Diagenese, dürfte ein relativ langer Zeitraum angenommen werden, der wahrscheinlich mindestens einen beträchtlichen Teil des Alttertiärs eingenommen hätte. WARD & CORBETT (1990: 19) nennen den Zeitraum von Eozän bis Frühmiozän (42-20 Ma). Auch nach einer wohlwollenden Interpretation der maritimen Sedimente wären dafür keine Hinweise vorhanden (s. o.). BESLER & PFEIFFER (1993: 22) beharren aber auf einer „*very long history of the Tertiary proto-erg*“. Lange Zeiträume wüstenhafter Bedingungen sind allerdings bei der Ausbildung des mesozoischen (rhätischen) Gondwana-Wüstengürtels (MAACK 1969) gegeben, wovon neben dem Etjo-Sandstein auch die Botucatú-Sandsteine in Südamerika zeugen. Die gemessenen Mächtigkeiten von über 200 Metern, von denen am Tsondab Vlei nur 60-90 Meter, bei Dieprivier ca. 50 Meter und meerwärts am Kliff der Langen Wand ca. 50-80 Meter aufgeschlossen sind (Abb. 71), be-

stätigen die Muldenlage der Sedimente nachdrücklich. Damit ist die Wahrscheinlichkeit für ein Zutreffen der Mesozoikum-Hypothese (RUST 1996) als höher einzustufen als die eines Zutreffens einer der beiden anderen Hypothesen.

Fazit: Im Zusammenhang mit dem „proto-äolischen Stockwerk“ wurden die beiden morphogenetischen Modelle kritisch überprüft: das LM-C-Modell wurde v. a. wegen seiner Nicht-Korrelation mit den ozeanischen und paläoklimatologischen Befunden, das Miozän-Modell aufgrund der Morphoposition des Schlüsselsediments zu nachfolgenden Reliefgenerationen abgelehnt. Es erscheint sinnvoll, der Interpretation von RUST (1996) zu folgen und die Existenz einer tertiären Proto-Namib infrage zu stellen. Der Tsondab-Sandstein ist vor Ausbildung der Haupttrumpffläche einzuordnen und daher für die tertiäre und quartäre Klimageschichte unbedeutend. Seine Rolle ist auf die Bereitstellung klastischen Materials für spätere Reliefgenerationen beschränkt.

Nach obigen Ausführungen fällt die originäre Ausbildung des äolischen Stockwerks in den Zeitraum zwischen Abschluß der Hauptkalkkrustenbildung und dem MSA. Nach der Formierung der Draa kam es zur Oberflächenstabilisierung mit (schwacher?) Bodenbildung. Anschließend fand nur eine geringfügige Überprägung und Weiterbildung statt, wobei vermutlich überwiegend Sande aus sekundären Quellen formbildend wirkten. Die Großform Namib-Erg muß damit in wesentlichen Teilen als abgeschlossene Reliefgeneration betrachtet werden, die einer bestimmten Zeitspanne zuzuweisen ist. Die Forschungen dieses Teilkapitels haben gezeigt, daß selbst das äolische Stockwerk auf der Namib-Fläche als höchstes Reliefstockwerk nicht aktualistisch gefaßt werden kann, sondern mit einer zeitlichen Unter- und Obergrenze in ein morphogenetisches Modell einzupassen ist.

Zusammenfassender Überblick über Kap. 4.2.1

In Kap. 4.2.1 wurde der Formenschatz des interfluvialen Reliefs in Zentral-Namibia beschrieben und einige Formenelemente genetisch gedeutet. Es wurden drei weit verbreitete Flächenstockwerke beobachtet, nämlich die höchstgelegene Prä-HR-1-Fläche, die Haupttrumpffläche und die in diese eingebettete Post-HR-1-Fläche. Höhere Stockwerke (z. B. Prä-HR-2-Fläche etc.) sind nur vereinzelt an Inselbergen erhalten. Da es sich dabei um eine relative zeitliche Gliederung handelt, wurden zusätzlich hypsometrische Niveaus unterschieden, (1) das Namib-Niveau, das in das (2) Vorland-Niveau am Randstufenfuß und in (3) das Niveau der Randstufenlücke („Damara-Niveau“) übergeht. Das Damara-Niveau verflacht sich am Hochlandsscheitel und neigt sich ostwärts als (4) Omatako-Niveau zum Kalahari-Becken hin. Wo die Vorlandfläche an die Randstufe stößt, setzt sie sich als (5) Khomas-Niveau, dem noch das (6) Gamsberg-Niveau aufsitzt, auf dem Hochland fort. Dieses ist durch das Becken von Windhoek-Okahandja vom (7) Seeis-Niveau getrennt. Das Khomas-Niveau geht nach Nordosten, das Seeis-Niveau nach Südosten in die Kalahari über. Nach Südosten dacht das Khomas-Niveau mit einem durchschnittlichen Gefälle von 0,8-1,0 % zum Rehobother Niveau (8) hin ab, das ungefähr dem Omatako-Niveau entspricht.

Auf allen genannten Niveaus (1-8) wurde ein vergleichbarer Formenschatz festgestellt. Die Flächen schneiden unterschiedliche proterozoische bis mesozoische Gesteine. Die petrologische Basis ist sehr stark chemisch verwittert und teilweise verkarstet. Festgestellte Böden wurden als postgenetisch modifizierte Altverwitterungsrelikte (ehemalige Latosole und Plastosole) über Saproлит klassifiziert. Damit erfüllen die Flächen alle Kriterien für echte Rumpfflächen. Die Weiterbildung dieser Rumpfflächen muß als abgeschlossen oder vorläufig abgeschlossen betrachtet werden. Teilweise sind sie sehr stark zerschnitten und in Flächenreste zergliedert (Khomas-Niveau), teilweise werden sie durch tiefere Vorflutniveaus drainiert, die den Saproлит angefahren haben (Vorlandfläche). Die Verwitterungsdecke ist weitgehend abgetragen oder durch Krusten versiegelt.

4.2.2 Das fluviale Relief der die Namib querenden Riviere

4.2.2.1 Kurzer flußhistorischer Überblick

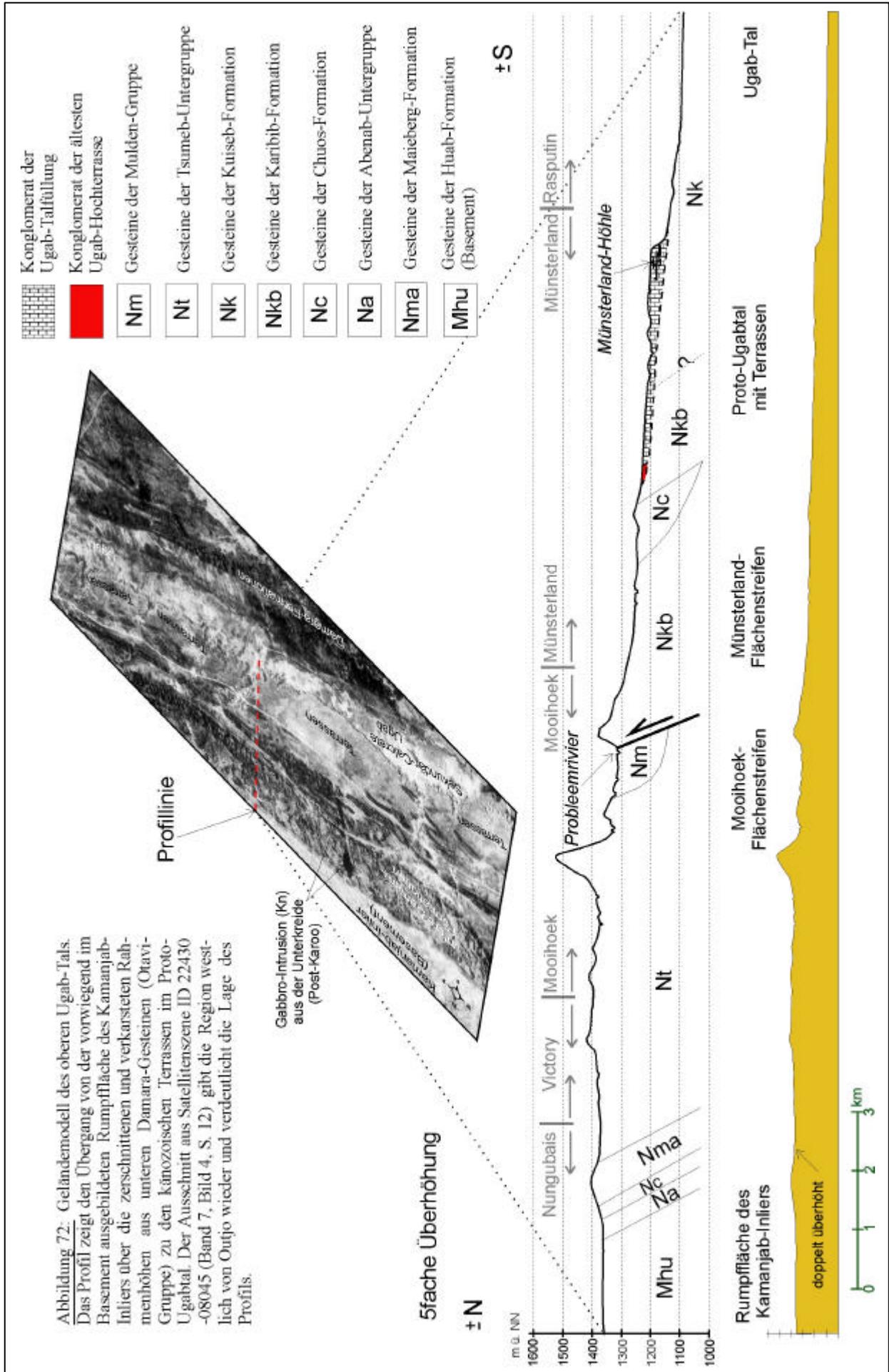
Die in Kap. 4.2.1 dargestellten Rumpfflächen der Namib, Prä-Namib und der Randstufenlücke werden in Zentral-Namibia durch mehrere, vom Hochlandsscheitel westwärts entwässernde Flußsysteme (Riviere) gegliedert. JACOBSON et al. (1995) beschreiben 12 Einzugsgebiete von größeren Fremdlingsrivieren nördlich von 24°S. Davon entfallen 4, nämlich (von N) Ugab, Omaruru, Swakop-Khan und Kuiseb, in das hier enger untersuchte Gebiet. Nördlich an das Ugab-Einzugsgebiet schließen sich die Flußsysteme des Huab und Hoanib an, die ebenfalls häufig begangen wurden. Uniab und Koigab greifen dagegen nicht weit in die Randstufenregion oder das Prä-Namib-Hinterland ein und wurden von der Betrachtung ausgenommen. Südlich des Kuiseb-Gaub-Systems erreichen Tsondab, Tsams und Tsauchab heute nicht mehr oberirdisch den Hauptvorfluter (Atlantischer Ozean). Sie sind durch Dünenfelder blockiert und enden in Vleis (Kap. 4.2.1.8) ca. 60-100 km vor der Küste. Der Tsams wird als ehemaliger Nebenfluß des Tsauchab angesehen.

Da die Fremdlingsriviere bis in Küstennähe tief in die Namib-Fläche eingeschnitten sind, die autochthonen Namib-Riviere mit der Einschneidung vielfach nicht schritthalten konnten und das Gesamtgefälle zum Hauptvorfluter sehr groß ist (\emptyset 1 %), werden weite Bereiche der Flächen-Namib nicht durch die großen Riviere drainiert, sondern durch westwärtige Entwässerungssysteme in ehemaligen Spülmulden (Kap. 4.2.1.1 und 4.2.1.4). Das größte dieser autochthonen Systeme bildet der Tumas (Karte 24) zwischen Swakop und Kuiseb. Nach den morphotektonischen Aufnahmen von SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 120f) weist dessen Wasserscheide zum Swakop in der Höhe der Khanmündung und des Swakopbogens westlich der Witpoortberge jedoch markante Eintiefungen auf. Sie deuten darauf hin, daß der Tumas von einer Flußumlenkung betroffen war und ehemals den Unterlauf des Paläo-Swakop gebildet hat. Deswegen wird er im Rahmen dieses Kapitels betrachtet.

Ugab

Mit einer Länge von etwa 500 Kilometern greift der Ugab von den hier genannten Rivieren am weitesten in das Hinterland ein. Sein Einzugsgebiet umfaßt nach JACOBSON et al. (1995: 15) ca. 28.400 km². In seinem Oberlauf bündelt er die im Veld kaum feststellbaren Entwässerungslinien der Aiamsvlakte, südwestlich von Otavi. Dabei handelt es sich um die Pfannenfläche des Hochlandsscheitels im Karstgebiet (z. B. Karidabis-Doline, Kap. 4.2.1.8), wo subterrainer Abfluß vorherrscht. Erste deutliche Talformen mit Eintiefung in die Kalkkruste treten ungefähr ab der Farmgrenze Nai-

daus-Süd/Klein Huis (19°52'10"S, 16°42'20"E) auf, ehe von Klein Huis/Meyerton bis Farm Ekotoweni die stark saprolitisierten Basement- (Huab-Paragneise) und die unteren Damara-Serien (Nosib-Gruppe, Karibib-Formation) angefahren werden. Bei Ekotoweni tritt der Ugab mit scharfem Doppelknick in ein altes Breittal ein, dessen nördliche Hochterrassenflanke sich östlich bis Farm Lazy Spade im Gelände verfolgen läßt. In diesem Breittal, in dem der Ugab heute nicht mehr verläuft, sind noch Reste einer carbonatisierten Konglomeratfüllung vorhanden. Der Oberlauf des Breittals ist durch eine flache Wasserscheide vom Mittellauf getrennt, die von einigen kleineren Zuflüssen des Ugab zerschnitten wird (Gamkarab- und Karachab-Rivier). Demnach griff der Ugab nördlich des heutigen Verlaufs über die Wasserscheide hinweg ins südliche Vorland der Otavi-Berge ein. Östlich des von Carbonatkrusten versiegelten Aiams-Pfannenvelds kann sein Verlauf nur vermutet werden. Westlich der angedeuteten Wasserscheide verbreitert sich das Proto-Ugabtal von ca. 5 auf über 15 km, wobei das heutige Rivier sich an den Südrand anlehnt. Die nördliche Hälfte ist ab Farm Dagbreek (ca. 22 km ostnordöstlich von Outjo) mit Konglomeratserien verfüllt (Abb. 72, S. 338). Letztere lassen sich zusammenhängend nach Westen über ca. 80 km bis zu Farm Bertram verfolgen. Noch weiter westlich reichen sie bis in das obere Einzugsgebiet des Aba-Huab. An der Wasserscheide sind sie als Beckenfüllung erhalten. Die Konglomerate haben das Breittal bis weit über 100 m Mächtigkeit aufgefüllt. Die nachfolgende Zerschneidung räumte die Füllung lediglich im Bereich der südlichen Talflanken aus und reicht bis in die chemisch stark vorverwitterten Damara-Gesteine (zumeist Schiefer, Marmor und Quarzite der Kuiseb- und Karibib-Formationen). Reste der Füllung verblieben als Hochterrassen oder charakteristische Mesas (z. B. Vingerklip auf Farm Bertram, Kap. 4.2.2.2). Die Konglomerate sind sehr stark verkarstet, wobei die Lösung nicht nur die carbonatische Matrix (Calcrete und Dolocrete), sondern auch die bis grobblockigen, sehr gut gerundeten Klasten schneidet. Entsprechende Oberflächen gleichen einem groben „Terrazzo“. An exponierten Flächen und Hängen erfolgte eine Auflösung in Absonderungsblöcke und scharfkantige Karrenfelder, welche den Oberflächenabfluß flachen Dellen oder Schlucklöchern zuleiten. Stark verwitterte Bodenrelikte sind jedoch kaum erhalten. *Terrae rossae* wurden auch in Klüften nicht aufgefunden. Es wird daher angenommen, daß es nach der Schüttung der Konglomerate und deren Carbonatisierung nicht mehr zu tiefgründiger Bodenbildung gekommen ist.



Mit der Münsterland-Höhle wurde eine der Karsthohlformen begangen. Dabei handelt es sich nach der Liste von JEUTTER (1999: 155) mit 448 m um eine der längsten Höhlen Namibias. Sie verfügt über eine 80×20 m breite Kammer und vereinigt mehrere große Schlucklöcher auf der Plateaufläche und Austritte in unterschiedlichen Höhen der Kliffwand. Das Hauptniveau mit dem Boden der Halle befindet sich bei ca. 20-22 m unter GOF und zeichnet vermutlich ein ehemaliges Grundwasserniveau vor Ausräumung (eines Großteils) der Talfüllung nach. Ein kurzes, obsequentes Seitental des Ugab, südwestlich des Farmhauses Münsterland, schneidet das gleiche Niveau längsseitig an und bestätigt daher die Assoziation der Hauptverkarstungsphase mit der Existenz einer weitgehend kompletten Talfüllung. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die phreatische Verkarstung mit der Phase der Ausräumung und Erniedrigung der Taldrainage durch den Ugab einherging, als der Grundwasserspiegel zum sich einschneidenden Vorfluter herabgezogen wurde.

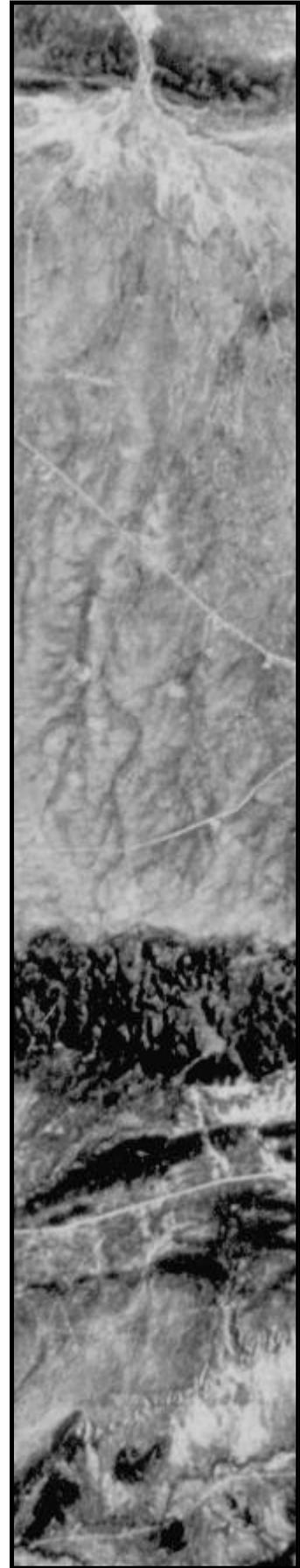
Für diese Interpretation spricht auch die Nord-Süd-Streichrichtung der Höhlen-Haupthalle mit einem Fallen nach Süden zum Ugab hin. Die längsten Gänge der Höhle streichen dagegen senkrecht zur Haupthalle und fallen zum Anschnitt durch das obsequente Rivier (Probleemrivier). Das zeigt, daß sich im Rahmen der Ugab-Einschneidung und Ausräumung der Konglomerate zumindest zeitweise auch die Nebenriviere stark eingeschnitten haben, obwohl diese nur über ein sehr kleines Einzugsgebiet verfügen (Probleemrivier ca. 25 km^2 oberhalb der Terrasse).

Keines der Nebenriviere hat heute noch Anschluß an die Rumpffläche des Kamanjab-Inliers. Daraus ist zu schließen, daß die Einschneidungsphase mit autochthon gegenüber heute sehr erhöhten Niederschlägen einherging und nicht allein von einem evtl. feuchteren Hinterland (z. B. dem Otavi-Bergland) gesteuert wurde. Trotzdem sind einige der Flußlängsprofile solcher obsequenten Nebenflüsse, insbesondere diejenigen mit oberen Einzugsgebieten im Hektarbereich, nicht voll entwickelt. Häufig sind dort Gefällsverteilungen, Wasserfälle und Kolke mit temporären Seen (z. B. auf Farm Münsterland). Der Hauptanteil der Ausräumung ist also dem Ugab selbst zuzuschreiben. Dieser verläuft aber aktuell ca. 5-8 km südlich der Hauptterrassenstufe, deren Fuß von sekundär verbackenem Schutt verhüllt ist. Im Zuge der Einschneidung haben die Nebenriviere (heute stabile) Schwemmfächer in das eingetiefte Vorfluttal geschüttet, die vom Ugab nicht ausgeräumt wurden. Stattdessen hat der mittlere Ugab, ähnlich wie sein Oberlauf, die Hauptabflußlinien kontinuierlich an den Südrand des alten Breittals verlagert. Dort sind deswegen keine Terrassenreste mehr erhalten (vgl. Karte 29, S. 443).

Die nördlichen Ugab-Seitentäler greifen in der Rahmenhöhe bis auf die Kamanjab-Rumpffläche durch, enthalten aber eine (oberflächliche) Wasserscheide in dem verkarsteten Gebiet (Dolomite der Otavi-Gruppe). Nördlich dieser Wasserscheide entwässern alle Riviere der Rahmenhöhe und der gesamten östlichen Kamanjab-Rumpffläche nach Norden in ein flaches, von Kalkkrusten bedecktes Becken im Bereich der Farmen Holstein, Chaudamas-Süd, Elandspuit, Daverob, Kalk, Logonda, Welgemeend und Tsaus (Becken von Elandspuit). Die Südgrenze dieses Beckens folgt, soweit sie überhaupt im Veld festgelegt werden kann, ungefähr der Pad 2698 zwischen den Farmen Mahlzeit, Keerweder, Prosit und Vesper¹. Der Carbonatgehalt der Beckenböden nimmt nach Norden hin stark zu. Gleichmaßen sind von der nördlichen Rahmenhöhe der Kamanjab-Rumpffläche, welche ebenfalls epigenetische Durchbruchstäler aufweist, carbonatische Feinmaterial-Schwemmfächer nach Süden in das Becken geschüttet worden.

Foto 3: Ausschnitt aus Satellitenszene 5 (S. 12): Süd-Nord-Profil vom Ugabtal über die südliche Rahmenhöhe der Kamanjab-Rumpffläche und die Fläche selbst zur nördlichen Rahmenhöhe (oben). Der linke Bildrand entspricht dem Meridian 15°31'30"E. Die Breite des Ausschnitts beträgt ca. 14 km. Im Süden ist Pad 2752 auf Farm Okay erkennbar, die dem rezenten Ugabtal folgt. Nach Norden folgen die sehr hellen jüngeren Schwemmfächer der Seitenriviere, die bis 80 m hohen Ugab-Terrassen und die Rahmenhöhe mit zwei Flächenstreifen, in denen die Pad C39 (Outjo-Khorixas) verläuft. Die NS-Wasserscheide verläuft innerhalb der Rahmenhöhe und zeichnet eine Hebungsachse nach.

Nahezu die gesamte östliche Kamanjab-Rumpffläche wird nach Norden hin drainiert. Lediglich an der Südwestgrenze der Fläche ist die Wasserscheide von Khairob-Abyssinia erkennbar, westlich der alle Spülmuldentäler über das Soutrivier zum Huab orientiert sind. Nach Norden geht die Rumpffläche in ein flaches Becken über, das sich an die nördliche Rahmenhöhe anlehnt. In dieses Becken wurde von Norden und Süden sedimentiert. Es erfolgte eine Carbonatverkrustung der Reliktböden, Kolluvien und Schwemmfächer, deren Intensität nach Süden hin abnimmt. Der Abfluß durch das Durchbruchstal der nördlichen Rahmenhöhe erfolgt heute nicht mehr nach Süden, sondern nach Norden in ein angrenzendes Becken. Die Nordgrenze des Ausschnitts befindet sich auf Farm Chaudamas.



¹ Der Autor ist für diese Farmnamen nicht verantwortlich.

Der markanteste dieser Schwemmfächer befindet sich südlich des Durchbruchs von Farm Chaudamas und reicht nach Süden bis etwa zur Farmgrenze Elandspuit, nach Südwesten bis über Farm Daverob hinweg auf Farm Kalk (Foto 3, oben). Proben von Straßenbauschurfen auf Farm Chaudamas erbrachten Carbonatgehalte von 78 % und 83 % (gegenüber carbonatarmen Latosolrelikten auf dem Südteil der Rumpffläche). Auf dem auslaufenden Schwemmfächer ist die Oribib-Pfanne entwickelt. Allerdings ist die nach Norden gerichtete Sedimentation in das Becken aktuell auf die direkt angrenzenden Hänge der Rahmenhöhe beschränkt. Das Chaudamas-Durchbruchstal wird heute nicht mehr von Nord nach Süd durchflossen, sondern in umgekehrter Richtung von Süd nach Nord. Dort enden die Drainagelinien in einem ähnlichen Becken (Nubes-Pfanne, Onduri-Pfanne). Die eigenen Schwemmfächer werden aktuell in umgekehrter Richtung ausgeräumt.

Das hier geschilderte Gesamtensemble im Bereich des mittleren Ugab läßt sich landschaftsgenetisch nur durch Annahme einer relativ jungen, grob West-Ost streichenden Hebungsachse erklären, die sich an die südliche Rahmenhöhe der Kamanjab-Rumpffläche anlehnt. Sie bildet gleichzeitig die nördliche Grenze des Proto-Ugabtals (Abb. 73).

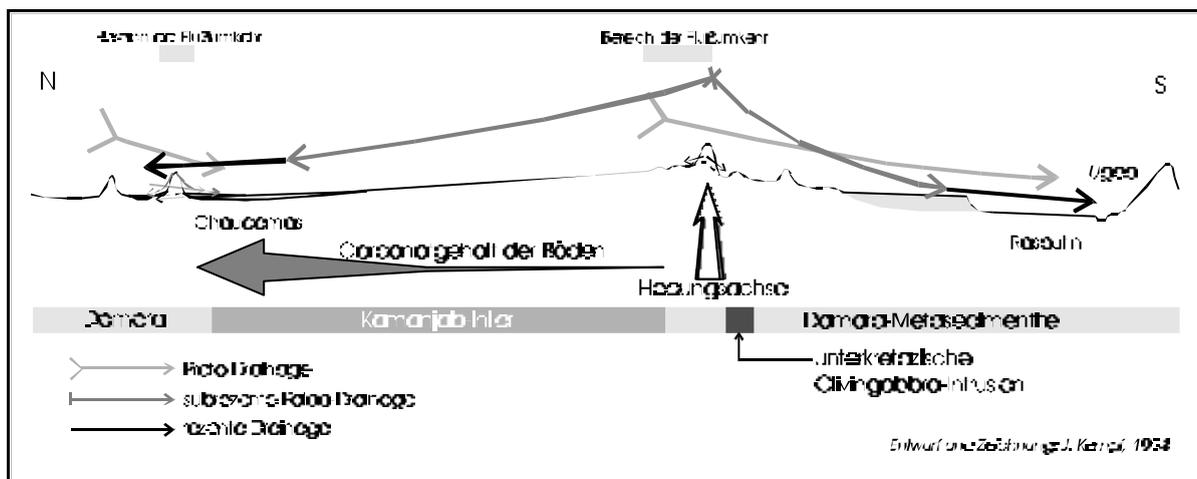


Abbildung 73: Feldskizze zur Tekto- und Landschaftsgenese westlich des Bereichs von Foto 3 (vgl. Abb. 72).

Diese Hebungsachse zeichnet eine alte Dislokation von Damara-Serien im Rahmen der spät-proterozoischen bis post-ordovizischen panafrikanischen Orogenese nach ($\approx 620\text{--}630$ MA BP; s. Kap. 7). Die jüngsten überschobenen Metasedimente bilden Gesteine der Mulden-Gruppe (620-630 Ma BP). Anscheinend wurde diese Schwächezone mehrfach reaktiviert, da sie auf den Farmen Wolffsgrund und Gelukspoor von unterkretazischen Olivingabbro-Intrusionen durchschlagen wurde (vgl. auch Abb. 72 und Karte 25). Die Anhebung, welche zu den Flußumkehrungen und zur Südverlagerung des Ugab führte, erfolgte erst nach der letzten Tiefenverwitterungsphase, da die Kalkkrusten

des Elandspits-Beckens Latosolreste und Latosolkolluvien überprägen oder überdecken. Sie erfolgte ebenfalls erst nach der Schüttung und Verbackung der Ugab-Talfüllungen, da diese von den kurzen Seitenrivieren teilweise ausgeräumt wurden (Karte 25). Als grober Zeitrahmen für die Anhebung ist das Endtertiär bis ins Mittelpleistozän anzusetzen.

Die bestätigenden Indizien für die oben angenommene Flußhistorie des Ugab setzen sich nach Westen hin fort. An der Farmgrenze Bertram-Omburo knickt der Ugab nach Südwesten ab und folgt einem ca. 3-5 km breiten Flächenstreifen, ehe er südlich von Orusewa und Moedhou mehrere stark verwitterte Damara-Riedel sowie Sumas-Ignimbrite und Rhyolithe (Naauwpoort-Formation) in engen Tälern durchschneidet und bei Otjindu in das Niveau der Damara-Rumpffläche (hier 800 m ü. NN) mündet. Die sanft zerschnittene, inselbergbesetzte Damaraland-Rumpffläche schneidet syn- bis post-orogene mittel- bis grobkörnige, stark verwitterte und tektonisch belastete Granite und Granodiorite (Salem, Sorris-Sorris), die durch grob Nord-Süd streichende Störungen und Diabasgänge zergliedert werden.

Nördlich des Brandberg tritt der Ugab auf einer Länge von über 55 km erneut in eine altangelegte, epigenetische Talstrecke ein. Sie ist durchgängig als tiefes Kerbtal oder Cañon ausgebildet. Westlich des alten Farmhauses von Farm De Rust (14°35'E) ist das Ugabtal in häufig wechselnde, senkrecht zum Tal streichende und stark einfallende Bänder von saprolitisierten Quarzglimmerschiefern und Marmoren bis über 200 m tief eingeschnitten. Alle Nebenriviere haben die Fläche in Wüstenschluchten (Gramadullas) zergliedert. Die junge Hebungsachse nördlich des Ugab kann zwischen den Farmen Bertram und Sebrakop (also im Bereich der o. g. Ignimbrite und Rhyolithe) nur vermutet werden, wo das Tal als enge, ca. 100 m tiefe Schlucht ausgebildet ist. Das schwer zugängliche Gelände konnte nicht begangen werden.

Zwischen dem Austritt in die Damara-Rumpffläche bei Otjiundu und De Rust ist das Tal wieder sehr breit angelegt und enthält Relikte niedriger Kalkterrassen. In diesem Bereich kann die nach Süden umgebogene Hebungsachse wieder nachgewiesen werden. So zeigt Abb. 74 (S. 344) einen Profilschnitt entlang des Meridians 14°40'E zwischen dem Goantagab-Nebenrivier des Ugab und dem Brandberg. mit einem auf ca. 15 km Länge um 2,7 % geneigten flächenhaften Streckhang. Dieser geht mit deutlichem Gefällsknick nach Norden in die hier durch Kalkkrusten versiegelte und mit fossilen Längsdünen besetzte Damara-Haupttrumpffläche über. Daraus geht hervor, daß es sich bei den Streckhängen um eine eigene „Flächengeneration“ handelt. Es ist zu vermuten, daß sich das Flächenniveau der Streckhänge unter über gewisse Zeit hinweg konstantem Hebungsimpuls nach einem Klimawechsel, welcher zu starker Einschneidung geführt hat, auf ein neues Vorflutniveau ein-

gestellt hat, nachdem es erneut zu Tiefenverwitterung förderndem Milieu kam. Gestützt wird diese Überlegung durch die Tatsache, daß sowohl nördlich des Ugab (also im Bereich der Streckhänge), wie auch südlich am sehr steilen Brandberg-Abhang auf einem vergleichbaren Höhenniveau (um 640 m ü. NN) Hangverflachungen auftreten, die westlich des aufgenommenen Profils von Abb. 74 noch deutlicher werden. Daraus ergibt sich ein modellhaftes Verlaufsmuster mit mehreren Komponenten:

- 
1. konstanter spät-känozoischer Hebungsimpuls
 2. Erster Milieuwechsel von Tiefenverwitterung zu Einschneidung (Übergang von Quadrant IV in Richtung von oder zu Quadrant III im Morphomilieu-Arbeitsmodell; abnehmende Ökosystemstabilität, zunehmende Variabilität)
 3. Zweiter Milieuwechsel von Einschneidung zurück zu Tiefenverwitterung (restriktive Flächenweiterbildung?) bei neuem, tieferem Vorflutniveau (also Restabilisierung des Ökosystems im Arbeitsmodell)

Der Hebungsimpuls spiegelt sich dabei auch im Längsprofil des autochthonen Goantagab-Nebenriviers wieder (Abb. 75), das insgesamt leicht konvex gewölbt ist und sich nach dem Abknicken nach Süden zum Ugab hin versteilt. Gleichzeitig zeigt der epigenetische Ugab selbst ein konkaves Längsprofil, das sich erst beim Austritt aus der Randstufenregion in das Namib-Vorland etwas versteilt. Westlich der Randstufenregion hat der Ugab die Namib-Haupttrumpffläche zerschnitten, verläßt aber in Küstennähe sein epigenetisches Kerb- oder Kerbsohlental in ein breites, gering eingetieftes Sohlental mit anastomosierenden Abflußlinien, ehe er innerhalb eines breiten Schwemmbereichs in den Atlantik mündet. Der Schwemmbereich ist dabei vom Ozean durch einen gewöhnlich ca. 200 m breiten Dünenwall getrennt, der aber leicht durchbrochen wird. Im aktuellen Milieu kommt der Ugab etwa alle 6 Jahre bis zum Vorfluter ab (STENGEL 1966: 19).

Omaruru

Südlich an das Einzugsgebiet des Ugab grenzt östlich von 14°57'30"E (Pad 1930) dasjenige des Omaruru auf einer Länge von ca. 190 km bis zum Löwenberg auf Farm Löwenberg. Westlich des o. g. Meridians stoßen Ugab- und Omaruru-Catchments an die autochthonen Namib-Systeme von Capri-Rivier (parallel zum Omaruru auf der Namib-Fläche verlaufend), Strathmore-Rivier, Orwab, Messum und der Goboboseb-Riviere. Östlich des Löwenbergs erfolgt die Drainage über den Omuramba Omatako zum perennierenden Okavango. Die gemeinsame Wasserscheide von Ugab und Omaruru steigt von 983 m ü. NN an Pad 1930 (etwa 20 km nördlich der Nei-Neis-Furt durch den Omaruru) auf 1650 m am Löwenberg an (Abb. 76, S. 345).

Schnitt durch das Ugab- und Goantagab-Tal entlang des Meridians 14°40'E

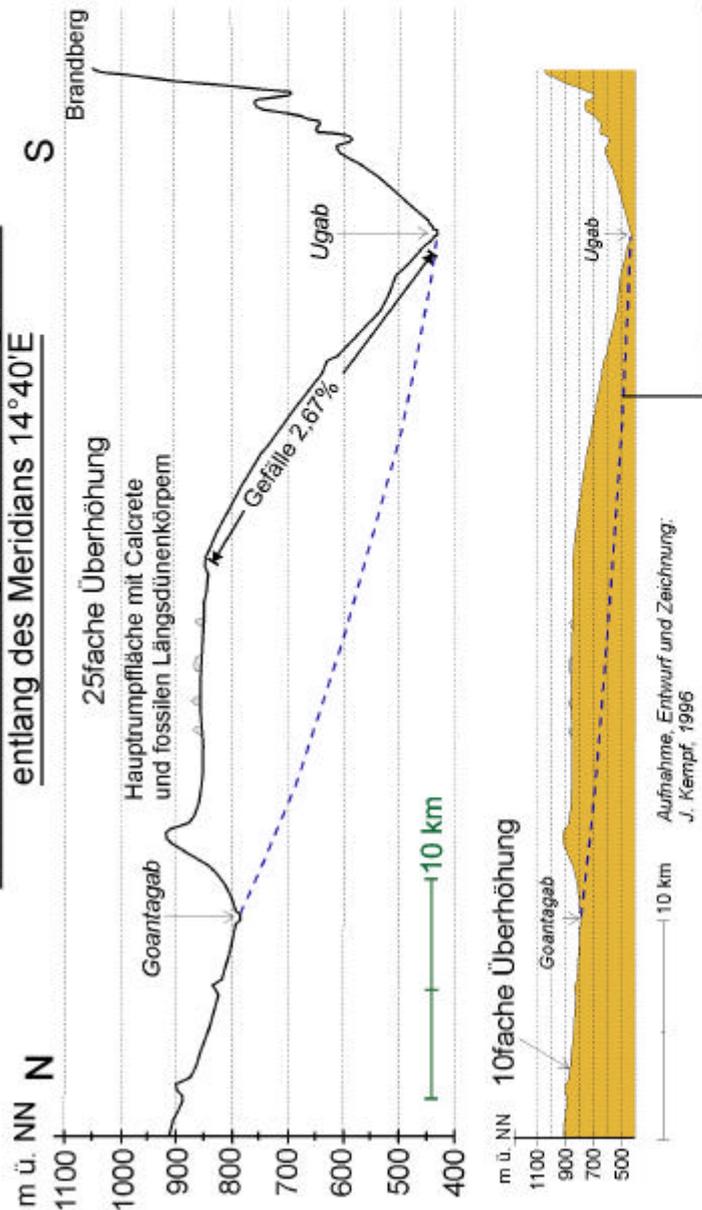


Abbildung 74: Schnitt durch das untere Ugab-Tal und die nördlich angrenzenden Gebiete bis zum Goantagab-Rivier. Nördlich des Ugab sind weit gespannte, bis über 15 km lange Strecken im saprolitisierten Granit ausgebildet. Die Haupttrumpffläche ist von Calcrete versiegelt und mit fossilen Längsdünenkörpern besetzt. Im 640 m-Niveau existiert eine Randverbreitung im Streckhang und an den Brandberg-Steilhängen.

Überwiegend Turbidite der Damara-Serie

Nbr : Brak River Formation
 Nam : Nam-Amis River Formation
 Nge : Gemsbok River Formation
 Nzp : Zebrapütz Formation

Syn- bis post-orogene (kambrische) Salem-Granite (grobkörnig)
 post-orogene (ordovizische) Sorris-Sorris-Granite (feinkörnig)

Flußlängsprofil des Goantagab (Ugab-Nebenrivier)

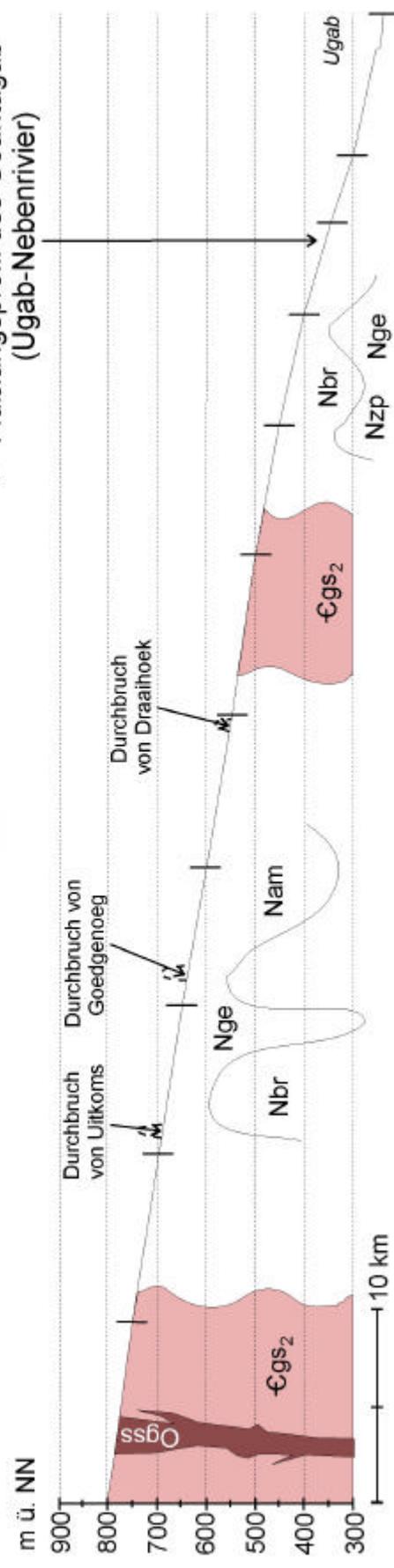


Abbildung 75: Flußlängsprofil des Goantagab-Nebenriviers in 25facher Überhöhung. Die Profilinie ist konvex gewölbt und zum Ugab hin versteilt. Fast steiger stehende, stark verwitterte Turbidit-Serien werden epigenetisch gequert.

Der Anstieg der Rumpffläche beträgt demnach an der Wasserscheide zwischen Omaruru und Ugab im Mittel 0,352 % über den Hochlandsscheitel hinweg, während sie nach Westen um durchschnittlich fast 0,9 % (also etwa das 2,5fache) zum Ozean hin abfällt. Am trigonometrischen Punkt Löwenberg (TPL) treffen in 1650 m Höhe drei große Einzugsgebiete aufeinander, Ugab, Omaruru und Omuramba Omatako. Die Trennlinie zwischen den westwärts fließenden Ugab und Omaruru und dem ostwärts verlaufenden Omatako bildet die kontinentale Hauptwasserscheide (Karte 19, S. 172).

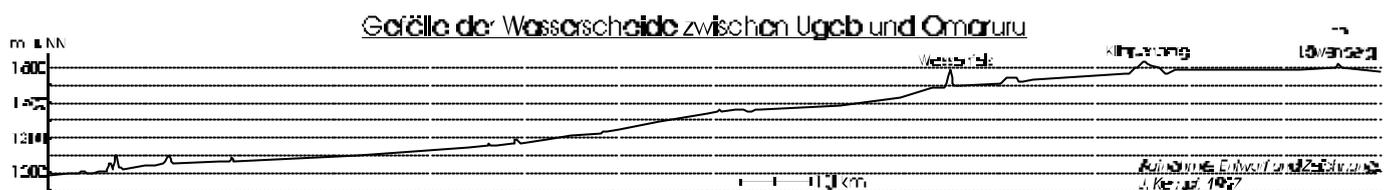


Abbildung 76: Profilinie entlang der Wasserscheide zwischen Ugab- und Omaruru-System (25fach überhöht) von Pad 1930 bis zum Trigonometrischen Punkt Löwenberg (TPL).

Die kürzeste Entfernung zum Vorflutniveau beträgt 257 km bei einem Gesamtgefälle von 0,642 %. Weil die Omaruru-Mündung fast exakt an der Position der kürzesten Entfernung des TPL vom Atlantik liegt (Distanz 258 km) erreicht das Gesamtgefälle des Omaruru nahezu den gleichen Wert (0,64 %). Die Ugab-Mündung ist dagegen ca. 288 km vom TPL entfernt, weswegen dorthin das Gesamtgefälle nur 0,573 % beträgt. Eine sehr geringe Reliefenergie weist der Omuramba Omatako auf: er fällt zu seinem Vorfluter, dem Okavango, in 570 km Entfernung nur um knapp 600 m, also 0,105 %.

Es wäre zu erwarten, daß der Omaruru hier den Kampf um die Wasserscheide gewinnt, da er auf dem kürzest möglichen Weg, mit dem größtmöglichen Gefälle dem Hauptvorfluter zustrebt. Tatsächlich ist dies aber nicht der Fall, da die Nebenriviere des oberen Ugab-Systems ein wesentlich gegenüber dem Omaruru erhöhtes Gefälle haben, nämlich 0,705 % vom TPL über Sandrivier, Yakan-donga und Erundu zum Ugab (95 km entfernt, Abb. 77). Erst der Ugab selbst zeigt ein gleichsinniges Gesamtgefälle von 0,415 % über 236 km hinweg. Berücksichtigt man, daß der Erundu auf seinen letzten 15 km vor der Mündung in den Ugab von der Rumpffläche kommend dessen südliche Rahmenhöhe epigenetisch quert, dabei ein intramontanes Becken mit Kalkkrusten durchfließt (Klein Omburo, Berghof) und ein Gefälle von 0,8% erreicht, so verbleibt für die Omiramba auf der Rumpffläche zwischen TPL und Farm Tiefland noch immer eine Neigung von 0,687 %. Diese ist etwas höher als die der Fläche südlich der Wasserscheide. Dennoch sind die Riviere hier nicht tiefer eingeschnitten als im oberen Omaruru-Catchment.

Der Verlauf der gemeinsamen Wasserscheide zwischen Omaruru und Ugab beginnt bei einer Meereshöhe von ca. 980 m. Nimmt man diese Höhe als Niveau eines hypothetischen Reliefssockels, so zeigt sich, daß exakt in diesem Niveau der Erundu bei $15^{\circ}43'E$ in den Ugab mündet. Nahezu der gesamte Mittel- und Unterlauf befindet sich bereits unterhalb dieses Sockels. Am Omaruru wird dieses Reliefsockelniveau dagegen erst bei $15^{\circ}30'E$ erreicht (etwa am Ehuuro-Zufluß auf Farm Kawab). Dieser Punkt liegt nordwestlich des Erongo, also nur 20 km vor dem Kulminationsbereich der Rumpffläche, westlich dessen die konvexe Hangunstetigkeit der Namib-Fläche für Gefällswerte bis über 1 % verantwortlich ist (Kap. 4.2, S. 195). Daraus ist zu schließen, daß der Unter- und Mittellauf des Ugab wesentlich stärker oder in anderer Weise tektonisch beeinflusst wurden, als der Omaruru. Nördlich des Brandberg ist bei den Hebungsachsen ein zweiter Streichrichtungsvektor anzunehmen, der eher küstenparallel oder in spitzem Winkel zur Küste verläuft. Auf eine mögliche epirogene Deformation der Rumpfflächen haben vielerorts bereits SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 119ff) hingewiesen.

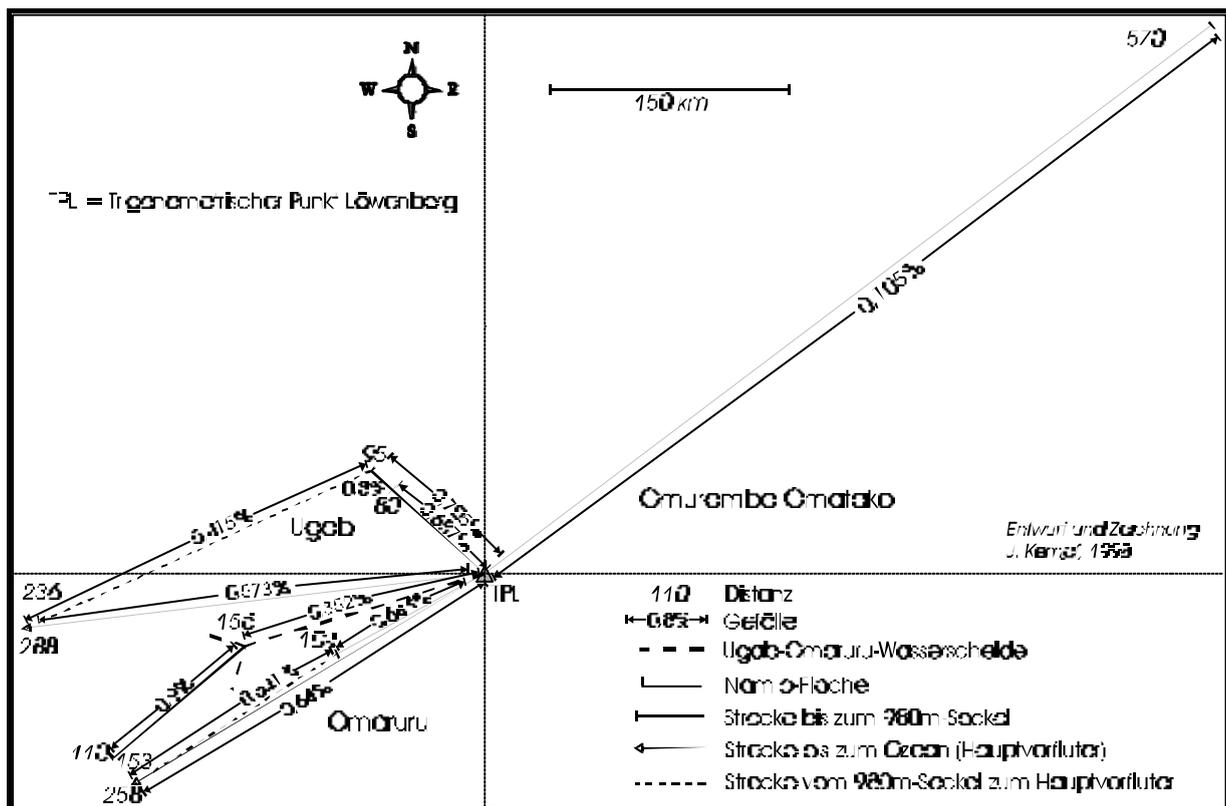


Abbildung 77: Distanz- und Gefälleverhältnis-Diagramm am Trigonometrischen Punkt Löwenberg (TPL), dem Endpunkt der gemeinsamen Wasserscheide zwischen Omaruru- und Ugab-System. Deutlich wird das höhere Gesamtgefälle des Omaruru mit 0,64 % zum Atlantik, gegenüber 0,573 % des Ugab. Durch tektonische Einflüsse fällt aber die Rumpffläche im Bereich des oberen Ugab stärker als am oberen Omaruru, so daß die Wasserscheide südwärts angegangen wird. Die Hebungsachse nördlich des Ugab könnte zusätzlich zu einer tektonischen Verbiegung der existierenden Flächen im Bereich der südlichen Wasserscheide geführt haben. Sowohl Ugab, als auch Omaruru queren tektonische Hindernisse im Mittel- und Unterlauf epigenetisch, sind von älterer Anlage und zeigen im Längsprofil nur wenige Stufen.

Der Omaruru selbst wird im Oberlauf durch den Zusammenfluß eines nördlichen (Okonjati) und eines südlichen (Okaturua) Omuramba gebildet, die beide auf dem Hochlandsscheitel nördlich und südlich des Etjo-Plateaus entspringen. Dabei bildet das Okonjati-Rivier, das die Abflüsse von der TPL-Region sammelt, schon im Oberlauf (wenige km südlich des TPS) das lokale Vorflutniveau als eigentlicher Omaruru-Quellfluß und überquert bei Otjihaenamaparero die Waterberg-Störung. Letztere ist eine post-karoozeitliche (post-gondwanische) Überschiebung, entlang der es zu unterkretazischen, inzwischen bis auf wenige Inselberge (Kopjes, z. B. Okonjati-Berg) eingerumpften Granitintrusionen gekommen ist (z. B. Okaue-Süd, Okonjati, Kubusie). Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß das Störungsfeld am Hochlandsscheitel mit der Waterberg-Überschiebung die Vorflutverhältnisse, wie sie in Abb. 77 dargestellt sind, und somit die Neigung der oberkretazischen, im Tertiär weitergebildeten Rumpffläche beeinflußt hat. Das Vorflutniveau nördlich des TPL liegt dagegen noch über 90 km entfernt.

Der Oberlauf des Omaruru bildet den Vorfluter für alle Riviere des Hochlandsscheitels mit seiner Inselberg-Beckenlandschaft (Abb. 46, S. 196) zwischen TPL und dem Becken von Bagbag (Erindi-Fläche). Weiter flußabwärts werden bei zunehmendem Gesamtgefälle der Fläche jedoch die lateralen Zuflüsse (v. a. von Süden) immer kürzer. Erreichen Okoruhave oder Otjimakuru östlich von 16°12' E noch Längen von über 30 km, so sind es beim Ekohoro, Oturenda oder Waldfrieden-Rivier kaum noch 10 km (ca. 16°00'E). Dort liegt die Khan-Wasserscheide auf der Erindi-Fläche bereits sehr nahe am Omaruru-Tal. Südlich der Omaruru Power Station an der Wilhelmsthal-Pad, fließen alle Riviere (z. B. Okomombonde, Okombatwe oder Osambimbambe²) zum E tiro oder Kanona und damit zum Khan-Swakop-System. Anders als der Ugab, der sein Einzugsgebiet um den Brandberg herum bis weit nach Südosten (z. B. Aikhab- und Uis-Catchment bis Siedlung Zebedeus) und Südwesten (Numas-System) ausgedehnt hat, sitzt der Erongo direkt der Wasserscheide auf. Lediglich seine intramontanen Becken drainieren Großteils zum Omaruru.

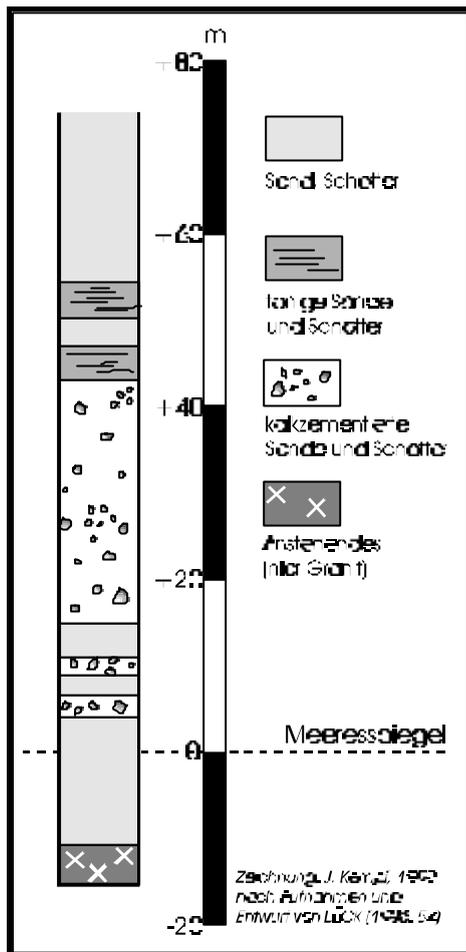
Bis Okombahe (15°23'E) ist der Omaruru kaum in die Rumpffläche eingetieft. Westlich der Missionsstation tritt er unterhalb des konvexen Kulminationsbereichs der Prä-Namib-Rumpffläche in eine tiefer in Damara-Gesteine eingeschnittene Cañon-Strecke ein, die er erst unterhalb des OMDEL-Damms in Küstennähe wieder verläßt (vgl. LÜCK 1996, 1997a/b). Wie auch am Ugab, Swakop, Khan und Kuiseb, ist diese Cañon-Strecke als Beleg dafür zu werten, daß es während des küstenparallelen Hebungsvorgangs zu Milieuwechseln kam, die eine Einschneidung begünstigt haben. Im

² bzgl. der Flußnamen gilt Anmerkung 1, S. 340

Bereich des flacheren, oberen Einzugsgebiets zwischen Okombahe und Omburo war diese Einschneidung schwächer und wurde durch anschließende Streckhangbildung auf das neue Vorflutniveau hin ausgeglichen. Aber auch im Bereich der Cañon-Strecke gibt es einige Lokalitäten, an denen nach einer ersten Einschneidungsphase ein flächenhafter Streckhang mit leichtem konvexen Hangknick (am Rumpfflächenansatz) zu einem tieferen Vorflutniveau hinführt, z. B. bei Lêwater (*locus typicus* 21°38'04"S, 14°50'49" E; Abb. 86+102 bei LÜCK 1996: 129+142). Die über 2% geneigten Streckhänge sind ausnahmslos in stark saprolitisierten Damara-Gesteinen ausgebildet und von Latosolrelikten oder deren Kollivien überdeckt. Profil NA02 (im Anhang) stammt vom oberen Streckhangabschnitt einer ähnlichen Lokalität (Tafel 9, Foto 6; *locus typicus* 21°34'23"S, 14°50'49"E). Bei Nei-Neis zeigt sich ein ähnlicher Formenschatz (Tafel 6, Satellitenfoto 2).

Innerhalb des Cañons sind keine Feinmaterial- oder Schotterterrassen erhalten und Felsterrassen nur selten eindeutig ansprechbar (z. B. beim Pegel Henties Monument am unteren Omaruru). Stattdessen zeigt das aktuelle Tal Akkumulationstendenz mit sandigen Alluvionen, denn an zahlreichen Stellen „ertrinkt“ das Mikrorelief der Unterhänge (z. B. Tafonis, Alveolen etc.) im rezenten Alluvium (vgl. LÜCK 1996: 111ff, Abb. 65, 71+72). Möglicherweise wurden vorhandene Terrassen verschüttet. Der küstennahe Unterlauf, der heute durch den OMDEL-Damm am Austritt aus der Cañon-Strecke vom Oberflächenabfluß abgeschnitten ist, mündet in einen weit ausladenden Schwemmfächer. Dieser ist bis zur Mündung der Hauptabflußlinie in den Atlantik zerschnitten und durchtrennt damit alle Prä-Walvis-Küstenterrassen. LÜCK (1996: 127) hat festgestellt, daß sich terrestrisch verfüllte, alte Drainagelinien im Küstenbereich noch bis 50 m unter dem aktuellen Niedrigwasserbett nachweisen lassen. Unter Berücksichtigung der aktuellen Gefällesituation der Rumpffläche ließe sich so auf eine Westverschiebung der Küstenlinie um etwa 15-20 km zur Zeit der tiefsten Einschneidung schließen. Da keine diesbezüglichen Untersuchungen vom küstennahen Schelf vorliegen, kann der Zeitrahmen für diese älteste Einschneidung nur annäherungsweise nach oben eingegrenzt werden: der *terminus ante quam* dürfte zur Zeit der Post-Rooikop-Regression liegen, möglicherweise aber auch noch ins Endtertiär reichen, da offenbar mehrere Generationen von Zerschneidung und Verfüllung unterschieden werden können.

Nach LÜCK (1996: 53) schwankt die Gesamtmächtigkeit der sedimentären Überdeckung der Haupttrumpffläche sowie der darin eingetieften Paläo-Drainagelinien im Schwemmbereich zwischen 50 und 120 m. Hierbei sind bis zu drei Kalkkrustengenerationen (fossile Oberflächen) über carbonatisierten Schottern und Sanden enthalten (z. B. Profil V bei LÜCK 1996: 54). Dies deutet auf einen Schwemmfächeraufbau hin, der mit pleistozänen Klimaschwankungen korrelieren könnte (Abb. 78).



Außerhalb des Schwemmfächerbereichs gehen die sedimentären Calcrete-Zwischenschichten in polygenetische Oberflächenkrusten über. Auch das stark verwitterte Anstehende ist regolithisch aufgekalkt, wie am Anschnitt durch das Omaruru-Tal sehr deutlich wird (vgl. auch Abb. 20 bei LÜCK 1996: 48, saprolitisierter Granatamphibolit mit Regolith-Calcrete unter kalzifizierten Flußsedimenten).

Nördlich von Hentiesbaai wurden selbst die hangenden Sedimentpakete noch durch eine Störung verworfen (LÜCK 1996: 127, Profil VII). LÜCK (1996: 66) vermutet eine tektonogenetisch induzierte südwardige Flußbettverlagerung am unteren Omaruru, in deren Verlauf sich der Fluß dem Klufnmuster folgend in das (saprolitisierte) Basement (hier: Damara) eingeschnitten hat.

Abbildung 78: Stratigraphie der sedimentären Überdeckung des Anstehenden im Schwemmbereich des unteren Omaruru mit drei Kalzifizierungsphasen nach LÜCK (1996: 54).

Ursächlich für diese tektonischen Bewegungen sieht LÜCK (1996: 66f) die durch Feinnivellierung nachgewiesene Aktivität im Bereich der Brandbergintrusion nördlich des Omaruru. Tatsächlich streicht ja eine Hebungsachse vom Brandberg ausgehend auch in nordöstliche Richtung (s. Ugab). Als Beleg nennt LÜCK (1996: 67) reliktsche Alluvionen eines Proto-Omaruru, die sich als gips- und kalkverkrusteter Schwemmbereich parallel nördlich des Omaruru bis 120 km ins Hinterland erstrecken. Dieser Schwemmbereich wird heute vom Capri-Rivier zum Atlantik drainiert und trägt teilweise gut entwickelte, rote, feinmaterialreiche Reliktböden, die wiederum postgenetisch aufgeminneralisiert wurden. Das deutet auf ein gewisses Alter dieser Böden hin. Nahe den auf dem Schwemmbereich befindlichen lokalen Wasserscheiden sind diese Böden von einem dichten Pflaster gerundeter Milchquarze (vermutlich transportierte Damara-Gangquarze) bedeckt, die innerhalb des Bodens nur selten auftreten.

Angeschnitten wird der Alluvialbereich des unteren Proto-Omaruru durch die Streckhangbildung, die zu einer scharfen, im Satellitenbild deutlich erkennbaren Wasserscheide geführt haben (Tafel 6, Foto 1). Diese Wasserscheide reflektiert durch die dichte Milchquarzbedeckung in fast allen Spektral-

bändern sehr stark (hell). Aus der Satellitenszene werden auch die Neigungsunterschiede beiderseits der Wasserscheide deutlich: der Schwemmbereich als Dachfläche ist konform zur Namib-Fläche um ca. 0,9-1,2 % zur Küste hin (SW) geneigt; die Streckhänge neigen sich aber mit 1,9-2,0 % nach SE zum Omaruru hin (z. B. von der Wasserscheide 3 km östlich des ehemaligen Uis-Segelflugplatzes zum Vorfluter 5 km unterhalb von Nei-Neis). Eine Zerschneidung der Schwemmfächer-Dachfläche erfolgte nicht. Die nur wenige Zentimeter tiefen Spülrinnen sind selbst im Gelände kaum auszumachen. Erst in dezidiert verarbeiteten Landsat-5-Satellitenbildern (z. B. Kanäle 5-3-1 = RGB, kontrastverstärkt) werden sie sichtbar (Tafel 6, Fotos 1+2; Szene 11 auf S. 13). Die stärker geneigten Streckhänge zum Omaruru hin sind dagegen bis weit in den Saprolit zerschnitten, ehemalige Terrassenkörper zu Relikten aufgelöst (vgl. auch Abb. 86-88 bei LÜCK 1996: 129f; dort auch Nennung der Typlokalitäten).

Im wesentlichen ist aus diesen Punkten die gleiche Reliefgenese, wie am Ugab ableitbar, wenn die jeweilige spezifische tektonogenetische Situation berücksichtigt wird:

1. spät-känozoischer Hebungsimpuls im Bereich des Brandberg
2. Milieuwechsel von Tiefenverwitterung zu Einschneidung; dabei Schüttung eines Proto-Omaruru-Schwemmbereichs, anschließend Kalzifizierung
3. Erneuter Milieuwechsel von Einschneidung zurück zu (restriktiverer) Tiefenverwitterung mit Bodenbildung auf dem Proto-Omaruru-Schwemmbereich und Ausbildung von flächenhaften Streckhängen, die auf das neue (tiefere) Vorflutniveau eingestellt waren
4. Zerschneidung der Streckhänge und Terrassenniveaus sowie flächenhafte Kappung der Böden auf der Dachfläche
5. Mehrere Milieuwechsel mit Schüttung der jüngeren Schwemmfächer und deren Carbonatisierung; gleichzeitig Aufmineralisierung der Reliktböden.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die unter den Punkten 4 und 5 genannten Modellkomponenten sich in pleistozäne Reliefgenerationen aufgliedern lassen. Wie am Ugab, kann jedoch die Dauer der spät-känozoischen Hebung nicht genau eingegrenzt werden. Da aber auch jüngere, möglicherweise schon spätquartäre Sedimente bei Hentiesbaai anscheinend verworfen wurden, ist bis weit ins Pleistozän hinein von zumindest schwacher tektonischer Aktivität im Bereich des Brandberg auszugehen. Auch die Parallelität zu den Hanggenerationen am Ugab und die Existenz von carbonatisierten Schwemmsedimenten läßt auf Änderungen von groß-klimatischen Verhältnissen schließen.

Khan

Das Khan-Rivier ist mit einer Länge von ca. 280 km und einem Catchment von 8750 km² (STENGEL 1964: 8) der größte nördliche Nebenfluß des Swakop. Er sammelt die Omiramba der schwach geneigten Erindi-Fläche (Abb. 46, S. 196) zwischen Hochlandsscheitel und Erongo. Sein Einzugsgebiet reicht östlich des Erongo im Norden bis unter 10 km an den Omaruru heran und am Hochlandsscheitel bis in das Becken von Bagbag. Das extrem schwache Gefälle im Kulminationsbereich zeigt sich in der Tatsache, daß die Wasserscheide zum Omaruru und zum oberen Omuramba Omatako von zahlreichen Pfannen besetzt ist (Kap. 4.2.1.8).

Die Orientierung der Omiramba und der östlichen Pfannenzuläufe auf der Omatakofläche (östlich des Hochlandsscheitels) zwischen Omatakobergen und Ombotzu legt die Vermutung nahe, daß das Catchment des Khan ehemals weiter nach Osten reichte als heute - und zwar v. a. über den knapp 1500 m hohen Flächenpaß von Okarumateru mit dem Omuramba Okanamungo. Dort liegt die rezente kontinentale Hauptwasserscheide etwa 50 m tiefer als an allen anderen Strecken des Scheitels. Am Hochlandsscheitel selbst ist der Kulminationspunkt einer Wölbung anzunehmen, die alle östlichen Zuflüsse abschnitt und in dem fast gefällslosen Bereich ausgedehnte Wannern entstehen ließ. Die Okarumateru-Pfanne (Kap. 4.2.1.8) liegt in der größten dieser Hohlformen und markiert den tiefsten Punkt des Flächenpasses.

Die Südgrenze des oberen Einzugsgebiets liegt direkt an der Khanquelle auf Farm Okombahe (ca. 9 km nördlich der Bahnstation Francois), ist besetzt von einer Inselbergkette (z. B. Kamelberg) und zieht sich westwärts über die Farmen Wilhelmsthal und Johann-Albrechtshöhe. Anschließend wird sie ungefähr nachgezeichnet durch die Nationalstraße B2 zwischen Vogelsang und Karibib. Westlich von Karibib knickt sie nach Südwesten ab und folgt den Gamgamichab- und Chuos-Bergen.

Das Längsprofil des Khan zeigt im Oberlauf von Felseneck bis zum Khan-Posten auf Farm Ameib (Süd-Erongo) ein gleichmäßiges Gefälle von ca. 0,5 % (ähnlich dem Omaruru). Zwischen Usakos und der westlichsten Farm (Vergenoeg) versteilt sich allerdings das Gefälle auf 0,64 % (350 m auf 55 km), ehe es bis zum Erreichen des Vorflutniveaus am Swakop bei Heigamchab wieder auf unter 0,6 % abflacht (vgl. STENGEL 1964: 11 und Abb. 87). Etwa 20 km westlich von Usakos (Region nördlich von Karte 20, S. 214) tritt der Khan - äquivalent zu den anderen Rivieren - in eine Cañon-Strecke ein, die er bis zur Mündung in den Vorfluter nicht mehr verläßt (Tafel 2, Foto 2, Punkt E). Auch hier wird durch die Einschneidung die konvexe Kulmination der umgebenden Rumpffläche ausgeglichen. Der Eintritt in die Cañon-Strecke ist gleichzusetzen mit dem Kulminationspunkt, östlich dessen die Neigung der Rumpffläche bis zum Hochlandsscheitel stark verflacht.

Ähnlich dem Ugab, Omaruru und Swakop (s. u.) ist der Verlauf um die Grenze des Kulminationsbereichs (bei Usakos) gekennzeichnet durch flächenhafte Streckhänge, v. a. an der orographisch rechten Talflanke (Abb. 79).

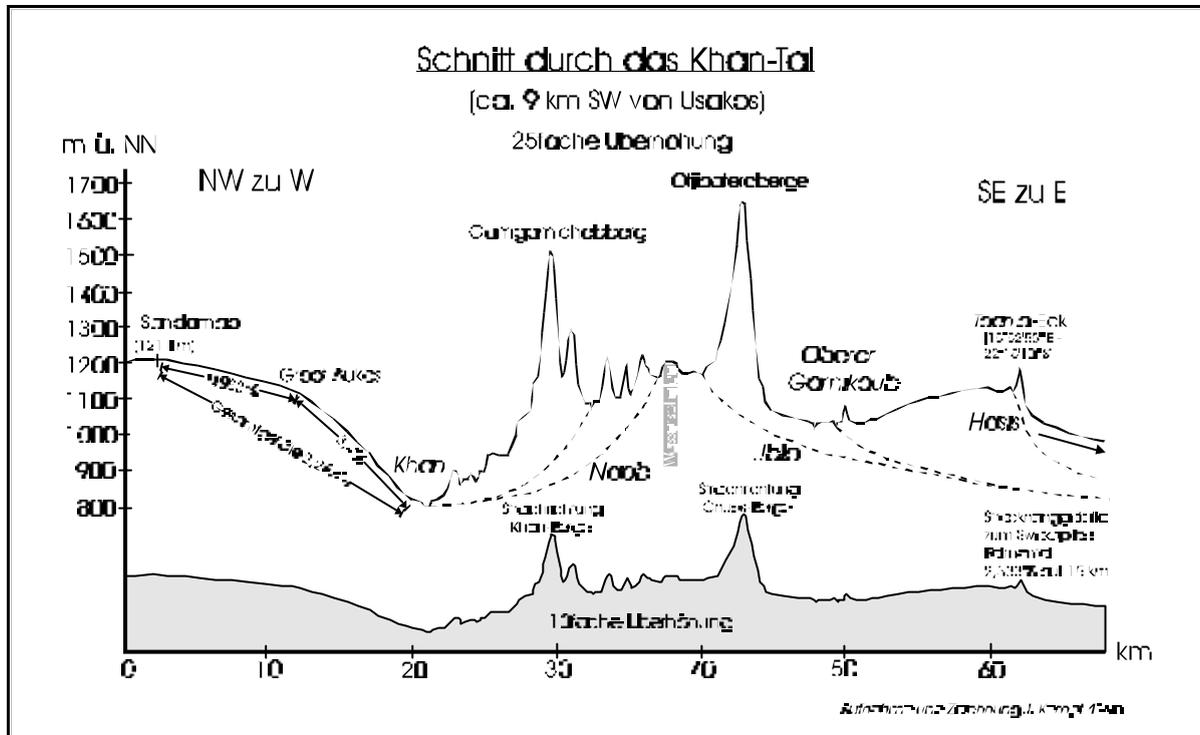


Abbildung 79: Profilschnitt durch das Khan-Tal mit der Khan-Swakop-Wasserscheide, ca. 9 km südwestlich von Usakos. Deutlich erkennbar sind die über 2 % geneigten flächenhaften, mit Inselbergen besetzten Streckhänge an der Nordseite beider Riviere. Die Ähnlichkeit zur in Abb. 74 dargestellten Situation am Ugab und derjenigen am Omaruru ist auffallend und nicht allein tektonisch zu erklären, da sonst von einem gleichen Verbiegungsmuster an allen Rivieren ausgegangen werden müßte. Viel wahrscheinlicher ist, daß sich die Rumpfflächen auf einen, während einer diskreten Milieuphase eingeschnittenen Vorfluter eingestellt haben. Bei den Streckhängen müßte es sich dann um die restriktiv weitergebildete Post-HR-1-Fläche handeln.

Der Situation am Ugab vergleichbar, sind vor dem Eintritt in die Cañon-Strecke am Khan-Lauf Kalkterrassen ausgebildet. Sie finden sich v. a. als Mittelterrassen im Talverlauf unterhalb und oberhalb von Usakos (Farmen Ameib, Kranzberg, Onguati und Daheim). Außerdem sind Hochterrassen in Form einer Beckenfüllung südlich des heutigen Khan-Verlaufs erhalten (Aroab-Becken). Dieses Becken erstreckt sich über eine Länge von ca. 38 km zwischen der Kranzberg-Bahnstation bis zum Okawayo-Rivier in Streichrichtung SW-NE bei einer Neigung von 0,8 % nach SW. Wie an den Ugab-Terrassen sind grobklastische, karbonatische Schotterkonglomerate erhalten - allerdings nicht an der Nord- sondern an der Südflanke.

Im östlichen Bereich sind diese Füllungen durch jüngere, rötliche, lehmig-schluffige bis sandige Kolluvien (Bodensedimente) überdeckt. Sie erreichen in einem Donga-Aufschluß am östlichen Fuß des Dernbergs (nahe der Pad B2) eine Mächtigkeit von über 4 m. Im Liegenden sind aber die

carbonatisierten Füllungen erhalten, die erst weiter westlich oberflächenbildend wirken und bei zunehmender Neigung als Hochterrassen ausstreichen. Alle Füllungen werden von lateralen Zuflüssen zerschnitten und bilden im westlichen Drittel des Beckens mit über 1 % zum Vorfluter hin (Aroab) geneigte Terrassenpulte. Diese Neigung begründete zunächst die Hypothese, es handele sich bei den Konglomeraten um Reste von Schwemmfächern von den nördlichen und südlichen Rahmenhöhen des Beckens (Abb. 80). Allerdings setzen diese Schwemmfächer nicht immer an den Talausgängen der Rahmenhöhen an, sondern auch unmittelbar zwischen den Seitentälern (bei gleichbleibender, überwiegend gut gerundeter fluvialer Fazies). Teilweise wurden sogar niedrige Bereiche der Rahmenhöhe überdeckt, wie auf Farm Navachab (*locus typicus* 21°58'11"S, 15°43'05"E) und Farm Kranzberg-Süd (21°59' 10"S, 15°14'20"E). Daher ist anzunehmen, daß die carbonatisierte Beckenfüllung dominant nicht als Schwemmfächer aus Richtung der lateralen Rahmenhöhen anzusprechen sind, sondern als allochthone Füllung eines ehemaligen Breittals, ähnlich wie am mittleren Ugab.



Abbildung 80: Profilschnitt durch das Aroab-Becken und das Khan-Tal östlich von Usakos (Farm Kranzberg). Der Aroab, der das Becken entwässert, ist angelehnt an die nördliche Rahmenhöhe des Beckens. Die Beckenfüllung ist von der Südlichen Rahmenhöhe zum Aroab hin abgedacht. Die lateralen Zuflüsse zerschneiden die Hochterrassen, die weiter östlich von Bodensedimenten überdeckt sind. Zu vermuten ist eine leichte Hebungstendenz südlich der südlichen Rahmenhöhen.

Für einen hypothetischen Verursacher dieser Terrassenfüllung kommt nur der Proto-Khan in Betracht, der heute allerdings nördlich des Beckens nach Westen auf den Erongo zuläuft und sich auf Farm Onguati mit dem Ondorunguyu-Rivier vereinigt. Das würde aber die Hypothese einer spät-känozoischen Nord-Verlagerung des Khan implizieren, wofür allenfalls tektonische Ursachen in Gestalt einer Hebung südlich der südlichen Rahmenhöhe (Streichrichtung Eselskuppen - Dernberg – Okawayoberg) in Frage kämen. Da die Abdachung der Terrassenpulte zum Vorfluter (Aroab-Rivier) nur um 0,2 % höher ist, als die Gesamtabdachung des Beckens zur Namib hin (s. o.), ist entweder von einer sehr geringen Hebung, oder aber von einer sehr weit südlich (etwa im Bereich des Khomas-Hochlands) verlaufenden Hebungssachse auszugehen. Folgende Indizien unterstützen die Hypothese einer Flußverlagerung am Khan:

1. Die rezente Hauptdrainagelinie, welche das angesprochene Becken entwässert, der Aroab, verläuft nicht im Zentrum des Beckens, wo eigentlich das Beckentiefste zu erwarten wäre, sondern äquivalent zum mittleren Ugab an die (hier nördliche) Rahmenhöhe angelehnt.
2. Der Aroab weist kein Einzugsgebiet auf, aus dem die Schotter der Konglomerate stammen könnten. Sein Ursprung liegt vielmehr auf einer sehr flachen Wasserscheide, deren östlicher Teil kaum merklich ins Khan-Tal übergeht. Er ist deshalb als genetisch jünger anzusprechen als die Terrassen, welche er ausräumt.
3. Parallel zu dieser Wasserscheide verläuft das Okawayo-Rivier, das die Rahmenhöhe epigenetisch durchschnitten hat und in stumpfem Winkel in den Khan mündet. Es hat die nordöstlichen Bereiche der Beckenfüllung weitgehend ausgeräumt. Auf Farm Doppelberg, östlich des Okawayo, sind aber noch geringe Reste erhalten.
4. Die lateralen Riviere (z. B. Kachab, Gairakarus, Habis- und Navachab-Rivier) haben ein relativ kleines Einzugsgebiet und queren die Rahmenhöhe epigenetisch. Ihr Ursprung liegt auf der Habis-Fläche, welche die Swakop-Khan-Wasserscheide südlich von Karibib markiert. Sie kommen daher kaum in größerem Maße für den Schottertransport in Frage.
5. Die lateralen Riviere queren die südliche Rahmenhöhe des Aroab-Beckens heute senkrecht oder zumindest in stumpfem Winkel. Außerhalb des Beckens gibt es aber mehrere Abflußlinien, die spitzwinklig auf die Durchbrüche zulaufen. So verläuft z. B. ein anscheinend reliktsches Bett des Okawayo-Riviers südlich der Rahmenhöhe (parallel zu Pad 1941 im Südteil der Farm Okawayo) von der Okawayo-Wasserscheide westwärts, passiert einen Durchbruch durch die Rahmenhöhe (Flächenpaß) orographisch links (also ohne ihn zu queren) und endet am nächsten südwärtigen Durchbruch oberhalb einer kleinen Terrassenstufe des ehemaligen Durchbruchstälchens. In einigen Dekametern Entfernung setzt es unterhalb der Stufe und dann innerhalb des Beckens wieder ein, fließt dort aber nach Nordwesten in Richtung des Flughafens Karibib. Dort fächert es sich im ehemaligen Beckentiefsten (am Südwestende der Landebahn) auf und kann im Gelände nicht weiter verfolgt werden. Es ist daraus zu schließen, daß die südliche Rahmenhöhe heute morphologisch höher liegt, als zu der Zeit, in der die Drainage im Zentrum des Beckens lag und die Durchbrüche durch die Rahmenhöhe geschaffen wurden. Das gleiche Muster ist an den weiter südwestlich gelegenen Querungen zu beobachten.
6. Alle Riviere, die das Becken zum Aroab hin senkrecht durchfließen, zeigen im ehemaligen Beckentiefsten markante Laufveränderungen, indem sie von nordwestlicher in südwestliche Richtung (also der Streichrichtung des Beckens und der ehemaligen Drainage umknicken, dann aber nach

kurzem Verlauf wieder nach Nordwesten zum heutigen Vorfluter streben. Die Isohypsen der topographischen Karten zeigen den gleichen Knick. Das ehemalige Beckentiefste läßt sich so genau festlegen - es folgt exakt der doppelten Landebahn des Flughafens Karibib nach Südwesten. In nordöstlicher Verlängerung führt es zu einer Stelle auf Farm Otjimbojo-West (an der Grenze zu Nooitgedag), an welcher der Khanlauf etwas verengt und tiefer eingeschnitten ist, als weiter flußaufwärts. Das deutet darauf hin, daß die schwache tektonische Anhebung im Süden in Verbindung mit der Einschnidung des Khan das Aroab-Becken vom Zustrom abgeschnitten hat. Aus diesen Beobachtungen 1-6 kann mit hoher Wahrscheinlichkeit abgeleitet werden, daß der Proto-Khan - äquivalent zum Ugab - für die Schüttung der Hochterrassen im heutigen Aroab-Becken verantwortlich zeichnet. Der Aroab ist dagegen ein vom oberen Einzugsgebiet abgeschnittener, an die Nordgrenze des Beckens verlagertes Rest-Arm des Khan. Der Khan selbst bildet nach der Einschnidung heute den Vorfluter für diesen Rest-Arm. Dies kommt in dem nicht vollständig entwickelten Längsprofil des Aroab (Abb. 81) zum Ausdruck, das demjenigen des Goantagab (Abb. 75) vergleichbar ist.

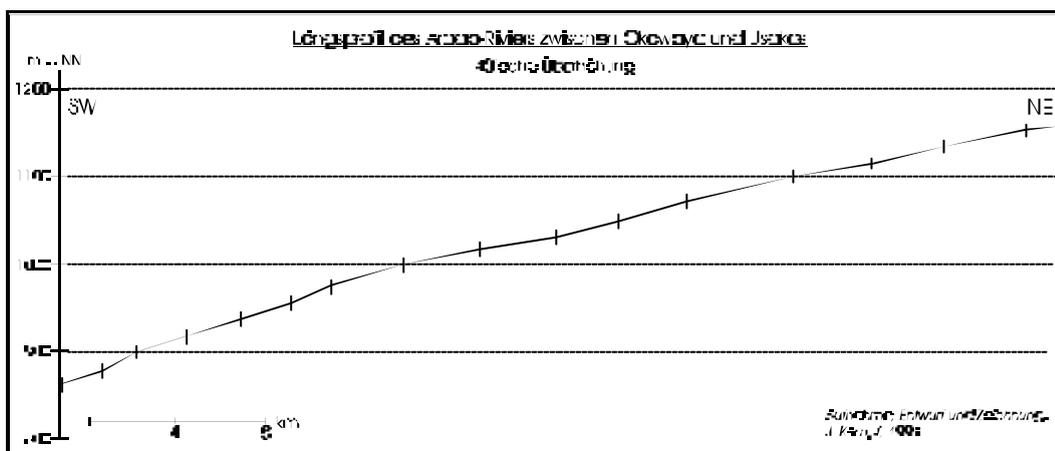


Abbildung 81: Flußlängsprofil des Aroab zwischen Okawayo und Usakos. Deutlich wird die Versteilung zum Vorfluter (Khan) hin und das insgesamt konvexe Profil, das als Folge des Abschneidens vom Oberlauf bei fortdauernder Anhebung zu werten ist.

Das Alter der Proto-Khan-Sedimente gibt demnach einen Anhaltspunkt für die Bestimmung eines *terminus post quem* der Anhebung. Wesentliche Teile der Schotterterrassen wurden sicherlich vor dem entscheidenden Hebungsimpuls abgelagert. Auch hier herrscht Übereinstimmung mit der festgestellten Situation am Ugab. Den anscheinend jüngeren Kalkterrassen an der Nordseite des unteren Aroab (z. B. am Kleinen Rooiberg) und am Khan bei Onguati und Ameib scheint allenthalben der Charakter einer Mittelterrasse zuzukommen. Sie können durch Artefakte und Fossilien eindeutig ins Spätpleistozän eingeordnet werden (Kap. 6).

Swakop

Mit über 30.000 km² Fläche umfaßt das Einzugsgebiet des Swakop (incl. der 8750 km² des Khan) den größten Teil Zentral-Namibias. Es reicht nach Osten bis in die Onjati-Berge ins Quellgebiet des Otjiruze (Farmgrenze Zwervelling-Otjisauna Nord bei 17°35'E) und damit über den (nördlich und südlich des Swakoptals) viel weiter westlich verlaufenden Hochlandsscheitel hinweg. Dieser östlichste Punkt liegt 325 km von der Mündung entfernt auf der kontinentalen Hauptwasserscheide in 1760 m Höhe (Gefälle 0,542 %) und bildet - ähnlich dem TPL - den Grenzbereich zwischen drei großen Einzugsgebieten, nämlich dem Swakop (Otjiruze), dem Schwarzen Nossob (Otjisauna-Rivier) und dem Omuramba Omatako (Otjikuara).

Das Quellgebiet des Swakop liegt im Bereich der Zerschneidungszone des Seeis-Niveaus zu einem langgestreckten intramontanen Becken (hier Otjiterazu-Niveau). Es sammelt sowohl Zuflüsse aus südlicher (Okarumuti-Rivier, Okaparkaha-Rivier) und östlicher Richtung, als auch aus Teilen der stark zerklüfteten, östlichen Otjihaverabergen (v. a. Omarovero-Rivier). Letztere strömen aus südwestlicher Richtung in das Otjiterazu-Becken (Abb. 82). Insgesamt zeigt der obere Swakop einen ungewöhnlichen Verlauf. So entspringt der längste Quellfluß, der Omarovero, auf Farm Osema und fließt entgegengesetzt zum Gesamtgefälle zunächst nach Nordosten in das Otjiterazu-Becken, obwohl die Entfernung zum Zufluß des Okahandja-Riviers (Vorflutniveau beim Austritt aus dem Hochland) nach Nordwesten nur 34 km bei einem Gefälle von exakt 2 % (680 m) beträgt. Über den Swakop, der den Hochlandsscheitel in weitem Bogen nach Norden und ab dem Knick von Katjapia/Oviumbo nach Westen über die Von-Bach-Fläche (Otjisazu-Niveau) umfließt, ehe er das Hochland verläßt, beträgt das Gesamtgefälle nur ca. 0,5 %, da die Entfernung um über 100 km länger ist. Das Becken selbst fällt bis zum Anschluß an die Hauptrumpffläche nur um ca. 0,35 % und das Gefälle des Omarovero zum Becken hin (Mündung in den Swakop bei Okatjemisse) beträgt ca. 1,8 %. Wird die fluviale Situation unter Aspekten der Flächenniveaus betrachtet, so zeigt sich, daß der längste Swakop-Quellfluß im Niveau der Khomas-Rumpffläche (in ihrer Fortsetzung östlich des Windhoek-Okahandja-Beckens) entspringt und sich in SW-NE-Streichrichtung einer Mulde gemäß dem Gefälle dieses Niveaus (östlich des Hochlandsscheitels) nach Nordosten wendet. Diese Mulde innerhalb des Khomas-Niveaus ist durch den stark mäandrierenden Omarovero und die stumpfwinklig einmündenden, steilen Seitenriviere sehr stark zerschnitten. Südlich der Mulde entwässern die Riviere zum Seeis-Niveau (Nossob-System), das ebenfalls über eine Zerschneidungszone erreicht wird. Nördlich der Mulde setzt sich die Zerschneidungszone fort, jedoch stärker nach Norden gerichtet und damit nicht zum Otjiterazu-Becken, sondern mit Ausnahme der direkten Beckenhänge

zum Otjosazu-System. Dieses erreicht den Swakop in WNW-Richtung erst bei Swakophöhe (17° 05'E). Von Westen her wurde der Rest des Khomas-Niveaus noch stärker zerschnitten. Sowohl der westliche Teil der Omarovero-Mulde, als auch die Flächenrelikte sind zum nahen Windhoek-Oka-handja-Becken hin in wenige hohe Riedel zwischen tiefen, steilen Schluchten aufgelöst. Die Fläche mit der Mulde wirkt durch diese Talbildung gekappt. Ehemalige Riviere beginnen an der Kante und lassen westliche Zuflüsse vermuten, wo heute das Flächenniveau nicht mehr existiert. Ursächlich dafür dürften die zahlreichen, sich spitzwinklig kreuzenden tektonischen Störungen am Hochlandscheitel zu sehen sein, an die sich die Hauptriviere heute anlehnen. Die komplexe Situation einer mehrseitig angegriffenen, gewölbten, alten Rumpffläche zeigt auch Foto 2 auf Tafel 5, das den äquivalenten Bereich südlich des oberen Swakop-Catchments abbildet.

Abb. 82 stellt einen Nord-Süd-Profilschnitt im Übergang vom östlichen Ausläufer des Khomas-Niveaus zum Otjiterazu-Becken mit dem oberen Swakop im Norden dar. Südöstlich des Profils wird das Seis-Niveau in 1700-1650 m Höhe bei Bodenhausen/Deutsch-Krone erreicht.

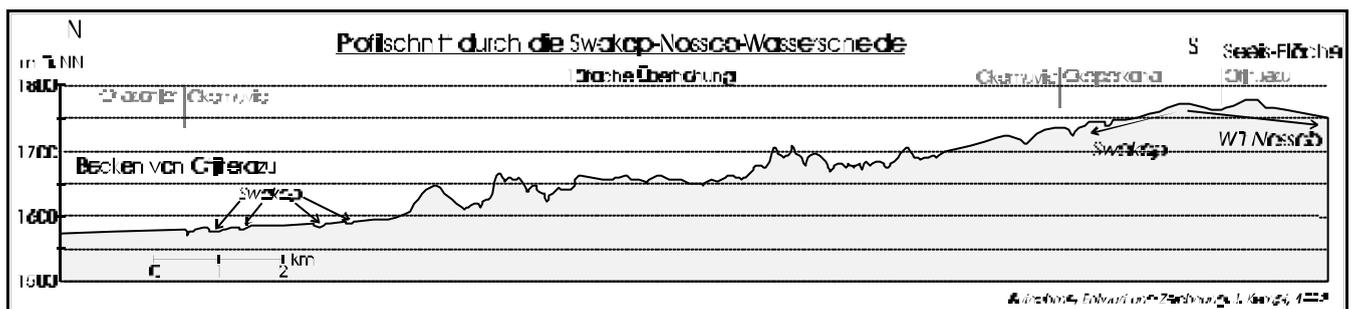


Abbildung 82: Höhenprofil vom Otjiterazu-Becken (oberer Swakop) zur Nossob-Wasserscheide (Haupttrumpffläche). Der Übergangsbereich ist gekennzeichnet durch eine stark gegliederte Zerschneidungszone, deren Riedel-Gipfelhöhen des Haupttrumpfflächenniveaus nachzeichnen.

Das Otjiterazu-Becken mündet in ein breites Tal mit beiderseitigen, weit gespannten, flächenhaften Streckhängen, welche die nahezu seiger stehenden Khomas-Schiefer ebenso kappen, wie den unterkretazischen (SACS 1980: 634) Otjisazu-Alkalikomplex auf den Farmen Otjisazu, Okarupa und Grünfelde (GUNTORPE & BUERGER 1979, 1986). Dieser bis auf einige Inselberge (Otjisazu-Berg, Grellberg, Nietberg, Uitspanning-Berg) eingerumpfte Intrusivkomplex aus Syeniten, Pyroxeniten und drei Carbonatit-Schloten, wird vom Swakop epigenetisch gequert. Das Otjisazu-Rivier, das - wie oben erwähnt - die südlichen Zuflüsse zum Swakoptal (nördlich der Omarovero-Mulde) subsequenter sammelt und zunächst parallel zum Swakop ableitet, scheint genetisch jünger zu sein, als der antezedenter eingeschnittene Swakop. Er war kurz vor seiner Mündung in den Swakop nicht zu antezedenter Einschneidung in den unterkretazischen Otjisazu-Komplex in der Lage, sondern knickt direkt im Kontaktbereich des Intrusionskörpers (bei 21°55'28"S, 17°07'02"E) rechtwinklig nach

Süden ab und umläuft denselben. Tatsächlich sind die Zuflüsse aus der Zerschneidungszone zum Otjisazu-Rivier ursprünglich mit geringem Gefälle direkt zum Swakop geflossen.

Nach Norden gehen die erwähnten Streckhänge am oberen Swakop kaum merklich in die Rumpffläche der Wasserscheide zum Omatako-System über. Letztere ist markiert durch eine Kette niedriger, in Swakop-Fließrichtung streichender Inselberge (z. B. Okamakuta, Otjombali, Oviture, Okakango), welche die gleiche Höhe erreichen, wie die Otjosazu-Inselberge a, Swakop (Abb. 83). Die südlichen Streckhänge im Übergang zur Zerschneidungszone am Khomas-Niveau sind dabei insgesamt stärker geneigt, als die nördlichen (zum Pfannenfeld des oberen Omatako hin). Wie am Khan und dem Aroab-Becken deutet dies auf eine spätkänozoische Hebung im Bereich des Khomas-Hochlands hin.

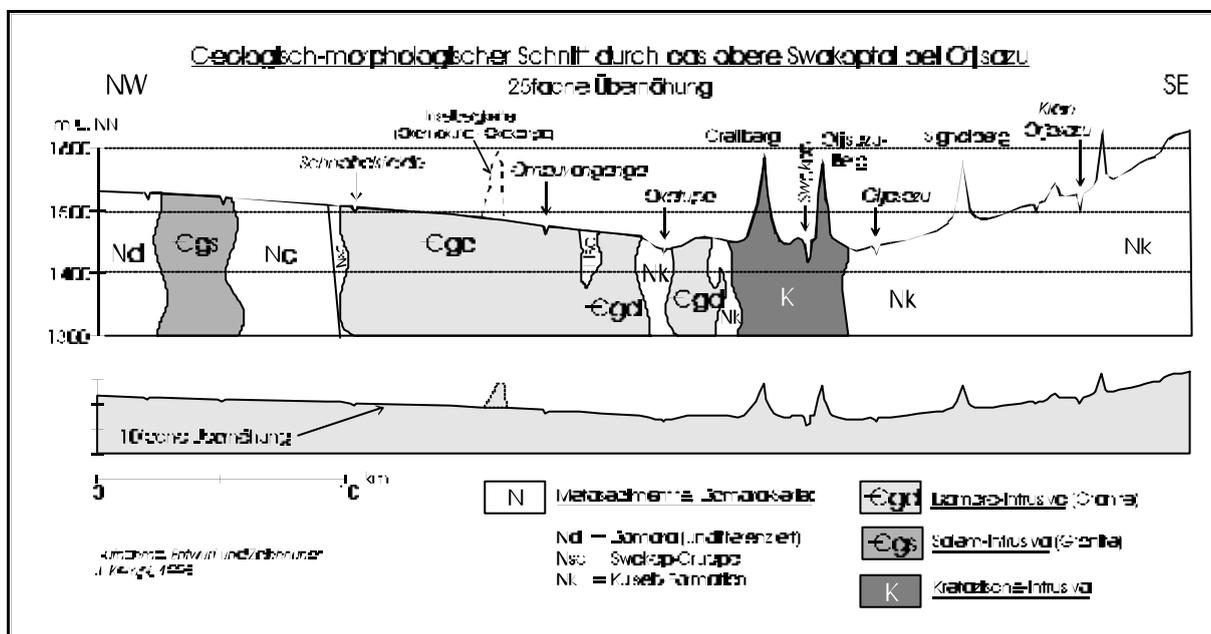


Abbildung 83: Geologisch-geomorphologischer Schnitt durch das obere Swakoptal bei Otjisazu. Die sehr schwach geneigten Streckhänge haben sowohl proterozoische Metasedimentite und Intrusiva, als auch phanerozoische Gesteinskörper (kretazische Syenite, Pyroxenite und Carbonatite) gekappt. Die Gipfelhöhen der Inselberge zeichnen vermutlich die Hauptrumpffläche nach. Je weiter westlich der Profilschnitt angesetzt wird, desto steiler sind die Streckhänge und desto ausgeprägter ist ein konvexer Hangknick am Ansatz zur Rumpffläche der Wasserscheide. Die Hänge auf der Südseite sind vermutlich aufgrund der Hebung im Khomas-Bereich generell etwas stärker geneigt, als auf der Nordseite. Sie setzen am Fuß der Zerschneidungszone an.

Östlich von Okahandja endet das Flächenniveau, in dem der obere Swakop verläuft (Otjisazu-Niveau) an einer ca. 60 m hohen Stufe am Ostrand des Windhoek-Okahandja-Beckens. Dem markanten Anstieg folgt die sog. „Povianspad“¹. Der Swakop hat diese Stufe zersägt und wird heute an der Oberkante durch den Sartorius-Von-Bach-Damm aufgestaut. Unterhalb der Stufe strömen ihm aus Norden das Okahandja-Rivier (Okakango, Ongeama) sowie das Waldau-Rivier von der Oma-

¹ landesweit gebräuchlicher Name für Pad 2170 (Osona-Ovumbo-Hochfeld)

tako-Wasserscheide her zu. Von Süden münden die Riviere des Wind-hoek-Okahandja-Beckens und des östlichen Khomas-Hochlands (Kap. 4.3). Im Windhoek-Okahandja-Becken setzt sich das Otjisazu-Niveau als Gipfelhöhe einiger stark aufgelöster Inselberg-Komplexe (Osona-Berge, Frankenhof-Berge, Gross-Barmen-Berge) fort und geht nach Westen hin in die Zerschneidungszone des Khomas-Hochlands über. Markant ausgeprägt ist es noch an der Swakop-Pforte, wo es die Widerlager der Dammauer (Swakoppoort-Damm) am stark antezedent eingeschnittenen Flußlauf bildet. Der dortige Talquerschnitt zeigt die Form einer ca. 35 km breiten, 200 m tiefen Mulde in der Haupt-rumpffläche (Abb. 84). Zentral in diese Mulde eingeschnitten ist das rezente Swakoptal.

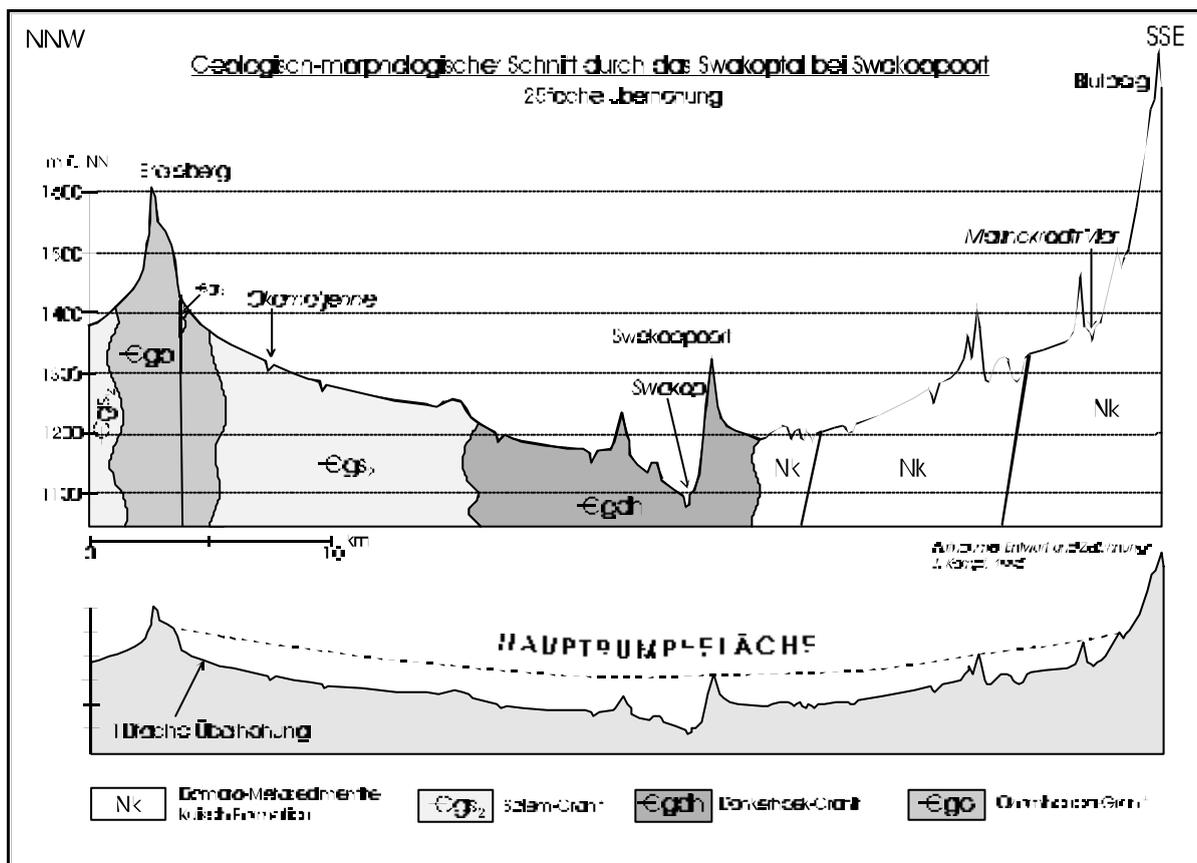


Abbildung 84: Geologisch-geomorphologischer Schnitt durch das Swakoptal bei Swakoppoort. Die Streckhänge des Proto-Swakop sind gegenüber dem oberen Swakop (s. Schnitt von Abb. 83 bei gleicher Überhöhung) bereits deutlich steiler geneigt. Auch hier sind proterozoische, teilweise dislozierte Metasedimentite und Intrusiva flächenhaft gekappt. Die Streckhänge der Südseite sind stärker geneigt, als auf der Nordseite. Der Blutberg im Süden markiert mit 1823 m Höhe bereits das Khomas-Niveau. Südlich des Okahandja-Lineaments, entlang dessen Störungsbereich die Donkerhoek-Granite intrudiert sind, ist der Swakop mehrphasig eingeschnitten, hat jedoch nur schwer erkennbare Felsterrassen hinterlassen. Carbonaterrassen sind nur sehr reliktsch erhalten, unverfestigte Mittel- und Niederterrassen aus Pedo-Alluvionen dagegen häufig.

Die Muldenhänge sind auch hier als flächenhafte Streckhänge mit einem Gefälle von 1,0-1,5 % anzusprechen. Wie am oberen Swakop, ist auch am Mittellauf das Gefälle der südlichen Hänge stärker (Khomas-Seite), als dasjenige der nördlichen von der Rumpffläche der Khan-Wasserscheide. Auch

sind die südlichen Hänge stärker zerschnitten und reliefiert. Dies deutet nachdrücklich auf den Hebungsimpuls des Khomas-Blocks hin.

Die Streckhänge auf der Nordseite des Swakop sind - mit Ausnahme einiger epigenetischer Durchbrüche (z. B. von Anawood) - ein konstantes Phänomen, das vom Laufknick beim Austritt aus dem Otjiterazu-Becken (Oviumbo bei ca. 17°20'E) bis zum Eintritt in eine tief eingeschnittene Cañon-Strecke (äquivalent zu den anderen Rivieren) westlich von Ukuib (15°45'E) auftritt. Sie werden jedoch, dem Verlauf des Swakop nach Westen folgend, immer steiler und der konvexe Profilknick am Rumpfflächenansatz immer ausgeprägter. So ist der Rumpfflächenübergang von Oviumbo zur Omatako-Wasserscheide auf Farm Okakango im Gelände kaum feststellbar und nur durch den Okakango-Inselberg (s. o.) markiert, denn das Gefälle von ca. 0,6-0,7 % zum Swakop hin unterscheidet sich nur gering vom Gefälle der Omatako-Fläche, die lediglich mit 0,1-0,2 % nach NNE abdacht (300 m auf 275 km \cong 0,11 %). Am Sney-Rivier (16°15'E) beträgt die Neigung der Streckhänge bereits über 1 %, bei Otjimbingue (16°30'E) ca. 1,8 % (s. Abb. 85), bei Palmental (15°50'E) 2,2 % (Abb. 86) und bei Ukuib, direkt vor Eintritt in die Cañon-Strecke (15°45'E) 2,83-3,27 %.

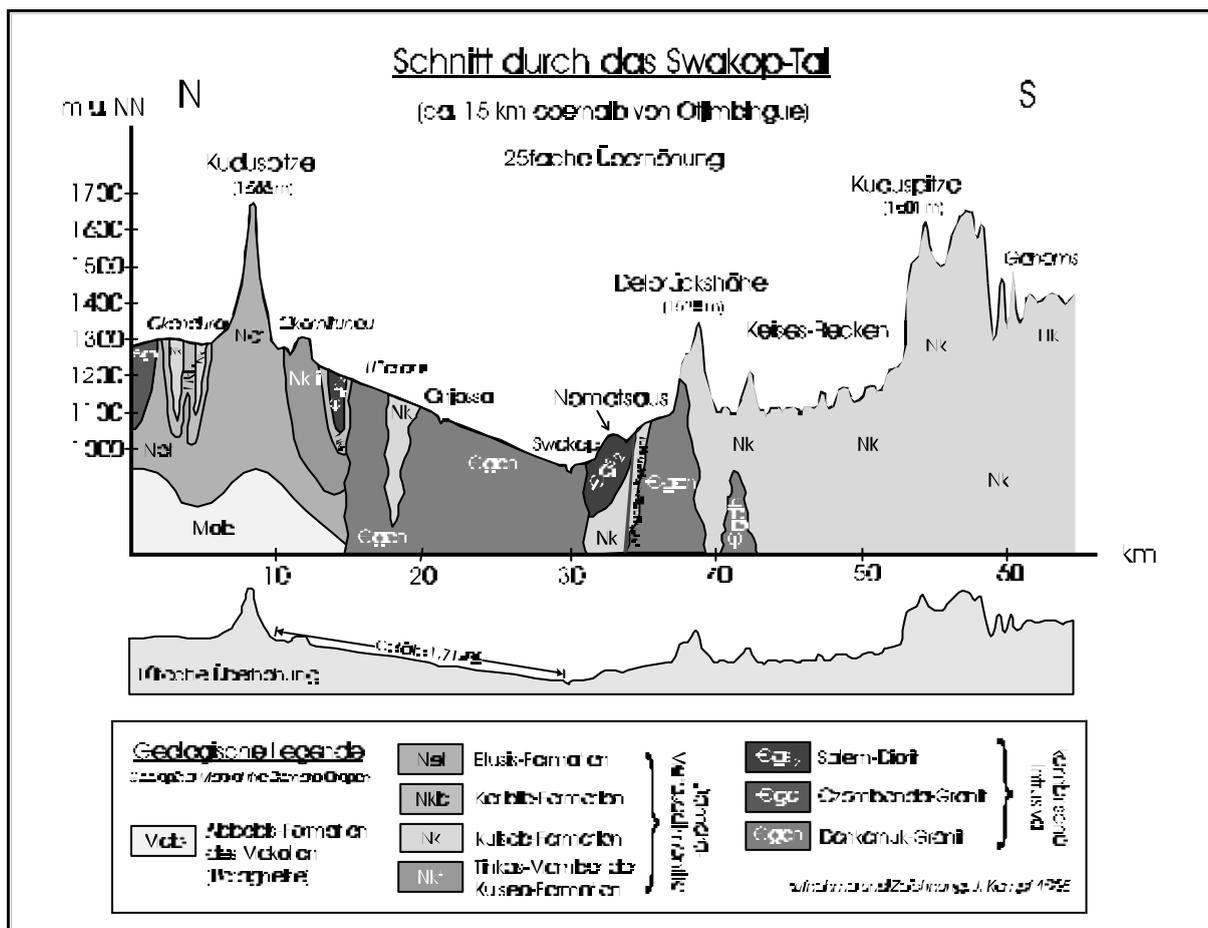


Abbildung 85: Geologisch-geomorphologisches Profil durch das mittlere Swakoptal bei Otjimbingue. Die Zerschneidungszone auf der Südseite ist als Beckenlandschaft ausgebildet. Die Nordseite dominieren Streckhänge.

Dies ist als Indiz zu werten, daß die Streckhänge tatsächlich als auf ein neues Vorflutniveau eingestellte Rumpfflächen zu interpretieren sind, denn die Einschneidungstiefe hat mit westwärtigem Flußverlauf stärker zugenommen als das Gefälle der Rumpffläche im Kulminationsbereich, weil der Swakop flußabwärts immer mehr neue Hochlandszuflüsse aufnimmt.

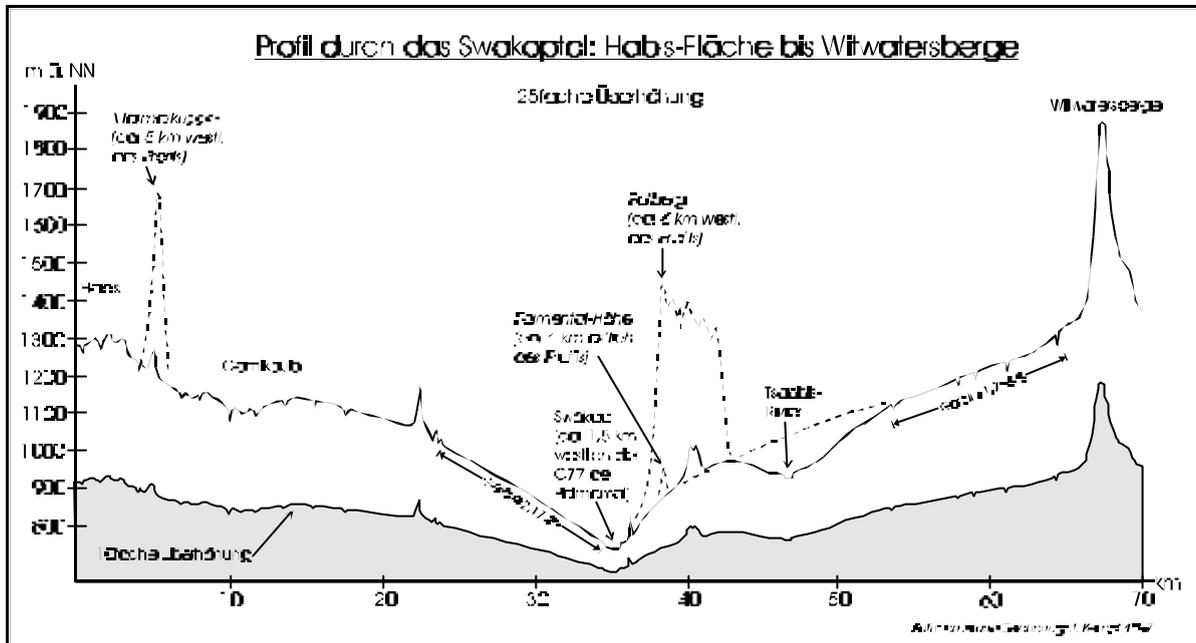


Abbildung 86: Profilschnitt durch das mittlere Swakoptal bei Palmental von der Habis -Fläche (südlich Karibib) bis zu den Witwatersbergen am Ansatz zur Namib-Fläche (Flächenpaß von Donkerhoek-Komuanab). Selbst der tiefe Einschnitt des Swakop in das Niveau der Haupttrumpffläche wurde durch die Streckhangbildung nahezu ausgeglichen.

Während die Rumpffläche an der nördlichen Wasserscheide des Swakop-Systems zwischen 17°15' E (Okakango, Höhe: 1530 m) und 15°50'E (Habis-Fläche, Höhe: 1280 m) nur um 250 m fällt (\cong 0,17 %), beträgt das Gesamtgefälle im entsprechenden Talabschnitt 730 m (\cong 0,46 %, Abb. 87).

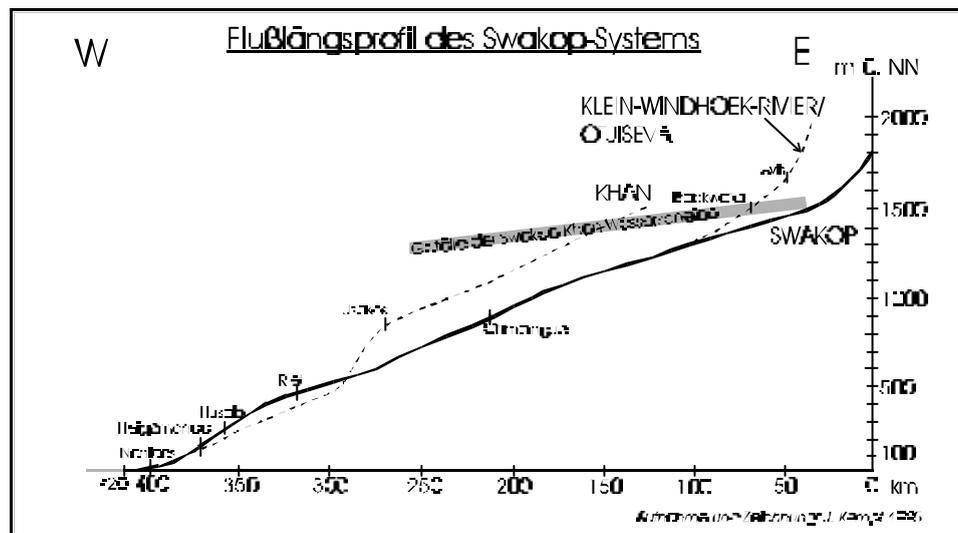
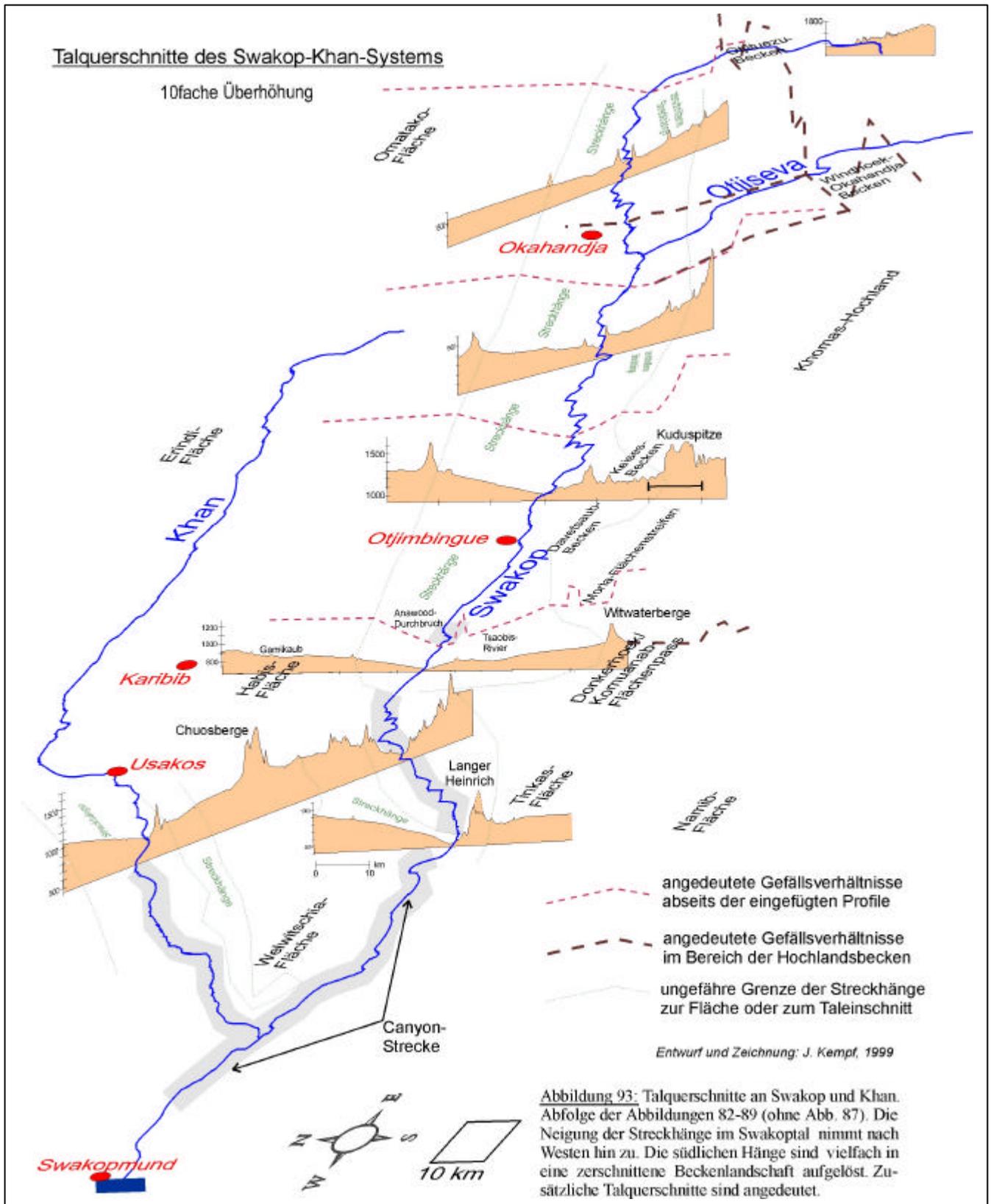


Abbildung 87: Längsprofil des Swakop und Khan mit dem Gefälle der Rumpffläche auf der gemeinsamen Wasserscheide (erweitert nach STENGEL 1964).



Dieses festgestellte Faktum hat Auswirkungen auf die tektogenetische Interpretation der Flächenelemente und Flußverläufe im Swakop-Einzugsgebiet. So erkennen SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 122) quer zur Achse der Randschwelle, parallel zur Khomas-Achse eine Einmuldung (Swakop-Mulde), also eine synklinale Verbiegung der Rumpfflächenstockwerke (Prä-HR-2, Prä-HR-1 und Hauptrumpffläche). Aus der Existenz dieser Muldenbildung werden weiträumige Schlüsse für die Randstufen- und Randstufenlückenentwicklung gezogen. Die eigenen Befunde schränken diese Interpretationsmöglichkeit ein, denn anhand der Abfolge von den Abbn. 82-86 ist eine Versteilung der Streckhänge nach Westen festgestellt worden. Bezogen auf die Muldenhypothese würde dies bedeuten, daß die Einmuldung der Hauptrumpffläche im Westen erheblich stärker und tiefer war, als am Hochlandsscheitel.

Dagegen spricht aber, daß sich die Khomas-Dachfläche (HR) an der südlichen Swakop-Wasserscheide (zum Kuiseb) mit quasi dem gleichen Gefälle nach Westen neigt, wie die Fläche auf der nördlichen Swakop-Wasserscheide. Zumindest der randstufenparallele Vektor der Aufwölbung des Hochlandsscheitels betraf also das gesamte untersuchte Areal. Daher wäre auch zu erwarten, daß eine evtl. Einmuldung sich auf die Gebiete am Hochlandsscheitel stärker gefällsversteilend ausgewirkt hätte, als im distalen Teil der Querwölbung, oder daß zumindest die Mulde das gleiche Gefälle aufweist, wie die Wasserscheiden. Beides ist, wie oben angeführt, nicht der Fall (Abb. 88). Ein weiteres Argument gegen die Existenz einer rein tektogenen Swakop-Mulde bieten die senkrecht (\pm N-S) verlaufenden Höhenrücken von Anawood, Hiradaub-Westphalenhof und Swakoppforte, die das Swakoptal queren und von einer hypothetischen Verbiegung offenbar nicht betroffen wurden. Sie sind stattdessen epigenetisch vom Swakop durchschnitten worden. Es ist also auch am Swakop, wie an Ugab und Omaruru, eine genetische Verbindung von Tal- und Streckhangbildung zu konstatieren. Westlich von Ukuib tritt der Swakop, gleichzeitig mit einem Laufknick nach Südwesten, in eine Engtalstrecke ein, deren Rahmenhöhen auf dem Niveau der Hauptrumpffläche liegen (Abb. 89, nächste Seite). Sie sind jedoch durch epigenetische, senkrecht auf den Swakop zulaufende Riviere (Tsaobis, Rooikuseb, Horebis-Rivier, Arisab, Onanis, Dorstrivier, Marmorrivier) steil zerschnitten und in eine Inselbergkette aufgelöst. Die Post-HR-1-Fläche, die weiter östlich häufig als Streckhang ausgebildet ist (s. o.), endet auf der talabgewandten Seite hinter der Inselbergkette. Lediglich zwischen den Kleinsiedlungen Salem/Riet und Nabas reicht von der Nordseite her der mit Kalkkrusten bedeckte Streckhang von der Fläche südlich der Chuos-Berge über Jakkalswater bis an den Swakop heran (Abb. 90, übernächste Seite). An der Südseite setzt dort direkt die Namib-Fläche an.

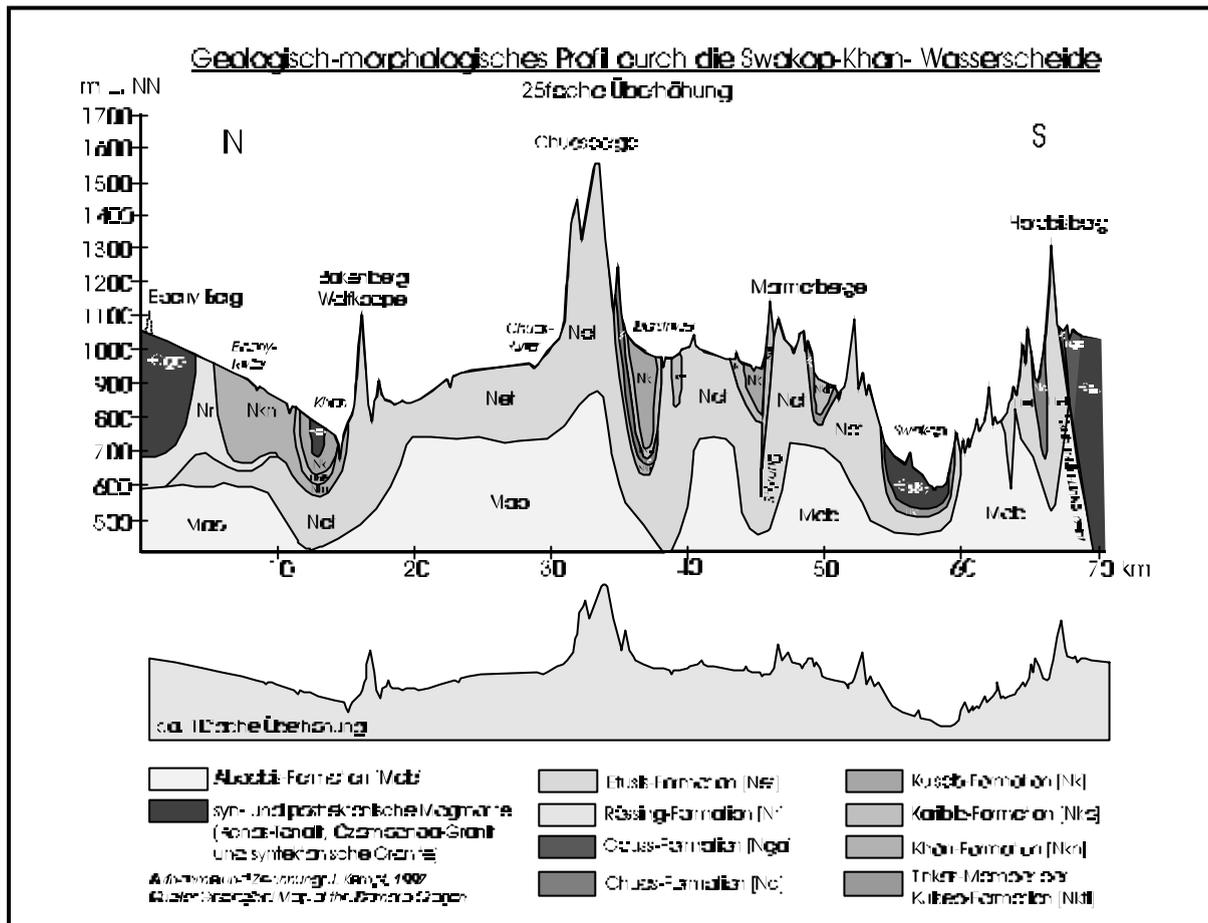


Abbildung 89: Geologisch-geomorphologisches Profil durch die Swakop-Khan-Wasserscheide bei den Chuosbergen. Der Khan zeigt an seiner Nordseite den typischen, mit über 3,5 % geneigten Streckhang. An der Südseite enden die Streckhänge hinter der Rahmenhöhe südlich des Zerschneidungsbereichs der Khan-Berge (hier: Bakenberg/Wolfkoppe). Die eigentliche Chuos-Fläche (Farm Namibplaas) wird durch das Chuos-Rivier nicht zum Khan, sondern südwestwärts über die Welwitschia-Fläche direkt zum Swakop drainiert. Auch hier haben die Streckhänge die eigentliche Rumpffläche angeschnitten und bilden daher ein jüngeres Flächenniveau. Südlich der Chuosberge ist die Dorstrivierfläche zum Swakop hin geneigt. Der westliche Teil dieser Fläche entwässert jedoch ebenfalls zur Welwitschia-Vlakte. Der Swakop selbst ist tief in ein ehemaliges Breittal eingeschnitten, auf das sich die Streckhänge eingestellt haben. Im Bereich der Tinkas-Vlakte südlich des Horebis-Berges (Rahmenhöhe) ist dieses Niveau noch gut erhalten. Eine Hebungsachse ist südlich des Profilausschnitts anzunehmen.

Westlich von Nabas tritt der Swakop bis ca. 20 km vor der Küste in eine Cañon-Strecke ein, die tief in die umgebende Namib-Fläche eingegliedert ist und deren kurze, steile Zuflüsse ein Wüstenschluchten-Relief ausgebildet haben². Direkt westlich des Langen-Heinrich-Bergs in Abb. 90 liegt der Bereich, in dem zusätzlich zu den Ausführungen von SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) eine weitere Flußumlenkung des Proto-Swakop von der Tumas-Fläche in das heutige Tal festgestellt wurde (S. 336). So floß das Gawib-Rivier von der Tinkas-Vlakte durch dem Flächenpaß zwischen Langer-Heinrich-Berg und Schieferbergen und als ehemaliger Nebenfluß des Proto-Tumas-Swakop zum heutigen Nordost des Tumas-Systems. Diese Hypothese wird durch die Verbreitung eines ehemaligen, postgenetisch verfüllten Fluvialreliefs auf der Namib-Fläche belegt (vgl. Abschnitt zum

² Gramadulla-Relief der sog. „Moon Landscape“ (Mondlandschaft)

Tumas). Deshalb wurde in Abb. 90 die hypothetische Höhenlage des Proto-Tumas-Swakop eingezeichnet. Zwei Elemente sind als Verursacher der Umlenkung wahrscheinlich:

1. die küstensenkrechte spätkänozoische Hebung südlich des Swakop
2. der Umschwung zu Einschneidung förderndem Milieu während der Hebungsphase.

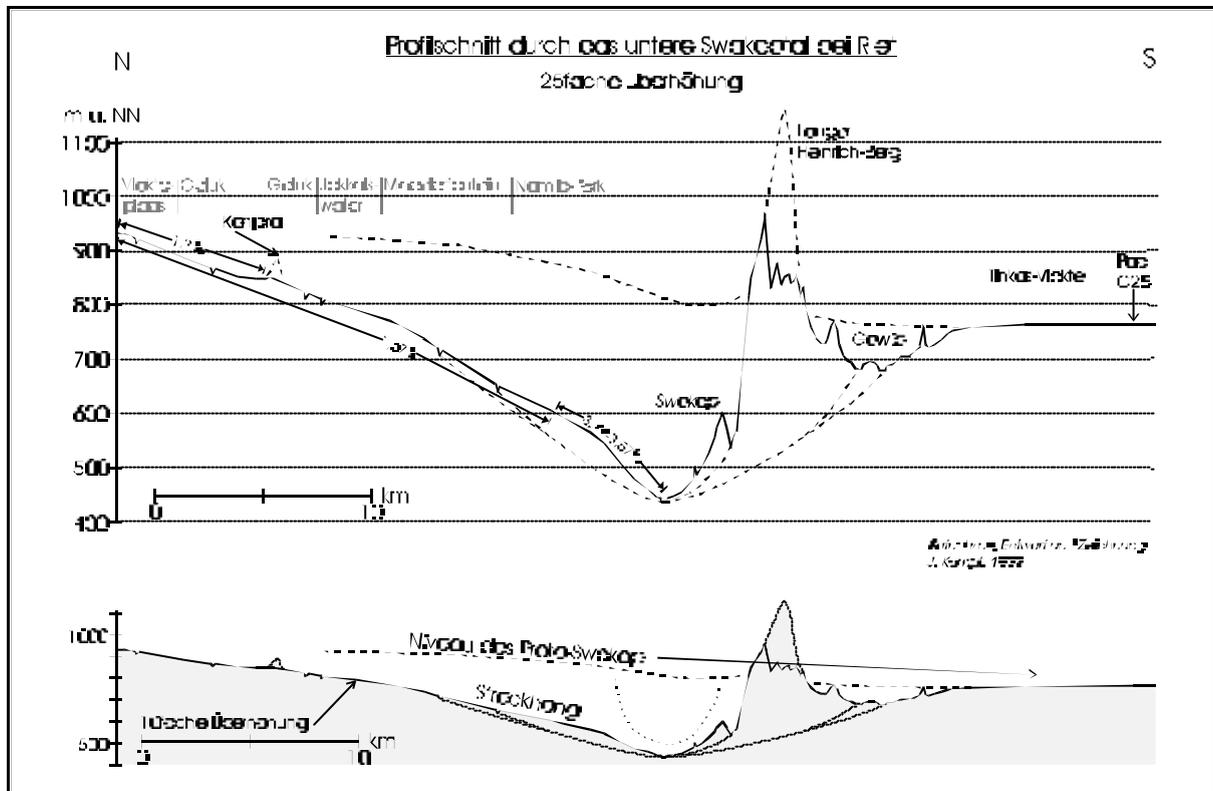


Abbildung 90: Profilschnitt durch das untere Swakop-Tal bei Riet. Nördlich des Riviers tritt der westlichste Streckhang des Swakop, äquivalent zu demjenigen am Khan (Abb. 89) auf. Von Süden her reicht die Namib-Rumpfläche (hier Tinkas-Vlakte) bis an die Rahmenhöhe (Langer-Heinrich-Berg) heran. Südlich des Langer-Heinrichs verläuft im Niveau der Fläche das Gawib-Rivier, das im Oberlauf in seine ehemalige Talfüllung eingeschnitten ist. Westlich des Langer-Heinrichs knickt es unter erheblicher Versteilung des Gefälles scharf nach Norden zum heutigen Swakop hin ab. Die ehemalige Talfüllung dagegen kann auf der Fläche westlich der Schieferberge nach SSW weiter verfolgt werden (vgl. auch CARLISLE 1978: 155, HARTLEB 1988, WILKINSON 1990: 13 und Karte 25).

So wurde der Tumas vom Swakop-Teil seines Einzugsgebiets abgeschnitten. Gleiches betraf den Proto-Tumas-Khan (westlich der Chuos-Berge) und den Proto-Tumas-Tsawichab (östlich der Chuos-Berge), die ebenfalls beide im Bereich des heutigen unteren Tumas in einen Proto-Tumas-Swakop mündeten. CARLISLE (1978) vermutet sogar, daß dieser Proto-Swakop zur Walvis-Bay hin entwässerte. Demnach ist der heutige, tief eingeschnittene Swakop mit seinen Wüstenschluchten jünger als die jüngste Proto-Tumas- (und Proto-Gawib-) Talfüllung (dazu: s. Abschnitt Tumas und Kap. 4.2.2.2).

An der südlichen Taloberkante im Bereich zwischen Langem-Heinrich-Berg und West-Goanikontes sind in über 200 m Höhe über dem heutigen Talboden verbreitet Relikte von carbonatisierten Hoch-

terrassen vorhanden, die ein entsprechendes Niveau des Proto-Swakop belegen. Ähnlich wie am Ugab ist in diesen Hochterrassen des unteren Swakop eine Füllung des ehemaligen Breittals zu sehen. Dabei unterlag wohl dieses Breittal bereits vor der Schüttung der ältesten Konglomerate einer mäßigen Einschneidung, denn sie überdecken an manchen Stellen bereits vorhandene kleinere Täler (vgl. auch GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN 1931 und GEVERS 1936: 77). Die scharfe und tiefe Zerschneidung innerhalb des Gramadulla-Reliefs hat diese Füllungen weitestgehend wieder ausgeräumt und das saprolitisch verwitterte Basement (hier: Damara-Gesteine, v. a. Khan- und Etusis-Quarzite, Schiefer, Marmor sowie archaische Abbabis-Gneise, durchzogen von Dolerit-Dykes) angeschnitten.

Über dem Saprolit sind 5-12 m mächtige, sehr stark carbonatisierte, harte, weiße Feinmaterialsedimente (Schluffe und Sande mit bis zu 1 m mächtigen sandigen Schichten, seltener Feldspat-Gruse) erhalten, in die häufig Schotterbänder mit gut gerundeten Klasten eingelagert sind (Calcrete I). Vereinzelt kommen zugerundete Grobblecke mit bis zu 30 cm Durchmesser, seltener kantigere Kiese vor. Vertikale Carbonatstrukturen könnten als fossile Wurzelröhren gedeutet werden. Ansonsten wurden keine Hinweise auf pedogene Überformung des Sediments gefunden. Die enthaltenen Quarzklasten (Sande) erwecken bei mikroskopischer Betrachtung den Eindruck, als seien sie weit transportiert, so daß sich keine eindeutigen Indizien für starke Verwitterungsintensität ergeben. Größere Quarzitkomponenten zeigen allerdings bereits bei geringem Druck bröselige Zerfallserscheinungen, was auf einen Verlust an Bindemittel (vor der Mobilisierung) hindeuten könnte.

Im Zuge der (Wieder-) Einschneidung des Swakop wurde auch die randliche Kalkkrustenfazies zerschnitten. Stellenweise sind in Calcrete I Reste schmaler, einige Meter in die Terrasse eingetiefter Tälchen erhalten. Letztere wurden wiederum durch ein schotterreiches Alluvium mit tonig-schluffiger Matrix diskordant verfüllt (Calcrete II). Diese Füllung ist ebenfalls sehr hart carbonatverbacken, unterscheidet sich aber durch eine rötlich-bräunliche Farbe und ihre Struktur deutlich vom weißen Calcrete I. Calcrete II tritt in zwei Faziestypen auf:

1. einer fluvialen Fazies mit gut zugerundeten Schottern bis zur Blockgröße in einer feinen, kohärenten Matrix und häufigen *Load Cast Zones* (Druck- und Quetschstrukturen, Fließwülste)
2. einer kolluvialen Fazies aus tonig-schluffigem Latosol-Bodensediment mit wenigen kantengerundeten bis mäßig gerundeten Schottern.

Fazies 2 überdeckt neben Calcrete I auch die Füllungen der Fazies 1 und gleicht sehr stark den fossilen Bodensedimenten an den Omaruru-Streckhängen (Profil NA02 im Anhang; Tafel 9, Foto 6; vgl. S. 348). Die Fließwulst- und Quetschstrukturen lassen auf ein wassergesättigtes, schlammstrom-

artiges Milieu schließen und deuten aufgrund ihrer Morphoposition weit oberhalb eines bereits eingeschnittenen Paläo-Swakoptals auf autochthon feuchte Verhältnisse hin. Beide Faziestypen scheinen genetisch etwa gleich alt zu sein, da sie sich im Randbereich der Tälchen verzahnen (vgl. auch Tafel 10, Foto 3; Typlokalität NA06 bei Goanikontes: 22°41' 38"S, 14°50'01"E). Bei NA06 erfolgte auch eine teilweise diskordante Überdeckung der verfüllten Tälchen mit kolluvialen Sedimenten.

Die Kolluvien stammen sehr wahrscheinlich von den oberhalb gelegenen Randhöhen des Paläo-Swakoptals und der angrenzenden, schwach geneigten Namib-Fläche. Sie nehmen in ihrer Mächtigkeit zur Talmitte hin ab, sind aber aufgrund der Ausräumung an keiner Stelle mehr bis in den distalen Auslaufbereich zu verfolgen. Die bunten Schotter bestehen einerseits aus Kernsteinen der ehemaligen Verwitterungsbasis, andererseits aus kantengerundetem Hangmaterial. Der Hangknick des Breittals zur Fläche hin liegt bei NA06 noch ca. 15-25 m über der Hochterrasse. Anders als für Calcrete I, für das eine Herkunftsangabe auf Basis der Lithologie aller enthaltenen Klasten nicht gegeben werden kann, dürfte es sich bei den Faziestypen von Calcrete II mit hoher Wahrscheinlichkeit um parautochthones Material der näheren Umgebung handeln. Eine Steuerung der Schüttung aus dem weiteren Hinterland liegt nicht vor. Das Sediment wurde unter autochthon wesentlich feuchteren Milieubedingungen über die bereits existierende kalzifizierte und zerschnittene Hochterrasse von Calcrete I geschwemmt. Anschließend erfolgte die weitgehende Ausräumung der Terrassen und die tiefe Einschneidung des rezenten Swakoptals.

Im Tal selbst sind kaum Mittel- und Niederterrassen erhalten. Ähnlich dem Omaruru sind Anzeichen einer jungen Aufsedimentation des Talwegs erkennbar³. Vermutlich wurden nicht-carbonatische (unverbackene) Feinmaterialterrassen durch extreme Hochflutereignisse des Swakop im rezenten Milieu vollständig ausgeräumt, so daß sie besonders in den Engtalstrecken nicht mehr erhalten sind. Da solche katastrophalen Ereignisse typische Kennzeichen des in Kap. 3 charakterisierten rezenten Milieus sind, kommt den Niederterrassen allenfalls die Rolle einer temporären, nicht-klimazyklischen Akkumulation zu (z. B. als sog. *slack water deposits*). Ein Beispiel mögen die bei SEYDEL (1951) geschilderten Landschaftsveränderungen als Folgen der außergewöhnlichen Abkommen von 1923/24, 1933/34 und 1941/42 genannt sein, die das vorher dort weit verbreitete Schemmland am mittleren Swakop fast vollständig zerstört haben sollen⁴. Lediglich höher gelegene Felsterrassen sind

³ Es ist wahrscheinlich, daß zahlreiche Dammbauten aus historischer Zeit in den oberen Einzugsgebieten und an den Nebenrivieren die durchschnittliche Intensität des Abkommens verringern und so zur Aufsedimentation beitragen.

⁴ Nach SEYDEL (1951: 24) waren zu Anfang des 20. Jahrhunderts am Swakop jeweils an den Gleithängen durchgängig feinmaterialreiche Niederterrassen vorhanden (1,50 bis 2,00 m über dem Flußbett), von denen bis

vereinzelt erhalten, an denen Treibsel der Hochflutereignisse abgesetzt wurden - so bei Horebis, Diepdal (s. KEMPF 1993II, unpubl.: Foto 57, KEMPF 1994: 158) oder zwischen Heigamchab und Goanikontes (SEYDEL 1951: 23). Zwischen Dorstrivier/Horebis und Diepdal liegen auf den Felsterrassen ca. 15 m über dem Rivierbett Reste von Schotterkonglomeraten mit Klasten aus sehr stark verwittertem Granit (besonders markant am Farmhaus Horebis-Nord und im Bereich eines Swakop-Altarms 800 m nordwestlich davon). Noch darüber liegt Treibsel (Baumstämme mit Durchmesser von über 80 cm) von der Flut 1933/34. Eine eigene 1934er-Terrasse kann jedoch nicht ausgegliedert werden. Vereinzelte Terrassenniveaus im Tal, die vermutlich starkem Abtrag unterlagen, lassen sich daher kaum morphogenetisch auswerten.

Unterhalb des Austritts aus der Cañon-Strecke bei Birkenfels/Richthofen treten bis in Küstennähe Kalkschotterterrassen auf, die in den Schwemmfächerbereich von Swakopmund münden. Sie liegen bis 12 m über dem rezenten Flußbett und werden teilweise vom Rivier unterschritten. RUST & WIENEKE (1976) haben die Terrassen des unteren Swakop *en detail* aufgenommen und mit Meeresspiegelständen korreliert (Kap. 4.1). Hinsichtlich der Flußhistorie ist dabei von Bedeutung, daß kleine Seitentälchen des unteren Swakop (etwa unterhalb der Bahnbrücke bei Km 5) auf die Terrassendachfläche 8-10 m über dem rezenten Bett eingestellt sind. Demnach kam es zumindest seit der durch den Swakop initiierten Zerschneidung der Terrassen nicht mehr zu nennenswerter autochthoner Einschneidung (auch nicht in evtl. Regressionsphasen). Dadurch enden diese, in den Granit eingetieften, kurzen Fließrinnen heute als Hängetälchen.

Da die entsprechenden Swakop-Terrassen anscheinend im Niveau der 6-12-m-Strandterrasse auslaufen (nach RUST & WIENEKE 1976: „Post-17-m-Terrasse“), muß angenommen werden, daß die letzte autochthone Einschneidungsphase nicht jünger sein kann, als die Zeit der Walvis-Transgressionen. Möglicherweise fällt sie aber auch in die Endphase der Post-Vineta-Regression. Dies bestätigen die Erkenntnisse zu den Namib-Rivieren und den Endpfannen (Kap. 4.2.1.8, S. 309), wonach ältere Meeresterrassen noch durch die Pfannenzuläufe zerschnitten wurden, die Walvis-Terrasse jedoch nicht mehr. RUST & WIENEKE (1976: 43) vermuten ein Alter über 26.000 BP⁵. Ab der Schüttung dieser Swakop-Terrassen liegen ausschließlich Hinweise auf vom Hinterland gesteuertes Abflußverhalten vor. Darüber hinaus muß festgestellt werden, daß mit den Hängetälchen ein klarer Beleg vorliegt, wonach es noch unmittelbar vor dem Aufbau der Terrassenkörper zu

⁵ 1943 über 50 % vollständig ausgeräumt wurden. Diese Terrassen wurden als fruchtbares Gartenland sowie als (im Gegensatz zum sandigen Rivierbett) leicht befahrbare Verkehrswege genutzt.

regelmäßigem autochthonem Abfluß gekommen sein muß, also auch küstennah Hinweise für (einen?) spätpleistozäne Milieuwechsel vorliegen.

Wird das hier entwickelte Denkmodell als Test für eventuelle ältere Regressions-Transgressionswechsel angewandt, so müßten Indizien für solche Hängetälchen auch flußaufwärts feststellbar sein und auf Terrassenniveaus auslaufen, welche höhere Meeresspiegelstände repräsentieren – vorausgesetzt, die Wechsel sind nicht älter als die Cañonbildung selbst. Tatsächlich münden zwischen der Swakop-Furt (östlich der o. g. Bahnbrücke) und den Nonidas-Birkenfels-Kleinsiedlungen noch mehrere Namib-Riviere hängetälchenartig auf höheren Niveau über dem rezenten Rivier. Sie haben dabei den Rand des ehemaligen Breittals zerschnitten. Jedoch konnten keine entsprechenden Terrassenablagerungen aufgefunden werden. Hinweise bieten heute lediglich noch die markanten Gefällsveränderungen im Längsprofil solcher Täler vor der Einmündung in den jüngeren Taleinschnitt. Entgegen der Meinung von SPREITZER (1966a) geschah nach RUST & WIENEKE (1976: 58) die Haupteinschneidung des Swakop zur Zeit der Transgression zum Meereshochstand der Phase „e“ („2-m-Hochstand“; interstadialer Walvis-Hochstand). Dabei wurde der existierende Mündungstrichter, der in Luftbildern noch gut zu erkennen ist, zu einem Kastental umgeformt. Erst durch diese Kastentalbildung erfolgte der Anschnitt des präkambrischen Basements. Vorher wurden lediglich die Deckschichten wieder ausgeräumt.

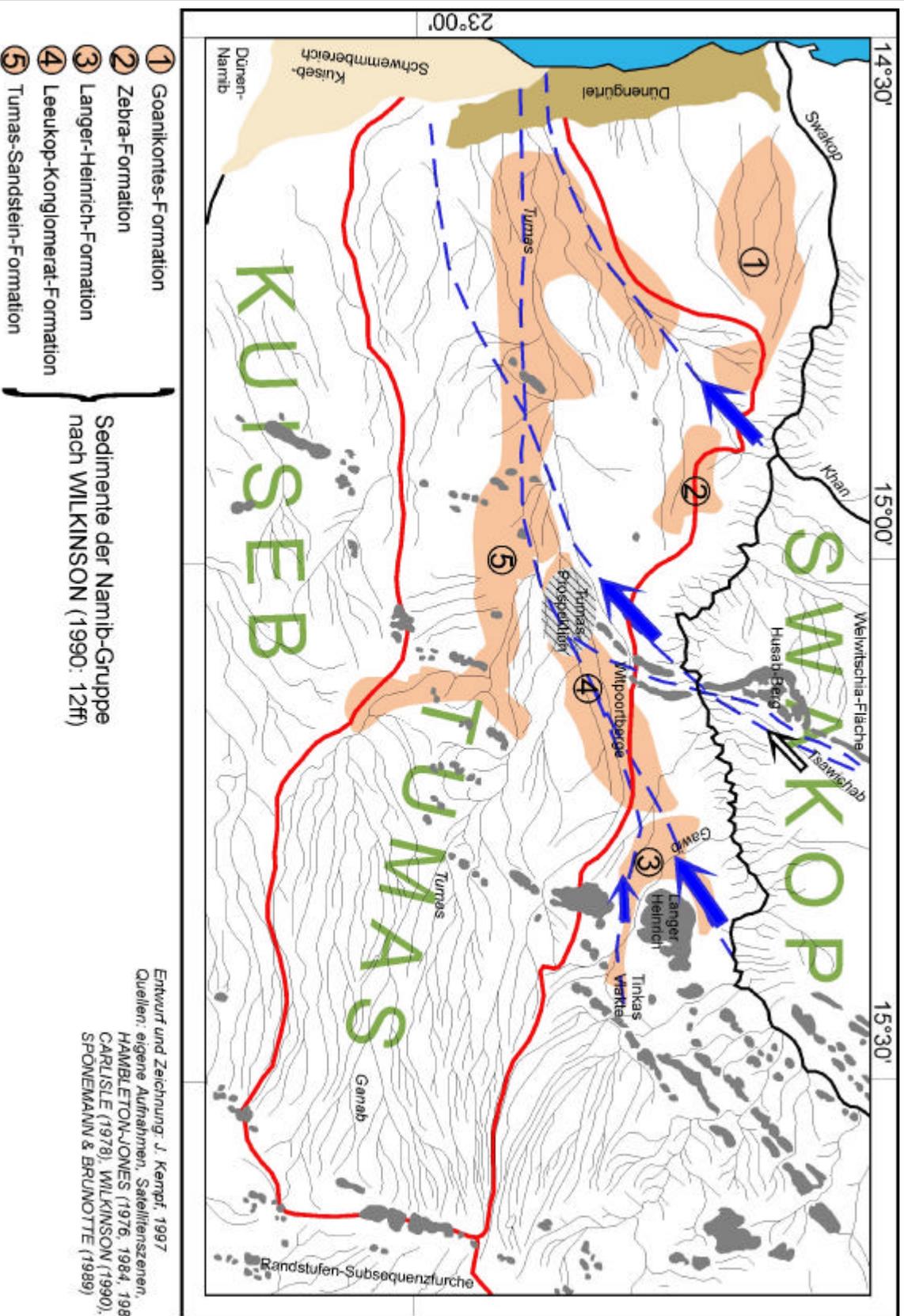
Verglichen mit den o. g. Aufnahmen am unteren Omaruru zeigt sich ein Unterschied in der Interpretation, denn dort erfolgte eine Einschneidung ins Basement erheblich früher. Nach LÜCK (1996, 1997a) sind am Omaruru die Paläo-Drainagelinien ja durch mindestens 2, möglicherweise 3 Generationen von kalzifizierten Schwemmfächern verfüllt. Es wäre zu erwarten, daß auch am Swakop ein älterer Einschnitt durch mehrere junge Schwemmfächer verschüttet und phasenhaft wieder freigelegt wurde. Allerdings ist am Omaruru das Litoral auf wenige hundert Meter zusammengedrängt - selbst das 17-m-Niveau streicht direkt an der Küste aus. Am Swakop liegt die entsprechende Terrassenstufe 3-5 km im Inland, so daß sich andere Sedimentationsräume ergeben. Denkbar ist auch eine mehrmalige Ausräumung und Wiederverfüllung der gleichen Abflußlinie, wobei erst die letzte ein Kastental geschaffen hat. Des weiteren kann auch ein besonders niedriger Post-Walvis- oder Post-Vineta-Tiefstand als mechanische Ursache für die tiefere Einschneidung in der jeweils nachfolgenden Transgressionsphase gesehen werden.

⁵ für die entsprechenden ¹⁴C-Datierungen bei RUST & WIENEKE (1976) gelten die Einschränkungen von GEYH (1995), wonach sie nicht als gesicherte Daten angesehen werden können. Aufgrund der Morphoposition der entsprechenden Terrasse, dürfte die endpleistozäne Einstufung jedoch realistisch sein.

Zusammenfassend ergibt sich unter Berücksichtigung der speziellen tektonischen Situation eine sehr ähnliche Milieusukzession, wie sie bereits an den anderen Rivieren festgestellt wurde:

1. Hebungsimpuls mit \pm küstenparalleler Streichrichtung am Hochlandsscheitel; senkrecht dazu ein weit gespannter Hebungsimpuls südlich des Swakop (zwischen Swakop- und Kuiseb-Catchments: Khomas-Impuls)
2. Milieuwechsel von Tiefenverwitterung zu Einschneidung, einsetzend während der Hebung
3. Im gleichen Zeitraum Flußumlenkung des Proto-Tumas-Swakop, des Proto-Tumas-Khan und des Proto-Tumas-Tsawichab ins heutige Swakop-Bett
4. Schüttung der Hochterrassenkörper und Carbonatisierung (Calcrete I)
5. Milieuwechsel von Einschneidung zu (restriktiver?) Flächenweiterbildung mit Tiefenverwitterung und Streckhangbildung oberhalb des Kulminationsbereichs, Kappung von Calcrete I unterhalb des Kulminationsbereichs
6. Milieuwechsel von (restriktiver?) Tiefenverwitterung zu Einschneidung; Einschneidung in Calcrete I und Verfüllung der Tälchen mit Latosol-Kolluvium (Lêwater-Typ); anschließend Carbonatisierung von Calcrete II; möglicherweise beginnende Gramadullabildung
7. Schwache Einschneidung oberhalb, starke Einschneidung unterhalb des Kulminationsbereichs; Ausräumung der Hochterrassen zwischen Langem Heinrich und Goanikontes-Birkenfels; Gramadullisierung
8. Mehrere Milieuwechsel mit Schwemmfächerschüttungen im küstennahen Unterlauf und deren Carbonatisierung; zunehmende Hochlandsteuerung des fluvialen Reliefs in Küstennähe.

Punkt 1 (Aufwölbung) lief mindestens bis zum Eintreten von Punkt 7 gleichzeitig mit den exogenen Determinanten der Reliefbildung (Milieuänderungen) ab. Intensitätsschwankungen sind möglich, konnten aber nicht nachgewiesen werden. Alle Punkte, insbesondere Nr. 4-8, lassen sich unter Berücksichtigung der Parallelitäten zu den anderen Flußhistorien in diskrete Reliefgenerationen untergliedern. Die Entstehung der älteren Kalkterrasse (Calcrete I) muß mit großer Sicherheit nach der Flußumlenkung stattgefunden haben, da sie auch unterhalb der Khanmündung (als am weitesten im Westen gelegener möglicher Anzapfungspunkt), also westlich der von SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 120) beschriebenen Eindellung in der Swakop-Tumas-Wasserscheide vorkommen (bis westlich von Goanikontes; NA06 bei Goanikontes). Die Entwicklung des unteren Swakop kann daher nur in Zusammenhang mit den Verhältnissen im (unteren und mittleren) Tumas-System schlüssig betrachtet werden (vgl. Karte 25).



Karte 25: Känozoische Sedimente und vermutete Paläo-Drainagelinien im unteren Tumas-Einzugsgebiet (erweiterter Ausschnitt aus Karte 24, S. 335). Erkennbar sind drei Stellen, an denen das Swakop-System ehemals weiter nach Süden in die Fläche der zentralen Namib reichte. Die gerissenen Linien zeigen mögliche Entwässerungsrichtungen an. Der genaue Verlauf ist noch unklar und kann nur durch seismische Untersuchungen des Paläoreliefs bestimmt werden.

Tumas und autochthone Namib-Riviere

Die ca. 2000 km² des Tumas¹-Catchments, ebenso wie die Einzugsgebiete der autochthonen Namib-Riviere, welche zum unteren Kuiseb drainieren (Aussinanis, Sout Rivier, Ururas etc.), liegen ausschließlich im Bereich der Namib und Prä-Namib. Es besteht kein fluvialer Anschluß ans Hinterland. Daher gilt das Relief im Tumas-Einzugsgebiet als Typform eines ausschließlich durch autochthone fluviale Formung geschaffenen Namib-Wüstenreliefs, dem sog. „tumasischen Relief“ (s. Kap. 3.5.3, S. 87f) nach WIENEKE & RUST (1973a: 92), RUST (1975: 107) und RUST & WIENEKE (1976: 28). Kennzeichen sei eine vermutlich nur geringe Überprägung eines „Flachmuldental-Altreliefs“ (Rumpfflächenrelief), z. B. infolge der Ausbildung von Muldentälern (z. B. RUST 1989: 114), die durch Schwemmsedimente verfüllt sein können.

Ursächlich für die Genese des Relieftyps sei nach RUST (1975: 107) neben dem fehlenden Hinterlandanschluß eine (mehrfache) Sukzession von feucht-aktivem zu trocken-stabilem Milieu (totale Formungsruhe). Ein mehrphasiger Wechsel dieser Sukzession zeige sich allenfalls in einer Terrassenabfolge innerhalb geringmächtiger kalk- oder gipsverbackener Muldentalfüllungen (Schwemmsedimente, vgl. Kap. 4.2.1.5, Abb. 49, S. 222). Basis dieser Hypothese war das Postulat von MARTIN (1965), wonach die zentrale Namib seit dem Ende des Stormberg-Zeitalters² (hier: Unterkreide) eine reine Abtragungslandschaft darstelle und daher keine größeren Sedimentationsräume biete (auch: RUST 1975: 109).

Für den oberen Tumas (östlich von 15°10'E) konnten die Ergebnisse, die RUST (1975: 98, 1989: 114) in einer geomorphologischen Karte eines Ausschnitts der Tumas-Kuiseb-Wasserscheide im Bereich Ruimte festgehalten hat, bestätigt werden. Abb. 91 auf Basis der Karte 26 verdeutlicht den mehrphasig entstandenen dünnen Sedimentschleier (hier: polygenetische Kalkkrusten) im Bereich des Zusammenflusses des Tumas- mit dem Ganab-Rivier (nördlich der Tumas-Berge, nahe dem heutigen Ganab-Campingplatz).

Tumas (in anderen Schreibweisen auch Dumas, Dumab, Dupas, Tubas oder Tumab): bezieht sich eigentlich auf die Inselbergkette am Ostrand des Einzugsgebiets (Tumas-Berge), der Wasserscheide zum Kuiseb. Die Tumas-Berge wurden erstmals als „Mountains of the Wilderness“ bei ALEXANDER (1838: 113) erwähnt. Die *TOPONYMICA HOTTENTOTICA* von NIENHABER & RAPER (1977 II: 1067) leitet den Namen von „!u-eisa“ (Nama für „verlassen, einsam“) und „ma-s“ (Silbe für die Bezeichnung eines Orts) als „Berge der Einsamkeit“ ab. Der „Wortschatz der Khoi-khoi“ von KRÖNLEIN (1889) verzeichnet für die Silbe „tu“ die Begriffe „regnen, gewittern“ und für „mas“ das Substantiv „Gabe“. So wird der Fluß zur „Gabe des Gewitters“. Flüsse sind im Khoi-khoi gewöhnlich männlich und enden deshalb mit -b. Die weibliche Form Tumas wird normalerweise nicht für Riviere angewandt. Ähnliches gilt z. B. auch für den Kuiseb (von |kûi = sich erbrechen und /seb = kahle Fläche, also „der sich auf die kahle Fläche erbricht“) und den Swakop (eigentlich „!Tsoaxoub“ = „der Exkrememente ausscheidende Anus“), deren Namen recht plastisch das Abkommen des Riviers wiedergeben.

² Stormberg: Nach SACS (1980: 539f) nicht mehr gebräuchliche Bezeichnung für die obere Karoo (Trias bis Unterkreide) im südlichen Afrika (s. HAUGHTON in ROGERS et al. 1928: 137-140); in Namibia heute Etjo- und Omingonde-Sedimentite sowie Etendeka- und Kalkrand-Vulkanite (s. Kap. 7).

Geomorphologische Profil- und Kartenskizzen des oberen Tumas-Gebiets

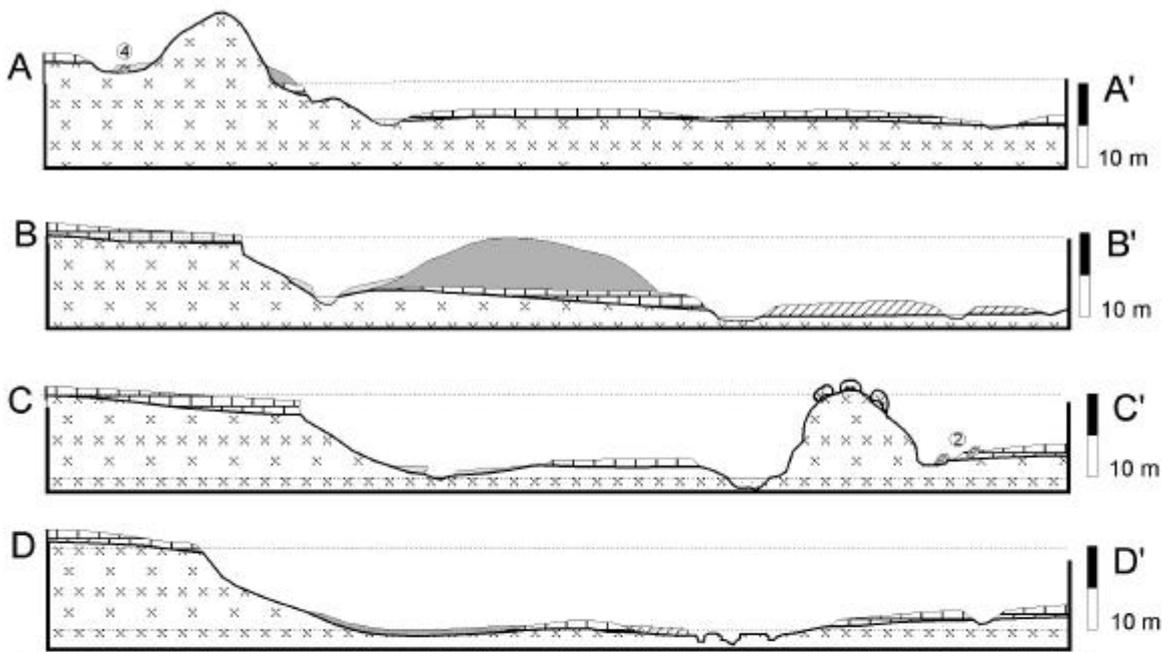
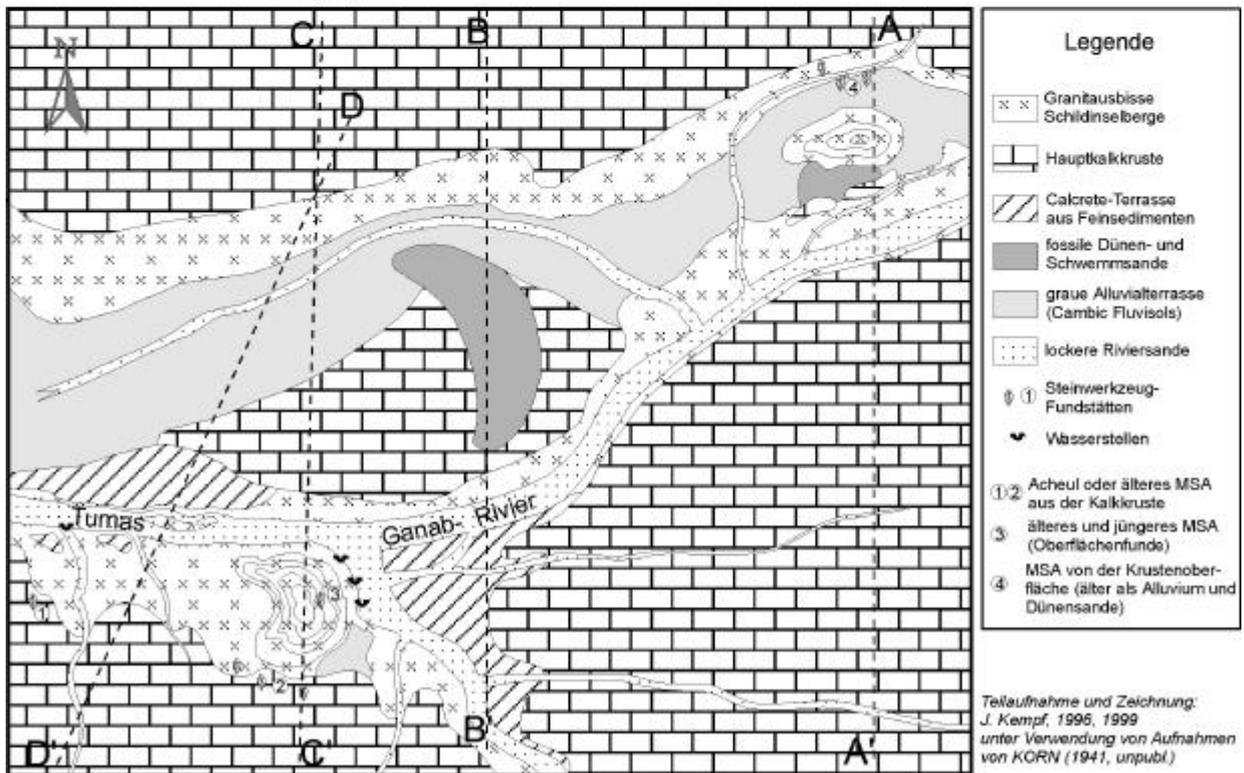


Abbildung 91: Profilschnitte aus Karte 26 mit gering weitergebildetem Flachmuldenal-Altrelief und Artefakt-Fundstellen.

500 m



Karte 26: Geomorphologische Karte des Zusammenflusses von Tumas und Ganab, südlich des Ganab-Campingplatzes. Gekennzeichnet wurden die Artefaktfunde von KORN (1941/42). Das Spülmuldenaltrelief ist von mehrphasigem Calcrete überzogen.

Fehlen in den obersten Talabschnitten nahe der Wasserscheide an der westlichen Farmgrenze von Ruimte noch jegliche Flußterrassen (s. auch RUST 1975: 99), so sind bei Ganab, kaum 10 km westlich derselben, bereits zwei Generationen von verbackenen (carbonatisierten) und mindestens eine Generation unverbackener Schwemmsedimente erkennbar (Abb. 91). Zusätzlich zeigt die Existenz eines fossilen Barchans aus gelblich-roten, äolisch umgelagerten Riviervsandern zwischen den beiden granitischen Schildinselbergen südlich des Ganab-Campingplatzes eine hyperaride Phase im Endpleistozän an. Insgesamt ist aber im oberen Einzugsgebiet des Tumas keine tiefere Einschneidung in die Rumpffläche festzustellen. Unter den geringmächtigen verkalkten Deckschichten zwischen der Tinkas-Vlakte und Kriess se Rus sowie auch der südlichen Flächen-Namib bis zum Barrow-Berg ist die Rumpffläche fast perfekt ausgebildet und schneidet die hier 15° - 40° einfallenden Kuiseb-Schiefer und Donkerhoek-Granite glatt ab. Auch die Inselberge zeigen hier keinerlei petrographische Disposition. So zieht z. B. der Granit-Schiefer-Kontakt quer über den die Tumas-Kuiseb-Wasserscheide markierenden, kleinen Tumasberg hinweg ($23^{\circ}08'40''\text{S}$, $15^{\circ}31'43''\text{E}$). Die Pad Aruvlei-Ganab erreicht diese Wasserscheide exakt in 1000 m Höhe. Das autochthone Fluvialrelief ist in die Flächengeneration(en) eingehängt. Für das Verständnis des Fluvialreliefs ist es daher notwendig, das an den Wasserscheiden erhaltene Flächenrelief mit einzubeziehen.

Die Ausbildung der Inselberge ist hier rein durch ihre abflußperiphere Lage im Kontaktbereich zweier Flächensysteme bedingt. Dabei handelt es sich westlich der Wasserscheide um die Namib-Abdachung und östlich um die Streckhänge zu den Emeritus-Gramadullas der Randstufen-Subsequenzfurche. Die beiden, in ihrer Neigung und Exposition differierenden Flächen gehen jedoch nicht kontinuierlich über einen flachen Sattel ineinander über, sondern stoßen an einer Abtragungsstufe (ohne erkennbare tektonische Beeinflussung³) höhenversetzt mit scharfer Kante aneinander (Abb. 92). Besonders leicht zugänglich ist die dort markant ausgeprägte, 40-60 m hohe Stufe einige 100 m östlich des Platzes Kriess se Rus (Pad C14), wo sie auch von BEAUDET & MICHEL (1978: 65f) beschrieben wurde. Sie ist auf der anscheinend stärker geneigten Westseite fast durchgängig als doppelte Rumpftreppe ausgebildet und kann von der ihr aufsitzenden Inselbergkette nordöstlich der sog. Zebra-Pfanne, östlich entlang der Gorob-Pad in N-zu-NNW-Streichrichtung bis zur Südwestkante des Heinrichbergs⁴ verfolgt werden. Sie soll hier „Kriess-Stufe“⁵ genannt werden und entspricht der östlichsten der Namib-Stufen im Schema von SPREITZER (1966a: 76) (Abb. 47, S. 204).

³ auch alle verfügbaren geologischen Karten verzeichnen hier keine Störungen

⁴ ca. bei $23^{\circ}11'\text{S}$, $15^{\circ}29'\text{E}$, südwestlich der Tumas-Berge; nicht zu verwechseln mit dem Langer-Heinrich-Berg auf der Tumas-Swakop-Wasserscheide

⁵ nach dem Platz Kries-se-Rus („Kriess' Rastplatz“, benannt nach einem Swakopmunder Naturkundler)

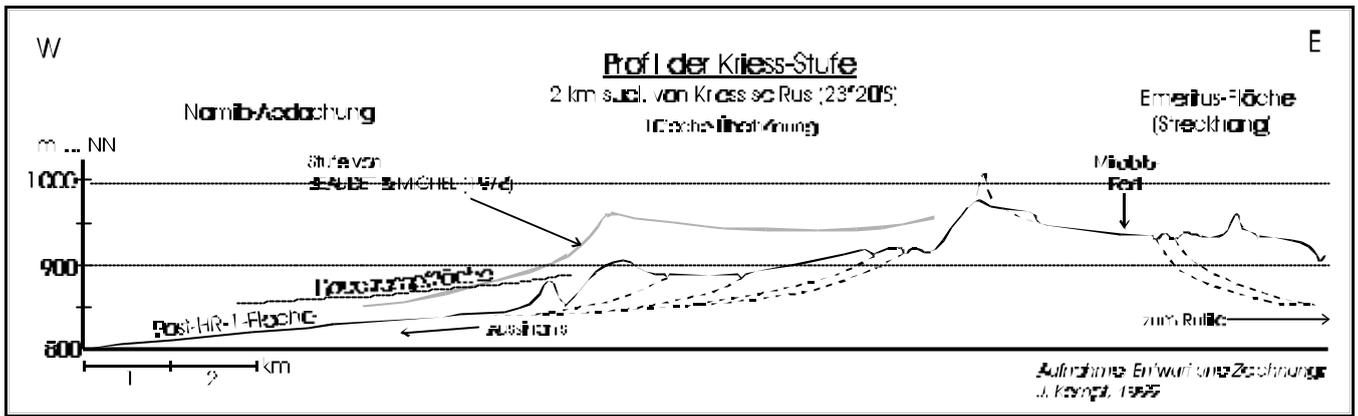


Abbildung 92: Höhenprofil des Rumpftreppenensembles der Kriess-Stufe, ca. 2 km südlich von Kriess-se-Rus. Die westlichen Stufen entsprechen der Namib-Abdachung. Die Post-HR-1-Fläche entspricht der tiefergelegten Haupttrumpffläche. Letztere ist als obere Treppenstufe in Form einer zerschnittenen Randverbnung erhalten, die sich auch an den höheren Inselberge der Region nachweisen läßt (z. B. am Südwestfuß des Heinrichbergs). Der Stufe selbst sitzen ebenfalls Inselberge auf, die bis 1067 m Höhenlage erreichen. Ihre Pedimente gehen nach Osten in die extrem schwach geneigte, vielleicht nach Westen in fast ebene Planlage gekippte Haupttrumpffläche über. Die Post-HR-1-Fläche ist östlich erst innerhalb des Kuiseb-Breitittals in Form von Streckhängen erhalten. Grau eingezeichnet ist die Stufe bei Kriess se Rus an der Pad C14, wie sie von BEAUDET & MICHEL (1978: 65f) skizziert wurde.

Die beiden westlichen Treppenstufen der Kriess-Stufe fallen dabei gemäß der starken Namib-Neigung nach Westen und bilden das obere Einzugsgebiet für die autochthonen Namib-Riviere des Kuiseb-Systems (Karte 25 und Abschnitt Kuiseb) südlich der Tumas-Berge sowie des weit verzweigten Tumas-Ganab-Systems nördlich derselben. Die Fläche östlich der Stufe ist bis zum Rand des ehemaligen Kuiseb-Breitittals bei Aruvlei nur schwach geneigt. Auf dieser Fläche westlich der Kreuzung von Ganab- und Mirabib-Pad mit Pad C14 ist selbst mit dem Klinometer im Gelände keine Expositionsrichtung festzustellen. Kleinste Fließrinnen verlaufen scheinbar orientierungslos und enden bisweilen westlich der Depressionen, in die sie eigentlich drainieren sollten. Diese Wasserscheidenbereiche sind weitgehend kalkkrustenfrei.

Aufgeschlossen ist das saprolitisierte Anstehende (hier: Staurolithschiefer, nach Norden hin wechselnd mit grobkörnigen Donkerhoek-Graniten und Pegmatitgängen). Die ursprüngliche Bodendecke fehlt fast völlig und die Oberfläche wird durch dichte Gangquarzpflaster gebildet. Zusammengefaßt bieten die Feldbefunde eines quasi-horizontalen, aber gekappten Flächenstockwerks auf der Wasserscheide Indizien für die Annahme einer leichten, wölbungsbedingten Kippung nach Westen. Impulsgebend dürfte die küstenparallele Hebungsachse des Hochlandsscheitels gewesen sein. Demzufolge waren diese Bereiche als westliche Kuiseb-Randfläche ehemals stärker nach Osten geneigt (aber dennoch relativ eben, wie die im Saprolit angelegten Depressionen zeigen). Erst die zunehmende Eintiefung des östlichen Vorfluters (Kuiseb) hat sich auf die Nebenriviere der Fläche östlich der Kriess-Stufe zumindest randlich einschneidend ausgewirkt. Es wird angenommen, daß die kaum merklich nach Osten geneigte Dachfläche der Haupttrumpffläche entspricht. Das nächst-tiefere Flächenstockwerk,

die Post-HR-1-Fläche, tritt als Streckhang erst innerhalb des Kuiseb-Breitbals wieder auf (s. Abschnitt zum Kuiseb).

Westlich der Rumpfstufe ist es dagegen aufgrund der Treppenanordnung sehr wahrscheinlich, daß die obere Stufe dem Relikt der Haupttrumpfflächengeneration entspricht. Demnach wäre auch im Namib-Bereich die Haupttrumpffläche reaktiviert worden, nachdem zwischenzeitlich ein Milieu vorgeherrscht hat, das (unter weiterlaufender Aufwölbung) für den Abtrag großer Teile der Verwitterungsdecken verantwortlich war. Das Niveau der Haupttrumpffläche ist als abgedecktes Pediment in Form einer Rumpfstufe sowohl an der Wasserscheidenstufe, wie auch an den Inselbergfüßen erhalten. Die Post-HR-1-Fläche der Namib entspricht der reaktivierten und um ca. 50 m tiefergelegten Haupttrumpffläche. Weiter westlich treten nur sehr wenige Inselberge auf, deren Gipfelflur dem Niveau der Haupttrumpffläche entsprechen könnte. Der Mirabib-Berg an der nördlichen Gobabeb-Pad ist etwas höher und hat wohl bereits das Niveau der Haupttrumpffläche beim Abschluß ihrer Weiterbildung als Inselberg überragt. Darauf deuten Reste von Randverebnungen als ehemalige Pedimente hin. In dem Gebiet, das von Heinrichberg, Amichab- und Tumasbergen eingerahmt wird, ist eine Beckenstruktur erhalten, welche den gleichen Stockwerkaufbau zeigt. Teilweise sind allerdings die Stufenkanten des Beckens von Sandrampen oder kalkverbackenen Schuttfächern verhüllt.

Die Gesamtsituation der inselbergbesetzten Stufenwasserscheide (Tumas - mittlerer Kuiseb - unterer Kuiseb) deutet darauf hin, daß diese parallel zum Escarpment verlaufende Wasserscheide bereits während der Bildung der Haupttrumpffläche bestanden hat. Die einzige Möglichkeit eines Anschlusses des oberen Tumas ans Hinterland bestand über den westlichen Teil des Donkerhoek-Flächenpasses, welcher heute vom Tinkas- und Onanis-Rivier (zum Swakop hin) zerschnitten wird, zum Moria-Flächenstreifen (Abb. 51, S. 247). Dies kann jedoch nur vor der ersten Zerschneidungsphase, also vor Fossilierung der Haupttrumpffläche der Fall gewesen sein, denn tiefer eingeschnittene Täler zum Tumas hin konnten dort nicht aufgefunden werden. Stattdessen ist der bei Ganab beschriebene, in Abb. 91 und Karte 26 dargestellte Formenschatz charakteristisch für das gesamte obere Tumas-Catchment.

Die Abwesenheit von tief eingeschnittenen Tälern (verfüllt oder nicht verfüllt) im Bereich des oberen Tumas bis zur Tinkas-Wasserscheide (Abb. 91) und im Bereich der Oberläufe aller Nebenriviere des unteren Kuiseb (Heinrichberg bis nördlich des Barrow-Bergs) begründet die Annahme einer langdauernden Autochthonie des fluvialen Systems der Ost-Namib. Allerdings liegt kein Befund vor, wonach diese Autochthonie ausschließlich durch lange Aridität begründet sein soll. Vielmehr muß auf den möglicherweise tektogenetisch induzierten fehlenden Hinterlandanschluß verwiesen werden. Die Subsequenzfurche vor dem Escarpment, die heute u. a. von Kraaiport-, Springbok- und Nausgomab-Rivier eingenommen wird, hat dem-

nach bereits zur Zeit der Bildung der Hauptrumpffläche im mittleren Tertiär bestanden und den Abfluß vom Hinterland stufenparallel abgeleitet. Noch heute zeichnet das weit gefächerte System am oberen Tumas die langwellige Spülmulden-Spülscheiden-Struktur der Rumpffläche nach. Alle Talformen sind als breite Spülmuldentäler in diese Grundstruktur eingebettet, die dem Gesamtgefälle der Namib entsprechend nach Westen verlaufen (Kap. 4.2.1.1).

Nur im Bereich der Kriess-Stufe griffen die jüngeren Täler mit tieferen Einschnitten die Wasserscheide an, haben aber - soweit das festzustellen war - an keiner Stelle jemals die ostwärts geneigte Fläche der Subsequenzfurche erreicht. Sie sind auf den direkten Stufenbereich beschränkt, deuten aber an, daß in der Ost-Namib auch nach der Fossilierung der Post-HR-1-Fläche zumindest phasenweise einschneidendes Milieu unter deutlich feuchteren Bedingungen als heute herrschte. So umgreifen zwei Namib-Riviere vom nördlichen Oberlauf des Aussinanis den Heinrich- und den Amichab-Berg südlich. Besonders das westliche zwischen den beiden Inselbergen hat dabei mit einer 10-15 m tiefen Schlucht die Stufe der Hauptrumpffläche mit der dort aufliegenden Hauptkrustenfläche zerschnitten. Sowohl der fluviale, als auch der interfluviale Formenschatz deuten an, daß die Erosionsimpulse auf der Namib-Fläche mit zunehmender Intensität stets aus Westen kamen.

Von der Pad C14 an nach Süden wird die Kriess-Stufe zunächst höher (der höchste Aufsitzer-Inselberg erreicht 1067 m, gegenüber 880-890 m der Fläche). Ab der Wasserscheide des oberen Aussinanis zum oberen Hope-Rivier flacht sie aber erheblich ab. Von dort an wird der Gefällsvektor nach Süden zum Kuiseb-Knie (Hudaob) hin stärker, als der westwärts gerichtete Vektor, so daß die östlichsten Zuflüsse zum Hope-Rivier zunächst der Stufentreppe entlang (subsequent) südsüdwestwärts verlaufen. Diejenigen, welche auf dem Niveau der Hauptrumpffläche fließen, enden meist in Kalkpfannen (z. B. nordwestlich der Zebra-Pfanne), setzen aber westlich wieder als Hope-Oberläufe ein. Aus dem südwardigen Abflachen des Stufensystems bei gleichzeitiger Verstärkung des südwardigen Abflußvektors ist eine in etwa küstenparallel verlaufende Querwölbung der Zentral-Namib-Fläche abzuleiten, deren Kulminationsbereich unter Abflachung des Gefälles etwa an der oberen Wasserscheide Hope-Aussinanis beginnt. Der höchste Punkt dieser Querwölbung wird im o. g. Dreieck Heinrichberg-Amichabberg-Tumasberge erreicht. Äquivalent dazu reicht der Kulminationsbereich nach Norden bis zur Tumas-Tinkas-Wasserscheide. Ab dort dominiert der nordwärts (zum Swakop) gerichtete Abflußvektor über das westwardige Namib-Gefälle.

Die ca. 200 × 600 m große Zebra-Pfanne liegt im Wasserscheidenbereich bereits auf der sehr schwach ostwärts fallenden Dachfläche und wird von der westwärts exponierten Namib-Fläche, auf der die o. g. ehemaligen Hope-Zuflüsse in Pfannen enden, nur durch eine weite, ca. 15-18 m hohe Geländewelle in Fortsetzung der Kriess-Stufe getrennt. Über diese Gelände-

welle zieht die, rote Sande enthaltende Kalkkruste hinweg. Die Zebrapfanne selbst ist dagegen keine Endpfanne, sondern eine, mit tonigem Substrat geringmächtig verfüllte, weniger als 0,50 m ins Festgestein eingetiefte Wasserscheiden-Rumpfflächenpfanne im Sinne der Ausführungen von Kap. 4.2.1.8. Sie erhält nur sehr geringen, lokal begrenzten Zufluß und wird in 400-500 m Abstand nördlich und südlich von zwei ostwärts gerichteten Drainagelinien umlaufen, die westlich der mittleren Kamberge in den Kuiseb münden. In ihrer Anlage ist sie demnach älter als die Abflüsse zum Kuiseb.

Das oben beschriebene, weit verzweigte obere Tumas-Abflußgebiet (Ganab) - incl. des weiter westlich zufließenden Arechadamab-Systems (Hotsas) - ist vom unteren Tumas getrennt durch einen Bereich mit flächenhaft krustenfreien Festgesteinsausstrichen, die zwei \pm N-S-streichende Inselbergketten (südliche Verlängerung der Schieferberge und des Rabenrückens) ausgebildet haben (überwiegend Donkerhoek-Granite, aber auch Damara-Schiefer und -Marmor). Im Satellitenfoto Nr. 5 auf Tafel 4 ist dieser Bereich (dunkel) gut erkennbar. Er wird vom Tumas und Arechadamab epigenetisch durchschnitten. Innerhalb des Bereichs ist ein großes intramontanes Becken entwickelt, das im südlichen Drittel von Pad C28 überquert wird. Nach WILKINSON (1990: 15) trennt die Inselbergkette das obere Tumas-Einzugsgebiet von einem unteren, welches er als „unteres Tumas-Becken“ bezeichnet. Tatsächlich werden dort die ausgedehnten, dendritisch verzweigten, autochthonen Abflußgebiete der Ost-Namib, nämlich (von Süden) Tumas-, Arechadamab- und Gawib-System, zum eigentlichen Tumas gebündelt. Dieser verläuft senkrecht zur Küste innerhalb eines sehr breiten Spülmuldentals und endet in einem großen Vlei (Endpfanne, Kap. 4.2.1.8) hinter den Dünen des Dolphin-Strands („Erg von Walvis Bay“, nördlich von Düne 7). Zur terminologischen Differenzierung werden hier die drei östlichen Hauptzuflüsse (von Norden) als „Gawib-Tumas“, „Hotsas-Tumas“ und „Süd-Tumas“ (eigentlicher Tumas) bezeichnet.

Entgegen der o. zit. früheren Annahmen von MARTIN (1965) oder RUST (1975: 109), wonach die zentrale Namib seit dem Mesozoikum ein reines Abtragungsgebiet sei, hat die intensive Prospektion von Uran-Seifen⁶ in den Deckschichten des zentralen und westlichen Tumas-Catchments seit Mitte der 1970er Jahre eine Reihe von sedimentstratigraphischen und paläo-hydrogeographischen Erkenntnissen erbracht, die diese These scheinbar infrage stellen. So beschreiben z. B. CARLISLE (1978), HAMBLETON-JONES & TOENS (1978, 1980), HAMBLETON-JONES (1984), HAMBLETON-JONES et al. (1986), HARTLEB (1988), WILKINSON (1988a/b, 1990) u. a. auf Basis von zumeist unpublizierten Interim-Reports⁷

⁶ insbesondere als Carnotit-Mineralisation ($K_2 [UO_2 | VO_4]_2 \times 3H_2O$)

⁷ zumeist unzugängliche Prospektionsberichte der Anglo-American Corp., welche die Prospektionsarbeiten durchführen ließ

eine Serie von Sedimenten als Becken- oder Talfüllungen, die von WILKINSON (1988a, 1990) chronostratigraphisch zusammenfassend dargestellt und morphogenetisch interpretiert wurden. Sie wurden, der Aufnahme von WILKINSON (1988a: 138) entsprechend, in Karte 25 (S. 371) eingezeichnet und werden im folgenden kurz dargestellt:

1. Leeukop-Konglomerat-Formation: beschrieben und benannt von WILKINSON (1990: 11) nach der Leeukop⁸ und erstmals erwähnt bei CARLISLE (1978: 138f). Dabei handelt es sich um ein bis zu ca. 80 m mächtiges, kalkverbackenes, sandiges Geröllkonglomerat (Kiesgröße dominant), das nirgendwo an die Oberfläche ausstreicht. Als Talfüllung wird es entweder von jüngeren Füllungen oder Oberflächenkrusten überdeckt (s. Abb. 93).

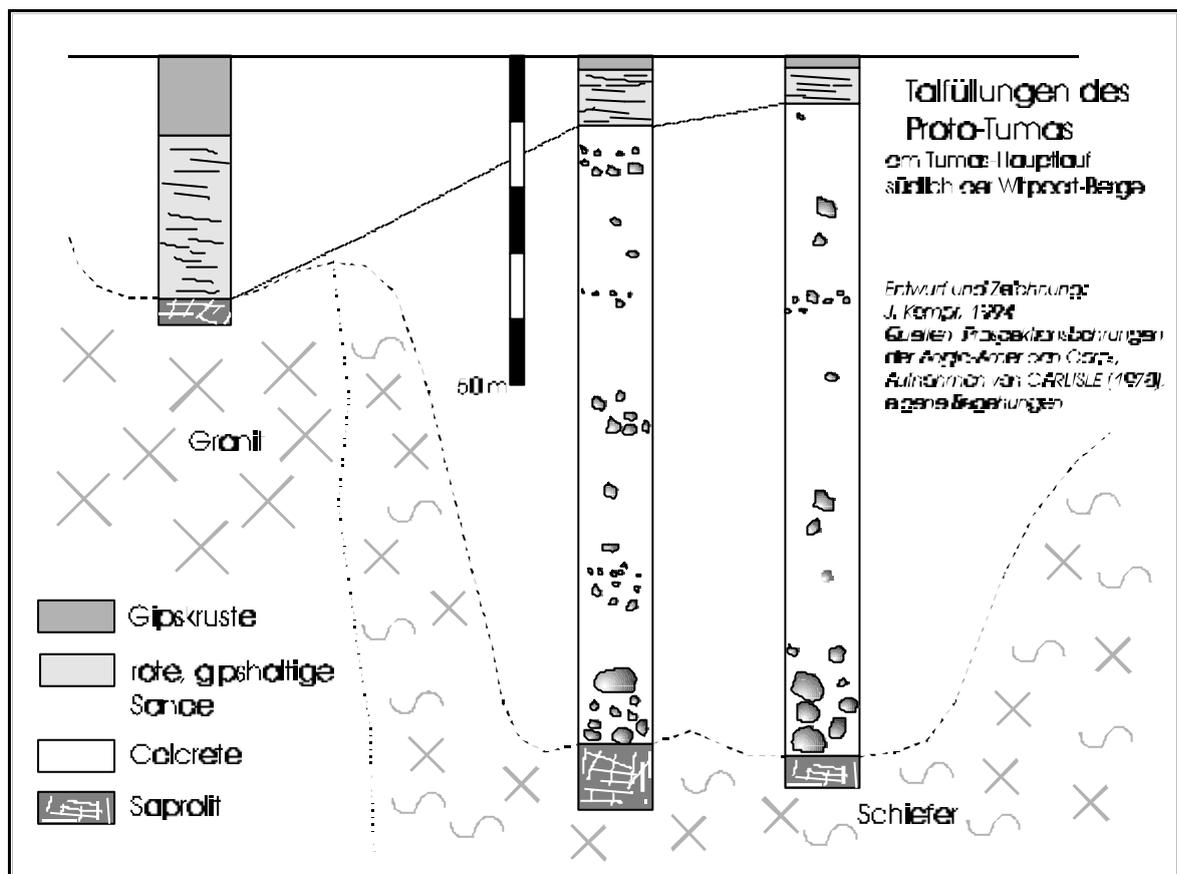


Abbildung 93: Talfüllungen des Proto-Tumas im Bereich des Tumas-Grant der Uranprospektion am unteren Tumas nach Angaben von CARLISLE (1978) auf Basis von Prospektionsbohrungen der Anglo-American Corp. Aufgeschlossen sind bis über 100 m mächtige Sedimentserien mit kalkverbackenen Geröllkonglomeraten über verwittertem Damaragestein. Hangend dazu befinden sich vergipste Sandsteine und die übergreifende Deckelgipskruste. Sie wurden diskordant und vermutlich aus einer anderen Schüttungsrichtung aufgelagert. Es lassen sich mindestens zwei unterschiedliche Sedimentationsmilieus und Verbackungsmilieus feststellen. Die Konglomerate gleichen den als Hochterrassen erhaltenen Breittalfüllungen an Ugab, Khan und Swakop. Carnotit tritt v. a. im hangenden Sandstein auf.

Nach WILKINSON (1988a: 147f) kommt es sowohl im unteren Tumas-Tal, als sehr wahrscheinlich auch im Ganab-Tumas (s. o.) vor. Dies würde eine Schüttung entweder vom Proto-Gawib (Tinkas-Vlakte) oder vom Proto-Swakop her implizieren und ist damit ein-

⁸

Leeukop: „Löwenkuppe“, Inselberg der Zentral-Namib, 647 m ü. NN

deutiger Nachweis für die oben angenommene ehemalige Swakop-Drainage (s. Abschnitt Swakop). Aufgrund der darin enthaltenen Lösungsformen mit Carnotit-Vorkommen⁹, die von CARLISLE (1978: 139) und HARTLEB (1988) auch am oberen Gawib (westlich der Blutkuppe) beschrieben wurden, wird diese Hypothese bestätigt. Uranhöfliche Ausgangsgesteine stehen dort, im Gegensatz zum Hotsas- und Süd-Tumas-Abflußgebiet vermehrt an (z. B. Horebis-Granit und andere alaskitische oder pegmatitische Granite).

2. Langer-Heinrich-Formation: beschrieben und benannt von HAMBLETON-JONES (1984) nach dem Langer-Heinrich-Berg und erstmals publiziert bei CARLISLE (1978: 142-144). Erhalten ist, wie beim Leeukop-Konglomerat eine Talfüllung aus überwiegend schluffig-sandigem, carbonatisiertem Sediment mit bedeutenden Carnotit-Vorkommen. Die im Calcrete enthaltene Tonfraktion nimmt zum Liegenden hin bis zur Dominanz zu (CARLISLE 1978: 142). Nach HARTLEB (1988) bestehen auch hier die tiefsten Talfüllungen aus einer konglomeratischen Fazies. Zwar nehmen HAMBLETON-JONES (1984) und WILKINSON (1988a: 147, 1990: 13) eine zum Leeukop-Konglomerat parallele zeitliche Entstehung an, doch dürfte das allenfalls für die liegende Konglomeratfazies gelten.

Der geologischen Karte von CARLISLE (1978: Fig 5.6) zufolge, streichen zumindest die hangenden Sedimente 3 km nordöstlich der Blutkuppe über die Wasserscheide zum Tinkas-Rivier hinweg, so daß eine Schüttungsrichtung von der nördlichen Tinkas-Vlakte und möglicherweise vom Donkerhoek-Flächenpaß bei Onanis her anzunehmen ist. Die zum Liegenden hin tonige Matrix deutet an, daß es sich um ein Latosol-Bodensediment handeln könnte, das in genetischer Verbindung mit dem flächenhaften Abtrag der autochthonen Namib-Bodendecke steht (s. Kap. 4.2.1.7). Mit zunehmender Denudation des Regoliths bei gleichzeitiger Bereitstellung von klastischem Material (Aridisierung?) wurde zum Hangenden gröber texturiertes Sediment geschüttet. Die Ablagerungen wurden vom jüngeren Gawib-Rivier angefahren, das heute mit steilem Gefälle zum tief eingeschnittenen Swakop drainiert.

3. Goanikontes-Formation: benannt von WILKINSON (1988a: 148) nach der Swakop-Flußoase Goanikontes; erstmals beschrieben und gedeutet bereits von GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN (1931). Angeblich siliklastische, evaporitische Ablagerungen mit Lagunen-Affinität (Küsten-Sebkha) in einer Höhe von 290-310 m über dem rezenten Meeresspiegel (WILKINSON 1990: 13). Aufgeschlossen sind an der Oberkante des unteren Swakoptals 2-10 m mächtige, kalkzementierte (!), Feldspatgruse und Kiese mit

⁹ Tumas-Prospektionsgebiet südwestlich der Witpoortberge im Vergleich mit dem Langer-Heinrich-Prospektionsgebiet der Anglo-American Corp., westlich der Tinkas-Vlakte (zwischen Schieferbergen und Langem Heinrich

einer Reihe konglomeratischer (fluviogener) Schichten und dünnen (aber nach GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN 1931: 62 abbaubaren) Salz- und Gipslinsen. Ihre Südgrenze auf der Fläche ist unbekannt. REUNING (1925) vermerkt an ihrer Basis die in Kap. 4.2.1.5 (S. 226) genannten Lagerstätten von gediegenem Schwefel bei Richthofen und Birkenfels. Aufgrund der Höhenlage von ca. 300 m übernahm WILKINSON (1988a: 148, 1990: 30) die Alterseinstufung von GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN (1931), nach welcher es sich um eine eozäne, möglicherweise auch oberkretazische Bildung handeln soll. Nach DINGLE et al. (1983: 282) liegt das neogene Litoral im südlichen Afrika ja an keiner Stelle über +100 m, so daß die Annahme einer zumindest paläogenen Entstehung für die Goanikontes-Formation quasi zwingend ist (Kap. 4.1).

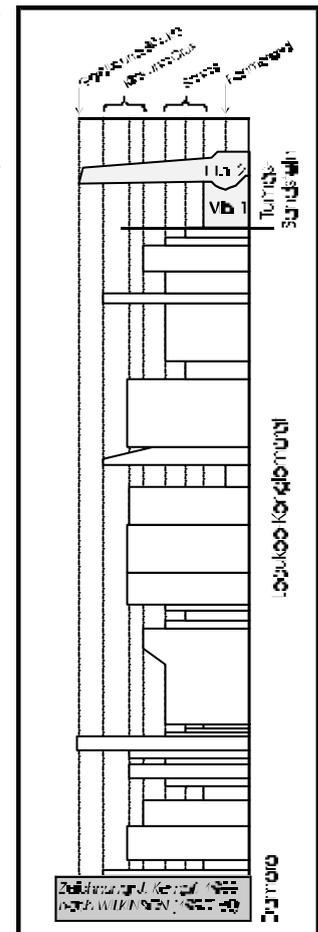
Die eigenen Feldbefunde konnten diese Hypothese nicht bestätigen. Die von GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN (1931) bei Goanikontes beschriebenen Ablagerungen konnten eindeutig als Swakop-Hochterrassen überwiegend fluvialen, teilweise kolluvialen Ursprungs angesprochen werden (Aufschluß NA06, S. 367f). Trotz umfassender Begehungen wurden keine Schotter gefunden, die als marine Brandungsgerölle zu klassifizieren wären. Zudem ist selbst kantengerundetes Material enthalten. Organogene Lagunemudden kommen nicht vor, ebensowenig durchgänge marine Evaporite. KORN (1941, unpubl.), der 1936-1938 mehrfach Feldaufnahmen am unteren Swakop durchgeführt hat, hält die Evaporitlinsen für postgenetische pedogene Fasersalzauskleidungen bodenparalleler Auftreibungssuturen, also für aride Bodenbildungen. Die eigenen Befunde ergaben ähnliche Interpretationen für weite Teile der Namib. KORN & MARTIN (1939: 34f, unpubl.) haben aus diesen Konglomeraten alt- oder mittelpaläolithische („Stellenbosch“, heute zum frühen oder mittleren Acheul-Komplex zu zählende) Artefakte¹⁰ entnommen (Kap. 6), die ein früh-mittelpleistozänes Alter implizieren. Darüber hinaus ziehen vergleichbare Ablagerungen am Südsaum des alten Swakop-Breittals mit wenigen Unterbrechungen bis zum Einschnitt des Gawib westlich des Langen-Heinrichs (ca. 500 m Meereshöhe), was eine marine Entstehung ausschließt. Eine eozäne Alterseinstufung wird daher für abwegig gehalten. Die südliche Verbreitungsgrenze der hier dargestellten Sedimentite konnte nicht verifiziert werden und wird auch in der Karte von WILKINSON (1988a: 138) nicht angegeben, da sie im Hangenden von der durchgängigen, alles übergreifenden

¹⁰ KORNS (1939) Fundstelle X10: Artefakte sind enthalten in Box Nr. 6 einer Sendung an Prof. C. VAN RIET LOWE, Archäol. Inst. Johannesburg. Im namibischen Staatsmuseum sind sie unter der Ordnungsnummer B195 erfaßt, konnten aber aufgrund einer Auslagerung in der Archäolog. Sammlung nicht aufgefunden werden. Da mehrere Funde in solchen verkalkten Hochterrassenschottern auch in späteren Aufzeichnungen erwähnt werden und eine Profilskizze des Fundorts vorliegt, dürfte abgesehen von der historischen Terminologie an der Verifizierung der Funde kein Zweifel bestehen (s. auch Kap. 4.2.2.2). Die Funde dürfen als gut dokumentiert gelten.

Namib-Gipskruste überdeckt wird. Sie scheint aber mit der Ausdehnung des alten Swakop-Breittals einherzugehen.

4. Zebra-Formation: benannt und kurz beschrieben von WILKINSON (1990: 13). Bezeichnung für einen Sedimentkörper in gleicher Morphoposition wie 3., jedoch in größerer Höhenlage. Die in ihrer Mächtigkeit (1-45 m) stark schwankenden, kalk- und im Hangenden gipsverbackenen Kiessande mit eingeschalteten Kieslinsen bedecken ein schwach eingeschnittenes, fossiles Talrelief an der Swakop-Tumas-Wasserscheide östlich des Khan-Zuflusses. Sie sind als zu 3. äquivalente östliche Hochterrasse des Paläo-Swakop anzusehen und vermutlich gleicher Genese, so daß die Ausgliederung als selbständige Formation der Namib-Gruppe nach den Richtlinien der SACS (1980: 1980) nicht statthaft ist. Diese Ausgliederung wurde von WILKINSON (1990) vermutlich v. a. deshalb vorgenommen, weil aufgrund der Höhenlage keine Parallelisierung oder Gleichsetzung mit der als Sebkhafazies gedeuteten Goanikontes-Formation möglich war. Eine genauere Untersuchung erfolgte nicht.
5. Tumas-Sandstein-Formation: benannt nach dem Tumas-Rivier und detailliert beschrieben von WILKINSON (1988b, 1990: 12f). Dem zufolge handelt es sich um eine, küstennah 15-20 m, weiter östlich 10-15 m mächtige, zweigliedrige Talfüllung im Hangenden der Leeukop-Konglomerate (Abb. 94). Festgestellt wurde ein strukturarmes, feinsandiges Sediment mit zahlreichen dünnen Grobsand- oder Kieslinsen (Member 1) sowie ein dünnes (1-2,50 m), sandiges, stark vergipstes Kies-Geröll-Konglomerat (Member 2). Der Tumas-Sandstein wurde im 5-8 km breiten Tumas-Tal zwischen 10 km und über 60 km Küstenentfernung durch zahlreiche Prospektionsbohrungen erschlossen. Nach WILKINSON (1988b: 140, 1990: 32) überlagert er die unter 1. beschriebenen Leeukop-Konglomerate diskordant und wird daher für erheblich jünger als letztere gehalten.

Abbildung 94: Struktur der Leeukop-Konglomerate und der diskordant aufliegenden Tumas-Sandsteine im Bereich des unteren Tumas nach einem Sammelprofil von WILKINSON (1990: 60). Den größten Teil des Profils nehmen weit transportierte Fein- und Mittelkiese ein. Grobe Gerölle treten nur in dünneren Schichten auf, aber auch im Tumas-Sandstein (Member 2).



Aufgrund seiner massiven Struktur und der diamiktischen Fazies interpretiert WILKINSON (1988b: 144) die Ablagerungen von Member 1 als lange Serie von Schwerkraftströmen („*sediment gravity flows*“) mit einer auf ein geringes Texturspektrum reduzierte Sedi-

mentquelle, obwohl sie sich strukturell nur schwer in Modellvorstellungen zur Entwicklung solcher gravitativ bewegter Massenablagerungen einpassen lassen. Deshalb vermutet WILKINSON (1988b: 145) eine im ariden Sedimentationsmilieu ablaufende Variante, da „distale Alluvialflächen in endorheischen Becken“ (und als solches sieht er das westliche Tumas-Einzugsgebiet, s. o.) bevorzugte Punkte für die Akkumulation und Erhaltung von solchen Sedimenten seien. Dies sei Resultat des abnehmenden Oberflächenabflusses durch progressive Zunahme der Infiltrationsrate in Wüsten. Allerdings wird bei dieser Interpretation nicht berücksichtigt, daß es sich offenbar um eine reine Breittalfüllung handelt (Abb. 95), die im Unterlauf nicht in einen ausgeprägten Schwemmbereich mündet.

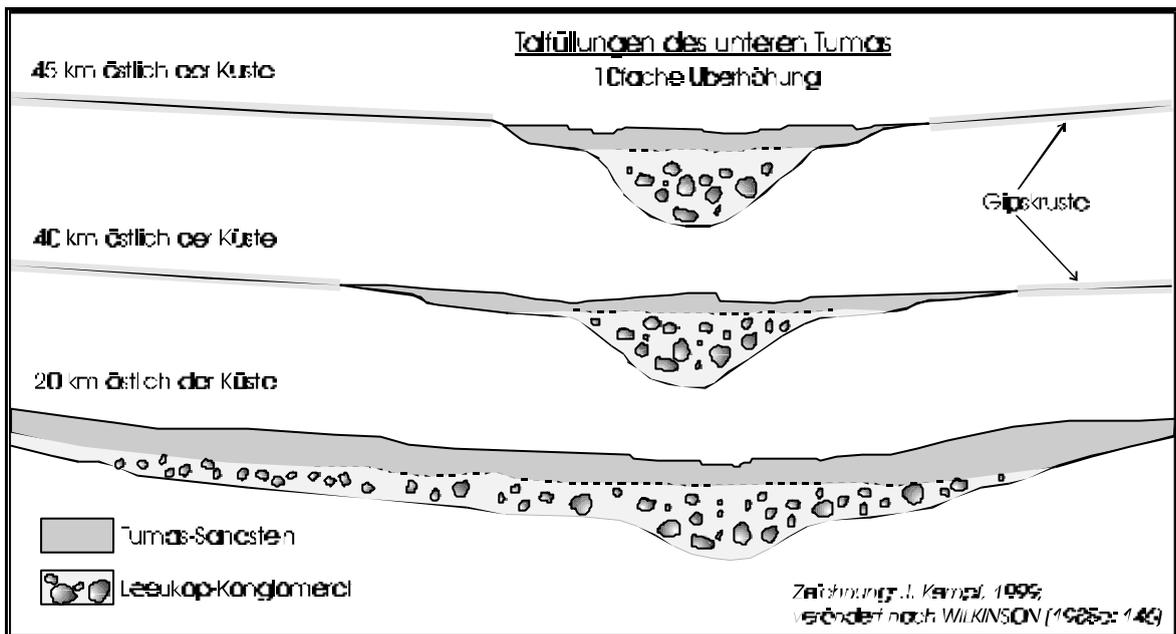


Abbildung 95: Skizze der Talfüllungen des unteren Tumas in 45, 40 und 20 km Küstenentfernung nach den Angaben von WILKINSON (1988a: 146), verändert. Das unterste Profil befindet sich westlich des angenommenen Zuflusses des Proto-Tumas-Khan und zeigt eine über den am tiefsten eingeschnittenen Bereich hinausgehende Konglomeratfüllung (unmaßstäbliche Darstellung). Da weiter westlich, in direkter Küstennähe keine Prospektionsbohrungen niedergebracht wurden, konnte die Frage, ob es sich um einen alten Schwemmbereich handelt, nicht beantwortet werden. Insgesamt scheinen aber die Sedimentite nicht über den Rand des Breittals hinauszugehen. Nördlich und südlich des Tumas-Vleis kann anhand von Schildinselberg-Ausbissen aus Granit ein Übergreifen der Tumas-Sandsteine auf die Fläche fast ausgeschlossen werden.

Der Beschreibung von WILKINSON (1988b) zufolge, ist ein Vergleich mit dem im Abschnitt „Swakop“ beschriebenen Calcrete II von NA06 naheliegend, das aber keine Hinweise auf Ferntransport bietet, sondern zu einer Interpretation als parautochthones Paläobodensediment der (heutigen) Namib kommen läßt. Am Tumas wurde ein ähnliches Material offenbar innerhalb eines Spülmuldenals etwas weiter transportiert.

Die Verbreitungskarte von WILKINSON (1988a: 138) läßt auf eine genetische Verbindung zum Süd-Tumas-Ast (s. o.) und damit zum Ganab-Tumas-Einzugsgebiet schließen, wo die Füllungen jedoch nicht vorkommen. Stattdessen sind dort aber Relikte angewitterter roter

Sande innerhalb der flächenhaft verbreiteten (pedogenen?) Kalkkruste verbreitet. Diese wird als postgenetisch carbonatisiertes, bis auf den Regolith gekapptes Latosolrelikt angesehen (Kap. 4.2.1.7). In Verbindung zu den Paläoböden der Ost-Namib-Rumpffläche ist die Tumas-Sandstein-Spülmuldentalfüllung erklärbar. Die Schluff- und insbesondere die Tonfraktion dieser Paläoböden kommt im Tumas-Sandstein zwar vor, ist aber nach WILKINSON (1988b: 143) nur vereinzelt erhalten. Dies deutet auf die übliche Sortierung der Korngrößen hin, welche die Feinmaterialanteile üblicherweise größtenteils in Suspension bis zum Vorfluter abführt (auch im rezenten Milieu). Tatsächlich enden die Talfüllungen ja nicht in einem weiten Becken mit einem ausladenden Schwemmfächer (s. o.), sondern ca. 10 km von der Küste entfernt dort, wo die westlichsten Prospektionsbohrungen abgeteuft wurden. Sehr wahrscheinlich lag deshalb für den Paläo-Tumas keine Beckenlage vor, sondern die Drainage führte zum Atlantik beim Dolphinstrand. Auch MARTIN (1965) erkannte ja keine känozoischen Becken in der Namib (s. o.).

6. Andere Sedimente der Namib-Gruppe: Zur känozoischen Namib-Gruppe in Zentral-Namibia außerhalb des in Karte 25 dargestellten Ausschnitts zählt WILKINSON (1990: 12ff) die in Kap. 4.2.1.9 behandelten Sandsteine der Tsondab-Formation (BESLER & MARKER 1979: *Tsondab Sandstone Formation*) sowie die Namib-Dünensande (BARNARD 1973, SACS 1980: 609: *Sossus Sand Formation*), die in ihrer Verbreitung weitgehend unbekanntes fluvio-marines *Rooikop Gravels* (MILLER & SEELY 1976, DINGLE et al. 1983: 282) und die Ururas-Formation. Letztere besteht nach WILKINSON (1990: 14) aus bis zu 20 m mächtigen, stark vergipsten Kiessanden mit reinen Kieslinsen in sehr flacher Lagerung. Sie kommen im Dreieck zwischen Ururas und Swartbank nördlich des Kuiseb vor und erstrecken sich bis zu den südlichen Hamilton-Bergen. Heute bilden sie den Schwemmbereich der autochthonen Namib-Riviere, welche von der mittleren Tumas-Kuiseb-Wasserscheide dem unteren Kuiseb zufließen, sofern sie ihn noch oberirdisch erreichen (Ururas, Ituseb, Heinrichsrivier, s. Karte 27). Da diese Wasserscheide sehr flach und kaum mit Inselbergen besetzt ist, kann angenommen werden, daß diese Riviere ehemals weiter nach Osten reichten und möglicherweise Anschluß an die Kriess-Stufe hatten.

Heute werden trotz Regenflächendynamik und relativ starkem Gefälle keine Kiese mehr auf der Namib-Fläche transportiert. Die jüngeren, unvergipsten bis schwach vergipsten Schwemmfächer am Unterlauf der autochthonen Namib-Riviere bestehen quasi ausschließlich aus (deflatierten) Sandpflastern¹¹ mit lokal erhöhtem Anteil an Quarz- und Feldspat-

¹¹ Bei der Siebung solcher Sande tritt auch hier häufig das Problem auf, daß ein unbestimmbarer Anteil an nadelförmigen Gipskristallen die Fraktionsratio verfälscht und so eine gewisse Unschärfe bei der Texturbestimmung auftritt. Die Entfernung des Matrixgipses, der teilweise auch Quarzkörnern anhaftet, ist jedoch aufwendig und beseitigt die Probleme einer exakten Körnungsanalyse nicht immer.

grus. Da nur unzureichend Aufschlüsse oder Bohrprofile von der Ururas-Formation vorliegen, können keine Angaben über den Aufbau der Sedimente gegeben werden. Es wird aufgrund der Mächtigkeiten von über 20 m im proximalen Teil der Schwemmfächer jedoch angenommen, daß mehrere Generationen übereinanderliegen. Möglicherweise sind die Krustenoberflächen S1 (im Liegenden) bis S4 (Lockermaterialdecke) enthalten (s. Kap. 4.2.1.5, S. 222, Abb. 49), was einen Vergleich mit dem Schwemmbereich des Capri-Riviers (s. S. 218f) ermöglichen würde. Die ältesten Teile der Schwemmfächer wären dann vermutlich vineta- oder auch rooikopzeitlich (Kap. 4.1.2) - eine spätpleistozäne Einordnung der Ururas-Sedimente ist wahrscheinlich.

Zumindest genauso bedeutsam, wie die sedimentpetrographischen Befunde ist die Erkenntnis aus der Uran-Prospektion, daß offenbar in der Zentral-Namib westlich der genannten Inselbergkette weit über 100 m tief in die Namib-Rumpffläche eingeschnittene Talsysteme existieren, die den eigenen Aufnahmen zufolge im größten Teil der Ost-Namib fehlen. Diese Täler wurde so vollständig mit mindestens 2 Sedimentserien verfüllt, daß sie selbst nach einer autochthonen Verjüngung (bzw. Reaktivierung) durch Oberflächenbegehungen nicht als solche erkannt werden konnten und erst durch das Abteufen einiger 100 Bohrungen zu entdecken waren. Aufbauend auf der angenommenen Abfolge von Sedimentkörpern und Talentwicklungen hat WILKINSON (1988a, 1990: 32ff) für das westliche Tumas-Catchment („Becken“) die in Tab. 25 dargestellte Morphochronologie entwickelt.

Als fundamentales Datum nennt WILKINSON (1988a: 140) in Anlehnung an OLLIER (1977: 207) und WARD et al. (1983: 177) die Ausbildung der angeblich endkretazischen oder paläozänen *Namib Unconformity Surface* (NUS, entspricht der Haupttrumpffläche bzw. dem Namib-Niveau), obwohl u. a. SELBY (1976: 8) oder auch PARTRIDGE & MAUD (1987) diese Fläche für alt- bis mitteltertiär erachten und KING (1976) sie seiner mittelkänozoischen „*Moorland Surface*“ zuordnet. Es konnte gezeigt werden, daß das jüngste Flächenstockwerk an der Kriess-Stufe (Ost-Namib) der Post-HR-1-Fläche entspricht und daß dort auch Pedimente der Haupttrumpffläche als Randverebnungen erhalten sind. Der ausschlaggebende flächenhafte Erosionsimpuls kann nur von Westen (Atlantik) gekommen sein. Es besteht daher kein Grund zu der Annahme, die stark verwitterte NUS entspräche in WILKINSONs „Tumas-Becken“ nicht der endtertiären Post-HR-1-Fläche.

Zeitraum	Reliefgeneration (WILKINSON 1990: 29)	vermutetes Klima (ebd. : 138)	Anmerkungen
Holozän	Kleines Dünenfeld	hyperarid (0-50 mm/a)	
Pleistozän	Gipsinkrustierung (S2-S4 im Wechsel) mit Kolluvialterrassenbildung („ <i>stream bank colluvia</i> “)	hyperarid mit feuchten Episoden (bis 200 mm/a)	autochthone Wechsel zwischen Talbildung, Sedimentation und Gipsinkrustierung
Alt- bis Mittelpleistozän	erste Tumas-Einschneidung	feuchter als heute (bis 200 mm/a)	
Plio-Pleistozän	Küstendünenbildung und <i>Sossus Sand Formation</i>	hyperarid	
Miozän	Älteste Oberflächengipskruste (S1), uranhaltige Imprägnierung der Tumas-Formation	arid (Niederschlag < 200 mm/a)	setzt voraus, daß Grundwasserstrom vom Gawib noch verfügbar war
Miozän	<i>Tumas Sandstone Formation</i> Member 2 (Geröllkonglomerat)	arid-semiarid; fluviale Aktivität durch mehr Niederschläge im Escarpmentbereich	kein fluvialer Anschluß zum Escarpment möglich
(Mittel-) Miozän	Gipsifizierung von Member 1	arid (Benguela-Upwelling)	Inkrustierung ist auch später noch möglich
Miozän	<i>Tumas Sandstone Formation</i> Member 1 (rote Sandsteine)	arid-semiarid; fluviale Aktivität durch mehr Niederschläge im Escarpmentbereich	kein fluvialer Anschluß zum Escarpment mehr möglich
Eozän-Miozän	<i>Tsondab Sandstone Formation</i> (Proto-Erg südlich des Kuiseb)	arid	vermutlich mesozoischer Erosionsrest
Oligozän	Reorientierung des Swakop und Khan durch die Entwicklung paläogener Sedimentbarrieren im kontinentalen Litoral der Witpoort- und Huab-Berge	arid (endorheische Drainage)	Umlenkung ist tektonisch bedingt bei gleichzeitiger Milieuveränderung
Eozän	<i>Goanikontes Formation</i> („Sebkha“-Sedimente)	arid bis semiarid	Hochterrassen sind keine Lagunen-Sebkha
Eozän	<i>Leeukop Conglomerate Formation</i>		entspricht nicht heutiger arid-semiarider Sedimentfazies
Paläozän/ Oberkreide	Haupttrumpffläche (NUS), ausgebildet als unebene Tallandschaft („ <i>cut as rugged valleys</i> “)	möglicherweise exogene Drainage (bedeutet: „vermutlich feucht“)	NUS ist nicht kretazisch/alttertiär, sondern jungtertiär (HR, Post-HR-1); Proto-Tumastal ist jünger als NUS

Tabelle 25: Phasenablauf der Reliefgeschichte im westlichen „Tumas-Becken“ nach WILKINSON (1988a, 1990), ergänzt durch Anmerkungen zu eigenen Befunden. Insgesamt geben die Befunde von WILKINSON (1990) den Ablauf einigermaßen korrekt wieder. Nicht beigestimmt werden kann jedoch der Zeit- und der Klima-interpretation, da hier gegenteilige Befunde vorliegen.

Auch die genetische Verbindung der NUS mit den in ihr eingeschnittenen Tälern (Proto-Tumas-Cañon) als „*rugged unconformity*“ ist nicht beweisbar und daher spekulativ. Sollte tatsächlich eine Art „rauhe Rumpffläche“ vorliegen, so ist ein Prozeß der restriktiven Flächenbildung anzunehmen - ähnlich demjenigen, welchen BOLDT (1997, 1998) für die Entwicklung von Stufenlandschaften vorgeschlagen hat. So könnte eine phasenweise Orientierung an strukturellen Differenzen des Untergrunds (etwa innerhalb einer zwischenzeitlichen Nicht-Tieferlegungs- oder einer Einschneidungsphase) bei weiterlaufenden Hebungsimpulsen das Vorflutniveau und die Drainagelinien so verändern, daß eine nachfolgende Flächenweiterbildung zu einer Reorientierung und damit zur Verstellung von Flächenstockwerken führt. Dies

wurde bei der Betrachtung der anderen Catchments (s. S. 361, 370) ja auch für die Bildung von flächenhaften Streckhängen im Saprolit angenommen. Die Existenz einer „*rugged unconformity*“ würde daher die Einstufung der heutigen NUS als Post-HR-1-Fläche bestätigen.

Trotzdem ist die Einschneidung des über 100 m tiefen Proto-Tumas-Cañons sehr wahrscheinlich von der Entwicklung der NUS zu trennen und klimamorphogenetisch als Post-NUS-Talbildung anzusehen. Da diese nur am unteren Tumas, am Proto-Tumas-Swakop, Proto-Tumas-Khan sowie in geringerer Ausprägung am Proto-Gawib und vermutlich auch am Proto-Tumas-Tsawichab (Karte 25) vorkommt, nicht jedoch im östlichen Tumas- und Aussinanis-Catchment, ist davon auszugehen, daß ein von heute differierendes Drainagesystem auch nach der Fossilierung der Post-HR-1-Fläche bestanden hat. Auch die Schotter des Leeukop-Konglomerats zeichnen dieses System noch nach. Erst die Füllung mit dem Tumas-Sandstein läßt eine Reorientierung auf die heutigen Drainagelinien vermuten. Bezüglich des Swakop muß dabei beachtet werden, daß er die Huab- und Witpoort-Berge epigenetisch quert, so daß anzunehmen ist, daß dort vorher bereits ein westwärtiges Spülmuldental bestand. Möglicherweise hat der Proto-Tumas-Tsawichab oder ein ehemaliger Nebenfluß schon diesen Durchbruch genutzt.

Die Reorientierung dürfte mit der fortschreitenden Hebung entlang der küstensenkrechten Hebungssachse einhergehen, die schon für den oberen und mittleren Swakop festgestellt wurde (Fortsetzung der Khomas-Achse). Ob in diesem Zeitraum sich auch der Proto-Gawib vom Tumas dem umgelenkten Swakop zugewandt hat und damit auch der nördlichste Tumas-Zweig vom Hinterland abgeschnitten wurde, kann nur vermutet werden. Der mächtigere hangende Part der Langer-Heinrich-Formation (Proto-Gawib-Talfüllung) gleicht nach den Beschreibungen von CARLISLE (1978: 146-150) und HARTLEB (1988) sehr dem Calcrete I der ältesten Hochterrasse des Swakop bei Goanikontes (S. 366f). Allerdings bestehen auch Ähnlichkeiten zu den hangenden Partien des Leeukop-Konglomerats, die ebenfalls eine sandig-grusige, teilweise schluffige Textur aufweisen (Abb. 94). Auch die Carnotit-Mineralisierungen (die auch postgenetisch entstanden sein können) deuten an, daß der Tumas noch phreatischen Anschluß zum Proto-Gawib gehabt haben könnte.

Spätestens mit der Einschneidung des Swakop und der Ausräumung von Calcrete I waren allerdings die rezenten Abflußbahnen etabliert und das Tumas-System vom Gawib abgeschnitten. Der Gawib selbst hat sich in sein eigenes verfülltes Bett eingetieft und zum tieferen Swakop hin orientiert. Daß die autochthone Entwicklung beider Riviere noch eine Zeitlang weiterlief, zeigt die kolluvial-fluviale Fazies des Tumas-Sandsteins, die mit Calcrete II am Swakop parallelisiert werden kann. Sie wird als paraautochthones Bodensediment interpretiert,

das Teile des bereits leicht eingeschnittenen Swakop und von Calcrete-I-Tälchen ebenso verhüllt, wie das Paläo-Tumas-Tal.

Da das Bodensediment von Calcrete II aufgrund der darin von KORN & MARTIN (1939, unpubl.) aufgefundenen Artefakte als acheulzeitlich eingestuft werden kann, sind vermutlich alle jüngeren Reliefgenerationen einschließlich der Hauptgipskruste (S1) und die tiefe, vom Hinterland gesteuerte Zerschneidung jünger als Mittelpleistozän. Es ergibt sich eine sehr gute Korrelation von den S1-S4-Stabilitätsphasen (Gipskrusten) mit den Regressionen Post-Rooikop, Post-Vineta und Post-Walvis 1+2 und von den autochthonen Einschneidungsphasen Post-S1, Post-S2 und Post-S3 mit den Transgressionen Vineta, Walvis 1 und Walvis 2 (Kap. 4.2.1). Die gleiche Korrelation läßt sich mit den von RUST & WIENEKE (1976) erforschten Terrassengalerien am unteren Swakop problemlos herstellen, sofern auf die statische Interpretation mit Hoch- und Tiefständen verzichtet wird (s. Hypothese 2, S. 36). Auch WILKINSON (1990: 138ff) sieht im Ablauf Gipsinkrustierung-Einschneidung-Sedimentation (spät-) pleistozäne zyklische Ereignisfolgen. Die Reliefgenerationen in der Ostnamib (Abb. 91) geben ein identisches Bild wieder.

Die Sedimentherkunft des Tumas-Sandsteins, bzw. seiner feinen Klasten, ist im Modell von WILKINSON (1990: 142) nur unzureichend geklärt. Es wird von der Existenz ausladender Sandtannen oder Dünenfeldern in der Zentral-Namib ausgegangen, für die es keinerlei Hinweise gibt. Sandsteine mit äolischer Fazies sind nirgendwo erhalten. WILKINSON (1988a: 154f) hält es aufgrund des hohen Feinsandanteils im westlichen Tumas-„Becken“ und der textuellen Ähnlichkeiten mit „typischen“ Dünenanden für plausibel, äolische Sande als Quellmaterial zu vermuten. Übersehen wird dabei, daß es sich um fluvial transportiertes Material handelt, welches sehr wahrscheinlich einer Transportsortierung unterlegen hat. Im zentralen Tumas-Becken soll ein solchermaßen begründetes Dünenfeld existiert haben. Für die Ausräumung des Dünenfelds durch sandige Schlammströme (*mass flows*) sollen erhöhte Niederschläge in der Escarpment-Zone bei gleichzeitig persistenter Aridität im Tumas-Becken verantwortlich zeichnen (WILKINSON 1990: 143).

Bei der Betrachtung der östlichen Wasserscheide des Tumas-Catchments konnte jedoch belegt werden, daß schon weit vor der letzten und vorletzten dort vorkommenden Flächen-generation (obere und untere Kriess-Stufe als HR- und Post-HR-1-Fläche) eine subsequente Entwässerung der Randstufenregion vorlag und kein Anschluß des Süd-Tumas oder Hotsas-Tumas an die Escarpment-Zone existierte. Stattdessen sind diese Riviere als rein autochthone Namib-Riviere einzustufen (Abb. 91, Karte 26), da dort keine eingeschnittenen Talsysteme existieren. Lediglich beim Proto-Gawib-Tumas ist ein fluvialer Anschluß zum Donkerhoek-Flächenpaß über die Tinkas-Vlakte möglich und wahrscheinlich (s. o.). Vom westlichen

Proto-Gawib-Tumas sind aber keine Tumas-Sandsteine bekannt, sondern Karte 25 verzeichnet sie nur vom Süd-Tumas-Ast (Ganab). Es fehlen also jeglichen objektiven Belege (mit Ausnahme der Feinsandfraktion im Sandstein) für die von WILKINSON (1988a/b, 1990) postulierten remobilisierten Altdünenfelder, infolge vom Escarpment gesteuerter gravitativer Massenbewegungen. Da offenbar die Tumas-Arenite über den Süd-Tumas-Ast geschüttet wurden, liegt eine gegenüber dem oberen Leeukop-Konglomerat, das den Gawib-Ast und den Proto-Gawib-Swakop verfüllt, eine veränderte Schüttungsrichtung vor (Karte 25). Es wird daher angenommen, daß die Umlenkung des unteren Swakop in die Phase zwischen Schüttung der Leeukop-Schotter und derjenigen der Tumas-Arenite fällt (vgl. auch WILKINSON 1990) - möglicherweise geht sie einher mit der Carbonatisierung des Leeukop-Konglomerats.

Damit läßt sich für den Bereich der autochthonen Namib-Riviere zwischen Swakop und Kuiseb der Phasenablauf wie folgt spezifizieren:

1. Känozoischer küstensenkrechter Hebungsimpuls zwischen Swakop- und Kuiseb-System; senkrecht dazu Hebungsimpuls am Hochlandsscheitel (s. Swakop-Abschnitt)
2. Milieuwechsel von Tiefenverwitterung zu Einschneidung (Proto-Tumas-Cañon), Freilegung der Pedimente der oberen Kriess-Stufe, einsetzend während der Hebung
3. Schüttung der bis über 80 m mächtigen Leeukop-Schotter sowie der liegenden Partien der Langer-Heinrich-Schotter am Gawib
4. Umlenkung des Proto-Tumas-Swakop, Proto-Tumas-Tsawichab und Proto-Tumas-Khan ins heutige Swakop-Bett; möglicherweise Anzapfung des Proto-Gawib
5. Schüttung der Hochterrassenkörper im Swakoptal (Calcrete I) und Proto-Gawib-Tal (hangende Partien der Langer-Heinrich-Formation)
6. Milieuwechsel von Einschneidung/Aufsedimentierung/Carbonatisierung zu restriktiver Flächenweiterbildung mit Tiefenverwitterung und Pedimentierung an der (unteren) Kriess-Stufe; Streckhangbildung am Paläo-Tumas bis zur Talbodenerweiterung (Pedimentierung); Kappung von Calcrete I
7. Milieuwechsel von restriktiver Flächenweiterbildung zu Einschneidung; Zerschneidung und Ausräumung von Calcrete I; beginnende Gramadullabildung; möglicherweise erst jetzt Anzapfung des Proto-Gawib (s. 4.); geringe fluviale Aktivität am Tumas
8. Kappung der Bodenprofile; kolluviale Verfüllung des noch nicht allzutief eingeschnittenen Swakop mit parautochthonen Bodensedimenten (s. S. 370): Tumas-Arenite, -Silte und -Pelite (Member 1 der Tumas-Sandstein-Formation); nachfolgend allochthone phreatische Carbonatisierung am Swakop, autochthone Vergipsung am gekappten Tumas; Gipseinwehung aus trockenem Schelf der Post-Rooikop-Regression

9. Starke Einschneidung am allochthonen mittleren und unteren Swakop; Gramadullisierung; Schotterschüttung aus transportierten Kernsteinen am mittleren und unteren Tumas (Member 2 der Tumas-Sandstein-Formation); Zerschneidung der Kriess-Stufen
10. Mehrere Milieuwechsel mit Gipsinkrustierung-Einschneidung-Sedimentation in der zentralen Namib; korrelater Schwemmfächeraufbau in den Unterläufen (z. B. Swakop-Terrassen, Ururas-Formation)

Ähnlich wie bei den anderen Flußhistorien dauerten die neotektonischen Abläufe (1.) bis mindestens zur tiefen Einschneidung der allochthonen Riviere (hier: 9.) parallel zu den exogenen Phasen. Vermutlich schwächten sich die Hebungs- und Wölbungsimpulse im Spätpleistozän deutlich ab. Die Haupttrumpffläche bildet als spätkänozoischer *terminus post quem* die Ausgangsbasis der modernen Reliefentwicklung, in die alle Reliefgenerationen eingehängt sind. Anhand der Arbeiten von WILKINSON (1988a/b, 1990), die auf stratigraphischen Aufnahmen beruhen, wird deutlich, wie wichtig die eingehende Betrachtung des Gesamtreliefs (auch des interfluvialen) in Abtragungs- und Sedimentationsbereichen unter Berücksichtigung der endogenen Abläufe ist. So beruht die von WILKINSON (1990) postulierte Reliefgeschichte im wesentlichen auf der unbewiesenen Annahme, bei der Namib-Fläche handele es sich um ein kretazisches oder paläozänes Niveau (NUS), obwohl bereits früher auch gegenteilige Hypothesen publiziert wurden (z. B. SELBY 1976:8, WATSON & LEMON 1985: 334, MAUD & PARTRIDGE 1987: 341).

Des weiteren gibt es keinen Beleg, daß der Tumas nach Fossilierung der sog. NUS noch fluvialen Anschluß über die Escarpment-Subsequenzfurche nach Osten hinaus ans Hochland hatte. Somit war auch keine allochthone Steuerung des Reliefs bezgl. der Sedimentation der Tumas-Arenite oder deren Inkrustierung möglich. Die argumentative Verbindung von Erkenntnissen aus flächenhaftem und fluvialen Relief in Vor- und Hinterland im Vergleich mit den anderen Catchments ergab einen von WILKINSON (1990) erheblich differierenden Phasenablauf der Reliefgeschichte (Tab. 25) zwischen Fossilierung der „NUS“ und den spätpleistozänen Schwemmfächern der Zentral-Namib.

Kuiseb

Das Flußsystem des Kuiseb und seines größten Nebenriviers, des Gaub, gilt als der ökologisch und geomorphologisch am besten erforschte Bereich Namibias. Insbesondere ist hier der mittlere Kuiseblauf und der untere Gaub gemeint, also das Areal, westlich dessen diese Riviere unterhalb der großen Randstufe (Escarpment), also auf der Namib (Vorland) verlaufen. Hier lassen sich eine Fülle von Reliefgenerationen unterscheiden. Insbesondere die wild zerschluchtete Gramadulla-Landschaft zwischen Chausib/Niedersachsen und Gobabeb rückte schon früh in den Blickpunkt der geomorphologischen Forschung. So erreichte bereits STAPFF (1887) von der Küste her die Hope-Mine und das Kuiseb-Knie bei Hudaob. Die geologische Karte von REUNING (1923) verzeichnete die Vorlandschotter (Kap. 4.2.2.2) in korrekter Position als „eozäne Transgressionskonglomerate“. Obwohl schon VOIT & STOLLREITHER (1905) die Hochterrassen-Schotter am Kumaris-Fluß¹ als fluviale Ablagerungen einer älteren Kuiseb-Flußphase erkannten, hielt MAACK (1924) auch eine Deutung als Reste von Dwyka-Konglomeraten (Permo-Karbon) für denkbar. DE KOCK (1934: 19f + 67-69) hat fluviale Schotter im Kuisebtal zwischen Us und Chausib kartiert und beschrieben, ohne die im westlichen Teil seines Kartiergebiets auftretenden Hochterrassen zu erwähnen. Er nahm ein hohes Alter dieser Konglomerate an.

Die ausführliche Darstellung von GEVERS (1936) stützt sich vor allem auf Beobachtungen aus dem Swakop-Catchment und auch KORN & MARTIN (1937) gingen auf das Relief am mittleren Kuiseb noch nicht ein. Letztere haben aber ab 1938 und besonders während ihrer Zeit im kriegsbedingten Wüstenversteck² 1940-1942 umfangreiche geologisch-morphologische sowie prähistorische Aufnahmen und Begehungen durchgeführt. Über deren Ergebnisse existiert ein unpublizierter Report an Prof. C. VAN RIET LOWE³ (KORN & MARTIN 1939, unpubl.), ein Vortragsmanuskript⁴ (KORN 1938, unpubl.), Feldbuch-Aufzeichnungen (KORN 1936-1943, unpubl.) sowie Rohfassungen von zur Veröffentlichung vorgesehenen Artikeln (KORN 1942, 1943, unpubl.), die wegen dessen Tod 1946 nicht eingereicht wurden. Teile des wissenschaftlichen Nachlasses von KORN werden hier erstmals umfassend berücksichtigt, da die posthum veröffentlichten Überblicksartikel

¹ Kumaris: alte Bezeichnung für das von KORN & MARTIN so benannte Rutile-Rivier, einem Nebenfluß des mittleren Kuiseb; gemeint ist vermutlich die Umgebung des sog. Karpfenkliffs

² belletristisch dokumentiert in:

MARTIN, H. (1957): Wenn es Krieg gibt, gehen wir in die Wüste. Stuttgart (Union Dt. Verl. Ges.), 246pp. und:

VON EGAN-KRIEGER, P., ed. (1996): Hermann Korn: Zwiegespräch in der Wüste. Heidelberg (Selbstverlag des Herausg.), 158pp+App.

³ Univ. Johannesburg, Archäol. Inst., s. Fußnote 1, S. 381

⁴ gehalten 1938 vor der damaligen Südwestafrikanischen Wissenschaftlichen Gesellschaft, Windhoek

KORN & MARTIN (1957) und MARTIN (1950, 1961a) nicht der Fülle der Erkenntnisse entsprechend auf das Randstufenvorland am Kuiseb eingehen¹.

ABEL (1955), LOGAN (1960), SPREITZER (1963, 1966), KAYSER (1970, 1973), RUST (1970), GOUDIE (1972), BESLER (1972, 1976, 1984), BARNARD (1973, 1975), SELBY (1976, 1977), OLLIER (1978), HÖVERMANN (1978), MARKER & MÜLLER (1978), HÜSER (1979a), HARMSE (1980, unpubl.), MARKER (1981, 1982), McKEE (1982), YAALON & WARD (1982), VOGEL (1982, 1989a), WARD et al. (1983), LANCASTER (1984), HEINE (1987b, 1990a), RUST (1989), EITEL (1996), BESLER et al. (1994), HEINE & WALTER (1996, 1997) u. a. berücksichtigten Reliefaspekte vom mittleren und unteren Kuiseb sowie den angrenzenden Fluvialsystemen in ihren Gesamtdarstellungen des Namib-Reliefs oder von dessen Teilaspekten. Erste systematische geomorphologische Aufnahmen des fluvialen Reliefs am mittleren Kuiseb² stammen von RUST & WIENEKE (1973, 1974, 1976, 1978), WIENEKE & RUST (1973), RUST (1975), OLLIER (1977), MARKER (1977, 1983) und WARD (1982, 1984) sowie von HÜSER (1977) aus dem Gebiet zwischen Gaub, Ubib und Tsondab. Der gegenwärtige Stand der Forschung beruht im wesentlichen auf diesen Arbeiten sowie dem vielfach publizierten und zitierten Werk von WARD (1982, 1984, 1987a/b, 1988a/b, 1989), WARD & VON BRUNN (1985) und WARD & CORBETT (1990).

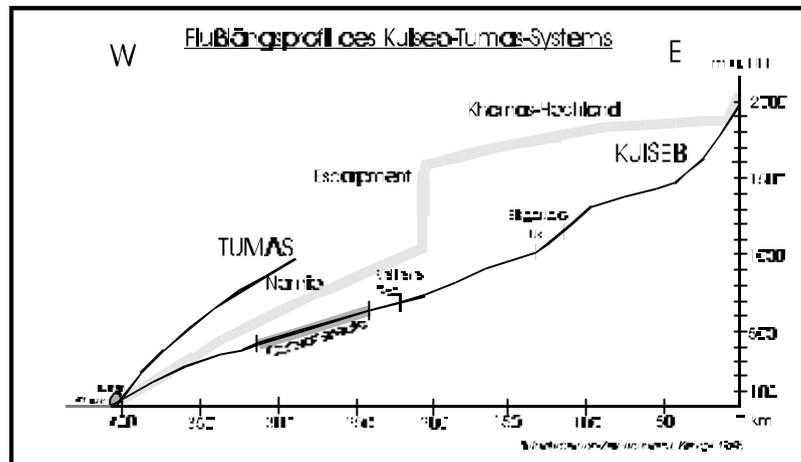
Der Kuiseb tritt nach einer Gefällsverteilung im Längsprofil (Abb. 96) bei Us aus dem dort stark zerschnittenen Hochland (Kap. 4.3) in die Dreiecksbucht von Us-Chaibis auf das Vorlandniveau aus. Er folgt hier bis Klein Chausib der bereits im Spätproterozoikum angelegten Störzone, entlang welcher die (jüngere) Kuiseb-Formation über das Hangende der (älteren) Vaalgras-Untergruppe überschoben wurde. Sowohl die flächenhafte Dreiecksbucht, als auch das Kuiseb-Tal sind an das Vorkommen der dort stark tektonisch belasteten, zerrütteten Gesteine (Schiefer, Quarzite, Marmore, Chuos-Mixtite) angelehnt. Eine vergleichbare Großform existiert beim Hochlandsaustritt des Gaub in der Dreiecksbucht von Mount Barry. Diese ist ebenfalls in den stark zerrütteten, teilweise mylonitisierten Gesteinen der sog. Areb-Scher-zone angelegt, wo die frühmokolische Kratonbasis

¹ Nach Durchsicht sämtlicher verfügbarer Feldbuchaufzeichnungen, Vortragsmanuskripte, Publikationsentwürfe und Forschungsberichte muß zweifelsfrei festgestellt werden, daß die häufig zitierte, über 10 Jahre nach dem Tod H. KORNs als KORN & MARTIN (1957) publizierte Auffassung nicht den Erkenntnissen des erstgenannten Autors entspricht, sondern in vielen Punkten von o. g. Aufzeichnungen erheblich abweicht. Dies mag in der Überarbeitung durch MARTIN und den wissenschaftlichen Fortschritt teilweise begründet sein. Da aber die umfangreichen Aufnahmen vom mittleren Kuiseb auch in den Publikationen kaum berücksichtigt wurden (am ehesten noch bei MARTIN 1950), scheint die Berücksichtigung der objektiven Befunde in vorliegender Arbeit angebracht.

² abgesehen von den o. g. unpublizierten Arbeiten von KORN

mit Paragneisen und Metasedimentiten der Mooirivier-Formation (> 1,8 Mrd. Jahre alt) vermutlich im Zuge der panafrikanischen Damara-Orogenese gegen die wenig jüngeren Metasedimentite der Gaub-Valley-Formation (v. a. Quarzite und Schiefer der oberen Rehoboth-Sequenz, ca. 1,6 Mrd. Jahre alt) obduziert wurde. Der Gaubverlauf lehnt sich hier an die mylonitisierten Gesteinsvorkommen an.

Abbildung 96: Flußlängsprofil von Kuiseb und Tumas (vgl. STENGEL 1966). Erkennbar ist der deutliche Knick beim Austritt aus dem Hochland. Infolge der Längs- und Querwölbung der Namib-Fläche verläuft der autochthone Tumas mit steilerer und konvexerer Gefällskurve als der ausgeglichene allochthone Kuiseb.



Nördlich und südlich dieser Zerrüttungsbereiche, entlang derer das Namib-Niveau gegen die Stufe vorgedrungen ist, hat sich eine besonders stark reliefierte, vergleichsweise breite, wild zerklüftete Randstufen-Zerschneidungszone gebildet. Die kurzen, steilen, obsequenten Stufenriviere zum Kuiseb und Gaub zeigen dabei ein weitgehend ausgeglichenes Längsprofil. Westliche Auslieger des Randstufen-Niveaus, z. B. Chausib-, Kos-, Tantus- und Horosibberge, sind durch Flächenstreifen und intramontane Becken aufgelöst und nachfolgend zerschnitten. Viele der Kuiseb-Nebenriviere verlaufen innerhalb der Ausliegerketten epigenetisch. So erreicht z. B. der Djab bereits bei Habusib (Westgrenze der Farm Djab) das Namib-Niveau, folgt diesem aber nicht nach Südwesten, sondern durchschneidet die ca. 350 m höhere Ausliegerkette und das darin eingebettete intramontane Becken von Kos nach Nordwesten, ehe er die Chausib-Dreiecksbucht erreicht und an der Westgrenze von Farm Bonna in den Kuiseb mündet (s. Karte 27, S. 395). Äquivalenten Verlauf zeigen die Riviere auf den Farmen Chausib und Berghof (Chausib-, Sphinx- und Kudurivier).

Auf Farm Schlesien mündet der Kuiseb von der Dreiecksbucht aus Osten kommend in die Escarpment-Subsequenzfurche, wobei er nach Süden in eine randstufenparallele Laufrichtung umknickt (Goagos-Knick). Dabei nimmt er die ebenfalls subsequent aus Norden zuströmenden Riviere des Kraaiport-Nausgomab-Systems auf (Goagos-, Emeritus-, Springbok-, Gaitsuchab-, Donkersan-, Kraaiport- und Nausgomab-Rivier). Das Catchment der letztgenannten reicht nach Norden bis auf den Flächenpaß von Donkerhoek-Komuanab, der Wasserscheide zum Swakop (Karte 24). Die Subsequenzfurche ist in ihrem mittleren Bereich durchweg als ca. 100 m in das Namib-Niveau eingetieftes Breittal ausgeprägt (Abb. 97).

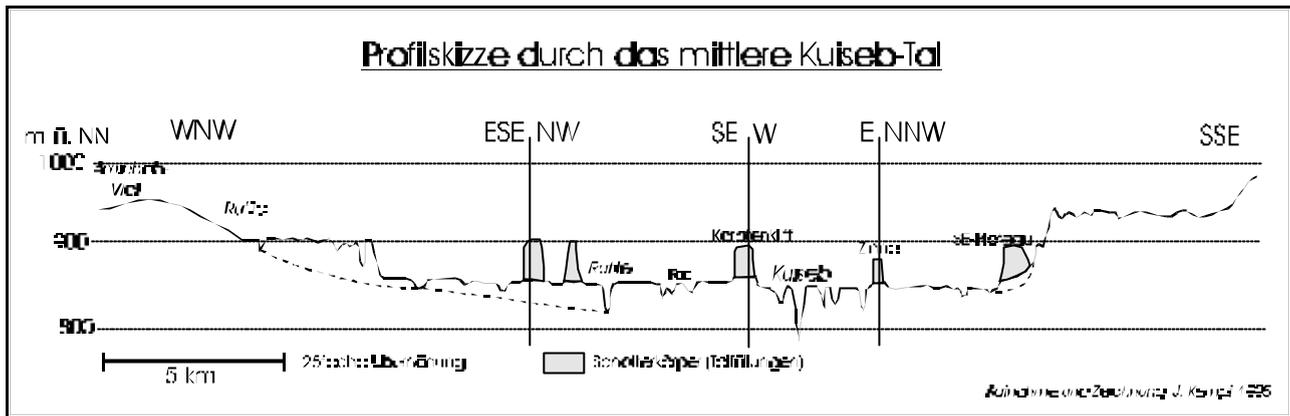


Abbildung 97: Profilskizze der Randstufen-Subsequenzfurche im mittleren Kuiseb-Tal. Dargestellt ist ein altangelegtes Breittal, das durch in Terrassen aufgelöste Schotterkörper verfüllt und später teilweise exhumiert wurde. Dabei wurde der alte Talboden wieder freigelegt und tief zerschnitten. Die größeren Nebenriviere, wie Goagos, Emeritus oder Rutila, zeigen ein ausgeglichenes Längsprofil. Kurze Seitenriviere, die lediglich die Hänge der größeren zergliedern, sind dagegen deutlich gestuft (Gramadullas).

Sowohl nach Norden, wie auch nach Süden nimmt diese Eintiefung etwas ab. Die Flächen östlich dieser Subsequenzfurche sind im Sinne von BÜDEL (1981: 161) als ausgeprägte Lateralpedimente ansprechbar. Abb. 99 zeigt einen im Detail aufgenommenen Profilschnitt vom Kuisebtal über diese Lateralpedimente (Berghofffläche) zur Randstufe (vgl. Foto 4, S. 419). Nördlich des Goagos-Knicks laufen wieder die bereits beschriebenen (s. Tumas) Streckhänge auf das Breittal zu (Abb. 98).

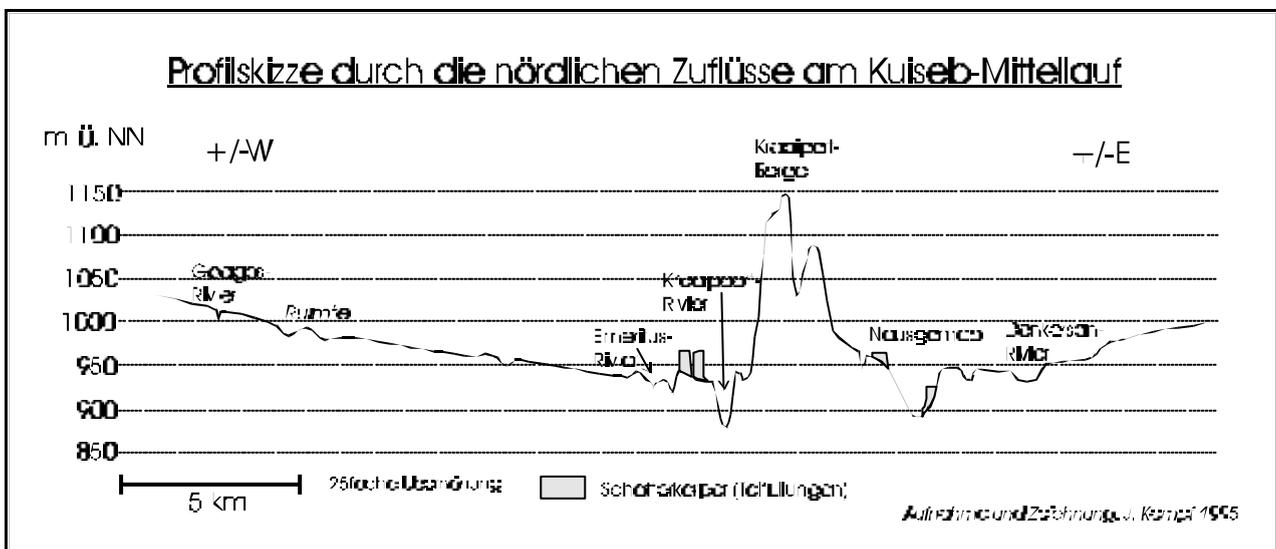
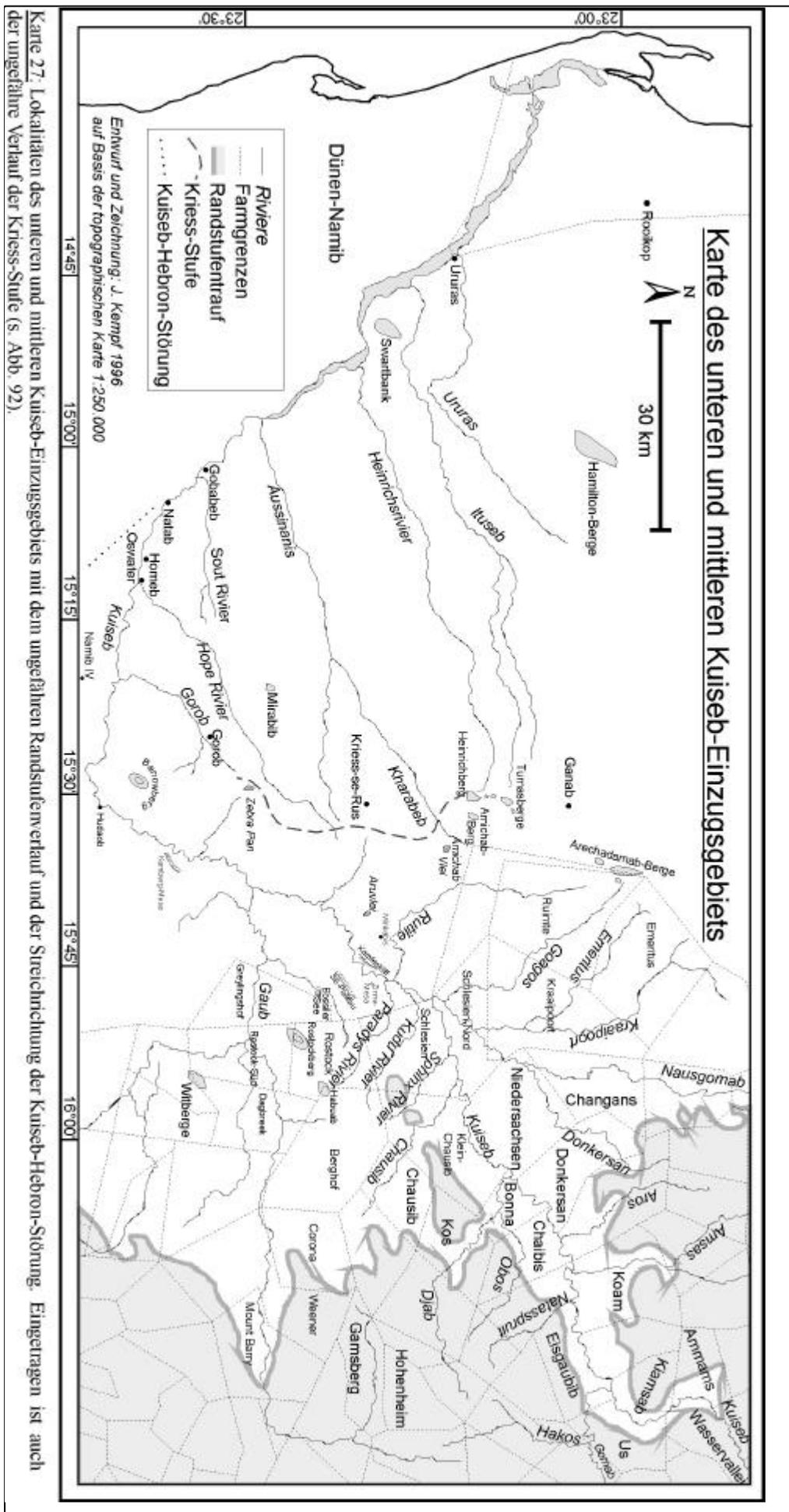


Abbildung 98: Profilskizze der Randstufen-Subsequenzfurche im Bereich der nördlichen Zuflüsse zum mittleren Kuiseb. Ähnlich wie weiter südlich sind auch hier Schotterkörper ehemaliger weit verbreiteter Talfüllungen als Hochterrassen erhalten. Die Herkunft der grobklastischen Materialien muß hier im Norden, nahe der Wasserscheide zum Swakop am Donkerhoek-Flächenpaß gesehen werden, da insbesondere das Kraaiport-Rivier keinen Anschluß an die Khomas-Randstufe, sondern lediglich zu den Kraaiport-Nausgomab-Bergen haben kann. Dies deutet auf ehemals erheblich feuchtere Verhältnisse im Bereich der Ost-Namib hin, da keine allochthone Steuerung der Schotterschüttung vorliegen kann. Im Westen geht das Profil über die langen Streckhänge von Ruimte und Emeritus in die fast horizontale Dachfläche der Kriess-Stufe über (Abb. 92, S. 375). Die Streckhänge sind dabei stark mit kurzen Tälern zerschnitten, die den Saprolit der Wasserscheidenfläche anfahren.



Im Bereich der Subsequenzfurche und der östlich anschließenden Dreiecksbuchten sind alle Flächenniveaus sowie die Streckhänge mehrgliedrig sehr stark zerschnitten (Gramadullas) und teilweise wiederverfüllt, so daß sich die Stellung der einzelnen Flächengenerationen und Talformen zueinander nicht einfach ermitteln läßt. Dies gilt insbesondere, da während des Verlaufs der entsprechenden mittel- bis spätkänozoischen Milieusukzession, nach den Erkenntnissen aus den benachbarten Catchments, von tektonischer Beeinflussung ausgegangen werden muß. Weil die Subsequenzfurche zudem sowohl autochthone Riviere des Vorlands und der Randstufe, als auch das allochthone, weit verzweigte Hochlandssystem von Kuiseb-Gaub bündelt, ist die genetische Deutung des Schachtelreliefs zusätzlich erschwert. Jede Aufnahme muß sich daher auf ein breites Spektrum von Formelementen stützen, die nur übergreifend und in Zusammenhang mit den flächenhaften Informationen von Kap. 4.2.1 verknüpft werden können. Dabei bildet die Phasensukzession der anderen Flußhistorien ein Hilfsmittel, ebenso wie die objektiven Aufnahmebefunde der anderen (o. g.) Autoren. Das breite Spektrum bietet aber in Konsequenz auch die besten Möglichkeiten hinsichtlich einer möglichst genauen und fundierten Relieffanalyse. So gilt das mittlere Kuiseb-Catchment zwischen Farm Niedersachsen und Gobabeb als bedeutendste Typregion für die känozoische Relieffgenese in Zentral-Namibia - wahrscheinlich sogar in ganz Namibia nördlich von 25°S. Neben den Abtragungsformen sind auch Akkumulationsformen als Terrassengalerien erhalten, die unten erfaßt und erläutert werden. Der bis dorthin ungefähr parallel zu den östlichsten Stufenausliegern in subsequenter Richtung (mit leichtem westlichem Gefällsvektor) verlaufende Kuiseb, orientiert sich östlich von Hudaob in eine, der Namib-Abdachung folgende, küstensenkrechte Fließrichtung (Hudaob-Knick), welche er bis zur Oase Natab (ca. 8 km südöstlich von Gobabeb) beibehält (Karte 27). SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 113-120) erkannten hier ebenfalls eine tektonisch bedingte Flußumlenkung. Dies wird durch Beobachtungen von WARD (1987: 59) bestätigt, wonach sich kalkverbackene Kuisebgerölle noch unter dem Namib-Erg zwischen Kuiseb- und Tsondab-Tal finden. Die Umlenkung erscheint demnach zumindest vor der letzten tiefen Einschneidung erfolgt zu sein. Es ist aber nicht bekannt, ob sich - abgesehen von einem breiten, verfüllten Spülmuldental - andere Talformen unter dem Erg südlich von Hudaob fortsetzen. Das Areal konnte nicht begangen werden.

Eine zeitliche Parallelisierung mit der Kappung des Proto-Tumas (s. o.) ist aufgrund der offensichtlichen Gemeinsamkeiten im Richtungsverlauf (westlicher Gefällsvektor wird dominant) und der identischen Morphoposition der Cañon-Strecken jedoch anzunehmen. Eine Gesteinsbedingtheit des Verlaufs konnte wie beim Swakop nicht festgestellt werden. Der Einschnitt des Kuiseb ist fast aus-

schließlich innerhalb der Kuiseb-Formation angelegt (ganz überwiegend Schiefer, seltener Marmor). Südwestlich von Homeb quert er die Amphibolite des Matchless-Members (Kap. 7).

Westlich von Natab erfolgte eine weitere Richtungsveränderung nach Nordwesten (Natab-Knick). Diese entspricht offenbar der Streichrichtung einer jungkänozoischen Verwerfung, der sog. Kuiseb-Hebron-Störung. Sie zieht sich vom Kuiseb bei Natab unter der Dünen-Namib hindurch nach Südosten bis zu den Farmen Oorwinning und Hebron und von dort an durchs Becken von Hammerstein auf das Schwarzrand-Plateau. Da durch diese dort frisch wirkende Störung auf Farm Hebron noch die hangenden Konglomerate des dortigen Tsauchab-Schwemmfächers disloziert wurden, ist anzunehmen, daß die tektonische Aktivität bis weit ins Quartär hinein vorhanden war. Andererseits wird sie aber im Erg selbst durch stabile Altdünen verhüllt. Ein Ursprung im Endtertiär ist möglich. Die vermuteten Auswirkungen der Kuiseb-Hebron-Störung auf die Kuiseb-Fließrichtung wird durch die Tatsache gestützt, daß auch der Tsondab kurz vor Eintritt in seine Endpfanne die Richtung nach Nordwesten ändert und somit an die Verwerfung angelehnt ist. Das langgestreckte Tsondab-Vlei verläuft ebenfalls exakt in der betreffenden Südost-Nordwest-Streichrichtung. Es ist nicht auszuschließen, daß die tektonische Aktivität selbst zu der „Tsondabisierung“ (s. S. 88) des Tsondab beigetragen hat, indem die laufverkürzenden Auswirkungen eines Milieuwechsels verstärkt wurden. Auffällig ist, daß diese Streichrichtung relativ genau senkrecht zum sog. Okahandja-Lineament steht und damit einer Querwölbungsachse des Khomas-Blocks (Kuiseb-Schiefer) entspricht. In nordwestlicher Verlängerung zeigt die Kuiseb-Hebron-Störung genau zur Walvis Bay, der Mündung des Kuiseb in den Hauptvorfluter.

Durch die Laufveränderungen ist die Länge des Kuiseb vom Goagos-Knick durch die Subsequenzfurche mit Hudaob- und Natas-Knick um über 1/3 erhöht (ca. 190 km ohne Mäander) gegenüber einem Verlauf über die Namib-Abdachung (ca. 140 km). Ähnlich wie an Swakop und Tumas dürfte die küstensenkrechte Hebungsachse (Khomas-Impuls) in Verbindung mit der küstenparallelen Querwölbung mit ursächlich für die spezielle Ausprägung des Flußsystems gesehen werden.

Über den Zeitraum der Anlage von Escarpment und Subsequenzfurche liegen keine gesicherten Erkenntnisse vor. FAUPEL (1974) und MARTIN (1975: 40) erwähnten ein wenige Ar bis Hektar großes Vorkommen von (marin-glazigenen?) Dwyka-Tilliten¹ auf Farm Komuanab (Donkerhoek-

¹ Das Vorkommen ist als Dwyka-Ablagerung auf der geol. Karte 1:1 Mill. (GEOLOGICAL SURVEY 1980) verzeichnet, jedoch nicht auf den zugehörigen provisorischen Blaupausen 1:250.000. Auch die geol. Karte des Damara-Orogens (1988) 1:500.000 verzeichnet hier keine jüngeren Ablagerungen als die der proterozoischen Kuiseb-Formation (Damara). Es ist fraglich, ob es sich tatsächlich um einen Karoo-Tillit der Dwyka-Formation handelt. Schon GEVERS (1934b: 250), der in [weiter nächste Seite] dem betreffenden Areal umfangreiche geologische Aufnahmen durchgeführt hat, stellte fest, daß nördlich des

Flächenpaß; 22°44'S; 15°54'E). MARTIN (1975) schloß daraus auf eine glazigene Anlage des Nausgomab-Tals im Paläozoikum (untere Karoo; Perm-Karbon). Auch SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 115) vermuteten unter Hinweis auf dieses Vorkommen auf eine sehr frühe (nämlich gondwanazeitliche) Talbildung - allerdings bezogen auf den Swakop. Tatsächlich kann aber eine gleichzeitige glazigene Entwicklung beider Täler, des \pm E-W verlaufenden Swakop und der \pm N-S verlaufenden Nausgomab ausgeschlossen werden. Der vermeintliche Tillit liegt nach der geologischen Karten 1:1 Mill. direkt auf der Wasserscheide mehrerer Abflußrichtungen, also dem Hochpunkt des Donkerhoek-Komuanab-Flächenpasses. Sie ist unzerschnittenes Ursprungsgebiet des Nausgomab (Flächenstreifen nach Süden), des Witwaterrivier/Tsaobis (Rumpffläche und Streckhang nach Norden) und des Onanis (Donkerhoek-Flächenpaß zur Namib nach Südwesten). Zusätzlich mündet aus Osten der Moria-Flächenstreifen (Abb. 51, S. 247), der auf einige Kilometer die Wasserscheide Kuiseb-Swakop-System nachzeichnet.

Aufgrund dieser Morphoposition am Hochpunkt ist es kaum möglich, allein unter Berücksichtigung des geringen Tillitvorkommens auf eine karbonzeitliche glazigene Talentwicklung von über 100 km langen Großtälern im Zentrum des Gondwana-Kontinents zu schließen. Mit dem gleichen Argument könnte auch der Moria-Flächenstreifen und in seiner westlichen Verlängerung der Donkerhoek-Flächenpaß als Glazialtal gesehen werden. Die eigenen Begehungen der Region Komuanab-Donkerhoek-Moria-Tsaobis unter dem Themenaspekt „mögliche permokarbone Glazialtäler“, erbrachten keinen Befund. Die größte Wahrscheinlichkeit des Zutreffens protoglazigener Formung im Vergleich aller, vom Komuanab-Hochpunkt ausgehenden Flächen- und Talformen, muß dem Moria-Flächenstreifen zugesprochen werden. Dieser mündet in seiner östlichen Verlängerung, also dem Herkunftsgebiet auf den Farmen Garums und Tsammams in zwei breite Täler, die in ihrer Grundform Anklänge an U-förmige Querschnitte erahnen lassen. Als konkreter Nachweis kann diese Spekulation aber kaum dienen.

Sollte es sich tatsächlich um Dwyka-Tillite handeln (was nicht generell unwahrscheinlich ist), so waren sie selbst und auch die zugehörigen Talformen durch Sedimentite und Vulkanite der oberen Karoo (Etjo, Etendeka), die z. B. nördlich am Sargdeckel- und Jungfrauberg (südl. Karibib) sowie

Khomas-Blocks keine Dwyka-Tillite zu finden waren (vgl. auch GEVERS 1963: 230ff), was allerdings von MARTIN (1968) für das Kaokoveld widerlegt wurde. Weder das SACS (1980: 542f+561), noch die geol. Erläuterungen zum entsprechenden Kartenblatt von SCHREIBER (1996: 35f) erwähnen solche Ablagerungen auf Komuanab. Möglicherweise handelt es sich bei dem von FAUPEL (1974) und MARTIN (1975) erwähnten Relikt um einen Mixtit der Chuos-Formation, der ebenfalls häufig als (allerdings metamorpher?) Tillit interpretiert wird (z. B. GEVERS 1931, SMITH 1965: 25, MARTIN 1965, DOWNING 1983: 40). Solche Gesteine stehen in der Nähe von Komuanab, z. B. der Rabenrücken-Antikline des Rooikuisieb-Tsaobis-Gebiets häufig an.

südlich am Gamsberg anstehen, überdeckt und wurden erst durch die jüngste Tieferlegungsphase exhumiert (vgl. RUST 1970). Träfe Martins (1975) Gondwana-Hypothese hinsichtlich des Nausgomab-Tals zu, so wäre das zweifellos post-gondwanazeitliche Escarpment zwischen Moria und Donkersan an die orographisch linke Talflanke des exhumierten, karbonzeitlichen Glazialtals angelehnt. Die Auslieger-Inselbergkette der Kraaipoot-Berge würde dann die rechte Talflanke repräsentieren. Da die Exhumierung im flächenbildenden Milieu vorgegangen sein muß (s. Tiefenverwitterung und Böden auf Komuanab, Abb. 57, S. 255 und Punkt Nr. 8, S. 253) und auf dem Donkerhoek-Komuanab-Flächenpaß sowie den angrenzenden Flächenstreifen alle anstehenden Gesteine (Schiefer und Granite) saprolitisiert und gekappt wurden (Alteritprofile nach RUST 1970), ist anzunehmen, daß ein evtl. ehemals existentes, verfülltes, gondwanazeitliches Glazialtalrelief keinen großen Einfluß auf die Entwicklung des Großreliefs in Zentral-Namibia bis zum mittleren oder späten Känozoikum ausgeübt hat. Außerdem ist davon auszugehen, daß die durch das Zerschneiden Gondwanas und die Post-Gondwana-Tektonik gravierend veränderten Vorflutverhältnisse mit der sukzessiven Entwicklung der Namib-Abdachung für die Reliefgenese erheblich bedeutsamer gewesen sein muß, als die durch Sedimente und Flutbasalte versiegelten Proto-Talformen. Auch WARD (1987: 7) hält den Bezug des Nausgomab-Tals zu einer eventuellen Prä-Karoo-Erosionsoberfläche für Spekulation. Eine Exhumierung der alten Talformen müßte in diesem Zusammenhang als großer Zufall angesehen werden.

Auf Basis der Annahme, bei der Namib-Fläche handele es sich um die als oberkretazisch/paläozän erachtete *Namib Unconformity Surface* (NUS), haben WARD & CORBETT (1990: 20) das in Abb. 70 gezeigte LM-C-Modell entwickelt (S. 327). Über der NUS sollen die Sedimente einer Proto-Namib-Wüstenphase liegen, nämlich die 6 in Tab. 22 genannten Faziestypen des Tsondab-Sandsteins (Kap. 4.2.1.9). Von diesen sollen nach WARD (1987: 10-14+59) drei Elemente (Fazies A, E und F: Basal-Konglomerat, fluvialer Arenit, Pfannenablagerungen) innerhalb der so bezeichneten Kuisebtal-Depression („*proto-Kuiseb bedrock depression*“) vorkommen. Alle 6 Faziestypen werden von WARD (1987, 1988) und WARD & CORBETT (1990) in den gleichen Zeitraum eingestuft (Paläozän bis Oligozän oder Frühmiozän) und als *Tsondab Sandstone Formation* (TSF) bezeichnet (Kap. 4.2.1.9). Wie in Kap. 4.2.1.9 erläutert, ist eine solche Einstufung aller roten Sandsteine unwahrscheinlich. Die TSF, an deren Typlokalität nördlich des Tsondab-Vleis nach BESLER & MARKER (1979) vorwiegend kreuzgeschichtete äolische Faziestypen die Aufschlüsse prägen, wird von WARD (1987) in ihrer Gesamtheit als Schlüsselsediment für die Postulierung einer paläogenen Proto-Namib gesehen. Dadurch wird auch für die mit Fazies E der TSF verfüllten Rand-

stufen-Subsequenzfurche ein prä-paläogenes Alter impliziert - ähnlich wie es WILKINSON (1988a, 1990) für den Proto-Tumas-Cañon angenommen hat.

Den eigenen Analysen von Kap. 4.2.1.9 sowie den Argumenten von RUST (1996) und den Fossilienfunden von PICKFORD et al. (1995) zufolge, konnte ein paläogenes Alter der Sandsteine mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden. In Konsequenz wurde ein Zutreffen der LM-C-Hypothese für geringwahrscheinlich gehalten. Im Modell von WARD & CORBETT (1990: 33) folgt auf die Proto-Namib-Wüstenphase ab dem Früh-Miozän die sog. „Karpfenkliff-Fluvialphase“, für die „mesisches, vielleicht semiarides Klima“ angenommen wurde. Während dieser Phase sollen die, vermutlich vorher verfestigten Proto-Namib-Dünen topfeben fluvial gekappt und anschließend von mächtigen Schotterablagerungen (Klasten-Ø bis 1,20 m, sehr gut gerundet) vom Hochland her (Kuiseb, Gaub) überdeckt worden sein¹. In einer anschließenden endmiozänen Bodenbildungsphase sollen sich bis zu 5 m mächtige Deckelkalkkrusten in (autochthon) semiaridem Klima (YAALON & WARD 1982: 350-450 mm Durchschnittsniederschlag jährlich) entwickelt haben (Kamberg-Calcrete), ehe mit dem Pliozän die gegenwärtige Wüstenphase einsetzte. Dabei seien die Ablagerungen mit TSF, Karpfenkliff-Konglomeraten und Kamberg-Calcrete infolge einer Hebung zerschnitten und weitgehend ausgeräumt worden.

4.2.2.2 Vorlandsedimente und Reliefgenerationen der Referenzregion mittlerer Kuiseb

Bei der Betrachtung der känozoischen Reliefgenerationen am mittleren Kuiseb gliedert WARD (1987: 7-10) den Formenschatz in vier strukturelle Grundeinheiten, nämlich:

1. die *Namib Unconformity Surface* (NUS)
2. die Sedimentite, welche auf der NUS abgelagert wurden („*pre-incision deposits*“)
3. das tief eingeschnittene Tal
4. die Sedimentite, welche nach der Einschneidung im Tal abgelagert wurden („*post-incision deposits*“).

Anschließend sei es noch zu mehrmaliger (zyklischer?) Ausräumung von Punkt 4. in den Tälern (v. a. im Kuiseb-Tal) gekommen. Unter Punkt 2. verzeichnet WARD (1987: 10) vom Liegenden zum Hangenden (1) die *Tsondab Sandstone Formation* (s.o.), (2) die *Karpfenkliff Conglomerate*

¹ Im heutigen semiariden Hochlandsklima werden allerdings weder solche Klasten bereitgestellt, noch in dieser Größe transportiert, so daß anzunehmen ist, daß sich das Milieu der Schüttungsphase der Schotter erheblich vom heutigen unterschieden hat (vgl. auch Kap. 3.5). Aus diesen Gründen heißt es auch bei WARD & CORBETT (1990: 24): „*The change from an arid climate prevalent during much of the Palaeogene to mesic, semiarid conditions during the Early to Middle Miocene is not as yet fully understood.*“

Formation, (3) die *Rooikop Gravels* mit unsicherer stratigraphischer Position und (4) die *Kamberg Calcrete Formation*. Als Post-incision deposits (Punkt 4.) werden bei WARD (1987: 7) genannt (ebenfalls von alt nach jung): (1) die *Oswater Conglomerate Formation*, (2) die *Hudaob Tufa Formation*, (3) die *Homeb Silt Formation*, (4) die *Awa-gamteb muds*, (5) die *Gobabeb Gravel Formation* und (6) das Kuiseb-Alluvium. Zeitlich parallel, aber außerhalb der Talformen werden noch die (7) *Sossus Sand Formation* (Dünensande der Namib) mit (8) dem *Khommabes Carbonate Member* (Pfannenablagerungen) genannt.

Die Reliefbasis

Zusätzlich zu den stratigraphischen Elementen der känozoischen Reliefgeschichte verzeichnet WARD (1987: 38) in Anlehnung an OLLIER (1977: 207) drei große Diskordanzen, nämlich:

1. die NUS am Kreide-Tertiär-Wechsel
2. die Tsondab-Planationsfläche (TPS nach OLLIER 1977: 208f) im Früh- bis Mittel-Miozän
3. die tiefe Taleinschneidung von Kuiseb und seinen Nebenflüssen infolge einer (mittel-?) pliozänen epirogenen Hebung (Fremdsteuerung vom Hochland her).

Weitere (pleistozäne) Diskordanzen ergeben sich durch die wiederholte Ausräumung und Wiederverfüllung der Täler. In Verbindung mit der sedimentstratigraphischen Untergliederung (s. u.) wird daraus der im LM-C-Modell (Abb. 70, S. 326) skizzierte Ablauf konstruiert. Die eigenen Analysen des Reliefs der zentralen Namib und der Flußhistorien ergaben ebenfalls drei große känozoische Denudations- oder Erosionsphasen (Diskordanzen), nämlich die Haupttrumpffläche, die Post-HR-1-Fläche und den Taleinschnitt - allerdings in einer anderen chronologischen Einstufung. In Anlehnung an SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 118f) und SPÖNEMANN (1989: 147, 1995: 479) wird das Stockwerk der weit verbreiteten Haupt-rumpffläche (HR) ins Eozän bis Mittel-Miozän eingestuft, das in bestimmten Morphopositionen auftretende Stockwerk der Post-HR-1-Fläche ins Pliozän und das Post-HR-2-Stockwerk (Taleinschnitt) ins Quartär. Übereinstimmung besteht im denudativen Charakter der beiden älteren Stockwerke (HR, Post-HR-1) und im (linear-) erosiven Charakter des jüngeren Stockwerks (Post-HR-2). Diese Grundstruktur wurde durch SPÖNEMANN (1997: 47-54) im Südwest-Kapland (Südafrika) sowie durch BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997) im Kaokoveld bestätigt und findet sich nach SPÖNEMANN (1999: 36) auch in den korrelaten Schelfsedimenten wieder.

Unter Berücksichtigung der tektonischen Abläufe, denen in offenbar allen Flußhistorien formsteuernde Wirkungen nicht abzuspüren sind, muß innerhalb eines klimageomorphologischen Ansatzes

davon ausgegangen werden, daß die terminalen Ausprägungen der Reliefstockwerke diskrete Milieuwechsel repräsentieren. Angenommen wurde auf Basis der Formanalysen:

1. ein Wechsel von flächenbildendem Milieu mit Tiefenverwitterung zu Flächenzerschneidung förderndem Milieu, der zur Fossilierung der Hauptrumpffläche geführt hat
2. ein Wechsel, der unter durch die Flächenzerschneidung veränderten Vorflutbedingungen die Wiederaufnahme der Flächentieferlegung und Ausbildung der Post-HR-1-Flächen bedingte
3. ein Milieuwechsel, welcher die flächenhafte Tiefenverwitterung (bisher) endgültig beendet und damit sowohl die Fossilierung der Post-HR-1-Fläche, der HR-Flächenreste als auch die sukzessive Einschneidung induziert hat.

Die beiden fossilen Flächen liegen morphologisch unterhalb der vereinzelt, durch starke Silifizierung gekennzeichneten, oberkretazischen Prä-HR-1-Fläche (z. B. Gamsberg-Deckel). Diese Stockwerke können in weiten Teilen Namibias außerhalb der durch eine Akkordanzfläche „versiegelten“ Kalahari beobachtet werden. Das Modell von OLLIER (1977: 212) und WARD (1987: 38) impliziert für die Region des mittleren Kuiseb jedoch einen anderen Ablauf. Dort (und nur dort) soll die jüngere Fläche (TPS) angeblich über dem Stockwerk der älteren (NUS) liegen, was eine zwischenzeitliche Akkumulationsphase voraussetzen würde (Tsondab-Sandstein, Kap. 4.2.1.9). Andererseits konnte anhand der eigenen Aufnahmen bei Dieprivier gezeigt werden, daß dort eine nicht-tektonische Achterstufe im Tsondab-Sandstein von einer Rumpffläche vorgelagert wird (Abb. 71, S. 330), die sich ihrerseits zum Escarpmentfuß zieht, von Calcrete versiegelt wurde und mäßig zerschnitten ist. Damit liegt dort eine Flächengeneration vor, die genetisch jünger als die TPS ist, also im strengen Sinn eine Post-HR-2-Fläche. Da aber das Post-HR-2-Stockwerk bei SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) der Boden des Kuiseb-Tals entspricht und nicht die Vorlandfläche, ergibt sich eine kaum überbrückbare Diskrepanz (vgl. Kap. 4.2.1.9). Auch ein exhumiertes älteres Stockwerk, etwa die HR, kann nicht vorliegen, da im Randstufenbereich auch der Tsondab-Sandstein zusammen mit dem liegenden Damara oder Kristallin geschnitten wird. Stattdessen liegt es nahe, den in Kap. 4.2.1.9 gemachten Ausführungen und den Argumenten von RUST (1996) zu folgen und die TPS mit der NUS gleichzusetzen. Damit entspräche die Rumpffläche des Tsondab-Sandsteins der HR und die Vorlandfläche zwischen Achterstufe und Escarpment der Post-HR-1-Fläche. Auch wäre der gleiche Stockwerkbau, wie an der Kriess-Stufe gegeben. Es erscheint daher sinnvoll, den Tsondab-Sandstein aus WARDs (1987: 10) Liste der „*pre-incision deposits*“ zu streichen und ihn als Ausgangsgestein der NUS, ähnlich den Damara-Metasedimentiten und -Intrusiva zu betrachten.

Daraus ergibt sich ein weiteres stratigraphisches Problem, das in Kap. 4.2.1.9 und 4.2.2.1 bereits kurz angedeutet wurde: es soll nämlich Vorkommen des Tsondab-Sandsteins auch im ehemaligen Proto-Kuiseb-Breittal (WARDs 1987: 12 „*proto-Kuiseb bedrock depression*“) geben, wo sie nach WARD (1987: 59) im Liegenden zu den sog. Karpfenkliff-Konglomeraten (s. o. und Kap. 4.2.2.1) den ältesten Teil der ehemaligen Talfüllung bilden. Tatsächlich liegt aber das Kuiseb-Tal mit seinen Terrassen, an denen der Tsondab-Sandstein auftreten soll, bis über 40 km nördlich von den nördlichsten Stellen, an denen (Tsondab-) Äolianite auftreten. Würde es sich bei den Talfüllungen um Tsondab-Sandsteine handeln, so müßte zwingend ein ehemaliges Äolianit-Vorkommen im Kuiseb-Einzugsgebiet oberhalb des Goagos-Knicks postuliert werden. Bei den eigenen Begehungen wurden keine Reste solcher Vorkommen entdeckt - alle potentiellen Äolianit-Vorkommen nördlich der „Tsondab-Sandsteinplatte“ unter der Dünen-Namib, also nördlich von ca. 23°35'S sind anscheinend vollständig abgetragen. So tritt die äolische Fazies D (s. S. 321) ausschließlich südlich des Kuiseb und westlich des Hudaob-Knicks auf. Die am äußersten nördlichen Limit ihrer Verbreitungsgrenze angesiedelte Typlokalität von Fazies C (eigentlicher Tsondab-Sandstein-Äolianit; Kamberg-Mesa, ca. 23° 33'30"S; Karte 27) enthält wenige Strukturen, die auf Paläodünen schließen lassen. HÜSER (1976: 90) erwähnt einen vergleichbaren Äolianit-Rest weiter östlich - bei 23°35' 09"S, 15°51'35"E auf Farm Kromhoek, der von einer konglomeratischen Kalkkruste bedeckt ist (Abb. 101) und als Relikt-Mesa der Vorlandfläche aufsitzt. Im Vergleich zu diesem Inselberg zeigen die Kalkkrusten-Mesas in gleicher Morphoposition (Vorlandfläche) auf Farm Berghof (Abb. 99, Foto 4, S. 419) jedoch anscheinend nur verfestigte Fluvialsande mit gut ausgeprägter Bodenbildung (Schluffe, Tone, verkalkte Wurzelröhren) im Liegenden zur Deckelkalkkruste (dort sehr grobe, sehr gut gerundete Schotterkonglomerate und schluffig-tonige Lamellenkrusten mit konservierten Trockenrissen). Allerdings sind an den Berghof-Mesas die unteren Bereiche rundum von jüngeren Schuttkegeln verhüllt, so daß neben dem Calcrete nur die hangenden fluvialen Arenite aufgeschlossen sind. Aufgrund der vorgefundenen Indizien, nämlich (1) keine känozoischen Äolianite im Bereich von Randstufe und Subsequenzfurche nördlich von 23°35'S, (2) den differierenden Morphopositionen von äolischem (Flächenlage) und fluvialem (Breittalfüllung) Arenit und (3) Bodenbildung nur auf horizontal stratifizierten Substraten, muß eine genetische Trennung zwischen den Areniten mit äolischer Fazies C und D und der fluvialen Fazies E (s. S. 321) vollzogen werden. Es ist möglich, daß Fazies E einer genetisch erheblich jüngeren Umlagerungsfazies entspricht als alle Äolianite des Tsondab-Sandsteins, für welchen ja ein mesozoischer Ursprung angenommen wird. Fazies E im Proto-Kuiseb-Tal ist möglicherweise mit der in Kap. 4.2.1.9 (S. 326) erwähnten Umlagerungsfazies

des Tsondab-Sandsteins parallelisierbar. Deswegen wird hier für die bei WARD (1987: 12) als Fazies E der Tsondab-Sandstein-Formation bezeichneten, im Proto-Kuiseb-Tal zwischen Nausgomab und Gomkaeb vorkommenden, fluvialen Arenite der Arbeitsbegriff „Sandstufe“ eingeführt. Die Sandstufe entspricht als Form einem bestimmten Sedimentationsmilieu und repräsentiert in ihrer Herkunft ein korrelates Abtragungsmilieu im Hinterland der Subsequenzfurche. Sie ist zusammen mit den sie unterlagernden Konglomeraten und Brekzien und mit dem hangenden Karpfenkliff-Konglomerat (s. o.) als *pre-incision deposit* einzustufen.

Seinem konsequenten sedimentstratigraphischen Aufbau folgend, widmet WARD (1987) der Formenanalyse der Reliefbasis kaum Aufmerksamkeit: nach OLLIER (1977: 207) beinhalten die NUS, gleich wie reliefiert, lediglich die Funktion einer Trennfläche von proterozoischen und känozoischen Gesteinen. Deshalb gehört für WARD (1987: 6f) auch das Proto-Kuiseb-Breittal („*proto-Kuiseb valley*“) der Subsequenzfurche („*bedrock depression*“) zur NUS. Weitere Flächenstockwerke werden nicht gesehen - abgesehen von der Tsondab-Planationsfläche. Gleiches gilt für das Talrelief innerhalb des Breittals. Bereits MARKER (1977: 204, 1983: 335) hat auf Stockwerke innerhalb des Kuiseb-Tals und auf verfüllte Talformen hingewiesen, die schon vor den *pre-incision deposits* bestanden haben könnten, also älter als die heutigen Hochterrassen sind. Sie sieht die erste Eintiefung des Proto-Kuiseb-Breittals als Primärereignis fluvialer Formung, das zu „*multiple surfaces*“ geführt hat (MARKER 1983: 344): „*These older valley fills completely filled the original valleys incised into the Namib Formation.*“

Ein weiterer Aspekt der Reliefbasis, das sog. Gramadulla- oder Wüstenschluchtenrelief mit seinen gestuften Seitentälern, wird in der känozoischen Sukzession von WARD (1987) nicht hinreichend berücksichtigt. In der zusammenfassenden chronologischen Tabelle bei WARD (1987: 38) wird nur eine einzige tiefe Einschneidungsphase ins Festgestein - während des Pliozäns - als Folge der Epirogenese genannt. Alle weiteren Ablagerungen und deren partielle Wiederausräumung seien primär allochthon bestimmt und auf das eingeschnittene Tal beschränkt. Auch das Tal fungiert demnach lediglich als Trennfläche der jüngeren stratigraphischen Einheiten (*post-incision*) von den älteren (*pre-incision*). Dabei hatten u. a. RUST & WIENEKE (1974, 1980) sowie RUST (1975, 1989, 1991) darauf hingewiesen, daß die Stufung der Seitentäler in Verbindung mit Klimawechseln zu sehen ist. RUST (1989: 118) leitete aus der klimagenetisch-morphologischen Deutung des Wüstenschluchtenreliefs eine ökomorphodynamische Regelmäßigkeit mit Hiaten in der Talbildung bei ‘pedogenen’ Stabilitätszeiten und Talbildung zu Aktivitätszeiten (autochthon erhöhte Niederschläge) ab. Damit wären im gestuften Gramadulla-Relief zumindest ansatzweise pleistozäne Zyklen zu erkennen. Eine gewisse

Berechtigung hätte WARDS (1987) Ansatz der Nicht-Berücksichtigung der Talformen und die Reduzierung auf den Aspekt der Trennflächen zwischen stratigraphischen Einheiten nur dann, wenn diese Talformen für die Milieuinterpretation unerheblich wären, also eine Außensteuerung vorläge.

Verschiedene solche Deutungen wurden vorgeschlagen. So sind für HEINE (1990: 230) die Gramadulla-Stufen und die *post-incision deposits* auf eustatische Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen. SPÖNEMANN (1989: 149+152) sieht eine rein tektonogene Entstehung als Folge einer küstenparallelen Querwölbung mit klimaunabhängigen Talausweitungsphasen als beginnende Flächenbildung in den Stillstandsphasen¹. Da aber diese „Talbodenflächen“ auf Niveaus des Kuiseb-Tals eingestellt sind oder waren, müssen sie zeitlich mit dessen Einschneidungs- und Auffüllungsphasen korrelieren und deswegen zumindest die unteren Stufen bis weit ins Pleistozän fallen, für das ausgeprägte Hebungsphasen am passiven Kontinentalrand nicht angenommen werden. RUST (1991: 155f) diskutierte beide Deutungen und kam zu Ablehnungen. Da das Gramadulla-Relief in jedem Fall weit oberhalb der Grenze des Litorals relevanter Meeresspiegelstände endet, ist es als nicht eustatisch bestimmt zu verstehen (RUST in BESLER et al. 1994: 148). Eine rein tektonogenetische Deutung kann anhand des Reliefs am mittleren Kuiseb argumentativ nicht nachvollzogen werden, da sie mit dem Bezugssystem Klimageomorphologie (Kap. 2.1) inkompatibel erscheint (vgl. auch RUST 1991: 155). Dies bedeutet nicht, daß tektonische Bewegungen im Sinne von Längs- oder Querwölbungen bei der Genese des Reliefs am mittleren Kuiseb keine Rolle gespielt haben.

Bei der Betrachtung der durch WARD (1987) kaum berücksichtigten Reliefbasis muß schließlich ein letzter wichtiger Punkt Erwähnung finden, der schon im Rahmen der Bestandsaufnahme im interfluvialen Relief (Kap. 4.2.1.7) ausgeführt wurde: die Verwitterung und Bodenbildung. WARD (1987: 6) bezieht sich hinsichtlich des Verwitterungszustandes der Namib-Fläche auf OLLIER (1978: 166), der in Anlehnung an SELBY (1977) von einer völligen Abwesenheit jeglicher Indizien für Tiefenverwitterung ausgeht: „*A very significant feature of the Namib Desert is the absence of deep saprolite, spheroidal weathering, or any other features of sub-surface weathering [...]*“. Diese Aussage ist nicht nur für die Namib-Flächen nicht haltbar, sondern trifft auch für die zentralnamibische Escarpment-Subsequenzfurche und das Proto-Kuiseb-Breitall (Abb. 97) nicht zu. Schon THIENE (1907: 680) berichtete von reinem Kaolinit mit Einsprenglingen von feuersteinähnlicher Kieselsäure, den SCHULZE-JENA (1907) in der Gegend der Prinzenbucht (küstennahe Sperrgebiets-Namib) gefunden hatte. KAISER (1923, 1926 II: 284-294) hatte unter den oberkretaischen Pomona-Silcrete, deren Auflagefläche ja nach OLLIER (1977, 1978) und WARD (1987)

der NUS zeitlich entsprechen soll, sowie in weiten Teilen der Süd-Namib tief durchgreifende Kaolinitprofile entdeckt und beschrieben. KORN & MARTIN (1939: App. E, unpubl.) und KORN (1942: 8, unpubl.; 1943: 3, unpubl.) stellten Kaolinit und stark verwitterte Gesteine unter den Hochterrassen von Swakop (bei Goanikontes) und Kuiseb (Karpfenkliff, Gaub-Plateau) fest. MABBUTT (1952: 349) erwähnte die starke chemische Verwitterung und Kaolinisierung der Schiefer unterhalb der Ugab-Terrassen-Basisfläche (Abb. 106). Selbst die bisher eher spärlichen bodenkundlichen Befunde aus der Namib und Prä-Namib geben Hinweise auf ehemals starke chemische Verwitterungsintensitäten (z. B. RUST 1970, SCHOLZ 1972: 39). Bei fast allen Begehungen wurden in der Namib und im Hinterland (mit Ausnahme der Kalahari) Saprolit-Aufschlüsse festgestellt, aufgenommen und häufig die Reliktsubstrate analysiert. Wichtige Typlokalitäten sind auf S. 251ff genannt, Beispielprofile finden sich im Anhang.

Die Breittal-Sedimente

WARD (1987: 10) nennt in seiner Lithostratigraphie vier Einheiten der sog. *pre-incision deposits* (s. o.), von denen drei im Bereich des mittleren Kuiseb vorkommen sollen (vom Hangenden zum Liegenden):

1. Kamberg Calcrete Formation (detailliert beschrieben und interpretiert bei WARD 1987: 20f):
locus typicus: 23°26'30"S, 15°39'E (Kamberg-Mesa, südwestlich der langgestreckten Kamberge am Kuiseb); bis ca. 5 m mächtige Deckelkalkkruste über den älteren Füllungen, teilweise mit diesen verzahnt; massives Bankcalcrete, zum Liegenden hin in noduläre Formen übergehend und mit einer ca. 5 cm dicken Lamellenkruste abgeschlossen; von YAALON & WARD (1982) gedeutet als pedogene *hardpan*, also Carbonat-Anreicherungs-horizont; WARD (1987: 21) vermutet endmiozänes Alter, eine Angabe, welche seither von zahlreichen Autoren übernommen und auf Calcrete-Vorkommen projiziert wurde (vgl. EITEL 1993, 1994a; BLÜMEL in BESLER et al. 1994: 146 u. a.).
2. Karpfenkliff Conglomerate Formation (beschrieben und gedeutet bei WARD 1987: 15-19):
locus typicus: 23°20'S, 15°45'E (Karpfenkliff²); bis 20 m mächtiges, stark kalkverbackenes Hochterrassen-Schotterkonglomerat mit überwiegend gut gerundeten, im Durchmesser teilweise über 1 m erreichenden Quarz-, Quarzit- und Silcrete-Klasten; Matrix psephitisch (> 2,0 mm) bis

¹ ein Prozeß der Talbodenpedimentation nach ROHDENBURG (1989: 132)?

² Karpfenkliff: Von KORN & MARTIN bereits 1938 (nicht erst 1940-42, wie bei MARTIN 1957 erwähnt) anlässlich einer ersten Begehung der Region so benannte Calcrete-Mesa am Kuiseb südlich des Rutile-Zuflusses. Der Name taucht bereits bei KORN & MARTIN (1939: 25, unpubl.) und in der zugehörigen Sammlung als Fundplatz von Artefakten auf (s. Kap. 6).

psammitisch (0,2-2,0 mm); gröbere Klasten sind in transversaler Dachziegellagerung, was von WARD (1987: 17 als „*braided gravel stream environment*“ gedeutet wird; Eine objektive Datierung liegt nicht vor: WARD (1987: 18) vermutet ein früh- bis mittelmiozänes Alter der Schotterdeposition auf Basis der relativen Position zum Tsondab-Sandstein (Liegendes) und Kamberg-Calcrete (Hangendes), wobei allerdings die beiden letzteren ebenfalls nicht objektiv datiert sind (s. Kap. 4.2.1.9 und Punkt 1.).

3. Tsondab Sandstone Formation, insbes. Fazies E: (beschrieben bei WARD 1987: 12+14): *locus typicus*: 23°20'S, 15°45'E (Karpfenkliff, s. o.); bis 50 m mächtige, carbonatisierte, fluvial umgelagerte Arenite mit geringmächtigen vereinzelt Kiesschichten und häufigen verkalkten Wurzelröhren (*pedotubuli*); von WARD (1987: 14) gedeutet als laterale Fluvialfazies eines alt- bis mitteltertiären Sandsteins. Die Interpretation von WARD (1987) wurde bereits oben und in Kap. 4.2.1.9 diskutiert. Es wurde festgestellt, daß Fazies E sehr wahrscheinlich kein zeitliches Äquivalent des äolischen Tsondab-Sandsteins ist. Für letzteren wird auf S. 334 in Anlehnung an RUST (1996) ein mesozoisches Alter favorisiert. Fazies E ist eine Talfüllung, die jünger als die Haupt-rumpffläche, vielleicht auch jünger als die Post-HR-1-Fläche sein muß (Alter maximal Endtertiär).
4. Rooikop Gravels (beschrieben bei MILLER & SEELY 1976 und WARD 1987: 19): *locus typicus*: 23°00'S, 14°36'E (bei Rooikop); fluvio-marine Ablagerungen mit Brandungsgeröllen und fossilen Austernschalen (Kap. 4.2.1) auf +40m-Terrasse; stratigraphische Stellung unklar, am mittleren Kuiseb nicht vorkommend. Da die fossilen Austernschalen (Warmwasser) denjenigen von rezenten Arten entsprechen, ist eine pleistozäne Genese sehr wahrscheinlich. Deshalb handelt es sich vermutlich um ein *post-incision deposit*.

Infolge der unsicheren und in Kap. 4.2.1.9 bereits revidierten chronologischen Einordnung des Tsondab-Sandsteins, muß auch die Altersstellung von Karpfenkliff-Konglomeraten und Kamberg-Calcrete überprüft werden.

Die eigenen Begehungen erbrachten zu den *pre-incision deposits* den Befund einer weiteren stratigraphischen Einheit im Liegenden zu den „Tsondab“-Areniten. Dabei handelt es sich um ein grobklastisches, hartes, graues bis dunkelgraues Calcrete mit sandig-grusiger Textur des Ausgangsmaterials und darin eingelagerten vereinzelt, kantengerundeten Quarzblöcken oder gerundeten Kiesen. Stellenweise ist auch kantiger Schutt aus stark saprolitisiertem, plattig zerlegtem Schiefer und zahllosen Glimmerplättchen enthalten (Typlokalität: Südkante des Karpfenkliffs). Bei den dort häufig vorkommenden kantigen Schiefersaprolitklasten handelt es sich um lokales Material, denn es weist die gleichen angewitterten Staurolith- oder Rutil-Kristalle (bis 3 mm Länge) zwischen den Glimmern

auf, wie die verwitterte Gesteinsbasis unter dem Karpfenkliff und in der näheren Umgebung. Die entsprechende Schicht ist lokal über 10 m mächtig. Sie wird als Arbeitsbegriff „Graukalkstufe“ genannt (Tafel 7, Foto 3).

Die Graukalkstufe ist als örtlich fluvial überformtes Kolluvialsediment (Schuttkegel) zu interpretieren, enthält aber anscheinend auch rein fluviale Straten. Sie ist nicht zu verwechseln mit WARDs (1987: 10f) Fazies A des Tsondab-Sandsteins (*Gomkaeb Basal Breccia Member*, S. 322), die am Karpfenkliff ebenfalls vorkommt, aber nur ca. 0,30 bis 1,50 m Mächtigkeit erreicht. Diese ist als fossiler Regolith anzusehen und repräsentiert damit die (gekappte) Bodenbildung innerhalb des Breittals vor der Schüttung der ältesten Füllungen. In ihrer klastischen Struktur gleicht die Graukalkstufe aber der angeblich nur lokal am Kuisebknief bei Gomkaeb-Harubes anstehenden Fazies B (*Quarz Breccia Conglomerate*), die als fluvial aufbereiteter, ehemaliger Schuttfächer des Barrowbergs (s. Karte 27) bezeichnet wird (WARD 1987: 12f).

Die Schuttkegelfazies läßt die Existenz einer fossilen topographischen Hochposition vermuten, die sehr wahrscheinlich unter dem Karpfenkliff liegt und auf eine Wasserscheidenlage hindeutet. Diese Morphoposition würde auch erklären, warum die Karpfenkliff-Mesa erhalten geblieben ist, während im Zuge der Einschneidungsphase(n) ca. 80-90 % der Breittalfüllungen ausgeräumt wurden. Die fluviale Fazies der Graukalkstufe zeigt an, daß die Überformung und wahrscheinlich auch die Überschüttung des topographischen Hochs (kleiner Inselberg aus stark verwittertem Schiefer) bereits begann, als die Schuttfächer noch nicht kalkverbacken waren. Von dem Inselberg selbst war rund um das Karpfenkliff kein Ausstrich zu entdecken.

Cañon-Sedimente I: Oswater Conglomerate Formation

Neben den „*pre-incision deposits*“ bilden in der lithostratigraphischen Aufnahme von WARD (1987) die „*post-incision deposits*“ eine zweite Hauptkategorie. Sie wurden ausnahmslos nach der tiefen Einschneidung des sog. Kuiseb-Cañons abgelagert und finden sich entweder im Tal selbst oder auf der Namib-Fläche südlich des Kuiseb.

Die Oswater Conglomerate Formation wurde erstmals beschrieben von WIENEKE & RUST (1972: Abb. 4) sowie RUST & WIENEKE (1974: 11) als „40m-Terrasse“ im Kuiseb-Tal und später benannt von WARD (1982) nach der Flußoase Oswater¹ im Kuiseb): *locus typicus*: 23°

¹ Oswater (bei anderen Autoren auch Ossewater [= „Ochsenquelle“]): Lokalität mit markanten Terrassen; früher als Flußterrassen schon erwähnt bei DE KOCK (1934: 19f), KORN & MARTIN (1939, unpubl., 1957), MARTIN (1950), SPREITZER (1966), GOUDIE (1972), OLLIER (1977) etc.; genauer aufgenommen und morphogenetisch interpretiert durch RUST & WIENEKE (1974, 1980), MARKER (1977, 1983) und WARD (1987).

38°S, 15°08'E. Die Fazies ist ein stark carbonatverbackenes, bis 40 m mächtiges, fluviales Schotterkonglomerat mit rötlicher, manchmal gräulicher psephitisch-psammitischer Matrix (Detailbeschreibung bei WARD 1987: 22-26). Die Schotter haben einen Durchmesser von bis zu 80 cm und sind vorwiegend gebildet aus gut gerundeten Gangquarzen, Damara-Quarziten und Etjo-Silcrete (vermutlich aus der Gamsberg-Region). Nagelfluhgerölle aus den älteren Hochterrassen kommen vor, ebenso wie Gerölle aus Lamellencalcrete (Kamberg). Gut gerundete Schieferklasten sind aufgrund starker Saprolitisierung und daraus resultierender Zerstörungsanfälligkeit bei Transport in geringer Menge nur im proximalen Bereich (nahe der Randstufe) erhalten, flußabwärts existieren sie nur noch als Sandkörner und Glimmerplättchen. In den distaleren Bereichen sind zwar auch Klasten aus Schiefersaprolit enthalten, doch hierbei handelt es sich vermutlich um gering gerundetes Hangmaterial von den Cañon-Wänden. Der maximale und der durchschnittliche Gerölldurchmesser nehmen nach WARD (1987: 23) flußabwärts ab.

In distaleren Bereichen westlich des Gorob-Zuflusses werden fluviale Arenitlinsen häufiger und erreichen über 50 m hinweg Mächtigkeiten von über 4 m. Sie werden als fossile Fließrinnenfüllungen des ehemaligen, dachziegelartig geschichteten Schotterbetts angesehen. RUST & WIENEKE (1974: 11) und WARD (1982: 213) fanden dort auch kreuzgeschichtete Arenite mit ca. um 30° einfallenden Straten innerhalb der Terrasse. Diese werden als fossile Dünenkörper interpretiert und belegen eine oswaterzeitliche „Tsondabisierung“ des Kuiseb (S. 88 u. 321, vgl. auch BESLER 1991: 103). Ihre konkordante Schüttung läßt vermuten, daß die Schotterkonglomerate mit einer stetigen Abnahme der Wasserführung einhergehen, die schließlich in der Trockenlegung des Flußbetts und dem Dünenaufbau kulminierte. Anschließend wurden die schwach verfestigten Sandkörper gekappt und von einer dünnen Schotterdecke überzogen („De-Tsondabisierung“ als Dünendurchbruch).

Oswater-Konglomerate sind im Verlauf des Kuiseb und seiner Nebenriviere (Gaub, Kraaipoot, Nausgomab, Donkersan, Abb. 98) westlich der Randstufe sehr verbreitet und ziehen sich als lückenhaftes Terrassenband von Eisgaubib in der Us-Chaibis-Dreiecksbucht über den Goagos-Knick und den Hudaob-Knick bis in den Bereich von Gobabeb. Ihre Unterkante erreicht das rezente Flußniveau etwa beim Zufluß des Gorob-Riviers westlich Harubes. Östlich davon ist der Kuiseb heute tiefer eingeschnitten als das Auflageniveau der Schotter. Durch eine Flußlaufverlagerung nahe der Mündung von Nausgomab- und Kudu-Rivier ist etwa 3 km flußaufwärts vom Kuiseb-Cañon-Campingplatz (Kuiseb-Brücke) ein großer Teil der ehemaligen Verfüllung erhalten geblieben, so daß dort heute ein verfülltes Hängetälchen senkrecht auf das rezente Kuiseb-Rivier trifft (vgl. Foto bei WARD 1987: 87). Die Oberfläche der Terrasse steigt demzufolge vom distalen zum proximalen

Bereich von ca. 30 m auf stellenweise über 60 m über das rezente Bett an (40m-Terrasse nach RUST & WIENEKE 1974: 11). Anscheinend war der Gefällsgradient des Kuiseb oswaterzeitlich steiler als heute, nachdem die Ausräumung der Konglomerate in einem Modus ausgleichender Längsprofilentwicklung erfolgte. Auch ein oswaterzeitlicher Meeresspiegeltiefstand ist denkbar. Er könnte während der Post-Oswater-Zerschneidung wieder angestiegen sein. Zu berücksichtigen ist zudem der küstensenkrechte Hebungsimpuls, welcher den parallel laufenden Swakop betroffen hat und der deshalb auch auf das Längsprofil des Kuiseb Auswirkungen gehabt haben dürfte.

Objektive Belege für eine bestimmte zeitliche Einstufung des Oswater-Konglomerats liegen nicht vor. ¹⁴C-Datierungen von VOGEL (1989: 359) ergaben Maximalalter an der methodischen Grenze von ca. 30-45 ka BP, die nicht verwendet werden können. Es wird vermutet, daß es sich hierbei um Mischalter handelt, in denen Komponenten einer jüngeren Kristallisationsphase enthalten sein können (vgl. GEYH 1995). KORN & MARTIN (1957: 16) ordneten die Terrasse dem Kanjeran zu (saalezeitlich)¹. WARD (1982: 215) vermutete ein früh- bis mittelpleistozänes Alter und verwies (WARD 1987: 25f) auf die Datierungen der niedrigeren Kalkterrasse am mittleren Ugab, auf denen MABBUTT (1952) angeblich Artefakte des *Early Stone Age* (ESA) gefunden habe. WARD (1988: 119) und WARD in WARD & SEELY (1989: 37f) hielten sogar ein pliozänes oder frühquartäres Alter (> 1,5 Ma BP) für wahrscheinlich.

Tatsächlich gibt es aber keinerlei Belege für eine so hohe Altersannahme. Ein Beleg für ESA-Artefakte auf den unteren Ugab-Kalkterrassen konnte in der Literatur nicht ausgemacht werden. Stattdessen verwies MABBUTT (1952: 363) bei seinem Datierungsversuch auf Mitteilungen von MARTIN, wonach dieser innerhalb einer niedrigen Kalkterrasse über dem Uis-Rivier (Tsisab) „Stellenbosch III-V“-Steingeräte gefunden habe (heute „*Acheulean Industry*“, Kap. 6). Das Rivier mit der artefaktführenden Kalkterrasse ist dabei in einen ebenfalls kalkverbackenen Schuttkegel der Brandberg-Ostflanke eingeschnitten, den MABBUTT (1952: 363) für äquivalent zur Ugab-Hauptterrasse (Vingerklip) hält. Diese Parallelisierung ist zwar statthaft, aber ebenso unbewiesen, wie eine konkrete zeitliche Einstufung der Werkzeuge, da für den Acheul-Komplex des ESA ein Rahmen von ca. 1 Ma BP bis 150 ka BP angesetzt werden muß.

In der Vaal-Terrassen-Chronologie von VAN RIET LOWE (1952) wird das obere Stellenbosch (V) nur noch gefolgt vom „Fauresmith“, also der finalen *Acheul Industry*. Der Zeitrahmen für das Alter der Uis-Terrasse kann also nur grob abgeschätzt werden und dürfte eher näher am oberen Acheul liegen (mit Vorbehalten): möglicherweise kommt eine Einstufung bei ca. 350-250 ka BP in

Betracht, vorausgesetzt, es handelt sich wirklich um Stellenbosch III-V-Werkzeuge. Diese Einschätzung liegt nahe bei - eher noch vor - der Vermutung von KORN & MARTIN (1957: 16) einer Kanjeran-Terrasse für das Oswater-Konglomerat. Da die Funde vom Uis-Rivier offenbar in den Terrassenablagerungen gemacht wurden und keine losen Streufunde von der Oberfläche darstellen, kann eine frühpleistozäne Entstehung mit Sicherheit ausgeschlossen werden und eine mittelpleistozäne vor 400 ka BP ist wenig wahrscheinlich. Eine ältestpleistozäne Terrasse würde, wenn überhaupt, vermutlich *Pebble Cultures* vom Typ des Oldovan enthalten (Kap. 6, S. 499).

KORN & MARTIN (1939: 20f+24, unpubl.) geben im Ugab-Gebiet auch eine Fundstelle am Ehundu-Rivier an, wo noch ältere Artefakte aus dem Deckkalk der Hochterrasse auswittern sollen (also aus dem Morphopositions-Äquivalent zum Kamberg-Calcrete), sowie eine Fundstelle vom Nordufer des Ugab westlich von Kamatsarab¹. Dort stammen ebenfalls Artefakte aus der niedrigen Kalkschotterterrasse. Auch innerhalb der verkalkten Hangschuttdecke am Brandberg-Saum ist eine Fundstelle bei KORN & MARTIN (1939: 19f, unpubl.) dokumentiert. Dort wurden als sehr alt eingestufte Faustkeile gefunden („*hand-axes*“), die möglicherweise mit SHACKLEYs (1980, 1982, 1985) Fundstelle Namib IV (Alter ca. 600 ka, Kap. 6) koinzidieren. Damit wäre die von MABBUTT (1952: 363) postulierte zeitliche Parallelität der (1) verkalkten Hangschuttdecke am Brandberg mit den Ugab-Hochterrassen sowie vom (2) den niedrigen Kalkterrassen (Oswater-Äquivalent?) am Uis-Rivier mit dem Ugab zwar vorhanden, jedoch auf einem wesentlich jüngeren chronologischen Niveau - nämlich (1) im frühen Mittelpleistozän (ca. 600 ka) und (2) im späten Mittelpleistozän (ca. 350-250 ka) für die jeweils abschließende Schüttung (*terminus post quem* für die Carbonatisierung).

Die lithostratigraphisch aufgebaute Reliefinterpretation von WARD (1987) hat dazu geführt, daß die Terrasse des Oswater-Konglomerats gemeinhin als zwar im Vorland weit verbreitet, jedoch hinsichtlich des generativen Ablaufs als „Singularität“ betrachtet wird (z. B. RUST in BESLER et al. 1994: 150). HEINE (1990: 230) schloß daraus, sie sei Resultat der Anpassung der Reliefgenese an einen neuen Klimaabschnitt, wie er beispielsweise im Pleistozän um 900-700 ka auftrat, als der ca. 40.000-Jahre-Rhythmus der Paläoklima-Schwankungen von dem ca. 100.000-Jahre-Rhythmus abgelöst wurde. Wie für WARDs (1987, 1988) Chronologie nennt auch er keine Belege für diese grundlegende Annahme oder die Zeitangabe. Bereits RUST (1991: 156) hielt es für „schwer nachvollziehbar“, „im Befund einer einzigen Flußterrasse die Anpassung der Reliefbildung an multi-

¹ vgl. Fußnote 1, S. 392

zyklische Klimaschwankungen plausibel machen zu wollen“ und sah in diesem Gedanken die Geomorphologie von fluvialen Abtragungsreliefs überfordert. Dennoch scheint die Inkorporierung des Gedankens an Zyklen eine - global gesehen - zwar alte Idee, aber möglicherweise fruchtbare Bereicherung der Argumentationsmodelle zum Namib-Relief. Schließlich lassen die zahlreichen Untersuchungen zum spätquartären Relief der Namib, u. a. von RUST & WIENEKE (1976), RUST et al. (1984), RUST & VOGEL (1988) und der Kalahari (HEINE 1978, 1982, 1987, 1992, 1993; LANCASTER 1989, BUCH 1996 etc.) oder die Überblicksartikel von BESLER et al. (1994), BROOK et al. (1996, 1997) und PARTRIDGE (1997) für diesen Zeitraum durchaus auf zyklische Abläufe schließen. Es liegt also kein Grund vor, die Hypothese eines zyklischen Verlaufs im Quartär vor dem Spätpleistozän nicht aufzustellen oder *a priori* abzulehnen.

HEINE (1990: 230) sah in der „Singularität“ der Generation Oswater lediglich das morphologische Dokument eines Frequenzwechsels. Da nicht zuletzt auch aufgrund der ozeanischen Befunde (Kap. 4.2.1) spätpleistozäne Zyklen in der Namib mittlerweile als nachgewiesen gelten können (vgl. auch HEINE in BESLER et al. 1994: 157f), ist umrissen, wohin der Wechsel geführt hat. Völlig unklar ist allerdings, wie der Vorlauf des Wechsels sich im Relief manifestiert haben soll. So klafft sedimentstratigraphisch im Fluvialrelief zwischen dem von WARD (1987) für Endmiozän errichteten Kamberg-Calcrete (für dessen Bildung einige 100 ka angesetzt werden) und dem angeblich frühpleistozänen Oswater-Konglomerat eine Lücke von über 3 bis möglicherweise 5 oder mehr Mill. Jahren. Diese Lücke tritt auch in Arbeiten aus anderen Regionen Namibias auf, z. B. in der Geochrono-Geomorphostratigraphie von BUCH (1996: 17) von der Etosha-Pfanne. Die dortige Fig. 10 zeigt keinen Befund im Zeitraum zwischen der Miozän-Pliozän-Wende (ca. 5 Ma) und dem mittleren Pleistozän (ab ca. 0,7 Ma). Dort wird über 4,5 Ma hinweg von totaler Formungsruhe ausgegangen. Erst danach wurden Eintiefungszyklen an der Pfanne festgestellt.

Der Zeitraum vom Ende des Miozäns bis zum mittleren Pleistozän wird in Zentral-Namibia reliefgeschichtlich „gefüllt“ mit der Genese der Draa im Namib-Erg (BESLER 1980, 1991), also einer persistent hyperariden Formung im Vorland und einer durch Hebung unterstützten, ansonsten rein vom Hinterland gesteuerten fluvialen Formung, die zu tiefen Taleinschnitten - aber mit gestuften autochthonen Seitentälern - geführt haben soll. Letzteres impliziert jedoch klimageomorphologische Zyklen im autochthonen Fluvialrelief. Auch die Breittal-Füllungen konnten nicht allein durch einen sich einschneidenden allochthonen Kuiseb oder Gaub weitgehend ausgeräumt werden. Niederschlags-

¹ Kamatsarab: Lokalität einige Kilometer östlich der Mündung des Tsisab-Riviers (Uis) in den Ugab; Funde dokumentiert in Box 1+3 der Sammlung von KORN & MARTIN (1939).

mengen, die die heutigen der Ost-Namib weit übersteigen, müssen auf Grundlage der benötigten Transportenergieleistungen postuliert werden. Sie hätten in der Frühphase evtl. vorhandene Dünen entweder verspült, oder durch Bodenbildung fixiert. WARD (1987: 8) ignoriert dieses „Trocken-oder-Feucht“-Problem, indem er den Beginn der Sedimentation der Sossus-Sand-Formation mit der tiefen Einschneidung, seiner 3. „Trennfläche“ im Endpliozän parallelisiert. Tatsächlich konnte aber persistent hyperaride Formung erst möglich sein, nachdem das autochthone Fluvialrelief zumindest in groben Zügen dem heutigen entsprach.

WARDs (1988: 119) und WARD & SEELYs (1989: 37f) pliozän/frühpleistozäne Einstufung des Oswater-Sediments, welches ja in den distalen Vorkommen bereits Klasten aus umgelagerten Sanden enthält (s. o.), ist deshalb nur dann möglich, wenn man einen sehr schnellen Erg-Aufbau annehmen würde (etwa zwischen Endpliozän und frühem Pleistozän). Dann wäre allerdings die 3-5 Mill. Jahre lange sedimentstratigraphische Lücke wieder vorhanden und die Vorlandfläche über diesen Zeitraum hinweg ein niederschlagsreiches Abtragungsgebiet. Der hier geschilderte Problemkreis ist nicht einfach zu lösen. Auch das von LANCASTER (1989) favorisierte nordwärtige Vordringen der Dünen-Namib ist für den Zeitraum der tiefen Talbildung kaum vorstellbar. Diese Hypothese wurde in Kap. 4.2.1.9 (S. 317) ohnehin abgelehnt. Auch hier wäre persistente Hyperaridität notwendige Bedingung. Das Problem ist, wenn auch abgeschwächt, ebenso an den Tälern südlich des Kuiseb gegenwärtig (Tsondab-Tal, Tsauchab-Tal etc.). Außerdem würde sehr steile Nord-Süd-Niederschlagsgradienten auftreten, für die es keine Hinweise gibt.

Aus dieser Problematik wird deshalb die Hypothese abgeleitet, daß es sich bei der Sossus-Sand-Formation um ein äolisches Sediment einer oder mehrerer besonders ariden, prä-oswaterzeitlichen, zyklischen Auslenkung(en) der (pleistozänen) Klimakurve handelt und daß die autochthonen Gramadulla-Bildungen besonders feuchte Auslenkungen der vorangegangenen Zyklen repräsentieren.

Hinsichtlich des Sediments Oswater-Konglomerat wird dann die 3. Trennfläche (Kuiseb-Cañon) in ihrer trennenden Funktion unbedeutend. Als Form einer extremen zyklischen Auslenkung bildet sie eine bloße Sediment-Auflagefläche, wie andere (horizontale oder geneigte) Flächen auch. Ebenso verschwindet der singuläre Charakter der Oswater-Terrasse, denn als Reliefgeneration entspricht sie dem formalen Überbegriff „Talfüllung“. Die Form „Talfüllung“ ist aber im Kuiseb-Tal nicht selten. Sie kommt mindestens 7 mal vor, zählt man das rezente Kuiseb-Allvium hinzu. Die beiden jüngsten, Gobabeb Gravel Formation und Homeb Silt Formation, zeigen keine (ausgeprägten) Carbonatisierungsspuren oder Verbackungen; alle vier älteren, nämlich Oswater-Konglomerat, Karpfenkliff-Konglomerat, Sandstufe und Graukalkstufe, sind stark carbonatverbacken. Unter dem Aspekt „carbonatverbackene Talfüllung“ liegt durch HEINES (1990) unbelegtes Zyklenpostulat keine „Über-

forderung der Geomorphologie fluvialer Abtragungsreliefs“ (RUST 1991: 156) vor. Eine zyklische Interpretation ist sogar sehr realistisch.

Cañon-Sedimente II: die Unverbackenen

WARDS (1987) lithostratigraphische Aufnahme differenziert neben der auf der Fläche verbreiteten Sossus-Sand-Formation (s. o.) mit dem Khommabes Carbonate Member (Pfannenablagerungen in Zwischendünenbereichen) sowie den „Awa-gamteb Muds“ des Kuisebdelta-Schwemmbereichs, drei unverbackene *post-incision deposits* (von alt nach jung):

1. Homeb Silt Formation (beschrieben bei RUST & WIENEKE 1974, 1980: 165 als „Ossewater Lake Deposits“, als „Relict Vlei Silts“ bei MARKER & MÜLLER 1978: 151 sowie bei WARD 1987: 28-31 und benannt von OLLIER 1977: 209): *locus typicus*: 23° 38'-39'S, 15°11'-12'E bei der Homeb-Siedlung östlich von Oswater; unverfestigte bis schwach verfestigte, kalkhaltige, glimmerreiche, gelblich-braune bis -graue, horizontal-stratifizierte, schluffige Fluvialsedimente mit geringem Sandanteil; verbreitet im unteren Kuiseb-Cañon zwischen Gomkaeb und der Soutrivier-Mündung (530-390 m Meereshöhe); erhaltene Maximalmächtigkeit ca. 25 m, wobei die höchsten Sedimente bis ca. 45 m über dem rezenten Flußbett liegen. Die Homeb-Silts wurden in der Literatur bisher unterschiedlich genetisch gedeutet: (1) als Endseesedimente hinter einer Dünenblockade (SCHOLZ 1972: 40, GOUDIE 1972: 23, RUST & WIENEKE 1974, 1980), (2) als Auslaufsedimente (MARKER 1977: 205, MARKER & MÜLLER 1978: 160, VOGEL 1982: 207) oder (3) als Flutsedimente eines aufschüttenden Husses (OLLIER 1977: 209, WARD 1987: 29f). Sie sind durch VOGEL (1982) radiometrisch (¹⁴C) auf 19.000 bis 23.000 a BP datiert worden (dünnes Calcrete, Schneckenschalen, Holz). RUST (1989b) interpretiert die Sedimente als Akkumulationsterrasse, die das präexistente Talrelief verschüttet hat und schließt auf gleichzeitige Formungsruhe auf den Hängen und eine Laufverkürzung des Kuiseb (paläoklimatisch eine Niederschlagsabnahme im Hinterland).

In die Sedimente sind von den autochthonen Seitentälern her Erosionsterrassen eingeschnitten, die Homeb-I- und Homeb-II-Terrassen (auch „upper“ und „lower glacia“, oder nach HEINE 1987 „Pediment¹I und II“). Nach RUST (1987) belegen sie autochthone Hangabtragsprozesse und indizieren feuchtere Verhältnisse als heute in der Namib. Das vermutete Alter der (jüngeren) Homeb-I-Terrasse wird von VOGEL (1982: 206) und RUST in BESLER et al. (1994: 151) mit

¹ der genetische Pedimentbegriff wird in vorliegender Arbeit nicht in Zusammenhang mit dem fluvialen Relief verwendet; gelegentlich wird in der Literatur bei den hier vorgestellten Formen im Lockermaterial auch von „Mikropedimenten“ gesprochen.

9600 a BP angegeben, was auf ein frühholozänes Klimaoptimum hindeuten könnte. Da jedoch keine Böden entwickelt sind, wird seitherige Formungsruhe angenommen.

2. Gobabeb Gravel Formation (erstmal erwähnt bei GOUDIE 1972, RUST & WIENEKE 1974, 1980, MARKER 1977 und OLLIER 1977, benannt von WARD 1987: 33): *locus typicus*: 23°34'S 15°03'E bei Gobabeb; unverbackene, im Osten leicht verfestigte, gerundete bis gut gerundete, fluviale Schotter aus Damara-Quarziten, -Gangquarzen und Etjo-Silcrete, seltener aus anderen Gesteinen; die Klasten wurden zumeist exhumiert aus älteren Konglomeraten; im ganzen Kuiseb-Tal als Form der Mittelterrasse in 10-20 m über dem rezenten Rivier verbreitet, besonders ausgeprägt aber erst zwischen Natab und Klipneus (südöstlich von Swartbank); zwischen Eisgaubib und Gomkaeb sowie an den anderen Rivieren nur vereinzelt vorkommend (am Gaub z. B. oberhalb des Farmhauses Daagbreek). Obwohl die Gobabeb-Schotter die Homeb-I-Terrasse (s. o.) sowie die Natab-Silte (s. 3.) überlagern und die Homeb-Silte selbst schneiden, nimmt WARD (1987: 35) in Anlehnung an KORN & MARTIN (1957: 17) ein endpleistozänes Alter an. Dafür spräche angeblich das gelegentliche Vorkommen von gerollten Artefakten des *Middle Stone Age* (MSA). Allerdings dürfen transportierte Artefakte nicht als Beleg herangezogen werden, da sie, wie die Schotter selbst, auch aus älteren Terrassenkörpern vererbt sein könnten. Es ist daher unklar, ob es sich um eine noch-spätpleistozäne oder schon-holozäne Terrasse handelt.

3. Jüngste Terrassen und Alluvium: Zwischen Gobabeb und Homeb treten vereinzelt auch schluffige Niederterrassen auf, die von VOGEL (1989: 360) als „Natab-Silts“ bezeichnet und auf 8340-4200 a BP datiert wurden (¹⁴C). Sie enthalten kalzifizierte Wurzelröhren für die 2 Daten vorgelegt wurden (6100 und 3740 a BP). VOGEL (1989: 364) sieht - ähnlich wie bei den Homeb-Silts - ursächlich für die Ablagerung dieser Materialien eine Kuiseb-Laufverkürzung und in den dazu hangenden Gobabeb Gravels ein Indiz für die Wiederaufnahme der fluvialen (allochthonen) Aktivität, die dann zur finalen Einschneidung des heutigen Betts geführt hat. Dies widerspricht WARDs (1987: 35) auf Proxydaten basierendem Postulat eines spätpleistozänen Alters der Gobabeb Gravels.

Pedogenetisch sind die Schluffterrassen als regic (-gypsic) Fluvisols (ohne vertic Eigenschaften) anzusprechen und gleichen damit den grauen Rivieralluvionen im Hinterland, die dort ebenfalls als regic oder als cambic Fluvisols ausgebildet sind (Referenzprofile im Anhang: KH26, KH29, KH 33, NH02, NH21, NH41, NH47). Das rezente Kuiseb-Alluvium entspricht den sandigeren Varianten solcher Alluvialböden (areni-regic Fluvisol).

Kalktuffe

Schon die Arbeit von KORN & MARTIN (1939: 38-45, unpubl.) enthält einen Anhang über die Verbreitung und vermutete Genese von Kalktuffen, in denen sie ein „charakteristisches Zeugnis der Pluvialgeschichte“ sahen. Große Kalksinterschleppen sind aus der Naukluft bekannt (KORN & MARTIN 1937: 459, 1959). Der Überblicksartikel von MARKER (1988: 384) gibt dort 4 Lokalitäten auf den Farmen Arbeid Adeld, Bläßkranz, Lemoenputs und Tsams-Ost an. In der gesamten Naukluft wurden während der eigenen Begehungen zahlreiche solche Schleppen gefunden – besonders leicht zugänglich am sog. Waterkloof-Trail. In den meisten Fällen überlagern die Tuffe Wasserfälle von Seitentälern, die durch einen tieferen Einschnitt des Haupttals entstanden und heute als Hängetäler münden. Sie sind an das Vorkommen carbonatischer Gesteine gebunden. KORN & MARTIN (1939: 39, unpubl.) nennen außerhalb des Naukluft-Kalkgebirges noch einen größeren Tuffkranz in den Abbabis-Bergen (südöstlich von Usakos).

Die eigenen Begehungen erbrachten zusätzlich den Befund einer sehr großen Kalksinterschleppe 3 km nördlich von Warmquelle (nördliches Damaraland) am Talausgang des Ongongo-Riviers. Dieses Rivier entspricht dem Proto-Aap-Durchbruch durch das Khowarib-Plateau (vgl. BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997) und mündet als Hängetal auf dem Etjo-Plateau¹ über dem Warmquelle-Khowarib-Becken. Heute zerschneidet es unterhalb eines Wasserfalls, an dem rezente Algentuffbildung beobachtet werden kann, seine eigene Talfüllung nördlich des Tuffkranzes.

Im Kuiseb-Tal, das nicht in bedeutende Vorkommen von Carbonatgesteinen eingetieft ist, kommen ebenfalls Kalktuffe vor. Die Carbonate dürften hier aus älteren Kalkkrusten, etwa den Hochterrassen und dem randlichen Namib-Calcrete stammen. Obwohl YAALON & WARD (1982: 185) und WARD (1987: 26) in Anspruch nehmen, die Sintervorkommen im Kuiseb-Tal erstmals entdeckt zu haben, ist die Typlokalität bei Hudaob bereits in KORN & MARTIN (1939: 40, unpubl.) dokumentiert. WARD (1987: 26) hat sie unter dem Namen „Hudaob Tufa Formation“ zusammengefaßt und gibt neben dem *locus typicus* (23°42'S, 15°31'E) 16 weitere Vorkommen am mittleren Kuiseb an. Die meisten davon seien jünger als die Oswater-Terrasse und älter als die Gobabeb Gravels. Eine (mehrphasige?) spätpleistozäne Einstufung ist daher ebenso wahrscheinlich, wie eine Parallelisierung mit der autochthonen Talentwicklung. Die Tuffe dürften jeweils über einen gewissen Zeitraum hinweg auf autochthon feuchtere Verhältnisse in der Namib hindeuten, da sie an Zuläufe oder Grundwasseraustritte (lateraler *interflow*) ohne Hinterlandanschluß gebunden sind. Morphogenetisch

¹ Etjo: Otjihereo für „Felswand, Kliff“; nicht zu verwechseln mit dem Mount Etjo östlich von Kalkfeld, der dem Etjo-Sandstein seinen Namen gab.

können sie als Dokumente gewertet werden, daß mit der Kalkverbackung der Oswater-Füllung der Prozeß „Carbonatisierung“ in seinem übergreifenden Ausmaß endete und auf Gunstbereiche mit Präzipitationsmöglichkeit kontrahiert wurde. Obwohl bei der Genese der meisten Kalktuffe oder Sinterschleppen biogene Prozesse nicht auszuschließen sind und Floreneinschlüsse vorkommen, liegt keine radiometrische Datierung solcher Einschlüsse vor.

Kapitelfazit: Kritikpunkte am LM-C-Modell nach WARD (1987)

Im vorliegenden Kap. 4.2.2.2 wurde die aus einer lithostratigraphischen Abfolge am mittleren Kuiseb-Tal aufgebaute känozoische Reliefsukzession und das daraus abgeleitete *Late-Mesozoic-Cainozoic Model* (LM-C-Modell, vgl. Abb. 70, S. 326) von WARD (1987) u. a. unter den Aspekten des Fluvialreliefs diskutiert, nachdem es in vorangegangenen Kapiteln unter flächenhaften Aspekten bereits abgelehnt wurde. Folgende Punkte wurden kritisiert:

- Die Reliefbasis des Proto-Kuiseb-Tals und der Randstufen-Subsequenzfurche wurde unzureichend analysiert. Das betrifft insbesondere die Betrachtung der Talformen, den Verwitterungszustand des anstehenden Gesteins sowie die Flächengenerationen, in die das fluviale Relief „eingehängt“ ist.
- Das postulierte oberkretazische oder paläozäne Alter der NUS ist nicht haltbar, denn die NUS entspricht nicht der Prä-HR-1-Fläche (*African Surface*), wie sie z. B. auf dem Gamsberg-Deckel ausgebildet ist, sondern eher der im Mittelmiozän terminierten Haupttrumpffläche oder in Teilen der pliozänen Post-HR-1-Fläche.
- Die Kappungsfläche des Tsondab-Sandsteins (TPS) entspricht der Haupttrumpffläche (und damit der NUS), was schon in Kap. 4.2.1.9 angedeutet wurde.
- Die Fazies E der Tsondab Sandstone Formation ist im Proto-Kuiseb-Tal als eine von mehreren Talfüllungen („Sandstufe“) anzusprechen und daher von anderer Genese als die Äolianite, welche als (mesozoische) Tsondab-Sandsteine (Etjo-Äquivalent?) eingestuft werden.
- Die stratigraphische Abfolge der Sedimenteinheiten wurde, den eigenen Beobachtungen zufolge, von WARD (1987) richtig dargestellt, jedoch ergeben sich Unstimmigkeiten in der Interpretation des jeweiligen Paläo-Milieus und der zeitlichen Einstufung, die v. a. auf den fraglichen Altern der NUS und des Tsondab-Sandsteins fußen.
- Auch Karpfenkliff-Konglomerat, Oswater-Konglomerat und Gobabeb Gravels sind als Talfüllungen anzusprechen, ebenso wie die hier so benannte Graukalkstufe im Liegenden der Sandstufe.
- Alle diese älteren Füllungen (*pre-incision deposits*) und alle Kalkterrassen sind lediglich auf Basis von Analogieschlüssen relativ datiert und müssen daher als undatiert angesehen werden. Außer für die spätpleistozänen Hoanib- und Natab-Silts sowie für einige Vorkommen des Khommabes Carbonate Member und den sich ergebenden Analogien für Sossus-Sande, Gobabeb-Schotter und Awa-gamteb-Muds, liegen keine objektiven Datierungen durch Radiometrie, Fossilien oder Artefakte vor. Dennoch sind offenbar Datierungen mit gewissen Einschränkungen möglich, denn in den äquivalenten Terrassen aus anderen Flußsystemen wurden Fossilien und Artefakte gefunden.
- Weder bei WARD (1987 et al.), noch bei anderen Autoren wurde bisher jemals die Möglichkeit eines zyklischen Ablaufs von Sedimentation und Talbildung im Mittel- und Altpleistozän und/oder im Pliozän erwogen.

4.2.2.3 Revision der Reliefgenerationen am mittleren Kuiseb

In Kap. 4.2.2.2 wurde das sog. LM-C-Modell zur känozoischen Reliefentwicklung (Abb. 70) von WARD (1987) und WARD & CORBETT (1990) auf Basis der eigenen Begehungen kritisch diskutiert und im Grundsatz abgelehnt, obwohl das Modell die Abfolge der lithostratigraphischen Einheiten, auf denen es aufgebaut ist, richtig wiedergibt. Daher ist eine alternative Version der känozoischen Reliefgeschichte zu erarbeiten. Im Vordergrund soll hierbei die Untersuchung der Frage stehen, ob die vorgefundenen Formen die objektive „Elastizität“ aufweisen, sie als zyklisch entstandene Formen zu interpretieren. Die Argumentation vom Kap. 4.2.2.1 und Kap. 4.2.2.2 kann dazu unterstützend verwendet werden. Folgende Punkte wurden bereits erarbeitet:

1. Die Reliefbasis wird von einem breiten, ca. 50-80 m tiefen Proto-Kuiseb-Tal gebildet, das in die Randstufen-Subsequenzfurche der Ost-Namib und Prä-Namib eingetieft ist. Nördlich des Goagos-Knicks münden die ebenfalls in dieser Furche subsequent vor der Randstufe oder ihren Auslieger-Inselbergen verlaufenden Flußsysteme von Nausgomab und Kraaiport-Rivier.
2. Nach Westen geht die Subsequenzfurche mit einer niedrigen Stufe über in die fast horizontale, nur noch sehr schwach nach Osten geneigte Dachfläche der zweigliedrigen, nach Westen exponierten Kriess-Stufe.
3. Nach Osten erfolgt ein Übergang von der Subsequenzfurche zu einem weit gespannten Lateralpediment der Randstufe (Abb. 99), der sog. Berghof-Fläche. Das entsprechende Niveau ist, angelehnt an das Vorkommen stark zerrütteter Gesteine, in zwei großen Dreiecksbuchten (Uschaibis und Mount Barry, s. Karte 27) gegen die Stufe vorgegangen.
4. Sowohl die Flächenstockwerke, als auch der (stark zerschnittene) Boden des Breittals sind tief saprolitisch verwittert, die steil einfallenden Khomas-Schiefer flächenhaft gekappt.
5. In das Breittal sind jüngere Talformen eingetieft.
6. Eine Serie von Vorlandsedimenten hat in Form von Schwemmfächern von der Randstufe her sowohl deren Lateralpedimente, wie auch die Täler der Subsequenzfurche großräumig verschüttet.
7. Die Vorlandsedimente wurden zu über 80 % von autochthonen Rivieren (die nicht über den Randstufentrauf hinaus ins Hinterland greifen) und allochthonen Rivieren (Kuiseb und Gaub) wieder ausgeräumt.
8. Im Zuge der Ausräumung hat sich der Kuiseb in einen tiefen Cañon eingeschnitten und dort einen Teil des Ausraums (wahrscheinlich zusammen mit Material vom Hochland) wieder als Tiefterrassen (Oswater-Konglomerat) abgelagert.

Foto 4: Blick von einer Calcrete-Mesa auf die Berghof-Rumpffläche nach Osten. Im Hintergrund stößt die Fläche an die Randstufen-Zerschneidungszone von Picadilly, die dem Steilanstieg zur Gamsberg-Stufe vorgelagert ist. Die Berghof-Fläche selbst wird nicht nach Westen zum Kuiseb drainiert, sondern nach Norden durch epigenetische Täler, die einige Randstufen-Auslieger queren. Die Calcrete-Plateauflächen setzen sich dagegen nach Westen fort und belegen eine ehemals westwärts gerichtete Entwässerung.



Foto: J. Kempf, 1995

Abbildung 99: Profil vom Kuiseb zum Gamsberg

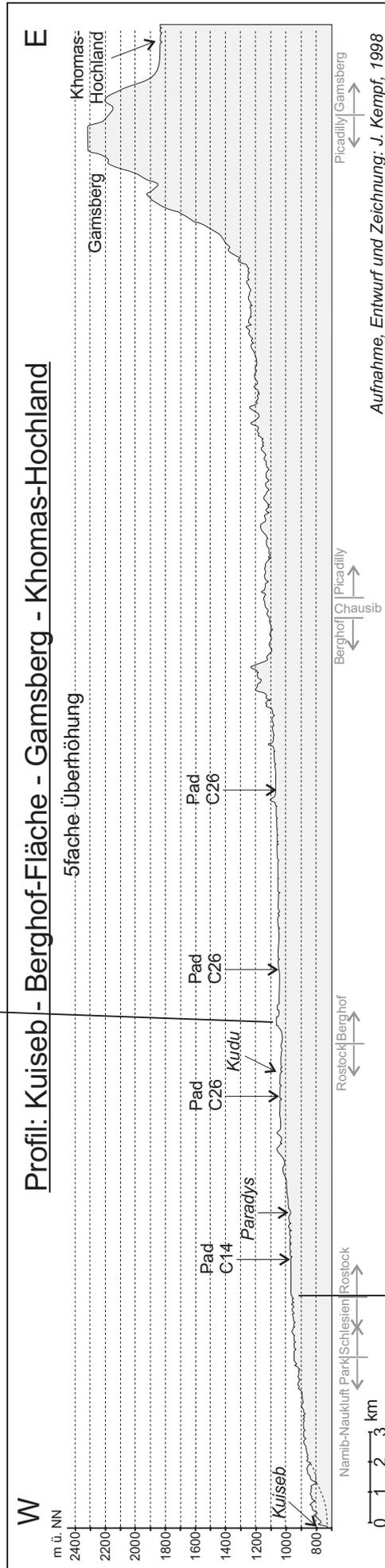


Foto 5: Fortsetzung der Calcrete-Plateaus als Hochterrassen im breiten Proto-Kuiseb-Tal. Der gleichartige Aufbau und die sehr ähnliche Schwemmsedimentstruktur mit Material aus Gamsberg-Silcrete, Chuos- und Hakos-Quarziten sowie Khomas-Schiefern belegen eine aus Westen geschüttete Sedimentserie. Demnach hat zur Zeit der Schüttung die lokale Berghof-Wasserscheide zwischen den Kudu- und Paradys-Rivieren nicht bestanden, denn die Schüttung erfolgte über diese Wasserscheide hinweg.

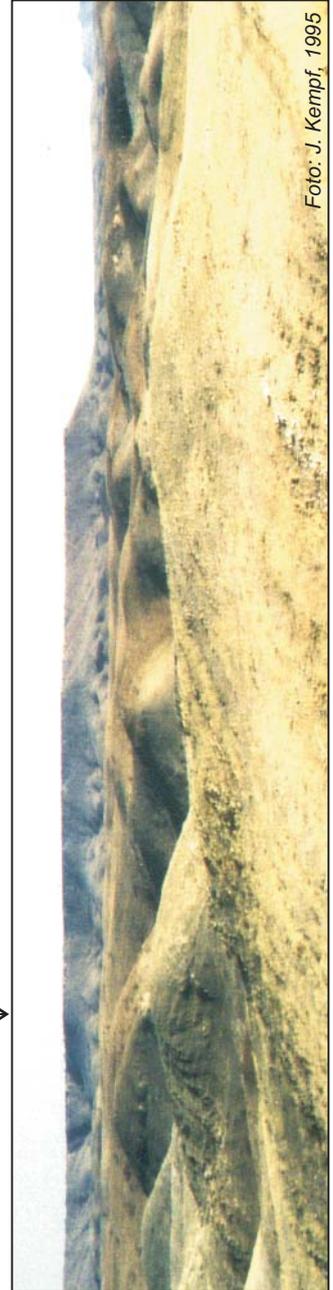


Foto: J. Kempf, 1995

9. Die Seitenrivierviere sind gestuft und zeigen daher, daß ihre Einschneidung nicht zu allen Zeiten mit der Einschneidung des Haupttals schrittgehalten hat, daß es aber autochthone Feuchtphasen mit Talbildung gegeben hat. Sie dokumentieren damit vor allem eine Serie von Wechseln zwischen primär allochthon bestimmter Fluvialformung und Phasen mit zusätzlicher autochthoner Formung.
10. Die Möglichkeit tektonischer Einflüsse ist zu berücksichtigen.

Das Profil vom Kuiseb über die Berghof-Fläche und die Randstufen-Zerschneidungszone zum Khomas-Hochland in Abb. 99 zeigt, daß die Überdeckung des Vorlandes mit dem Proto-Kuiseb-Breit-tal möglicherweise über 150 m mächtig war. Die Deckelkalkkruste der erhaltenen Mesas auf der Berghof-Fläche liegt bei über 1050 m ü. NN. Sie reicht damit nach Westen noch über die rezente Wasserscheide, die etwa in 1020 m Höhe von Nord nach Süd über die Fläche zieht, hinweg und zeigt an, daß die Schüttungsrichtung der Sedimente ehemals nach Westen zielte. Da die Fläche heute von Rivieren entwässert wird (Sphinx-, Kudu- und Chausib-Rivier), welche nach Nordwesten hin die in Inselberge und Flächenpässe aufgelöste südliche Rahmenhöhe der Us-Chaibis-Dreiecksbucht queren, ist anzunehmen, daß die entsprechende Wasserscheide jünger ist, als die Schwemmsedimente. Gleichzeitig kann nicht ausgeschlossen werden, daß die Entwässerung in gleicher Weise bereits vor der letzten (restriktiven) Flächentieferlegungsphase angelegt war, da sie epigenetischen Tälern folgt.

Das interfluviale Relief der Berghof-Fläche bietet hier nur wenige Informationen, da das Anstehende Gestein von pedogenen Kalkkrusten versiegelt ist. Über diesem Calcrete liegen fast ausschließlich rohe Regosole ohne ausgeprägten Ah-Horizont (gemessenes org. Mat. im Profil NA12, Farm Rostock: 0,21 %). Trotzdem wirken die Sande altverwittert, zeigen Reste von Fe-Cutanen und Ätzdellen. Sehr wahrscheinlich stammen sie aus dem Calcrete, das eine fossile intensive Bodenbildung nachträglich carbonatisiert hat (Regolith-Calcrete). Die Berghof-Mesas sind ebenfalls zu einem Teil aus roten, stark verwitterten Sanden aufgebaut. Sie zeigen große Mengen an dichtem, verkalktem Wurzelröhrengeflecht, so daß die ursprünglichen fluvialen Straten nicht immer zu erkennen sind. An keiner Stelle konnten hier weitere Sedimentserien im Liegenden zu den Fluvialsanden festgestellt werden.

Nahe an der Wasserscheide im Bereich der Farmgrenze Berghof-Rostock scheint der Arenit noch auf die Fläche auszustreichen. Im Hangenden finden sich als Dachfläche der Mesas bis zu 4 m mächtige, sehr hart kalkverbackene, grobklastische Schotterkonglomerate. Sie zeigen rezent nagelfluh-artige Absonderungserscheinungen und enthalten Lösungskavernen, die im Anschnitt zu Abri-Formen

führen. Bedeckt sind sie von Lamellencalcrete, das auf eine tonige Depositionskruste schließen läßt. Sie konserviert Trockenriß-Polygone. Diese Kruste ist wiederum bedeckt von weniger stark verwitterten, gut zugerundeten, gelblich-weißen und sehr stark verwitterten dunkelrot-violetten Quarzkieseln. Sie bilden eine stellenweise dichte Streu, in der vereinzelt auch Artefakte aus Milchquarz vorkommen (vermutlich jüngeres MSA). Es wurden hier jedoch keine Artefakte gefunden, die eindeutig aus der Deckelkalkkruste auswittern.

Die Befunde legen die Vermutung nahe, daß das bis 50 m mächtige Material der Berghof-Mesas in der Zeit zwischen Fossilierung der Haupttrumpffläche und Wiederaufnahme der Flächenbildung unter veränderten Vorflutverhältnissen geschüttet wurde. Aufgrund der topographischen Position kommen weder Kuiseb, noch Gaub für den Sedimenttransport in Betracht. Vielmehr ist anzunehmen, daß das heutige Paradys-Rivier ehemals bis an die Randstufenzerschneidungszone angeschlossen war und über Chausib bis in die heute nicht mehr konsequent durchflossene Djab-Bucht reichte. Morphologisch befinden sich die Mesas rezent in Hochlage auf der Wasserscheide zwischen Kuiseb und Gaub. Es liegt deshalb nahe, hier den Kulminationsbereich der küstenparallelen Querwölbung zu sehen, da heute offensichtlich alle Riviere der Berghof-Fläche nicht mehr direkt nach Westen in die Subsequenzfurche drainieren, sondern nach Nordwesten zum Kuiseb oder nach Südwesten zum Gaub. Dabei queren sie, wie oben angeführt, die Rahmenhöhen der Dreiecksbuchten epigenetisch. Projiziert man die angenommene Querwölbung axial nach Westen, so kommt man in Streichrichtung der Berghof-Fläche zu weiteren morphologischen Hochpunkten, nämlich zu dem weit nach Westen ausstreichenden Südost-Plateau (an der Nordwestecke von Farm Greylingshof), zum als große Mesa erhaltenen Süd-Plateau (bei 23°23'S, 15°43'E) und zum Bereich mit den höchsten Sprunghöhen der Kriess-Stufe mit einigen hohen Aufsitzer-Inselbergen (s. S. 377). Alle diese Hochgebiete liegen in einer Linie und bilden lokal bedeutsame Wasserscheiden. Im Bereich dieser Wasserscheiden sind die größten Reste der ehemaligen Talfüllungen erhalten.

Die Talfüllungen selbst waren vor ihrer weitgehenden Ausräumung dreigliedrig aufgebaut:

1. Hauptschotterstufe (bei WARD 1987: „Karpfenkliff-Konglomerat“) mit dem abschließenden Lamellencalcrete
2. Sandstufe (bei WARD 1987: „Tsondab-Sandstein, Fazies E“)
3. Graukalkstufe (bei WARD 1987 vermutlich eine Version des Basal-Konglomerats).

Die drei Stufen sind durch Diskordanzen voneinander getrennt, bildeten also über einen gewissen Zeitraum hinweg mehr oder weniger stabile Oberflächen. Alle drei Einheiten sind in ihrer Erhaltung unterschiedlich weit verbreitet. V. a. die Graukalkstufe kommt anscheinend lückenhaft vor. Flußabwärts von Gomkaeb wurde sie nirgendwo gefunden, könnte aber mit WARDs (1987) Fazies B

des „Tsondab-Sandsteins“, dem nur bei Gomkaeb-Harubes vor-kommenden *Quarz Breccia Conglomerate*, identisch sein (s. S. 408). Die mächtige Sandstufe ist vor allem innerhalb der Subsequenzfurche verbreitet und dünnt nach Südwesten hin aus. Am weitesten nach Westen streicht offenbar die Hauptschotterstufe aus (Karte 28). Sie reicht selbst außerhalb der Subsequenzfurche unter den Namib-Dünen hindurch bis weit nach Westen. Die Profilskizze in Abb. 100 verdeutlicht die Morphoposition und die Genese der älteren Talfüllungen, deren Status WARDs (1987) *pre-incision deposits* entspricht.

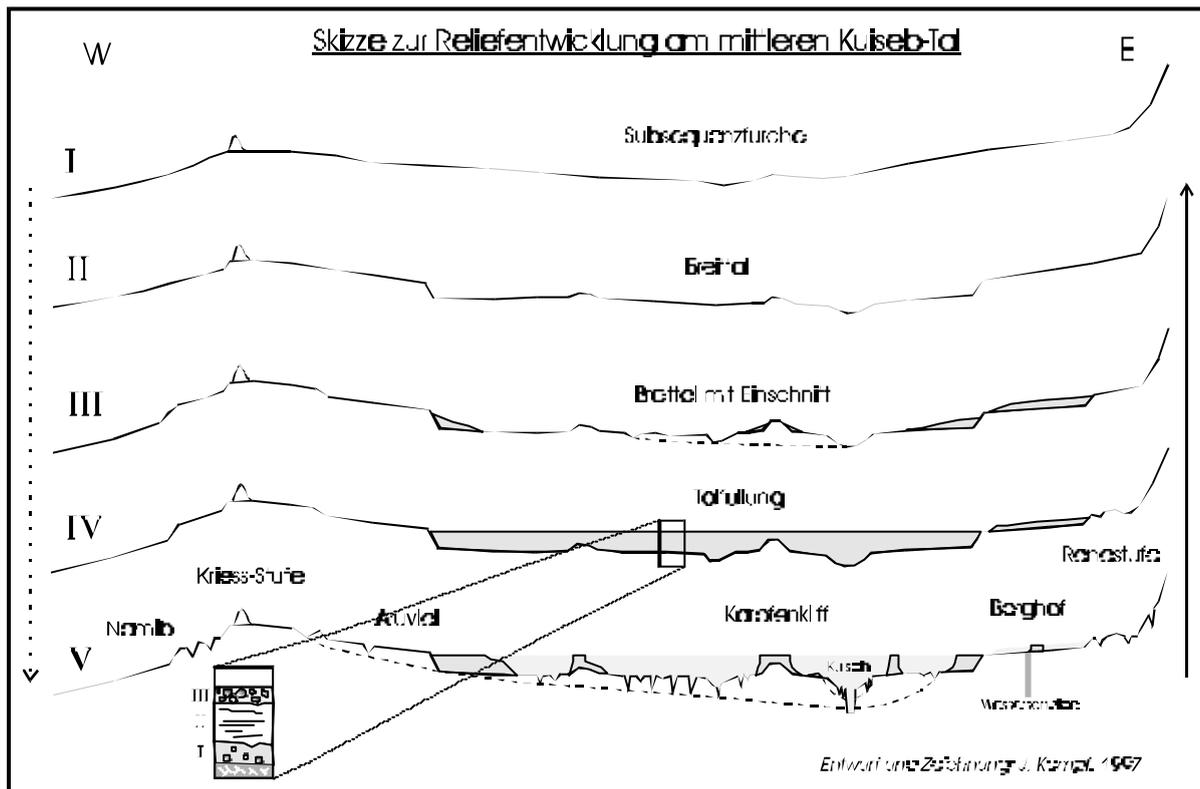


Abbildung 100: Fünfgliedrige Skizze zur Reliefentwicklung im mittleren Kuiseb-Tal und zur Morphoposition der Proto-Kuiseb-Talfüllungen innerhalb der Randstufen-Subsequenzfurche zwischen Kriess-Stufe und Escarpment.

Phase I: Hypothetische Rohform der Subsequenzfurche als Abschnitt der Hauptrumpffläche

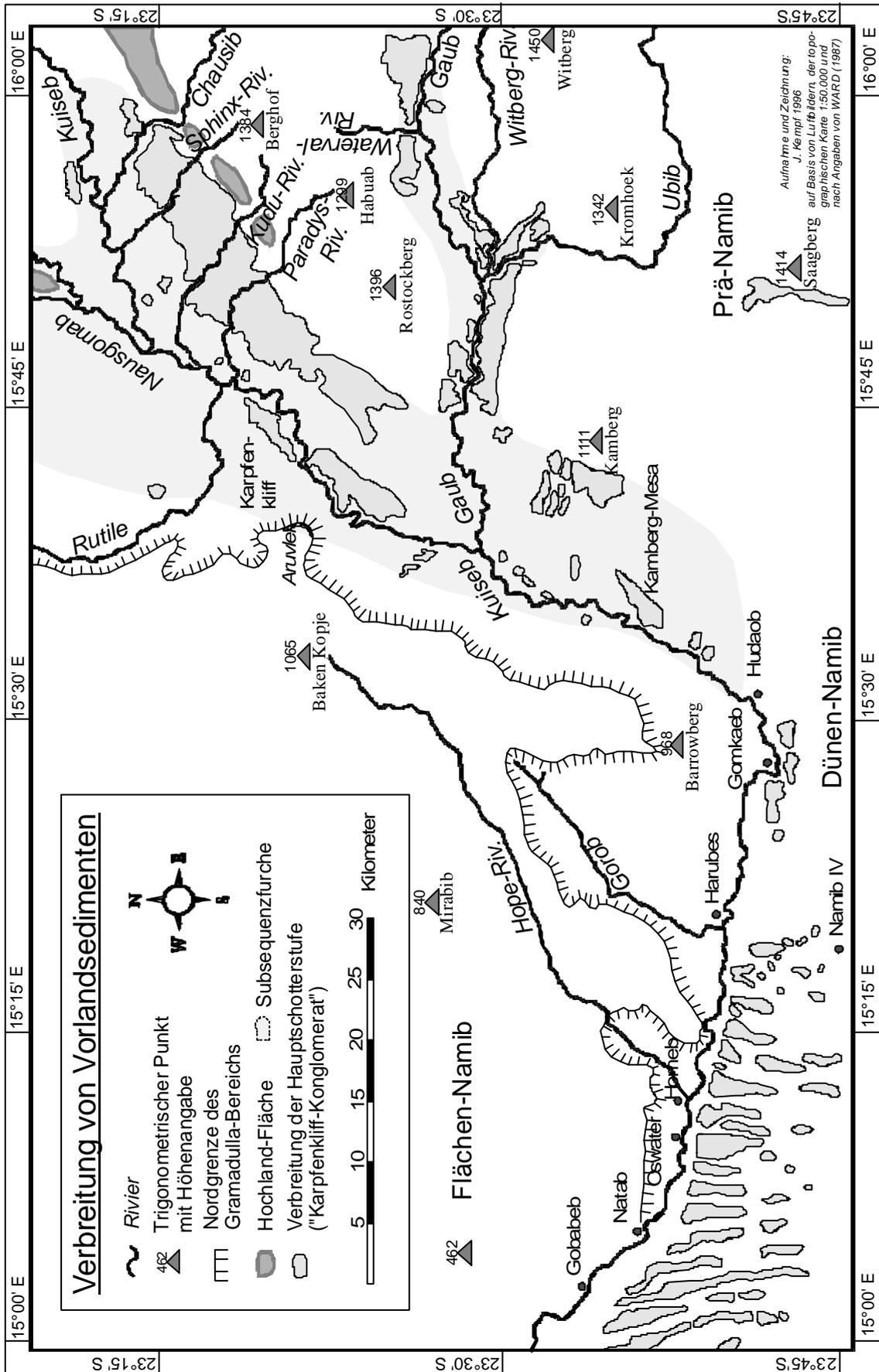
Phase II: Breite Talform innerhalb der Subsequenzfurche mit mehreren sanft eingetieften Fließlinien, wie sie für das mittlere Miozän angenommen wird; Andeutung der oberen Kriess-Stufe, Hangversteilung am Escarpmentfuß

Phase III: Muldenförmige Eintiefung der Hauptfließlinien und daraus folgende Abflußkanalisierung im Endmiozän/Frühpliozän; Denudation der Verwitterungsdecken, Herauspräparierung von Schildinselbergen; anschließend Wiederaufnahme der Tiefenverwitterung im Plioizän, schwache Streckhangbildung auf die Hauptfließlinien hin sowie Ausbildung der unteren Kriess-Stufe und Pedimentierung am Randstufenfuß, möglicherweise bereits Wiederausräumung von vorher auf die Berghof-Fläche geschütteten Schwemmfächern; danach, oder innerhalb dieser Phase Abschotterung der Inselberge und des Escarpments im letzten Drittel des Plioizäns oder dem beginnenden Altpleistozän.

Phase IV: Weiträumige Schüttung mehrerer Verfüllungsserien von der Randstufe und den Ausliegern her; Denudation des Regoliths an der unteren Kriess-Stufe und auf der Berghof-Fläche im Endpliozän und/oder dem Alt- bis Mittelpleistozän.

Phase V: Ausräumung der Talfüllungen und Zerschneidung bis weit in das Basement; Zerschneidung der Kriess-Stufen und der Randstufen-Pedimente ab dem mittleren Pleistozän.

Während des gesamten, hier geschilderten Ablaufs hat sich das Profil im Osten leicht angehoben und wurde dabei relativ gekippt. Senkrecht zu dem Profil streicht eine Querwölbung entlang des Profils.



Karte 28: Verbreitung von Vorlandsedimenten am mittleren Kuisseb. Hell schattiert ist die Randstufen-Subsequenzfurche. Die Verbreitung der Hauptschotter-Konglomerate reicht südlich des Kuisseb bis in die küstennahe Dünen-Namib. Westlich von Hudaob sind sie nur in Zwischendünenbereichen aufgeschossen.

Aufbau der Vorlandsedimente und zyklische Deutung

Der Aufbau von korrelierten Schwemmfächern ergibt ein Spiegelbild der paläoklimatischen Verhältnisse und eventueller Veränderungen dieser Verhältnisse. Deshalb soll hier die Stratigraphie der Sedimentkörper im reliefgenetischen Zusammenhang besonders betrachtet werden. Exemplarisch werden hier die mächtigen Vorlandsedimente des Kuiseb-Gaub-Systems als Korrelat der plio-pleistozänen Klima- und Reliefentwicklung des Khomas-Hochlands in ihren Bezügen zur Haupttrumpffläche des Vorlands dargestellt. Die eigenen Beobachtungen wurden hierzu unterstützt durch die in Kap. 4.2.2.1 (S. 391f) genannten Aufzeichnungen von KORN & MARTIN (1939, unpubl.) und KORN (1942 unpubl., 1943 unpubl.)¹.

Ein im folgenden vorgestelltes, nur wenig idealisiertes Profil gibt die von KORN (1942 unpubl., 1943 unpubl.) im Untersuchungsgebiet festgestellten maximalen Mächtigkeiten der einzelnen Schichten wieder. Als Referenzlokazität mag das in früheren Arbeiten (s. Kap. 4.2.2.1) mehrfach erwähnte, leicht zugängliche, „Karpfenkliff“² bei 23°20'S und 15°45'E gelten (vgl. MARKER 1983, WARD

¹ Bereits in Fußnote 1 auf S. 392 wurde angedeutet, daß es sich bei den Aufzeichnungen KORNs um eine Primärquelle handelt, die dem Forschungsstand ihrer Zeit entspricht und die damalige Terminologie verwendet. Interpretationen KORNs wurden in keinem Fall ohne kritische Feldüberprüfung übernommen. Besonders bedeutsam sind aber die unpublizierten Feldbuchaufzeichnungen, da sie die über viele Monate hinweg gesammelten objektiven Beobachtungen enthalten. Dabei ist das Material so umfangreich, daß es die eigenen Feldbeobachtungen wesentlich bereichert. Allein KORNs Felderfahrung am mittleren Kuiseb beträgt rund 32 Monate, darunter ein zusammenhängender Aufenthalt von Mai 1940 bis September 1942 (kriegsbedingtes Wüstenversteck, vgl. S. 392), während dem quasi ausschließlich „quartärgeologisch-geomorphologisch-archäologisch“ gearbeitet wurde. Von besonderem Interesse ist das dabei gesammelte prähistorische Material, von dem allerdings nur ein Teil verifiziert werden konnte. Dies betrifft insbesondere die Sammlungen von 1938/39, die zusammen mit KORN & MARTIN (1939, unpubl.) am 17. August 1939 in 7 Boxen nach Johannesburg geschickt wurden. Zumindest bedeutende Teile davon wurden später von Prof. C. VAN RIET LOWE zurückgesandt und sind im Archiv des Archäologischen Labors im Staatsmuseum Windhoek unter verschiedenen Ordnungsnummern dokumentiert, ansonsten jedoch unbearbeitet. Die Funde von 1940-1942 konnten nicht verifiziert werden und werden deshalb hier nur unter Vorbehalten angeführt, obwohl an den Feldbuchaufzeichnungen KORNs über die Tatsache eines Fundes an einem bestimmten Fundort unter den genannten Umständen keinerlei Zweifel bestehen. In seinem zusammenfassenden handschriftlichen Manuskript zur prähistorischen Besiedlung der Namib schreibt KORN (1942: 43): „Leider steht das recht umfangreiche, von uns [zus. mit MARTIN] gesammelte Material gegenwärtig nicht zu unserer Verfügung. Bei unseren wiederholten [...] Umsiedlungen von Wasserstelle zu Wasserstelle konnten wir die Steine nicht mitschleppen, die jetzt bei Auros versteckt stehen.“ Möglicherweise wurden die Funde später dem Staatsmuseum übereignet, dort jedoch in Unkenntnis der nur bei KORN (1940-1942) enthaltenen Fundangaben, die nach dessen Tod 1946 zusammen mit dem Nachlaß in den Besitz von KORNs Schwester, Dr. Katharina SEIFERT, gelangten, nicht katalogisiert und in eines der externen Lager (des Staatsmuseums) verbracht (freundl. Hinweis Dr. Wolfgang WENDT, Windhoek). Verfügbar waren aber mehrere große Mappen mit sehr detailgenauen Strichzeichnungen vieler Werkzeuge, so daß trotz der bisher fehlenden Originalstücke eine hinreichende Dokumentation vorliegt. Die Zeichnungen umfassen dabei Artefakte aus ESA, MSA und LSA. Obwohl in den Texten heute nicht mehr gebräuchliche Bezeichnungen der Kulturstufen verwendet werden, kann so zumindest eine grob gegliederte Einordnung erfolgen. Aus den Aufzeichnungen geht hervor, daß KORN bereits eine, zwar auf dem damaligen Pluvialsystem basierende, aber doch sehr gut entwickelte Chronologie des Pleistozäns vorschwebte. Dies wird auch in seinem letzten Brief an seinen Doktorvater, Prof. Hans CLOOS, vom 5.5.1946 bestätigt (s. Fußnote 2, S. 391).

² s. Fußnote 1, S. 406

1987 u. a.), bei dem allerdings die einzelnen Maximalmächtigkeiten nicht erreicht werden. Wie bei einer vom Hochland geschütteten, schwemmfächerähnlichen Talfüllung nicht anders zu erwarten, nimmt die Mächtigkeit des Schotterkörpers distal ab, ebenso wie die Größe der transportierten Klagen. Die größten Mächtigkeiten im heute noch erhaltenen Bereich finden sich also im proximalen Teil näher am Escarpment (z. B. auf den Farmen Schlesien, Niedersachsen und Greylingshof, am Nausgomab und Sphinx-Rivier) aber auch am sog. Südplateau zwischen Kuiseb und Gaub, östlich deren Zusammenfluß und an der Einmündung der größeren Seitenriviern (v. a. dem Nausgomab-System). Stellenweise kommen Schichtlücken oder aber eingeschaltete arenitische Linsen vor, welche als temporäre *Channel Fills* innerhalb der jeweiligen Schicht zu interpretieren sind. Ebenso konnten Reste von unterschiedlich ausgeprägten Bodenbildungen, phreatischen Verbackungen und Feinmaterialakkumulationen festgestellt werden, die nicht immer durchgängig zu verfolgen sind. Insgesamt ist der Sedimentkörper, wie oben erwähnt, durch das Kuiseb-Gaub-System heute stark zerschnitten, in einzelne Plateaus und Mesas aufgelöst und großräumig abgetragen. Bedeutende Reste der Talfüllungen sind u. a. erhalten am Kuiseb südwestlich der Goagos-Berge (Karpfenkliff, Südplateau und Südostplateau mit der Kamberg-Mesa; vgl. Karte 27, S. 395), und nördlich des Kuiseb im südwestlichen Teil der Farm Niedersachsen. Kleinere Vorkommen bilden die charakteristische Zinnen-Mesa westlich des Karpfenkliffs, sowie ein warzenförmiger Hügel, bei dem die Deckelkalkkruste und Teile der Hauptschotter-Konglomerate bereits abgetragen wurden (weiter westlich davon).

Vier kleinere Relikt-Mesas liegen am Zusammenfluß der beiden Emeritus-Riviern und am Kraai-poort-Rivier im Nordteil der Farm Kraai-poort, fünf weitere am Nausgomab auf Farm Changans (vgl. Abb. 98, S. 394) sowie zwischen Kaitsuchab-Berg und südlichen Kraai-poort-Bergen (Farmgrenze Kraai-poort-Niedersachsen). Sie belegen nachdrücklich, daß nicht allein der Kuiseb für die Auffüllung des Proto-Kuiseb-Tals in der Randstufen-Subsequenzfurche verantwortlich war. Die Mächtigkeit der Terrassenreste beträgt durchschnittlich 50-60 m. Alle genannten Relikt-vorkommen befinden sich auf lokalen Wasserscheiden. Der distale Part der Talfüllungen südwestlich von Gomkaeb liegt weitgehend über den mesozoischen Tsondab-Sandsteinen, der nördliche und nordwestliche Part eher über Amphibol- und Skapolithschiefern der Khomas-Serie (Karte 27 und 28).

Die Berghof-Mesas (Abb. 99, Foto 4) sind in diese Talfüllungen nicht eingeschlossen, da sie nicht innerhalb der Subsequenzfurche (960-980 m Meereshöhe auf Niedersachsen, 950 m westlich Greylingshof, 930 m am Karpfenkliff), sondern auf einer Hochposition in ca. 1050-1060 m ü. NN liegen. Ihre Gipfelflur zeichnet einen ehemaligen, von der Randstufe in Richtung Kuiseb nach Westen zeigenden, pultförmigen Schwemmfächer nach (Abb. 100-III), der aber einen ähnlichen Aufbau, wie

die Talfüllungen zeigt. Eine Form der Graukalkstufe wurde dort allerdings nicht gefunden, sondern im Aufbau dominiert die stark durch Bodenbildungen verwitterte Sandstufe. Die hangenden Schotterkonglomerate sind nur wenige Meter mächtig (3-5 m, vgl. Foto 4). Auf S. 421 wurde vermutet, daß der entsprechende Schwemmfächer zwischen der endmiozän-frühpliozänen Fossilierung der Haupt-rumpffläche und der pliozänen Post-HR-1-Flächenbildung geschüttet wurde, weil sie isoliert auf einem Flächenrest stehen. Es ist aber auch möglich, daß es sich um eine durch schwache fluviale Aktivität auf der Wasserscheide (Kuisseb-Gaub) exhumierte Fläche handelt (Kulminationsbereich der Querwölbung), so daß auch eine Schüttung ab dem Endpliozän in Betracht kommen kann. Ihr Aufbau zeigt Parallelitäten zum demjenigen des von HÜSER (1977: 90) beschriebenen, isolierten, „Char-Ré-Tafelbergs“ auf Kromhoek (Abb. 101). Daher ist davon auszugehen, daß der Deckel der Berg-hof-Mesas HÜSERs (1977: 77) Oberkruste entspricht und somit vermutlich älter als die Post-HR-1-Fläche, in jedem Fall aber älter als die Hauptkruste ist, welche ihrerseits den Deckel der Proto-Kuisseb-Talfüllungen bildet.

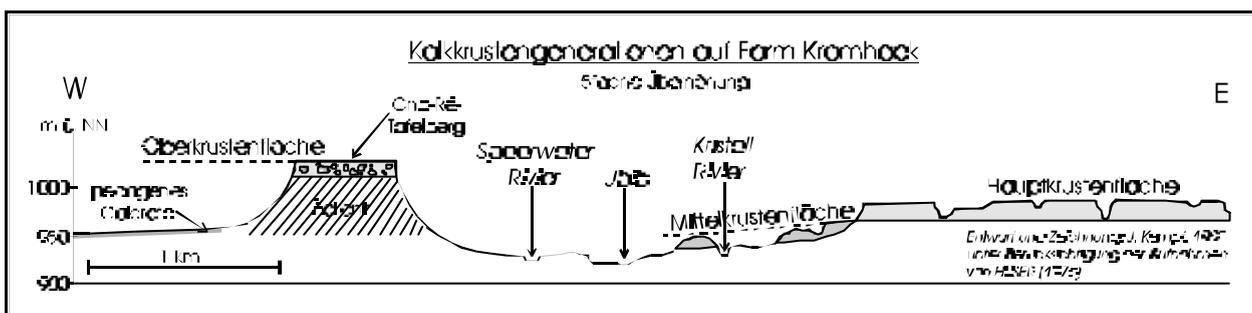


Abbildung 101: Kalkkrustengenerationen auf Farm Kromhoek, gezeichnet auf Basis eigener Profilaufnahmen unter Verwendung der geomorphologischen Karte von HÜSER (1977: 79). Deutlich wird HÜSERs (1977: 77) „dreigliedriges Schachtelrelief“ im Bereich des Ubib, der hier aus östlicher Richtung, vom Escarpment kommend scharf nach Norden zum Gaub hin abknickt. Es sind drei Krustenflächen-Stockwerke entwickelt. Die ältere Oberkruste, die Hauptkruste in Schotterkonglomeraten und die Mittelkruste als Talfüllung. Eine vierte Kruste ist als pedogene Versiegelung der jüngsten Rumpffläche anzusehen und kann daher zeitlich entweder der Mittelkruste oder der Hauptkruste (oder beiden als polygenetisches Calcrete) zugeordnet werden. Das Anstehende Gestein wird hier von Marmor und Quarzglimmerschiefern der Corona-Formation, weiter westlich vom Kristallin gebildet. Der diskordant auflagernde Äolianit am Cha-Ré-Berg könnte einem östlichen Auslieger der Namib-Sandsteine oder einer deren Umlagerungsfaziestypen entsprechen, ist stark verwittert und von fossilen Wurzelröhren durchzogen. Er wird von einem ca. 5 m mächtigen Konglomerat winkeldiskordant überlagert. Es besteht eine auffallende Ähnlichkeit zu den 30 km weiter nördlich in abflußperipherer Lage verbliebenen Berghof-Mesas (dort allerdings fluvial-kolluviale Sande einer Schwemmfächerfazies) in gleicher Morphoposition. Alle weiteren erhaltenen Krustenflächen sind jünger als die Oberkruste.

Aus den Höhenangaben läßt sich schließen, daß wohl auch die Pedimente älterer Inselberge (z. B. Rostockberg) zumindest teilweise überdeckt waren, die Inselberge also ehemals über gewisse Zeiträume hinweg echte „Inseln“ in einem breiten, seine Hauptlinien häufig verlagernden Schwemmbereich darstellten. Relikte dieser Pedimentbedeckungen können auf den Farmen Schlesien, Rostock und Rostock-Süd beobachtet werden. Sie wurden allerdings zumeist später abgetragen. Auch hat

die in diesem Zeitraum fortlaufende Hebung im Khomasbereich zusammen mit der genannten Querkwölbung vermutlich den Abtrag unterstützt.

Im Gegensatz zu dem vermutlich frühpliozänen Schwemmfächer auf der Berghof-Fläche, sind die Talfüllungen des Proto-Kuiseb, wie auf S. 421 erläutert, dreigliedrig aufgebaut. Alle drei Glieder sind sehr wahrscheinlich jünger als die letzte Phase mit Tiefenverwitterung, da nicht nur der Boden des Proto-Kuiseb-Breitalls, sondern auch darin eingetiefte Talformen und die darauf eingestellten Streckhänge (als Niveau der restriktiv weitergebildeten Post-HR-1-Fläche) überlagert wurden. Diesen Zusammenhang verdeutlichen die Fotos 1+2 auf Tafel 7 von der Kante des Kuiseb-Cañons ca. 2 km westlich des Karpfenkliff-Südteils. Dort überdeckt die von der Hauptkrustenfläche (WARDS 1987 „Kamberg-Calcrete“) abgeschlossene Füllung („C“) nicht nur den heute durch Gramadullas stark zerschnittenen ehemaligen Breittal-Boden („A“), sondern auch die sanft geneigten Hänge einer Paläo-Kuiseb-Talform („B“), welche zu A hin in Streckhänge übergehen.

Dieser Paläo-Talboden liegt rund 30-40 m unterhalb des Breittal-Niveaus und 60-80 m über dem Boden des rezenten Cañons („E“), der ihn in gleicher Flußlinie zerschnitten hat. Sein Boden deckt sich ungefähr mit der Saprolitgrenze im Anstehenden (Abb. 102, S. 429), wogegen der Cañon bis weit ins unverwitterte Damara eingeschnitten ist. Auch die obersten Gramadulla-Stufen sind auf dieses eher rundliche Tal eingestellt und weisen ebenfalls rundliche Querschnitte auf (Tafel 7, Foto 2). Reste der Talfüllungen sind auf allen diesen tieferen Niveaus erhalten und wurden generell erst im Rahmen der Cañon-Einschneidung abgetragen, so daß davon ausgegangen werden muß, daß dieses Post-HR-1-Niveau von den Füllungen komplett verschüttet wurde.

Bei den Felduntersuchungen wurde in Erwägung gezogen, daß die auf Klängen und Streckhängen erhaltenen Sedimente evtl. Oswater-Äquivalente sein könnten, die erst nach der tiefen Zerschneidung auf eine höhere Terrasse geschüttet wurden. Solche Annahmen haben sich jedoch aus zwei Gründen als nicht belegbar herausgestellt. Zum einen spricht dagegen die Höhenlage, denn auf den Klängen ziehen sich die Konglomerate bis nahe an die Kante des Breittalbodens (Karpfenkliffbasis), also bis in Höhen weit über 100 m über dem Flußbett, während WARD (1987: 22) für das Oswater-Konglomerat nur bis zu 60 m hoch reichende Terrassenoberflächen feststellte. Zum zweiten weicht die Struktur der vorgefundenen Sedimente erheblich von derjenigen der Oswater-Konglomerate ab, wie sie an den tieferen Terrassen festgestellt und u. a. von WARD (1987: 22ff) beschrieben wurden. So wurde zunächst aufgrund der schweren Zugänglichkeit im tief zerschluchteten Gramadulla-Relief ferndiagnostisch angenommen, bei den rötlichen Ablagerungen handele es sich um dominant rote Arenite, wie sie für die Sandstufe prägend sind, die aber auch in Oswater-Sedimenten vorkommen

können. Mehrere aufwendige Begehungen der Gramadullas haben dann jedoch eindeutig gegenteilige Belege erbracht: Bei den ältesten Talfüllungen, die auch den Paläo-Kuiseb-Einschnitt im Proto-Kuiseb-Breittal auskleiden, handelt es sich um die Graukalkstufe. Sie ist anhand ihrer dunkelgrauen, sehr harten, scharfkantig verwitternden Matrix eindeutig identifizierbar (s. S. 407f) und enthält in dieser Position ausschließlich gut gerundete Quarz- und Quarzitschotter mit einem Längsachsen-Durchmesser von 8-15 cm. Die rötliche Färbung kommt dadurch zustande, daß diese Klasten von eisenhaltigen Verwitterungs-Cutanen überzogen sind und ein durch Auswitterung verursachtes, dichtes Residualpflaster auf den Klängen bilden, das die graue Matrix fast vollständig verhüllt.

Wie bereits mehrfach ausgeführt, unterlag die Hauptrumpffläche bis ins Miozän flächenhafter Denudation, wobei sämtliche Gesteinsschichten gekappt wurden (Kap. 4.2.1.7). Auch die Basisfläche des Proto-Kuiseb-Breittals war davon betroffen, wie am Basalkontakt der o. g. Terrassen deutlich wird. Das saprolitisierte Ausgangsgestein wurde nach dem Milieuwandel, welcher die Hauptrumpffläche fossilisierte, regolithisch aufgekalkt (*petrocalcic*-Horizont, Referenzprofil KH39 im Anhang) und tropische Böden wurden großteils abgeführt. Der so entstandene Bodentyp wird als *Saprolithic Leptosol* bezeichnet (vgl. Profile KH15, KH50 im Anhang). Die Aufkalkung griff im Bereich des Vorlands dabei sehr tief in den Saprolit ein. Kalknadeln reichen z. B. am Gaub-Cañon auf Farm Greylingshof (einige 100 m östlich und westlich der Brücke über den Gaub) bis über 10 m als Kluftauskleidungen ins Anstehende. Die wenigen Anschnitte an der Karpfenkliff-Basis zeigen ähnliche Formen, wobei allerdings die Aufschlußverhältnisse dort ungünstiger sind.

Sedimentzyklus I (Graukalkstufe)

Erst nach der Denudationsphase wurde auf den aufgekalkten, nach Abfuhr des Feinbodens mit kantigen Gangquarzen aus verwitterten Kernsteinen bedeckten, Gesteinsuntergrund die erste grobe Schotterschicht geschüttet (Graukalkstufe), welche auch die kantigeren kolluvialen Klasten enthält. Sie ist kuisebaufwärts (vom Tiefpunkt des Cañon am Kuiseb-Campingplatz gesehen) über 20 Meter mächtig, am Karpfenkliff erreicht sie 10-14 Meter. Auch weiter abwärts, am Gaub-Plateau westlich des Zusammenflusses mit dem Kuiseb, ist sie noch nachweisbar. Der entsprechende Sedimentkörper enthält sehr grobe, kantengerundete Schotter (möglicherweise Kernsteine, Durchmesser bis 85 cm nach KORN 1942; bis 95 cm nach WARD 1987) aus Khomas-Material und durchschnittlich etwas kleinere aus Etjo-Material in einer grauen bis dunkelgrauen, seltener leicht rötlichen, sandig-grusigen Matrix.

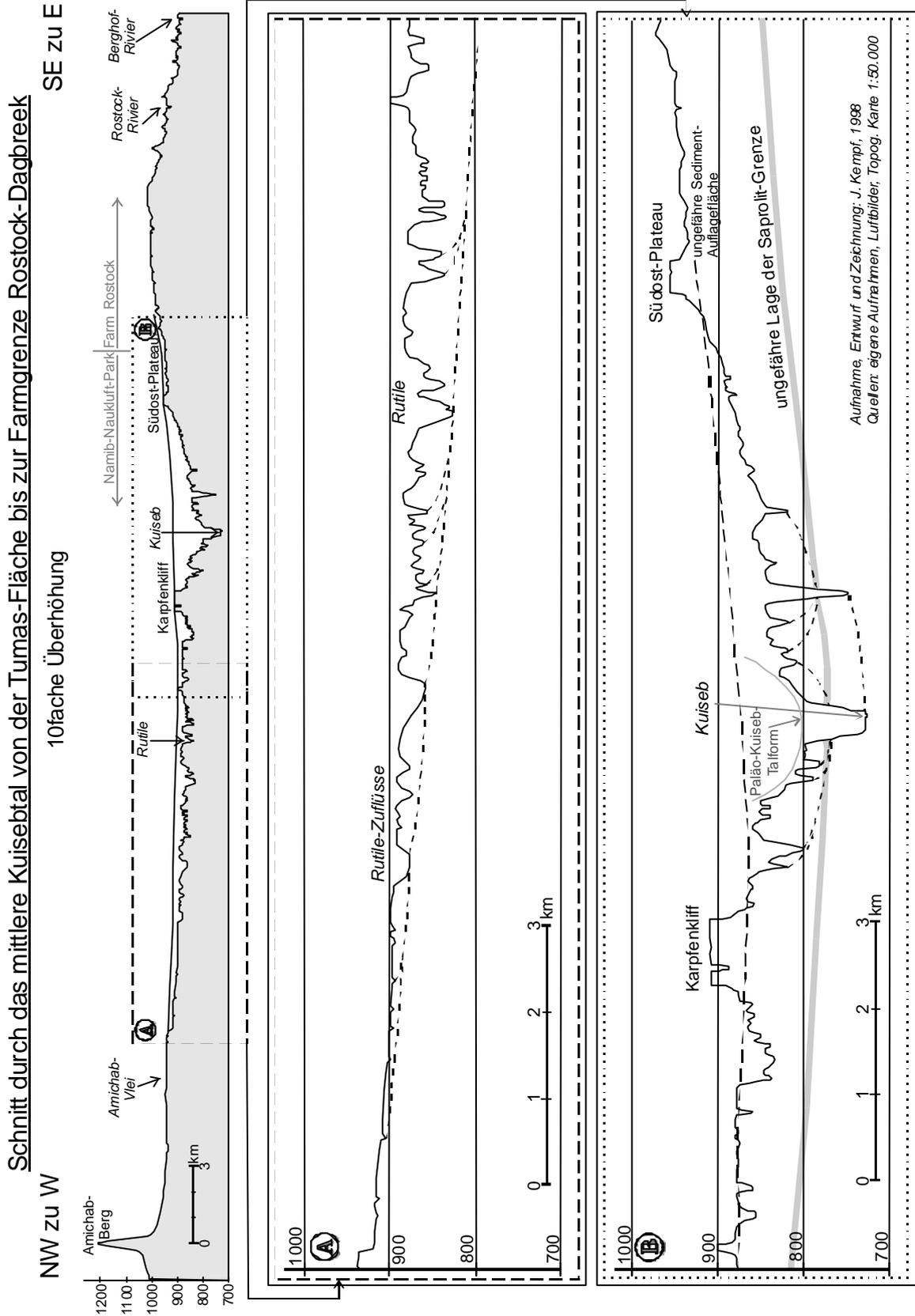


Abbildung 102: Profilschnitt durch das mittlere Kuiseb-Tal mit Ausschnittvergrößerungen des Rutile-Systems und des Kapfenkliff-Sedimentationsbereichs. Das Wüstenschluchter-Relief (Gramadullas) im stark saproditisch verwitterten Schiefer der Kuiseb-Formation wird von Konglomeratmassen überlagert.

Daneben ist, wie in Kap. 4.2.2.2 bereits erwähnt, auch kantigeres Material aus Schiefersaprolit erhalten, das vermutlich von topographischen Hochpunkten an den ehemaligen Lokalwasserscheiden stammt (vgl. Abb. 100-III). Gerundete Schiefergerölle sind dagegen selten. Die Schotter sind mäßig von oben her aufgekalkt und schließen mit einer harten, grauen, nodulär aufgebauten, wahrscheinlich sedimentär-pedogenen Kalkkruste ab. MARKER (1983: 338) stellte eine schwache Bodenbildung fest, machte aber keine näheren Angaben. Die Oberfläche könnte über eine gewisse, für Bodenbildung und Aufkalkung notwendige Zeit hinweg relativ stabil gewesen sein. Im weiteren soll zum Zwecke der Parallelisierung der Graukalkstufe also von dem ersten Schotterzyklus oder „Zyklus I“ die Rede sein.

Sedimentzyklus II (Sandstufe)

Die Zyklus-I-Oberfläche, die mit großer Sicherheit nicht eben ausnivelliert war, wird diskordant überlagert von anschließend geschütteten, groben, ebenfalls kantengerundeten Schottern. Sie sind mit den Klasten aus dem liegenden Zyklus I vergleichbar, erreichen jedoch nicht so große Durchmesser. Die dicht gepackten, carbonatverbackenen Schotter gehen aus einer vergleichbaren Matrix zum Hangenden über in schwach bis mäßig aufgekalkte psammitische Flußsedimente, die nach KORN (1942) vereinzelt Eisenkonkretionen und schwach kantengerundete Schotter (zumeist Quarze) enthalten. Die Matrix besteht dominant aus Mittel- bis Feinsanden mit einer anscheinend nach oben hin feiner werdenden Textur. Die Klasten sind ganz überwiegend mit braunroten bis ziegelroten oder orangefarbenen Eisenoxidhäutchen überzogen, glänzend und gerundet. Einzelne Schichten sind grau gefärbt (Carbonatmatrix dominant, Sande matt-gelblich bis farblos). Es liegen keine Anzeichen für starken äolischen Transport vor. Gelegentlich kommen auch Glimmerplättchen vor.

In der oberen Sandstufe kommen auch bis über 2 m mächtige tonig-schluffige Schichten vor, die den Sedimenten von Calcrete II am Swakop (s. S. 366f, Tafel 10: Foto 3, Profil NA06) und Member 1 des „Tumas-Sandsteins“ (s. S. 382ff) sehr ähnlich sind. Dort wurden sie als kolluvial-fluviale Fazies interpretiert. Eine Parallelisierung erscheint realistisch. Hier wie dort enthalten sie zahlreiche *Load Casts* (v. a. Quetschstrukturen), welche fossilisierte laterale Fließbrinnen auf unterschiedlichen Oberflächen auskleiden. Auch direkt darunter liegende Arenite zeigen Auswirkungen des ausgeübten Drucks und können wulstartig deformiert sein. Nach der Aufkalkung aufgetretene Sekundärkluftsysteme entstanden vermutlich aber erst infolge der Auflagerung der mächtigen Hauptschotterserien (s. u.). Sie sind im hangenden Bereich mit einer weißen, diffusen Gipsplättchen- oder Calcit-Matrix, vereinzelt auch mit stengeligen Calcit-Kristallen ausgekleidet.

Stellenweise sind innerhalb dieses insgesamt sandigen, gelegentlich über 40 Meter mächtigen Zyklus auch noduläre Kalkkrustenhorizonte enthalten, die als skelettreiche Relikthorizonte von zumindest temporär stabilen Oberflächen gedeutet werden müssen. Für solche Oberflächen innerhalb der Sandstufe sprechen einige Indizien: Besonders auffällig sind am Karpfenkliff, aber auch an anderen Mesas (z. B. dem Kamberg-Kliff) die zahlreichen Zeilen aufgekalkter Wurzelhorizonte (*pedotubuli*), die viele Aufschlüsse mit einem dichten Flechtwerk überziehen (Tafel 7, Fotos 4+5). Sie wurden bereits erwähnt und abgebildet bei MARTIN (1957: ggü. 129)¹ und auch bei SELBY (1976: 6). Des Weiteren wurden in den Aufschlüssen am Karpfenkliff vereinzelt Reste von Hölzern entdeckt (Tafel 7: Foto 6). Diese Wurzelhorizonte sind assoziiert an deutliche Farbveränderungen (höhere *Hue* und *Chroma*), die als leicht verbrauchte Horizonte eines ehemaligen *Cambic Arenosols* auf sandigem Alluvium angesehen werden. Nach WARD (1987: 14) sollen einige dieser Strukturen als diagenetische Formen interpretiert werden können, welche eine Remobilisierung von Carbonatzement entlang von Kluftbereichen reflektieren. Für die *pedotubuli* ist eine solche Interpretation jedoch nicht nachzuvollziehen. Gleiches gilt für die Paläoböden, die WARD (1987: 14) als äolische Formen innerhalb seiner fluvialen Fazies E ansieht.

Ein weiteres Indiz für die Annahme zeitweise stabilerer Oberflächen während der Schüttung der Sandstufe bieten kleine, mit kantengerundeten Schottern, Grusen und Grobsanden verfüllte laterale Fließrinnen, die durch die Kliffbildung angeschnitten wurden (Tafel 7: Foto 7). Sie wurden durch nachfolgende Schüttungsphasen überdeckt. KORN (1942: 9+45, unpubl.) erwähnte zusätzlich das Vorkommen von fossilen Pfannen, die in Form und Aufbau völlig identisch mit den rezenten des Sandvelds seien. Die nach einer Feldskizze von KORN gezeichnete Abb. 103, zeigt ebenfalls eine fossile Pfanne innerhalb der Sandstufe. Sie könnten WARDs (1987: 11) Fazies F entsprechen (*Zebra Pan Carbonate Member*).

Die hangend abschließende Kalkkruste des zweiten Zyklus ist deutlich mächtiger als die des vorangegangenen. Sie geht von einer harten, lamellenartigen Bank nach unten in noduläre Strukturen über. An vielen Stellen, besonders am Karpfenkliff und der Kamberg-Mesa, ist eine ausgeprägte kalzifizierte Bodenbildung mit einem dichten Geflecht von den o. g. Wurzelröhren enthalten. Abgeschlossen wird dieser eher psammitische, im Hangenden stellenweise pelitische Zyklus II von einer wenige Zentimeter mächtigen Lamellenkruste, die dem Kamberg-Calcrete vergleichbar ist. Sie ist zwar nicht durchgängig zu verfolgen, deutet ebenfalls eine fossile Oberfläche an (Diskordanz). Vermutlich

¹ Literaturnachweis s. Fußnote 2, S. 391

erfolgte die Aufkalkung von oben her, aber die fein verteilte Calcit-Matrix könnte auch auf phreatische Verbackung hinweisen.

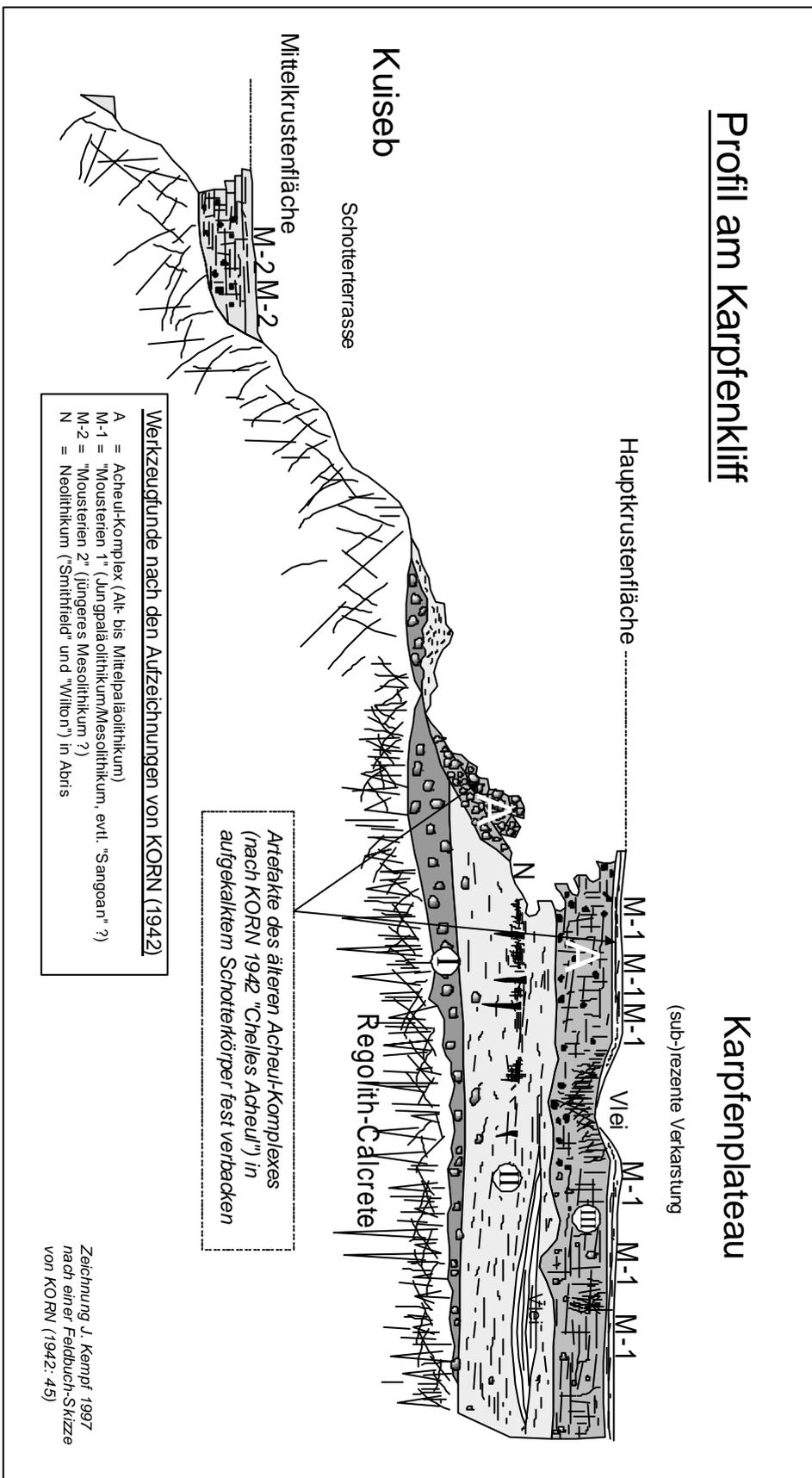


Abbildung 103: Morphostratigraphisches Profil des Karpfenkliffs nach einer Feldbuchzeichnung von KORN (1942: 45, unpubl.), verändert und ergänzt. Eingezeichnet ist der schematische Aufbau des Plateaus am nördlichen Rand. Zusätzlich werden die Fundstellen unterschiedlicher Artefakttypen genannt. Nach KORN (1942: 54ff) sind paläolithische Fundstellen im Bereich der Gramadulla-Namib sehr selten, was sich auch durch den ungünstigen Siedlungsraum innerhalb des vermutlich sehr feuchten, mit dichter Vegetation besetzten Schwemmbereichs einfach erklären läßt. Gleichzeitig wird betont, daß niemals ESA auf den von den Konglomeratserien entblößten Felsoberflächen gefunden wurden, sondern vereinzelt in der randlichen Namib-Kalkdecke. Daraus ist zu vermuten, daß die alt- bis mittelpaläolithischen Siedlungsflächen mit samt den vielleicht vorhandenen Kulturspuren vollständig abgeräumt wurden. Ein solcher Fundort am Rand des Proto-Kuisseb-Tals liegt bei Minkabis (Karte 27, S. 395). Dort hat KORN (1942: 55f) Faustkeile des älteren Acheul-Komplexes ("Alt-Stellebosch") innerhalb der Kalkdecke (vermutlich Kaniberg-Calcrete) gefunden. Damit läßt sich diese Deckkalkkruste möglicherweise mit der Fundstelle Namib IV von SHACKLEY (1980, 1982, 1985) parallelieren, deren Alter ca. 600 ka beträgt. Alle weiteren Sedimente, v. a. die Oswater-Terrasse, sind jünger als der Acheul-Komplex.

Zyklus III (Hauptschotter)

Hangend zu Zyklus II befinden sich die am Karpfenkliff bis zu 20 Meter mächtigen Hauptkalkschotter, die durchgängig sehr stark kalkverbacken sind. Die Klaster, WARDs (1987) „Karpfenkliffschotter“, bestehen überwiegend aus Khomas-Material, also gerundeten Gangquarzen und Schiefen mit Maximaldurchmessern von bis zu 40 Zentimetern (vgl. KORN 1942, unpubl.). Diesen liegt in 4 bis 12 Metern Mächtigkeit eine Serie überwiegend etwas kleinerer Schotter auf, die ebenfalls durchgängig hart kalkverbacken sind und mit einer Lamellenkruste abschließen. Letztere entspricht der alle Sedimente überdeckenden Hauptkalkkruste, also den „Kamberg-Calcrete“ nach WARD (1987), die bereits in Kap. 4.2.2.2 beschrieben wurden.

Die Mächtigkeit der gesamten Konglomeratserie schwankt von ca. 40-60 m im Proximalbereich des Schwemmfächers, also östlich der Kuiseb-Brücke, bis zu ca. 30 m am Karpfenkliff und dem Kamberg-Kliff. Im distalen Bereich dünnt sie auf bis ca. 5 m Mächtigkeit bei Gomkaeb aus. Bei Hudaob am Kuiseb-Knie, wo sie diskordant auf dem Basement liegt, beträgt die Mächtigkeit immer noch ca. 8 Meter (vgl. MARKER 1983: 337), am Nordrand des Breittals bei Aruvlei noch ca. 2-10 Meter (vgl. Profil bei MARKER 1983: 338). Auch am Aruvlei streichen die Sedimente auf das flächenhaft Anstehende aus und gehen in die Namib-Kalkkruste über (Abb.: 104 und Profil bei EITEL 1994a: 60). Die Gesamtverbreitung der Hauptschotter ist in Karte 28 (S. 423) dargestellt. Diese letzte Tal-füllung ist auch westlich des ehemaligen Breittals flächenhaft verbreitet. Sie streicht nach Westen sehr weit bis unter die Dünennamib aus (Karte 28; vgl. BESLER 1980 und Karte bei WARD 1987: 69). Bezüglich der lithologischen Struktur wird auf die Detailaufzeichnungen von WARD (1987: 16f) verwiesen, die im wesentlichen im Feld bestätigt wurde. Da eine Aufkalkung von oben her aufgrund der generellen starken Carbonatisierung nicht direkt nachgewiesen werden konnte, ist für Zyklus III auch eine syngenetische Verkalkung möglich, wenn auch wenig wahrscheinlich. In allen größeren vorgefundenen Relikten der Hauptschotterstufe liegt eine beträchtliche Verkarstung mit oberflächlichen Lösungshohlformen (Näpfe, Karrenfelder) und Höhlen vor. Die entstandenen Kavernen sind gelegentlich verstürzt, so daß Dolinenfelder entstanden (vgl. MARKER 1982). HÜSER (1977: 79) verzeichnet auf seiner Reliefkarte von Kromhoek in den Ubib-Terrassen ebenfalls Dolinen – allerdings innerhalb der Mittelkrustenkonglomerate. Dies weist auf autochthon feuchtes (feuchter als heute in der Prä-Namib) Verkarstungsmilieu noch nach Bildung der Mittelkruste, also im oder nach dem Mittelpleistozän hin. Wo die Höhlen durch die Kliffbildung angeschnitten wurden, haben sich Abriformen entwickelt, die (phasenweise) mesolithisch und neolithisch besiedelt wurden.

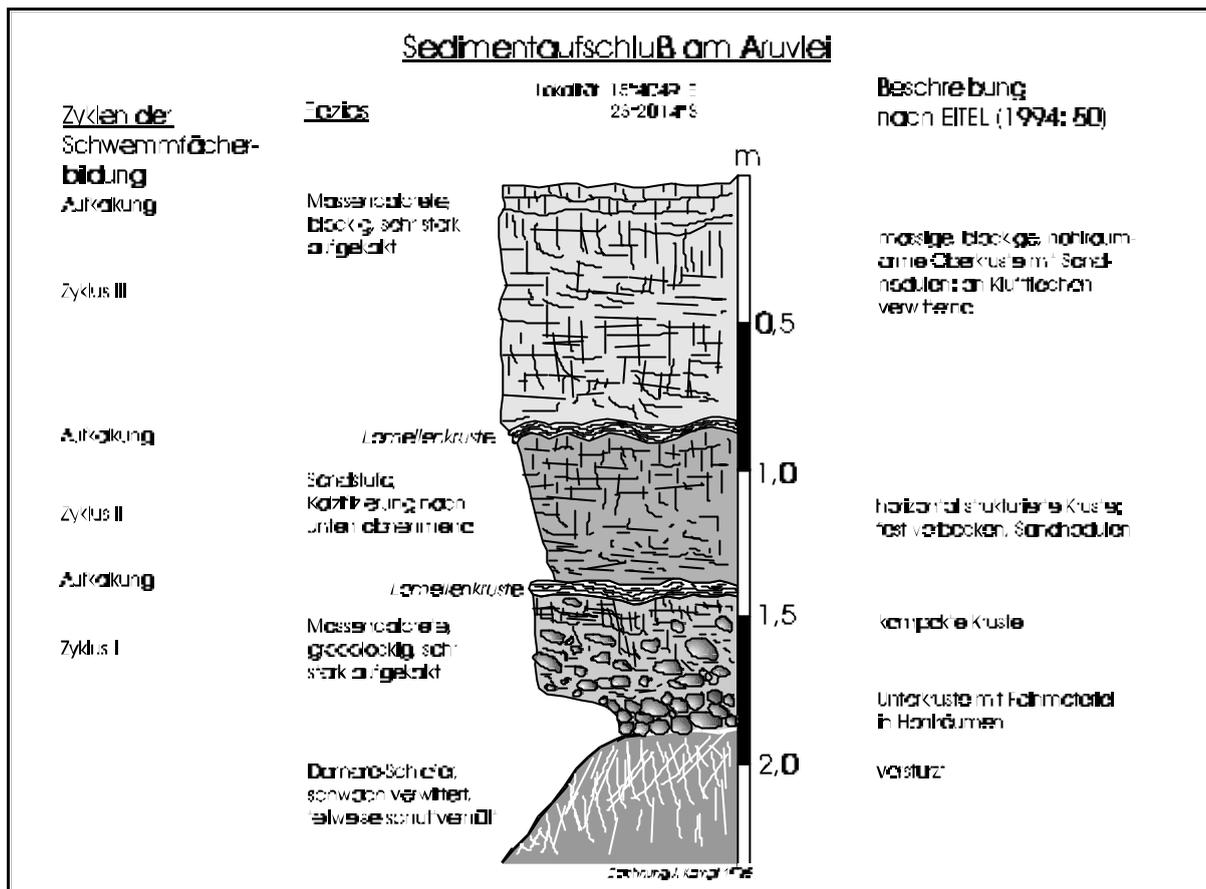


Abbildung 104: Aufschluß einer lateralen Fazies der zyklischen Sedimente des Proto-Kuiseb-Breittals im Übergangsbereich zur westlich gelegenen Haupttrumpffläche (hier: Hauptkrustenfläche) nach einer Abbildung von EITEL (1994a: 80). Trotz der deutlichen Sedimentausdünnung sind noch alle drei Stufen erhalten und werden von Lamellenkalkkrusten abgeschlossen.

Wie innerhalb der Sandstufe sind auch auf der Konglomerat-Calcrete-Oberfläche Lösungspfannen (im Sinne von Kap. 4.2.1.8) verbreitet. Sie schließt demnach den Zyklus III der Hauptkalkschotter ab und wird nur noch in Inselbergnähe am Rand des Schwemmbereichs lokal von unterschiedlich verkalktem, jüngerem Hangschutt überdeckt. Außerhalb der Talfüllungen geht die Hauptkalkkruste in die Lamellenkruste oder die pedogenen Calcretes (Kap. 5) der Flächennamib über.

In Abb. 103 (S. 432) wurde bereits angedeutet, daß die Hauptkalkschotter des Zyklus III den Angaben von GEVERS (1934b), KORN & MARTIN (1937, 1939 unpubl.), KORN (1942 unpubl.), FOCK (1957) und BOWLER-KELLEY (zitiert in KORN 1942 unpubl.) zufolge, im Übergangsbereich zur Flächennamib - aber noch innerhalb der Proto-Kuiseb-Talfüllung Artefakte (*hand-axes*) des „Chelléen“ (heute des frühen „Acheul-Komplexes“, Kap. 6) im Profilverband enthalten (vgl. hierzu auch SHACKLEY 1982, 1985). Somit ist ein hinreichend gesicherter, mittelpleistozäner *terminus ante quam* für die Schüttung der letzten zyklischen Talfüllung gegeben und gleichzeitig ein *terminus post quem* für die letzte Aufkalkung der Hochterrassenschotter („Kamberg-Calcrete“) und die Ausräumung der drei älteren Sedimentserien. Ein solches Ergebnis widerspricht der endmio-

zänen Einstufung der Kamberg-Calcrete-Formation durch WARD (1987: 21), ist aber aufgrund der Artefaktfunde nicht in anderer Weise deutbar. Schon KORN & MARTIN (1939: 5f, unpubl.) kamen zu dem gleichen Resultat, das durch die detailliert beschriebene Acheul-Fundstätte von SHACKLEY (1980) bei Namib IV bestätigt wurde (Kap. 6).

Die hier erläuterte zyklische Ablauf der Schüttung einer mehrgliedrigen Talfüllung am mittleren Kuiseb wurde unter Berücksichtigung der Angaben von KORN (1942, 1943 unpubl.) und der eigenen Aufnahmen in Abb. 105 (S. 436) skizziert.

Ausräumung der Talfüllungen und tiefe Zerschneidung

Nach Bildung der Hauptkalkkruste haben Kuiseb und Gaub, ebenso wie das Swakop-Khan-System, die Sedimentkörper ihres Mittellaufs bis ins Anstehende tief zerschnitten und ausgeräumt. Dabei wurden die Flußläufe „kanalisiert“, möglicherweise bereits vor der Sedimentation bestehende Seitentäler zu Wüstenschluchten ausgeformt (Kap. 4.2.2.2, Reliefbasis), so daß die Talfüllungen nur in Form einiger Calcrete-Mesas erhalten blieben. Südlich des Untersuchungsgebietes haben sich auch Tsondab, Tsams und Tsauchab teilweise cañonartig (in Wahrheit eher klammartig, da die Schichtung hier kaum morphologisch wirksam wurde) tief in ihr Schotterbett eingeschnitten (z. B. Sesriem-Cañon des Tsauchab), teilweise aber auch im distalen Bereich breite Kastentäler ausgebildet. Nördlich von Kuiseb und Swakop trifft gleiches auf den Omaruru und streckenweise auf den Ugab zu.

Die Ausräumung insgesamt ist wahrscheinlich relativ schnell verlaufen, da in den Tiefenlinien des zentralen Bereichs des Proto-Kuiseb-Breitlands ja bereits das Paläo-Kuiseb-Tal und die darauf eingestellten Streckhänge samt kleineren lateralen Hießbrinnen eingetieft (prädisponiert) waren. Auch die tiefe Saprolitisierung dürfte eine rasche Cañonbildung begünstigt haben, so daß zumindest auf einigen Klängen und durch die Zerschneidung vom Rückhang gekappten Streckhängen Reste der hart verbackenen Graukalkstufe in abflußperipherer Lage verblieben. Das Szenario spricht für eine primär vom Hinterland (Hochland) gesteuerte Ausräumung, wenngleich auch das Kraaiport-Nausgomab-System betroffen war, das nicht sehr weit in den Bereich der Randstufe eingreift. Denkbar ist auch ein kombiniertes bimodales Klimaregime für diesen Zeitraum mit starken sommerlichen Ruckregen auf dem Hochland und häufigen Winterregen in Vor- und Hinterland - ähnlich wie es rezent in Teilen des Kaplands vorkommt. Als provisorischer Zeitrahmen für die Ausräumung und Einschneidung ist die Periode zwischen (mittelpleistozäner) Hauptkrustenbildung (s. o.) und spät-mittelpleistozäner Oswater-Schotterschüttung (s. S. 410f) anzusetzen (Post-Rooikop oder Vineta; vgl. S. 191).

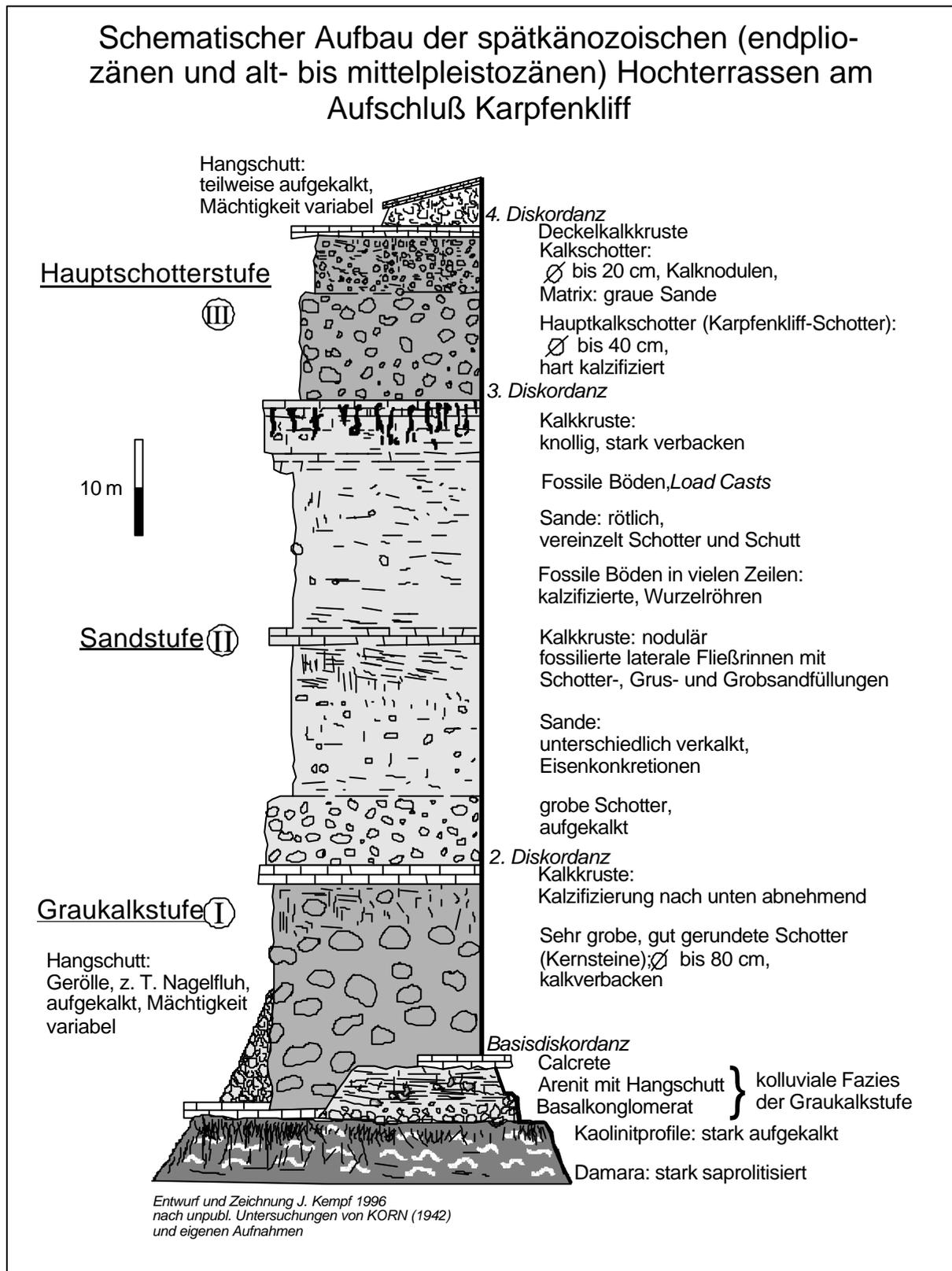


Abbildung 105: Schematischer Aufbau der spätkänozoischen Talfüllungen der Karpfenkliff-Hochterrassen nach eigenen Aufnahmen unter Berücksichtigung der Untersuchungen von KORN (1942 unpubl.).

Zyklus IV (Oswater-Tiefterrassenschotter)

Der infolge der Zerschneidung entstandene Cañon und die Kerbsohlentäler wurden bis zu einem gewissen Grad (30 bis 60 Meter über das rezente Flußbett) mit einer weiteren Serie von Schottern und

aufgearbeiteten älteren Konglomeratklasten sowie mit aus Konglomeraten gebildeten Nagelfluh-Geröllen verfüllt (u. a. MARTIN 1950; KORN & MARTIN 1957; RUST & WIENEKE 1974, 1980; HÜSER 1977; WARD 1987, 1988), die von WARD (1987: 22) als „Oswater-Konglomerat“ (Kap. 4.2.2.2, S. 408-414), von KORN (1942 unpubl.) als „Tiefterrasse“ bezeichnet wurden und entlang von Kuiseb und Gaub an zahlreichen Stellen bis zum Randstufenanstieg bei Us beobachtet werden können.

Die Typlokalität, „Oswater“ (bei etwa 23°28'S, 15°08'E), wurde ebenfalls bereits in Kap. 4.2.2.2 auf S. 408 genannt. Die Terrasse ist aber auch nahe des Karpfenkliffs, halbwegs zur sog. „Zinne“ und besonders markant an der Nausgomab-Mündung an der Ostgrenze der Farm Schlesien, ca. 6 Kilometer flußaufwärts vom Kuiseb-Cañon-Campingplatz, vertreten. Die Gerölle liegen dort in einer gräulichen, manchmal rötlichen, sandigen Matrix eingebettet und sind stark kalkverbacken. Zwischengeschaltet liegen westlich von Gomkaeb Linsen von Areniten, deren Kreuzschichtung auf Dünenbildung schließen läßt (vgl. WARD 1987: 22ff). Sande dürften der nahen, fluvial aufbereiteten Sandstufe (Zyklus II) oder den Namib-Dünensanden südlich des Kuiseb entstammen. Dieser Zyklus IV schließt mit der Mittelkrustenfläche (HÜSER 1977: 93) ab. KORN & MARTIN (1957: 16) ordnen diese Terrasse dem Kanjeran zu (saalezeitlich), wobei die entsprechende Datierung bereits auf S. 410ff besprochen und für zu jung befunden wurde. Favorisiert wird ein Alter zwischen 250 ka und 350 ka BP.

Die Talverfüllung des Zyklus IV wurde im weiteren Verlauf der Reliefgeschichte zu einem großen Teil wieder ausgeräumt, das Tal weiter eingetieft. Durch die starke Einschneidung und die daraus resultierende Drainage erfolgte eine beträchtliche Absenkung des Grundwasserspiegels auf der angrenzenden Fläche, Kavernen und Lösungshohlformen innerhalb der verbackenen Hochterrassen fielen trocken. Wo sie durch Erosion angeschnitten wurden, bildeten sie ideale Abris für meso- und neolithische Besiedlung (s. o.). Dementsprechend finden sich in den Abris vielfach Artefakte des *Middle Stone Age* (MSA) sowie des Namibian Later Stone Age (LSA). Das Nicht-Vorkommen loser ESA-Fundstätten an diesen Gunstplätzen weist darauf hin, daß Zerschneidung und Trockenfallen der Fläche erst im mittleren bis späteren Pleistozän erfolgten (s. o.).

Lediglich in kalkverbackenen Versturzmassen oder auf Terrassen der ältesten Einschneidungsphasen kann älteres ESA vorkommen (Kap. 6). Phreatische Feinmaterialakkumulationen innerhalb der Sedimentkörper und fossile Interflow-Austritte mit Evaporit-Präzipitaten (Gips, Kochsalz) dokumentieren ebenso wie die Verkarstung der Hochterrassen gelegentlich ehemalige Grundwasserstände weit über dem heutigen Kuiseb-Niveau.

Die spätpleistozänen Zyklen

In einem an das Oswater-Konglomerat und dessen Wiederausräumung anschließenden Zyklus V kam es auf Namib- und Kalahari-Dünen zu schwachen Bodenbildungen sowie im Hinterland zu einer Kolluvialphase. Die Ablagerung und Zerschneidung der Homeb-Silts (s. o.; u. a. WARD et al. 1983; WARD 1987; VOGEL 1982) und einiger jüngerer Terrassenakkumulationen fallen vermutlich ebenfalls in diesen Zyklus, der in der Namib insgesamt deutlich trockener war als die vorangegangenen, in dem aber auch im heutigen Wüstenbereich vermutlich gelegentlich semiaride Verhältnisse erreicht wurden. Das läßt sich aus der sehr weiten Verbreitung von Middle-Stone-Age-Artefakten außerhalb der Dünen-Namib (Kap. 6) und aus der Gramadulla-Stufung im unteren Mittellauf des Kuiseb erschließen.

Auf niedrigeren Niveaus kam es anschließend erneut zur Ausbildung von Schotterkörpern (z. B. „Gobabeb Gravels“), in Stillwasserbereichen zur Ablagerung von Kalktuffen mit fossilen Wurzelröhren und Blättern einer Schilfvegetation. Die Kalktuffbildung ist erklärbar durch die autochthonen harten Wässer aus den vorangegangenen Krustengenerationen und impliziert daher höheren Niederschlag auf der Namib-Fläche (s. Kap. 4.2.2.2). Eine generelle Aufkalkung dieser Ablagerungen der Zyklen V und VI fand allerdings nicht statt. Das deutet auf einen schnellen Umschlag zu autochthon deutlich ariderem Milieu nach oder während der Schotterschüttung hin, wodurch eine Kalkkrustenbildung nicht mehr möglich war.

Vielmehr erfolgten äolische Sedimentation und Dünenbildung oder Dünenremobilisierung in der Namib südlich des Kuiseb und der Kalahari sowie die Ausbildung von küstennahen Gipskrusten und Verwitterungsrinden auf Geröllen (KORN 1942, unpubl.) in der Flächen-Namib. Die anschließende Einschneidungsphase war nur schwach ausgebildet, die Gramadullas des mittleren Kuiseb haben mit der Zerschneidung nicht mehr schrittgehalten. Sie münden als Hängetälchen, was eine Steuerung vom Hinterland her vermuten läßt.

Phasenablauf

Gemäß den vorgestellten Reliefbefunden läßt sich folgender Phasenablauf im mittleren Kuiseb-Tal rekonstruieren:

1. Känozoischer Hebungsimpuls des Hochlands; senkrecht dazu randstufenparalleler Wölbungsimpuls (s. Abschnitte Swakop und Tumas in Kap. 4.2.2.1)
2. Milieuwechsel von Tiefenverwitterung zu Einschneidung; Eintiefung des Paläo-Kuiseb-Tals innerhalb des Proto-Kuiseb-Breittals; Anlage der obersten Gramadulla-Stufen; Denudation der

Pedimente der oberen Kriess-Stufe und Abtrag der Verwitterungsdecken bis auf den Regolith; Phase III in Abb. 100

3. Schüttung der arenitischen Berghof-Sedimente mit abschließenden Schottern; möglicherweise Schüttung der Zyklus-I-Sedimente; Bodenbildung, Aufkalkung
4. Umlenkung des Kuiseb am Hudaob-Knick in stärker westlich orientierte Fließrichtung
5. Milieuwechsel von Einschneidung/Sedimentierung/Aufkalkung zu (restriktiver) Flächenweiterbildung mit Tiefenverwitterung und Pedimentierung an der (unteren) Kriess-Stufe; Streckhangbildung im Breittal auf die Einschnitte zu
6. Milieuwechsel von restriktiver Flächenweiterbildung zu starker Einschneidung im Randstufenbereich; Verfüllung des Proto-Kuiseb-Breitalls im Vorland mit mehreren Serien von Sedimenten (Zyklus I wahrscheinlich, Zyklus II+III sicher); Aufkalkungsphasen; Phase IV in Abb. 100
7. Starke Einschneidung im Vor- und Hinterland; Gramadullisierung und Ausräumung der Talfüllungen (Phase V in Abb. 100)
8. Schüttung von Zyklus IV, Aufkalkung der Tiefterrassen
9. Ausräumung von Zyklus IV; Schüttung und Wiederausräumung der Mittel- und Niederterrassen.

Den anderen Flußhistorien vergleichbar, dauerten die neotektonischen Aktivitäten (1.) bis mindestens zur tiefen Einschneidungs- und Ausräumungsphase (7.) parallel zur der klimagenetischen Formung. Im Spätpleistozän ist eine Abschwächung der Hebungsimpulse erkennbar. Eine gewisse Besonderheit bilden die in den Berghof-Mesas erhaltenen Sedimente, die wahrscheinlich zwischen der Fossilierung der Haupttrumpffläche im Endmiozän und der pliozänen Wiederaufnahme geschüttet wurden. Zeitlich entsprechen sie damit z. B. der fluvialen Umlagerungs- und Bodenbildungsfazies, welche in Kap. 4.2.1.9 bei Dieprivier festgestellt wurden.

Damit können die vorgefundenen Formungsphasen denen der anderen Riviere gegenübergestellt werden (Kap. 4.2.2.4). Diese Formungsphasen lassen sich in die in Tab. 26 dargestellten Reliefgenerationen unterteilen (s. nächste S.). Hierbei wurden im Feld die diesbezüglichen Angaben von KORN (1942, 1943 unpubl.) überprüft und durch eigene Beobachtungen ergänzt. Die Punkte 1-18 können anhand von Abb. 105 rekonstruiert werden. Auf eine über die Darstellung hinausgehende Unterteilung der Sandstufe wurde verzichtet, da v. a. nicht alle Wurzelhorizonte durchgängig verfolgbar sind. Hier dürfte es in der Anzahl einige Variationen geben. An einem Aufschluß des Karpfenkliffs konnten beispielsweise über 20 solcher ehemaligen Oberflächen mit Bodenbildung gezählt werden.

Nr.	Prozeß	Dokumente	Kulturelle Dokumente
30	Holozäne Reliefgenerationen	Kolluvien	<i>Namibian Later Stone Age</i>
29	schwache Schotterreaktivierung	junge Schotterkörper	LSA, gerolltes MSA
28	schwächere Einschneidung	Silt-Terrassen	MSA
27	Schluffig-tonige Ablagerungen	Feinsedimentkörper, Kolluvien	
26	Äolische Sandsedimentation	Sandkörper, Dünen, Gipskrusten	Hiatus
25	Schwächere Einschneidung	Täler, Gramadulla-Stufen	Frühes <i>Middle Stone Age</i>
24	Sumpfsed., Kalktuffe, Endseen	Kalktuffe, Reliktpfannen	„Sangoan“, „Mousterien“
23	Äolische Sandsedimentation	Sandkörper	Hiatus
22	Schwache Aufschotterung	niedrige Schotterterrasse	„Acheul-Komplex“ unverbacken
21	Zerschneidung	Täler, Gramadullas	
20	Aufkalkung	Mittelkrustenfläche	
19	Schotter- und äol. Sandsediment.	Tiefterrasse (Oswater)	
18	Tiefe Zerschneidung, Verkarstung	Cañon	
17	Starke Aufkalkung	Hauptkrustenfläche	Frühes Acheul, ca. 600 ka BP
16	Schottersedimentation	Hauptschotterkörper	
15	Aufkalkung (knollig)	Kalkknollenkruste	
14	Erosion	3. Diskordanz	
13	Bodenbildung (<i>Arenosol</i>)	Wurzelröhren, Verfärbung	
12	Fluviale Sandsedimentation	obere Sandstufe	
11	Aufkalkung	noduläre Kruste	
10	(feuchtere?) Bodenbildung	Färbung, Fe-Konkretionen	
9	Fluviale Sandsedimentation	untere Sandstufe	
8	Schwache Aufkalkung	noduläre Kruste	
7	Schotterschüttung	Schotterkörper	
6	Aufkalkung, Krustenbildung	Kalkverbackung, Calcrete	
5	Erosion	2. Diskordanz	
4	Hangschutt und Schotter	Graukalkstufe	
3	Erosion/Verkarstung	Basisdiskordanz (1. Diskordanz)	
2	Aufkalkung	Regolith-Calcrete	
1	Kaolinisierung	Kaolinitprofil, Cu-Horizont	

Tabelle 26: Grobübersicht über die festgestellten Reliefgenerationen im Bereich des Fluvial-Reliefs am mittleren und unteren Kuiseb unter Verwendung der Aufzeichnungen von KORN (1938-1942 unpubl., 1943, unpubl.). Dargestellt ist der Zeitraum ab der letzten Tiefenverwitterungsphase (Post-HR-1) bis zum Holozän, das hier nicht weiter unterteilt wurde. Insbesondere die einzelnen Terrassen lassen noch eine Vielzahl weiterer Untergliederungen zu. Angaben zu den Artefaktfunden stehen unter Vorbehalt, da sie zwar gut dokumentiert sind, aber in den meisten Fällen nicht physisch vorgelegen haben. Eigene Artefaktfunde am Kuiseb betrafen nur Material außerhalb eines stratigraphischen Zusammenhangs, doch konnte KORNs (1942, unpubl.) Vorstellung über die räumliche Verteilung nachvollzogen werden.

Im Vergleich zu den Aufnahmen von WARD (1987) mit der Dreigliederung Tsondab-Sandstein (Alt- bis Mitteltertiär), Karpfenkliff-Konglomerat (Miozän) und Kamberg-Calcrete (Endmiozän), stellen die eigenen und KORNs (1942 unpubl.) Befunde eine Erweiterung dar.

4.2.2.4 Vergleich der Flußhistorien

Eine zyklische Neuinterpretation der Reliefgenerationen am Kuiseb ist nur dann angebracht, wenn sich Reliktformen dieser Zyklen auch innerhalb der anderen Riviersysteme nachweisen lassen. Ein solcher Vergleich läßt sich auf Basis der Befunde zur Reliefbasis sowie zu den Sedimentzyklen in ihrer jeweiligen Morphoposition ziehen. Da im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht alle Terrassen

der genannten Riviere einer genaueren Untersuchung unterzogen werden konnten, muß zusätzlich auf die Beschreibungen anderer Autoren zurückgegriffen werden. Leider liegt aber, außer für den Kuiseb, aus keinem weiteren Catchment eine solche Studie vor. Vereinzelt Beschreibungen lieferten GEVERS (1934b, 1936) und SMITH (1965: 75f) für Teile der Terrassen von Swakop und Khan. Lediglich MABBUTT (1952) beschrieb den Aufbau der Ugab-Terrassen (Abb. 106) und stellte für die Füllung des Proto-Ugab-Tals eine gute stratigraphische Übereinstimmung mit Vorlandterrassen (z. B. am Uis-Rivier und Khan) fest. Ansonsten sind einige wesentliche Informationen über Aufbau und Lage solcher Terrassen lediglich noch im Bericht von KORN & MARTIN (1939, unpubl.: v. a. im Anhang mit den Feldskizzen) enthalten.

Das Faktum, daß nahezu alle westwärts orientierten Riviervalverfüllungen und Schwemmfächer - also auch diejenigen der Riviere im Kaokoveld und des Gaub (HÜSER 1977), Tsondab, Tsams und Tsauchab sowie ebenfalls die Riviere des Nossob-Auob-Systems oder der Riviere im Süden Namibias (vgl. KORN & MARTIN 1957) - einen offenbar sehr ähnlichen Aufbau aufweisen, läßt den Einfluß bedeutender lokaler oder regionaler Milieuunterschiede weitgehend zurücktreten. Sämtliche Sedimentkörper lassen schon durch ihren Aufbau, der mehrfache Wechsel von Klima, Abtragungs- und Sedimentationsmilieu andeutet, zwingend auf post-miozäne Flußentwicklung schließen. Im Falle einer früheren Einordnung, etwa ins Oligo- oder Miozän (z. B. WARD 1987: 38 „Karpfenkliff-Fluvialphase“), müßten diese mehrfachen Wechsel innerhalb dieses Zeitraums stattgefunden haben. Aufgrund der in den vorangegangenen Kapiteln erläuterten tertiären Reliefentwicklung, v. a. zum Rumpfflächenrelief nahe der Wasserscheiden, und der bei DINGLE et al. (1983) u. a. dokumentierten ozeanischen Befunde, kann mit hoher Wahrscheinlichkeit davon ausgegangen werden, daß es vor dem Endmiozän keinerlei deutlich ausgliederbare klimatische Zyklen gegeben hat, sondern ein relativ einheitliches, Flächenbildung mehr oder weniger restriktiv förderndes Morphomilieu ohne größeren Transport, Ablagerung und Aufkalkung von grobklastischen Sedimenten.

In Abb. 106 wurden die von MABBUTT (1952: 346, Fig. 5) aufgenommene Stratigraphie der Ugab-Terrassen (Hauptterrasse, Typlokalität auf Farm Bertram, s. Karte 29) derjenigen des Karpfenkliffs nach MARKER (1983: 338, Fig. 5a) gegenübergestellt. Vergleichend kann auch Abb. 105 (S. 436) herangezogen werden. Trotz einiger, erkennbarer fazieller Unterschiede ist eine Übereinstimmung im Phasenablauf erkennbar. Die Unterschiede dürften im wesentlichen aus den bei beiden Rivieren differierenden Gegebenheiten im Hinterland entstammen. So ist die Ugab-Talfüllung anscheinend mächtiger als die Kuiseb-Hochterrasse des Karpfenkliffs, obwohl kein direkter Anschluß an steile Hänge (Escarpment) im Hinterland besteht.

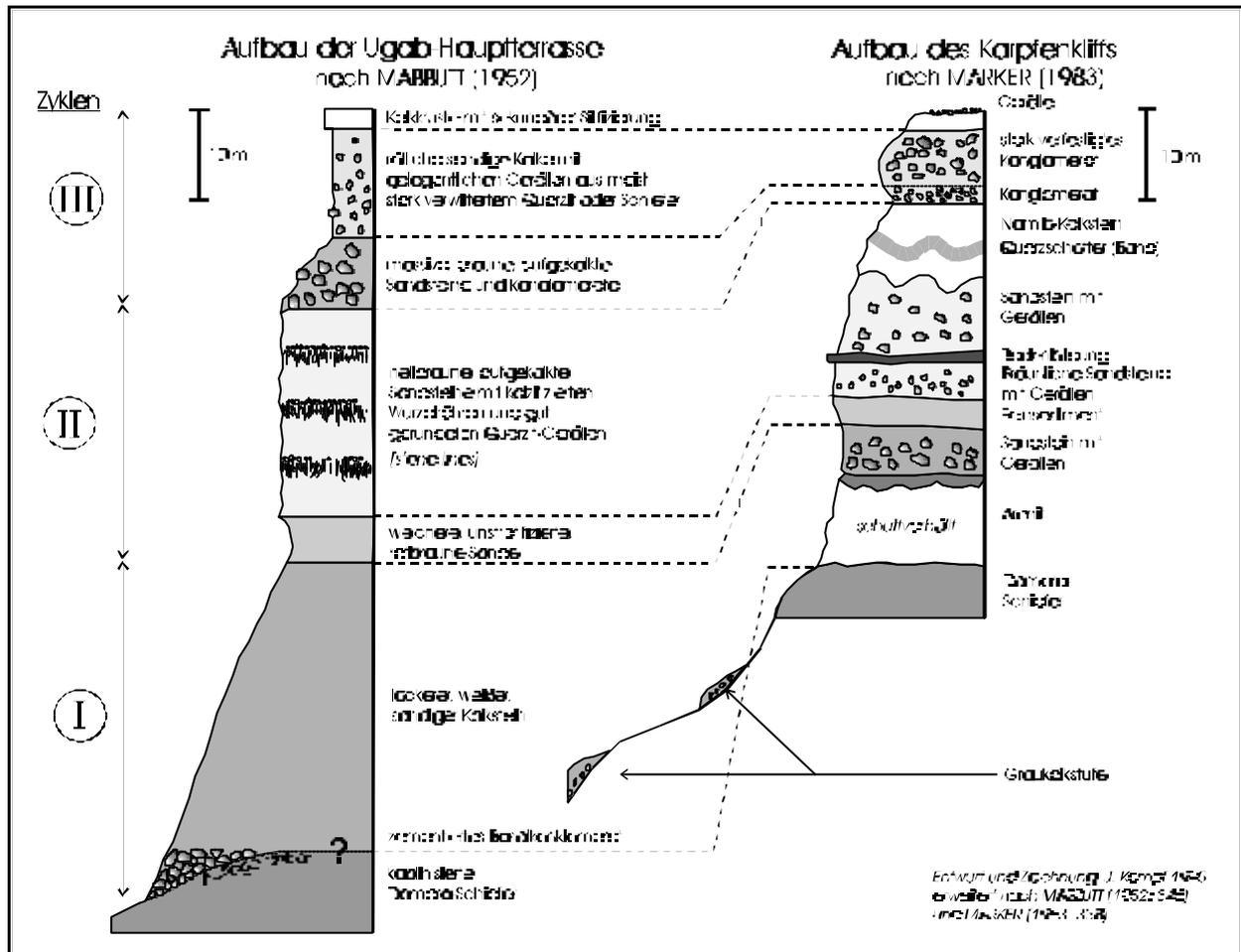
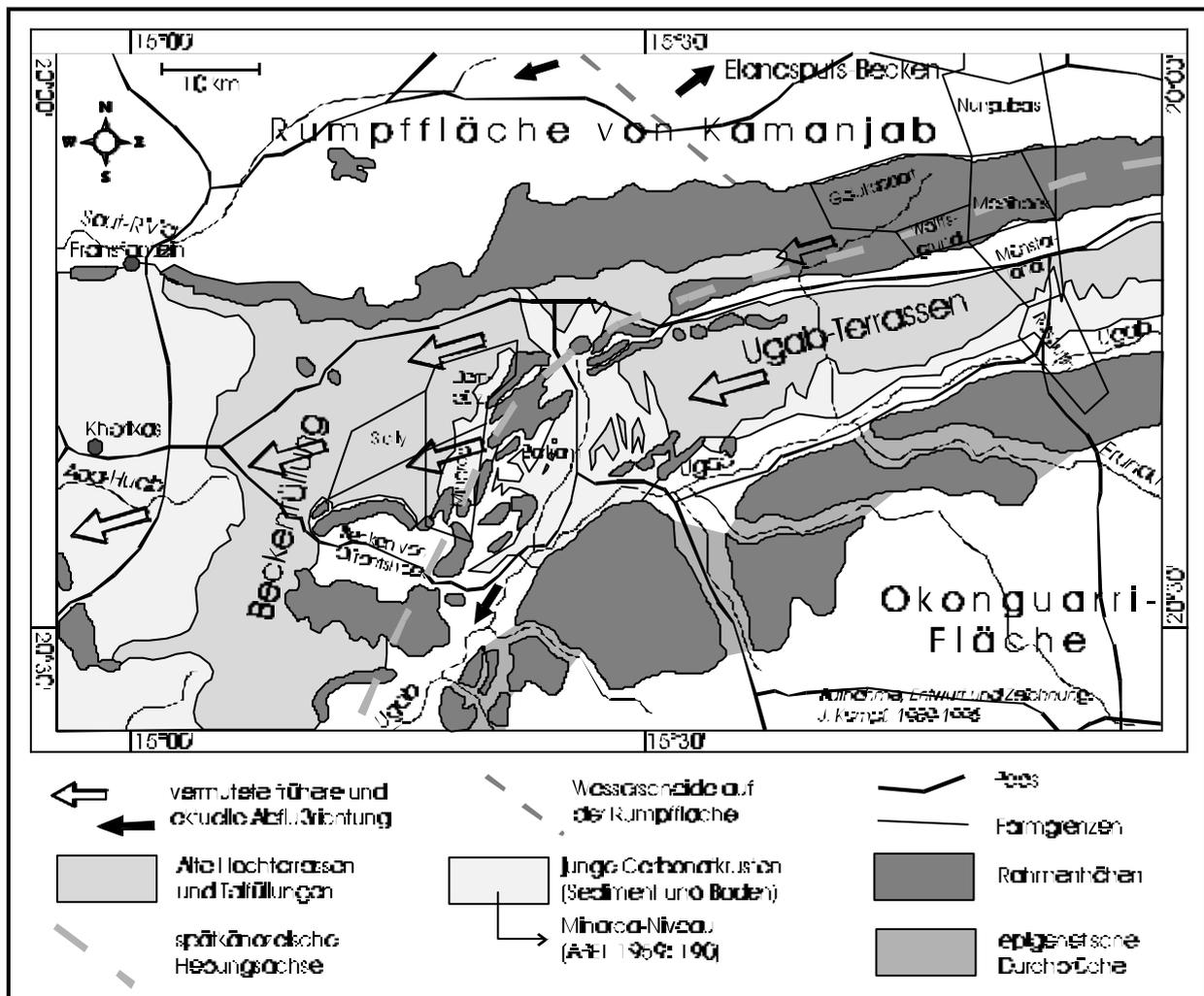


Abbildung 106: Vergleichende Darstellung der Flußterrassen von Ugab (nach MABBUTT 1952) und Kuiseb (nach MARKER 1983). Es lassen sich einige Parallelitäten im Aufbau erkennen, obwohl beide Riviere unterschiedlichen Hinterlandanschluß aufweisen.

Allerdings wurde in Kap. 4.2.2.3 festgestellt, daß einige 100 m östlich des Karpfenkliffs auch das Paläo-Kuiseb-Tal verschüttet wurde (Abb. 100-III). Die ursprüngliche Mächtigkeit der Talfüllung dürfte demnach im Liegenden noch über 40 m größer sein, als an der Hochterrasse erhalten. So ist ja am Karpfenkliff selbst nur ein kleiner Teil der Graukalkstufe vorhanden (v. a. als fluvial aufbereiteter Hangschutt), die ja weder von WARD (1987) noch von MARKER (1983) als Talfüllung erkannt wurde. Dies wurde in Abb. 106 unter dem Profil von MARKER (1983) eingezeichnet. Ein weiterer Unterschied dürfte in der Verbackungsmatrix liegen. Sie besteht am Kuiseb im wesentlichen aus Calciumcarbonat (vgl. EITEL 1993, 1994a), an den Ugab-Terrassen zusätzlich aus Dolomit. Dies ist aus der Schüttungsrichtung zu erklären, denn der Ugab hat Anschluß an das Otavi-Bergland mit seinem großen Anteil an dolomitischen Gesteinen.

Einige Übereinstimmungen in der Struktur der Sedimente sind besonders markant. Dies betrifft v. a. die identische Morphoposition der dreigliedrigen Talfüllung innerhalb eines großen ehemaligen Breit-tals (Karte 29).

Sehr gut lässt sich der Zyklus II parallelisieren, denn die Sandstufe enthält in beiden Fällen die markante Zeilen von kalzifizierten Wurzelröhren und Bodenrelikten. Die obersten Schichten der Konglomerate mit der Deckelkalkkruste („Kamberg-Calcrete“) ergaben zudem eine gute zeitliche Korrelation mit der auf Basis von Acheul-Artefakten ermittelten Alterseinstufung. In Kap. 4.2.2.2 wurde für die in der Hauptkruste verbackenen Acheul-Artefakte ein cromerzeitliches Alter angenommen (ca. 600 ka BP), da eine gut dokumentierte und durch osteologische Befunde datierte Fundstätte (Namib IV) diesen Alters aus der Region südlich des Kuiseb und weitere ähnliche Fundstätten innerhalb der Hauptkruste vorliegen (Kap. 6). Diese Alterseinstufung wird eindrucksvoll bestätigt durch ESR-Datierungen der Hauptkalkkruste des Ugab-Tals (Vingerklip), die nach SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 119) Alter von 600-800 ka bzw. von 500-600 ka erbrachten. Diese Werte gelten zwar lediglich für die letzte Kristallisationsphase des Kalks, sind aber dennoch auffällig ähnlich.



Karte 29: Geomorphologische Karte des mittleren Ugab-Tals auf Basis der eigenen Aufnahmen und einer Satellitenbildinterpretation. Das in Kap. 4.2.2.1 (Text s. S. 336-343) besprochene Proto-Ugab-Breitetal enthält - wie dasjenige des Kuiseb - eine Serie von Talfüllungen (Ugab-Terrassen), die mehrphasig geschüttet und wieder ausgeräumt wurden. Die Dachfläche der Terrassen entspricht dabei der Hauptkrustenfläche (Kamberg-Calcrete), das Calcrete der niedrigeren Terrasse der Mittelkrustenfläche (ABELs 1959: 187 „Minorca-Niveau“).

Die zeitlichen und strukturellen Übereinstimmungen zwischen Ugab-System und Kuiseb-System begründen ein reliefgenetisches Rahmenwerk, in das sich auch andere Flußhistorien einhängen lassen.

In Tab. 27 wird ein solcher Versuch dargestellt:

Befund/Phasen	Ugab S. 343	Omaruru S. 350	Khan S. 351-355	Swakop S. 370	Tumas S. 389f	Kuiseb S. 438f
Terrassen im Tal	+	5.	(+)	8.	10.	8./9.
Starke Einschneidung im Unterlauf	+	4.	+	7.	9.	7.
Talfüllungen/Kolluvien, Verbackung	+	+	+	+	8.	6.
3. MW: restr. Tiefenverw.-Einschneidg.	+	+	+	6.	7.	
2. MW: Einschneidg.-restr. Tiefenverw.	3.	3.	+	5.	6.	5.
Schotterschüttung	+		+	3./4.	5.	3./4.
Flußumlenkungen/-anzapfungen					4.	
Schotterschüttung/Carbonatisierung					3.	
1. MW: Tiefenverwitterung-Einschneidg.	2.	2.	+	2.	2.	2.
Neotektonik	1.	1.	+	1.	1.	1.

„MW“ = Milieuwechsel, „+“ = vorhanden, aber nicht gelistet

Tabelle 27: Vergleich der Flußhistorien von Ugab, Omaruru, Khan, Swakop, Tumas und Kuiseb (Seitenzahlen im Text angegeben) nach Reliefbefunden. Das, im Sinne eines Phasenablaufs vielseitigste oder „kompletteste“ Relief weist der Tumas auf. Das liegt vor allem daran, daß er im Laufe seiner Milieugeschichte durch tektonische Einflüsse vom Hinterland abgeschnitten wurde und sich so Zusammenhänge ergeben, die in anderen Catchments nicht auftreten.

Aus Tab. 27 geht hervor, daß die drei großen känozoischen Milieuwechsel, nämlich die (endmiozäne) Fossilierung der Haupttrumpffläche (1), die (pliozäne) Wiederaufnahme der Tiefenverwitterung mit der Streckhangbildung (2) und die (endpliozäne) Fossilierung der Post-HR-1-Fläche (3) in allen 6 Flußhistorien ebenso auftreten, wie eine (mittelpleistozäne) tiefe Zerschneidungsphase. Die spezielle Situation des Reliefs im Tumas-Catchment hat sich hier erkenntnisfördernd erwiesen, denn am mittleren und unteren Tumas sind mindestens zwei Stufen einer Breittalfüllung vollständig erhalten, da er im Laufe seiner Geschichte als Proto-Swakop-Unterlauf noch vor der Phase der umfassenden Wiederausräumung von seinem oberen Einzugsgebiet abgeschnitten wurde. Hierin kann die Ursache gesehen werden, warum am heutigen unteren Swakop keine, in ihrer Mächtigkeit zum Kuiseb oder Ugab vergleichbaren Hochterrassen vorkommen, sondern nur das kaum 20 m mächtige Calcrete I (das etwas mächtigere Calcrete II wurde ja als parautochthones Kolluvium eingestuft).

Unter Berücksichtigung der lokal unterschiedlichen endogenen Faktoren, v. a. bezüglich der Lage zu den entsprechenden Hebungsachsen, ergibt sich anhand der beschriebenen Merkmalskombinationen ein quasi-identischer Ablauf der Reliefgenese in ganz Zentral-Namibia. Dieser unterscheidet sich v. a. vor dem Spätpleistozän erheblich von den meisten bisher publizierten Arbeiten, wobei allerdings weniger die objektiven Reliefmerkmale infrage gestellt werden, sondern in erster Linie deren zeitliche Zuordnung. So stand für die Generationen zwischen NUS und dem Oswater-Konglomerat eben nicht der Zeitraum vom Oberkreide bis Altpleistozän zur Verfügung, sondern nur vom mittleren Miozän bis zum späten Mittelpleistozän.

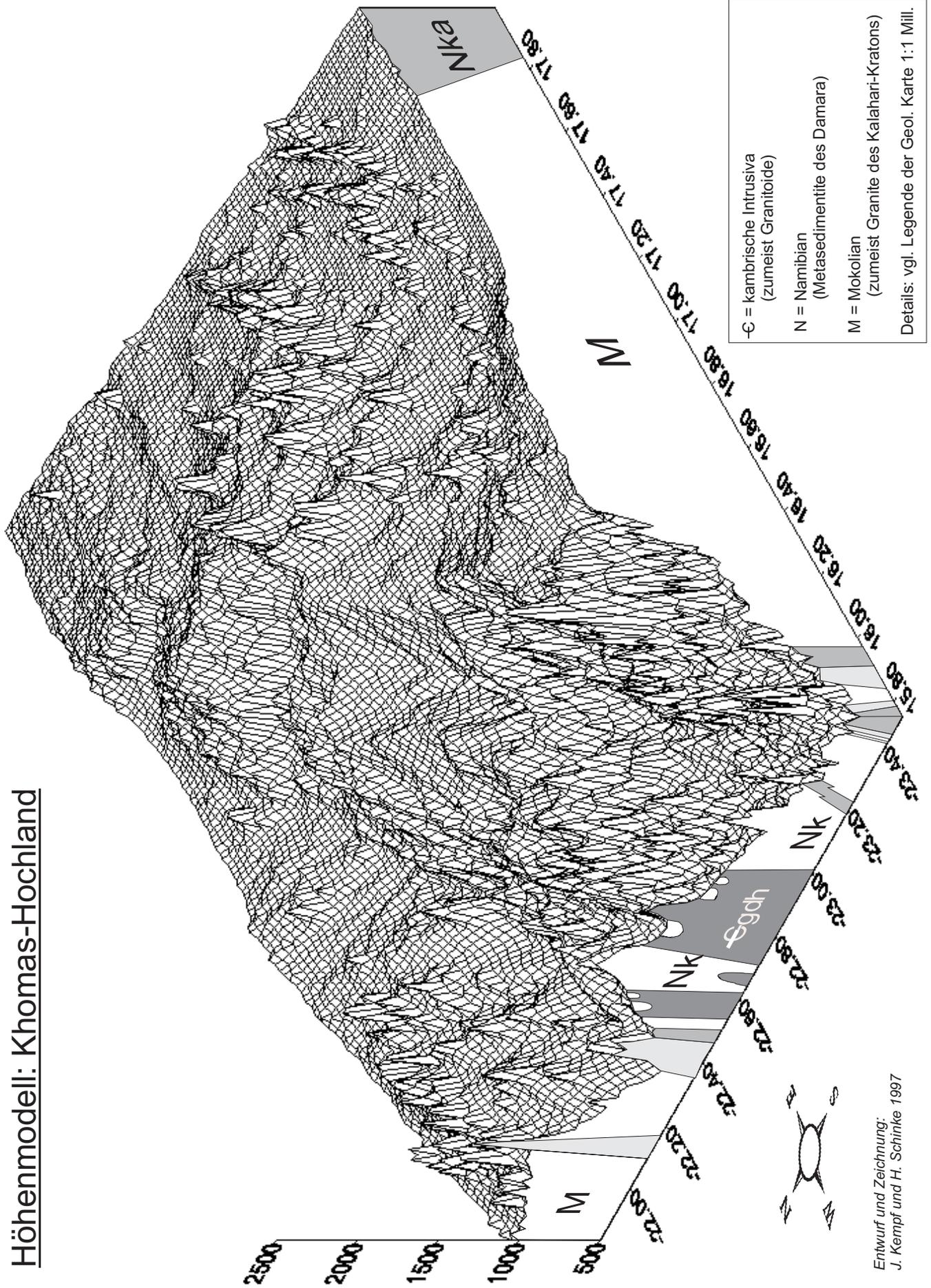
4.3. Escarpment und Hochlandsflächen

Nachdem in Kap. 4.2. sowohl die Aspekte der Abtragung im Rumpfflächenrelief der Namib und der fluvialen Akkumulation im Randstufen- und Nicht-Randstufen-Vorland ausführlich beleuchtet wurden, soll hier auf die korrelierten Abtragungsbereiche des zentralnamibischen Hochlands eingegangen werden. Dieses mit seinen Aufsitzerinselbergen bis über 2400 m ü. Meereshöhe (Gamsberg 2347 m, Moltkeblick am Hochlandsscheitel der Auasberge 2479 m) erreichende Hochland (Abb. 107) ist von der Vorlandfläche der Namib durch eine 500-600 m, am Gamsberg über 900 m hohe Stufe abgesetzt. Der steilste Teil findet sich vermutlich auf Farm Piccadilly, wo die Stufenbasis auf rund 3 km Horizontaldistanz um ca. 1050 m zum Gamsberg-Plateau ansteigt (\cong ca. 35 % Neigung). Die Höhe des Traufs liegt im zentralen Teil bei etwa 1750-1800 m Höhe, die Vorlandfläche am Stufenfuß bei einer 1200 m. Nach Norden wird die Stufe etwas niedriger. Daraus ergibt sich eine sehr hohe Reliefenergie. Alle obsequenten Riviere des Escarpments zeigen deshalb sehr steile Gefällskurven und haben hohe Einschneidungskraft.

4.3.1 Verlauf der Randstufe

Der zentralnamibische Teil der Randstufe zwischen südlichem Wendekreis und $22^{\circ}45'S$ bildet im Gegensatz zu Stufenbereichen in Süd-Namibia keine geschlossene, streng \pm Nord-Süd streichende Wand, sondern ist nördlich des Naukluft-Gebirges im Grundriß vielfach zerlappt. Besonders bei Mount Barry und bei Us-Chaibis greifen große Dreiecksbuchten weit nach Osten in das Hochland ein (Kap. 4.2.2.2 und 4.2.2.3). Diese sind assoziiert an tektonisch sehr stark belastete Gesteine (Störzonen, Mylonite, Zerrüttungen). Eine weitergehende Gesteinsbedingtheit der Stufenbasis oder des Stufentraufes scheint - im Gegensatz zu der Annahme von HÜSER (1989, 1991) nicht gegeben zu sein. Nördlich des Tsondab, an den Rantbergen liegt der Anstieg im alten Granit des Kristallin (Sinclair-Sequenz), noch weiter südlich auch in den carbonatischen Überschiebungsdecken der Naukluft und den Nama-Sedimenten. Ab dem Südende der Mount-Barry-Dreiecksbucht, etwa an der Grenze der Farmen Namibgrens und Swartfontein, verläuft er in Gneisen, kristallinen Schiefen und Quarzporphyren. Am Gamsberg schneidet die Stufe die Silcrete-Kappe vertikal ab. Ab dem Norddrittel der Farm Corona an der südwestlichen Gamsbergstufe beginnt die untere Damara-Sequenz mit Chuos-Quarziten und -Mixtiten, Hakosquarzit, Quarzglimmerschiefern etc., ehe nach Norden der breite Block der WSW-ENE streichenden Khomasschiefer von der Stufe meridional geschnitten wurde.

Höhenmodell: Khomas-Hochland



Entwurf und Zeichnung:
J. Kempf und H. Schinke 1997

Abbildung 107: Höhenmodell des Khomas-Hochlands

Der im posttektonischen Donkerhoek-Granit ausgebildete Jagdberg auf Farm Komuanab markiert die nördliche Grenze der Randstufe. Dort knickt sie auf den meisten Übersichtskarten (z. B. in BESLER et al. 1994: 145) nach Osten ab. Dabei ist sie wechselweise in Kuiseb-Schiefern und Donkerhoek-Graniten ausgebildet. Dieser scheinbar ostwärtige Verlauf ist in eine mehrgliedrige Becken-Rahmenhöhen-Landschaft zergliedert, wobei die Becken ebenfalls gesteinsunabhängig angelegt sind (vgl. Davetsaub-Becken bei Otjimbingue oder Keises-Becken in Abb. 85, S. 360). Weiter nach Osten, wo der Swakop nicht so tief eingeschnitten ist, wird die eigentliche Stufe immer mehr zur Rahmenhöhe des Tals, ehe sie östlich von Okahandja ausläuft. In allen Strecken bildet die große Randstufen demnach eine reine Abtragungsform, wie schon ABEL (1955a: 56, 1959a: 259) betont: die geologische Schichtenfolge steht in keinem Zusammenhang mit ihrem Verlauf.

Die komplizierte WSW-ENE streichende Schichtenlage der steil einfallenden Damara-Metamorphite hat dazu geführt, daß im Khomas-Stufenbereich in Phasen der selektiven Erosion bestimmte Gesteine an stärker gestörten oder zerrütteten oder tief saprolitisierten Partien stärker ausgeräumt hat, wodurch eine tief zerschluchtete Zone entstand. Diese wird hier als Randstufen-Zerschneidungszone bezeichnet (s. Tafel 10, Foto 8) und setzt an der Traufkante der Khomas-Fläche mit scharfem Knick an. In ihrer horizontalen Ausdehnung ist sie bis zu 20 km breit. Die Verkarstung (Kap. 4.2.1.7, S. 284f + Abb. 61) und Saprolitisierung (Tafel 9, Foto1) der Gipfflur in der oberen Zerschneidungszone zeigen, daß dieser Traufansatz seit der initialen Stufenbildung um einige Kilometer zurückverlegt und zersägt wurde. Die wenigen Riviere, die heute jedoch von der Fläche nach kurzem obsequentem Lauf in die Zerschneidungszone eindringen, weisen hier einen starken Gefällsknick im Längsprofil auf - teilweise sogar mit Wasserfällen, wie am Isabis-Rivier (vgl. auch ABEL 1955b: 59).

Nördlich des Swakop-Tals existiert etwa zwischen 22°S und 20°S keine geschlossene Randstufe. JAEGER (1923: 20) hat als erster darauf hingewiesen, daß hier eine „Randstufenlücke“ besteht (vgl. Abb. 46, S. 196). Das Relief dieser Rumpffläche wurde hinreichend bereits in Zusammenhang mit der Vorlandfläche in Kap. 4.2.1 beschrieben. Die Gesteinsbasis ist dort sehr vielschichtig und reicht von Kratonresten bis Post-Damara. Nördlich der Randstufenlücke, im nördlichen Damaraland und dem Kaokoveld, setzt wieder eine dort mehrgliedrige Randstufenalandschaft ein, die durch eine treppenartige Abfolge von Schwellen und küstenparallel gestreckten Becken charakterisiert ist. Dort herrschen die in etwa küstenparallel streichenden, sehr stark aufgestellten Damara-Gesteine des Kaokogürtels vor, die diskordant von mehr oder weniger söhligem Karoo-Sedimentiten (Etjo-Sandstein) und -Flutbasalten überlagert werden.

Ein strukturell ähnliches Bild bietet sich in Süd-Namibia. Dort ist das Kristallin von den ebenfalls quasi-söhligen, sehr leicht nach Osten einfallenden Nama-Schichten bedeckt (vgl. KRAPF 1998: 35ff unpubl., STENGEL 2000: 628f) und bildet zunächst durchgängige Stufen, südlich von Bethanien dann ebenfalls eine mehrgliedrige Schwellen-Becken-Stufenlandschaft (vgl. STENGEL 1997: 271-274). Somit können drei grundsätzliche Typen der namibischen Stufenlandschaften unterschieden werden:

1. Randstufe in, im wesentlichen söhlig über dem gekappten Kristallin lagernden Sedimentiten oder Vulkaniten
2. Randstufe in \pm küstensenkrecht streichenden, kompakten, steil einfallenden, präkambrischen Metasedimentiten des „homogen“ wirkenden Khomas-Hochlands
3. Randstufenlücke im Gebiet, in dem präkambrische Damara-Gesteine und Kratonreste durch zahlreiche syn- und post-orogene Intrusionskörper überwiegend zerrüttet und verstellt sind, großräumige Lineamente jedoch nicht vorkommen.

Ungelöst ist allerdings die Frage, welche Prozesse oder Faktoren dazu geführt haben, daß im Fall von Punkt 3. keine Stufe vorhanden ist - warum also die speziell kombinierten Prozeßgefüge von Tektonik und Abtragung, die für die Stufenbildung in weiten Teilen des südlichen Afrika verantwortlich zeichnen, in dieser Region sehr stark in Richtung „Abtragungsdominanz“ verschoben waren. Da klimazonal und damit auch im Morphomilieu zwischen den Gebieten mit Randstufe (südlich des Swakop) und denen ohne (nördlich des selben) keine bedeutenden Unterschiede bestehen und auch keine Indizien vorliegen, daß sie einmal bestanden haben, ist davon auszugehen, daß die Ursache der Randstufenlücke im endogen bestimmten Teil des Formungskreises liegt. Da die „Lücke“ als gut ausgebildete, inselbergarme Rumpffläche besteht (Abb. 121, S. 526), wird angenommen, daß das Morphomilieu zur Zeit der Ausbildung von Stufe und Lücke Rumpfflächenbildung gefördert hat. Die Abtragungsfläche steht in ihrer Form einer Abtragungsstufe gegenüber.

ABEL (1959a: 189f) vermutete eine alte Einmuldungszone des Hochlandkörpers, wodurch es nicht zur Ausbildung einer Stufe gekommen sei. Demzufolge konnte die Flächenbildung kontinuierlich durchgreifen, da die Fläche selbst im Känozoikum nicht mehr tektogenetisch zergliedert, sondern lediglich zum Hochlandsscheitel hin leicht aufgewölbt wurde. In den Regionen mit Randstufe muß dagegen der tektonische Impuls so bedeutend gewesen sein, daß sich Störzonen mit Versatzbeträgen formiert haben, als monoklinale Verbiegungen (Flexuren), die im Rahmen des Tieferlegungsmilieus nicht mehr ausgeglichen werden konnten und im nachfolgenden als Abtragungsstufe weitergebildet wurden.

Trotz der Tatsache, daß die Stufe in unterschiedlichen Gesteinen ausgebildet ist, sieht HÜSER (1989, 1994: 143 in BESLER et al.) eine „deutliche Gesteinskontrolle“. Seiner Ansicht nach

halten im Norden und Süden Namibias harte Gesteine (Basalte, Quarzite, Konglomerate, Sandsteine) in Toplage die Stufe fest, wogegen die verwitterungsanfälligen Damara-Granite nur die Ausbildung einer „konvex verspannten schiefen Ebene“ zulassen. Der Ausstrich der Gesteine sei dabei tektonisch kontrolliert.

4.3.2 Randstufengene in Zentral-Namibia: ein kurzer Überblick

Die Randstufengene stellt ein in der Literatur bisher ungelöstes Problem dar und wird von unterschiedlichen Schulen unterschiedlich interpretiert. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit können die einzelnen theoretischen Ansätze der Stufenentwicklung nicht ausführlich rekapituliert werden. Es sei in diesem Zusammenhang auf die ausführlichen Arbeiten von JESSEN (1943), OBST & KAYSER (1949), ABEL (1959a), HÜSER (1989, 1991) und SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) verwiesen. HÜSER in BESLER et al. (1994) gibt einen ausführlichen Literaturüberblick. Einige wichtige Grundlagen sollen aber hier dennoch erwähnt werden, weil sie auch im Rahmen der Genese der Vorlandfläche und der Flächenstockwerke zu berücksichtigen sind.

Das heute vielfach zitierte Konzept der „*New Global Tectonics*“ (vgl. HÜSER 1991) sieht für die Entwicklung des Großreliefs auf dem afrikanischen Kontinent die einzige tektonische „Neoaktivität“ in der Taphrogenese (Grabenbildung) infolge des kretazischen Auseinanderbrechens Gondwanas mit der Aufspreizung des Atlantischen Ozeans. Die Randschultern dieses Taphrogens stellen angeblich die einzige nennenswerte Reliefakzentuierung seit dem Mesozoikum dar. Diese Grabenschultern seien in den heutigen Randstufen repräsentiert. V. a. MARTIN (1976) wendete dieses Konzept für die Deutung der Randstufengene in Namibia an. HÜSER (1991: 33) faßt MARTINs (1976) Erkenntnisse, wie folgt zusammen:

1. Westlich der heutigen Küste soll beim Zerfall Gondwanas ein initiales Riftsystem gelegen haben, dessen östliche Randschulter unter aktivem Vulkanismus mit Effusion von Flutbasalten gehoben wurde.
2. Durch die bis zu 2 km mächtigen Flutbasalte wurde die prä-basaltische Landoberfläche vollständig überdeckt, was zu isostatischen Senkungen geführt haben könnte.
3. Die Position der Randstufe resultiere aus einem dauerhaften ostwärtigen Rücklauf der Randschulter, wobei Basalte und Sedimente in verschiedenen Erosionszyklen ebenso flächenhaft ausgeräumt worden sein sollen, wie das Kristallin.
4. Die durch die Ausräumung entlastete Kruste soll isostatisch gehoben worden sein, so daß der Kontinentalrand zerbrach und exhumierte paläozoische und mesozoische Landoberflächen in unterschiedlich hohe Geländepositionen gebracht wurden.

Die Konzeption gilt nach HÜSER (1991) als weitgehend anerkannt, aber dennoch umstritten und wirft eine Reihe von Fragen auf, die hier nicht im Einzelnen betrachtet werden können, die aber auch im Anhang zu HÜSER (1991) diskutiert werden.

Zur Diskussion gestellt werden muß v. a. die Frage des „einigen neotektonischen“ Erosionsimpulses im Rahmen der unterkretazischen Taphrogenese, da es durchaus tektogene Indizien gibt, die nicht ursächlich mit dem Taphrogen zusammenhängen müssen, z. B. der oligozäne Vulkanismus an den Auas- (GEVERS 1934a/b, 1965) und Klinghardt-Bergen (Sperrgebiet), die jungen Störungen im Vorland des Kaokovelds sowie die Kuiseb-Hebron-Störung (s. Kap. 4.2.2.1), die rezente Erdbebenaktivität (KORN & MARTIN 1950) und die Reaktivierung alter Störzonen mit geothermaler Aktivität (GEVERS 1933, 1963; GEVERS et al. 1963). Auch die jungen Flußumlenkungen (Kap. 4.2.2) und die Bildung von Trockentälern mit Wasserscheiden, z. B. am Proto-Aap im Hinterland der Khowaribstufe (Damaraland), sprechen eindeutig für ein Weiterlaufen im weitesten Sinne epirogener Prozesse im späten Känozoikum (trotz der angenommenen „Passivität“ des Kontinentalrandes).

Gleiches gilt für die (von HÜSER 1991 kritisch beleuchteten) Rumpfflächenstockwerke, von denen nach SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 122) noch die jüngeren (Haupttrumpffläche und Post-HR-1-Fläche) beträchtliche Verbiegungen erfahren haben sollen. Nach EITEL (1996) „onduliert“ auch die Haupttrumpffläche der Randstufenlücke infolge neotektonischer Prozesse im jüngeren Tertiär. Auch PARTRIDGE & MAUD (1987) gehen von großen Hebungsbeträgen des Kontinents im Pliozän aus. Im Känozoikum sind die Möglichkeiten für neotektonische Reliefimpulse gegeben, die nicht zwingend für einen langdauernden Stufenrücklauf sprechen müssen, ja ihm teilweise sogar widersprechen. Das gilt z. B. für die festgestellte Querwölbung zwischen Kuiseb und Swakop mit der Kappung des Tumas oder die Genese der doppelten, nach Norden und Süden flach auslaufenden Kriess-Stufe.

Auch im Kaokoveld ist ein Stufenrücklauf eher unwahrscheinlich, denn die Stufe(n) ist/sind einerseits in den noch-gondwanischen Etjo- und Etendeka-Gesteinen ausgebildet, andererseits streichen diese Gesteine aber bis weit auf den Schelf aus (MAACK 1963: 255). Dies muß als wichtiges Argument gesehen werden, daß die Post-Gondwana-Grabenschulter mit dem ozeanischen Kontinentalabhang identisch ist. Bestätigt wurde dies u. a. durch die seismischen Untersuchungen von GLADCZENKO et al. (1997), die dort eine 150 km breite „*break-up related rift zone*“ beschreiben, die von einem mächtigen Fächer terrigener Sedimente teilweise diskordant überlappt wird.

In Kap 4.2.2 wurde festgestellt, daß die zentralnamibische Randstufe mit der Existenz einer Subsequenzfurche verknüpft ist, welche schon zur Bildungszeit der Haupttrumpffläche, also im Prä-Oligozän bis zum Mittelmiozän vorhanden gewesen sein muß. Deshalb muß auch die

Stufe seit dieser Zeit in ungefähr der gleichen Position verblieben sein, es sei denn es würde sich um eine spätere tektonische Deformation handeln, für die es aber in ausgerechnet dieser Position keine Hinweise gibt. Vielmehr wird auch in der Subsequenzfurche der Abtragungsschärfenlinie deutlich. Die einzige tektonische Deformation dürfte also zur parallelen Ausbildung von Khomas-Stufe und Subsequenzfurche geführt haben, was für eine Flexurierung *in situ* spricht - und zwar in einem Zeitraum, während dem das Flächenstockwerk der Haupttrumpffläche gebildet wurde (prä-Mittelmiozän). Dieser Punkt wird in Kap. 7.3 weiter ausgeführt (langradiale Aufwölbung).

4.3.3 Abtragungsgebiet Khomas-Hochland

Das Khomas-Hochland gehört, trotz seiner relativ leichten Erreichbarkeit von der Hauptstadt Windhoek aus, zu den geomorphologisch am wenigsten erforschten Gebieten Namibias. Dies mag an seinem speziellen Charakter als Abtragungslandschaft liegen, denn abgesehen von einigen Kolluvien in den tiefen Tälern, sind keine jungen Sedimente erhalten, die paläoökologisch oder paläoklimatisch gedeutet werden könnten. So stammen denn die jüngsten, einigermaßen ausführlichen Beschreibungen von ABEL (1955b: 66-76) für den Südteil mit der Abdachung zur Rehobother Fläche und von JAEGER (1965: 15-26) für das ganze Hochland. Sie sollen hier nicht rekapituliert werden. Die eigenen Untersuchungen beschränkten sich im wesentlichen auf die Betrachtung der Flußsysteme und der Böden.

4.3.3.1 Flächenrelief

Das im Blockbild von Abb. 107 (S. 447) dargestellte Khomas-Hochland ist im Norden begrenzt durch das breite Swakoptal mit seinen Streckhängen und im Süden durch eine Abdachungsfläche zum Rehobother Becken. Die Westgrenze bildet die steile Randstufe (Kap. 4.3.2) und deren Zerschneidungszone, die Ostgrenze des Windhoek-Okahandja-Becken (Kap. 4.3.4). Eingenommen wird dieser Raum von der Haupttrumpffläche, die hier als „Khomas-Niveau“ bezeichnet wird. Sie dacht von Hochlandsscheitel in etwa 1950 m Höhe bis auf ca. 1800 m am Stufentrauf nach WSW ab (Neigung ca. 0,33 %); nach Südwesten und Nordwesten ist das Gefälle zum Trauf etwas höher, was eine Querwölbung nachzeichnet. Die Streichrichtung des Khomas-Blocks entspricht der WSW-ENE-Streichrichtung der 30°-45° einfallenden Damara-Quarzglimmerschiefer (Kuseb-Formation), welche den weitaus größten Teil des Hochlands bilden. Die vereinfachten geologischen Kennzeichnungen im Blockbild von Abb. 107 machen jedoch deutlich, daß im südlichen Teil das Kristallin des Kalahari-Kratons (Kennzeichnung „M“ für Mokolian) überwiegt - zumeist geschieferte Granite, Gneise und alte Quarzite. Die Grenze zwischen Kratonoberfläche und Damara-Metasedimenten zieht

nördlich des Gamsbergs über die Farmen Weissenfels, Göllschau und Doornboom bis Tsebris auf der Abdachung zum Rehobother Becken. Donkerhoek-Granite treten nur an der Nordgrenze des Khomas-Blocks auf, wo das Hochland zum Swakop hin in intramontane Becken und Rahmenhöhen aufgelöst ist. Ansonsten zieht sich nur noch der sog. Matchless-Amphibolit (Kap. 7) durch das von Glimmerschiefern und Quarzgängen dominierte Khomas-Hochland.

Nur wenige Inselberge überragen die Haupttrumpffläche im Khomas-Niveau. Abgesehen von einigen kleineren, schildförmigen Kuppen an der Swakop-Kuiseb-Wasserscheide handelt es sich dabei v. a. um die hohen Erhebungen am Hochlandsscheitel, wie Auasberge, Lichtenstein, Regenstein, Bismarckfelsen, Billstein, Oamites, Brigadonberg oder die Charlottenberge bei Naos-Tsebris. Die Rehoboth-Abdachung ist dagegen weit stärker von Inselbergen besetzt. Östlich des Windhoek-Okahandja-Beckens setzt sich das Khomas-Niveau in den Eros-Bergen und Otjihavera-Bergen fort, ehe es zum Seeis-Niveau hin abfällt (s. Satellitenbild 2 auf Tafel 5). In seinen östlichsten Ausläufern erreicht es an die 2000 m Höhenlage - einige Aufsitzer, wie der Wächter, sogar über 2100 m. Die Höhenkorrelationen der Gipfelfluren westlich und östlich des Windhoek-Okahandja-Beckens zeigt, daß die Haupttrumpffläche ehemals als durchgängiges Flächenstockwerk über das Becken hinweggezogen ist und damit das Becken erst später ausgebildet wurden. Randverebnungen des Niveaus sind noch an den Nordhängen der Auasberge erhalten.

Abb. 107 zeigt, daß das Khomas-Niveau bis auf wenige Reste an der Wasserscheiden abgetragen wurde. Vor allem der Kuiseb hat sich fächerförmig in das zentrale Hochland eingetieft. Der nördliche Teil ist durch die Swakop-Nebenflüsse in tiefe, durch schmale Riedel getrennte Täler zersägt, so daß die eigentliche Rumpffläche nur noch in einer schmalen Sichel am Rand der Hochlagen des Kuiseb-Catchments und nahe der Abdachung nach Süden hin auftritt. Dies wurde bereits bei der Habitattypisierung der Hochlandssavanne deutlich (Karte 18, S. 148).

Im Vorland war eine zeitliche Einordnung der Rumpfflächenstockwerke nur auf Basis von Analogieschlüssen möglich. Die Haupttrumpffläche wurde dort als Frühtertiär bis Mittelmiozän eingestuft (Bildungszeitraum), ehe der endmiozäne Milieuwechsel die Tieferlegung beendete. Für das Khomas-Niveau könnte das Alter des relativ schwachen tertiären Vulkanismus (GEVERS 1932a/b, 1934a, 1965) einen chronologischen Anhaltspunkt geben. Dieser umfaßt mehrere Schloten aus porphyrischem Ergußgestein (Nephelinsyenite, Syenite), so zum Beispiel den Schildkrötenberg bei Aris und einen Komplex mit Großherzog-Friedrichberg, Poviankop, Kempinskiberg, Liebenstein, Aretaragasberg, die den Regenstein-Phonolitschlot umrahmen. Auch Tuffe, vulkanische Brekzien und Agglomerate, die nach GEVERS (1932a: 77) eisenreich sind, sind heute aufgeschlossen. Radial von den Schloten strahlen einige

Trachytgänge aus, die ebenfalls als (endogene) Füllung von Zerrungsspalten interpretiert werden können. Sie unterlagen teilweise noch postvulkanischer Weiterbildung als Thermalwasserschloten. Wo diese Thermalgänge fossilisiert wurden, sind sie mit einer kieseligen Masse, bisweilen Chalzedonen, (exogen) verfüllt bzw. imprägniert. Ein markanter solcher Gang zieht sich quer durch Windhoek, entlang der Westseite der Robert-Mugabe-Avenue bis zu einem Aufschluß am Schanzenweg (s. Karte 35, S. 533).

Während der Feldarbeiten wurden in Kolluvien am Auasfuß neben Schottern dieser Brekzien auch brekziöse Ferroxenolithe gefunden (z. B. in Profil KH36, s. Anhang). Letztere dürfen als Indiz gewertet werden, daß der Vulkanismus eine mächtige ferralitische Verwitterungsdecke durchschlagen hat und/oder das Klima zur Zeit der vulkanischen Aktivität feuchttropisch war. Da die Gipfel der Schloten überwiegend auf dem Khomas-Niveau eingerumpft sind, kann geschlossen werden, daß ein feuchttropisches Verwitterungsregime postvulkanisch noch länger aktiv war. Für die Phonolith-Schlote geben FITCH & MILLER (1984) ein Alter von 33 Ma an. Zu folgern ist also, daß die Haupttrumpffläche im Oligozän noch in der Weiterbildung begriffen war und daß sich seit dieser Zeit in Zerrungs- und Zerrüttungszonen das Windhoek-Okahandja-Becken und der Abfall des Khomas- zum Seis-Niveau ausgebildet haben.

Auch die Post-HR-1-Fläche kann dadurch ungefähr datiert werden, denn einige der eingerumpften Phonolith-Schlote sitzen dieser Fläche auf. Besonders markant ist der sog. Schildkrötenberg bei Aris (25 km süd. von Windhoek, Basis bei ca. 1840 m ü. NN), dessen Kappungsfläche sich in ca. 2100 m Höhe befindet. Da die Post-HR-1-Fläche von Aris zum Niveau des Rehobother Beckens gehört und sich dort Reste von Latosolprofilen über Saprolit gefunden haben (s. Kap. 4.2.1.7, S. 252 + 257), muß davon ausgegangen werden, daß eine post-miozäne Wiederaufnahme der Tiefenverwitterung vorgelegen hat. Diese zeitliche Einordnung entspricht auch dem Vorschlag von SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 119), die hier ebenfalls ein pliozänes Flächenstockwerk annehmen (vgl. Tab. 16, S. 202).

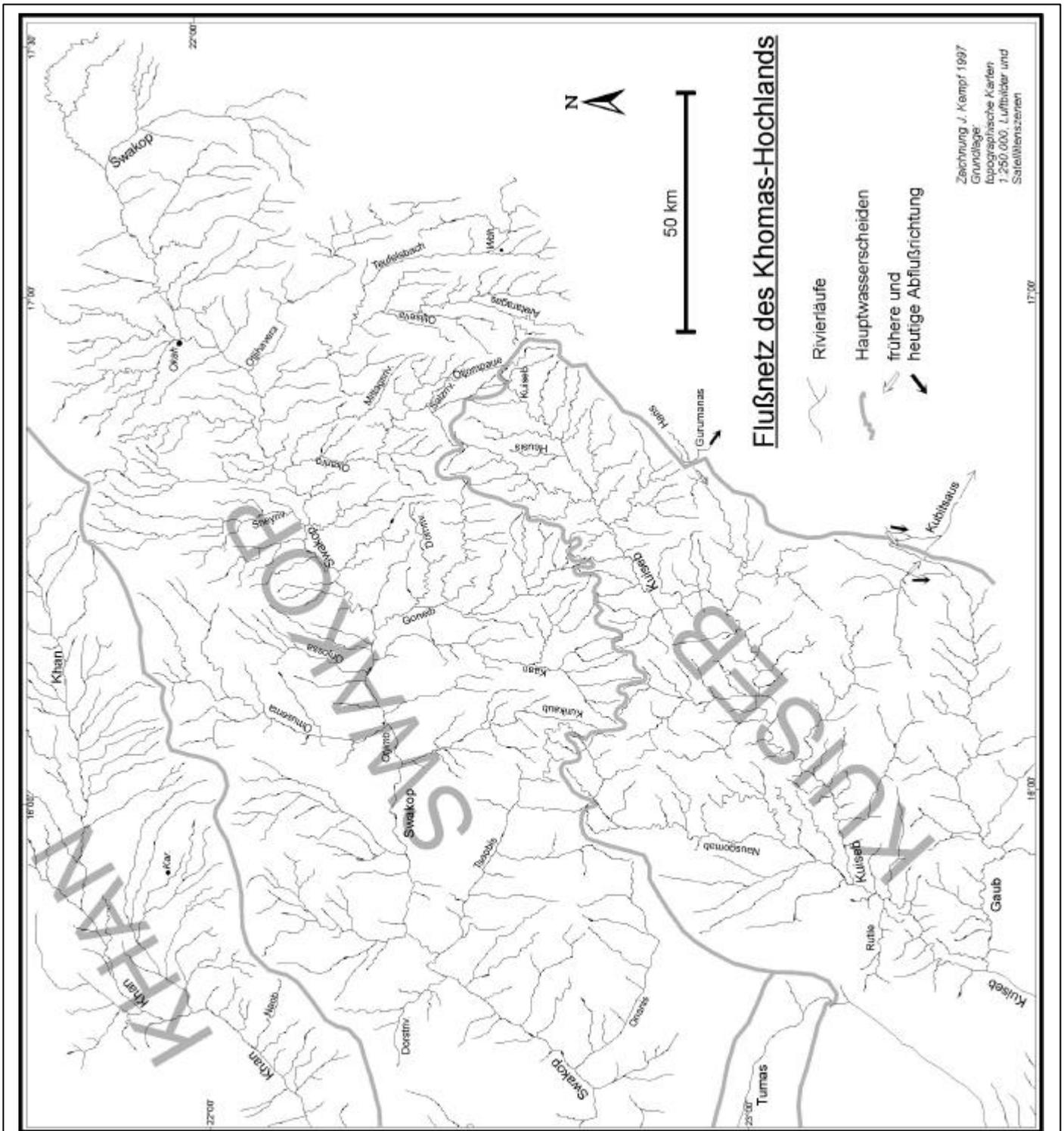
4.3.3.2 Flußsysteme des Khomas-Hochlands

Die Khomas-Hochflächen wurden v. a. von den beiden großen, weitverzweigten Flußsystemen des Swakop (südliche Zuflüsse) und des Kuiseb zerschnitten (Karte 30). Anhand des Kuiseb hat schon KAYSER in OBST & KAYSER (1949: 253) die Beziehung zwischen Hochland und Vorlandfläche untersucht. Dabei wurde bereits im Oberlauf die Existenz einer „weiten Talmulde“ festgestellt. Von diesem Oberlauf und den zugehörigen Terrassen sind nur relativ geringe, stark zergliederte Reste vorhanden. Lediglich im Osten des Catchments auf den Farmen Heusis und Neu-Heusis befinden sich nahe der Straße C28 ausgeprägtere Terrassenreste dieses früheren Breittals, das etwa 50 m in das Flächenniveau eingetieft ist, in

ca. 1750 m Höhe. Südlich der Straße wird diese Breittal-Terrasse vom Moltke- und Eulental-Rivier und einigen kleineren Kuiseb-Zuläufen stark zerschnitten. Noch weiter südlich schließt sich auf der Farm Landmister ein zum Kuiseb geneigtes, ebenfalls schlecht erhaltenes Terrassenniveau an, in das sich der Kuiseb unterhalb des Friedenau-Damms sehr stark eingeschnitten hat. Dieses geneigte Niveau könnte einem ehemaligen Streckhang entsprechen, denn die Bereiche zwischen den lateralen Zuflüssen zeigen Saprolit.

Am Friedenau-Damm ist ein deutlicher Gefällsknick im Verlauf feststellbar. Oberhalb davon erfolgte die Einschneidung in das Breittal nur sehr schwach. Das Rivierbett am Ausgang des Damms liegt in 1638 m Höhe; etwa sieben Kilometer flußabwärts auf Farm Apies sind es nur noch 1566 Meter ü. NN. Das tatsächliche Gefälle beträgt demnach 1 %. Rechnet man aber die direkte Luftlinienentfernung der beiden Punkte von nur 3,5 Kilometer, so ergibt sich ein Gefälle von immerhin 2 %, bei nur 0,75 % (1,4 % Luftlinie) im Lauf oberhalb des Friedenau-Dammes. Weiter flußabwärts pendelt sich das Gefälle auf 1 % (Luftlinie) ein.

Ein vergleichbarer kleiner Terrassenrest in 1700 Metern Höhe ist im westlichen Viertel der Farm Dirleen erhalten, ein noch kleinerer auf Farm Aub (etwa dort, wo sich der Landstreifen der Farm befindet). Angedeutete Reste dieses alten Terrassenniveaus könnte auch die inzwischen zerschnittene Fläche enthalten, auf der das Farmhaus von Terra Rossa steht. Weiter westlich haben der Kuiseb und die durch die Wölbung auf ihn eingestellten untergeordneten Zuflüsse alle Oberterrassen samt der (östlich noch leidlich erhaltenen) Rumpffläche vollständig ausgeräumt (s. Abb. 108). Da nach Ausbildung der Randstufe durch starke Tieferlegung des Vorlandes bei gleichzeitig weiterlaufender Einrumpfung des entstehenden Hochlandes an den zum Scheitel distalen Bereichen kaum ausgleichbare Gefälleunterschiede entstanden sein müssen, erfuhr der Proto-Kuiseb einen starken Längsprofilknick bis hin zur Wasserfallbildung. Dieser Profilknick deutet sich anscheinend nach der später erfolgten ausgleichenden Einschneidung heute noch in der oben beschriebenen Gefällsverteilung unterhalb des Friedenau-Dammes an. Damit hat heute der Kuiseb sein Gefälle bis zum obersten Ursprungsgebiet auf dem Wölbungsscheitel bei Keres (etwa 20 Kilometer östlich von Friedenau) fast in eine hydrogeographische Idealkurve gebracht. Lediglich beim Austritt des Kuiseb aus dem Hochland in die Dreiecksbucht von Us und Eisgaubib versteilt sich das Gefälle erneut auf rund 20 Kilometern Länge. Dabei handelt es sich um den Gefällsknick, den quasi alle aus der Hochfläche in die Vorlandsfläche austretenden Riviere erleiden (vgl. Abb. 96, S. 393 und Profil bei STENGEL 1964: 9). Er ist als deutlicher Hinweis zu werten, daß sich die Randstufenentwicklung unter flächenbildendem Klima vollzogen hat und die spätere Einschneidung in das Hochland noch nicht abgeschlossen ist, weil ausgleichender erosiver Abtrag bis heute noch nicht voll wirksam geworden ist.



Karte 30: Das Flußnetz des Khomas-Hochlands (oberes Swakop- und Kuiseb-Einzugsgebiet). Die Karte zeigt teilweise recht außergewöhnliche Flußverläufe, die sich an tektonetische Strukturen anlehnen. Eingezeichnet sind auch die Umlenkungen von Haris-Gurumanas und Gaub-Kubitsaus. Sowohl Haris-Rivier, als auch Kubisaus sind aufgrund der Querrwölbung vom Kuiseb-Einzugsgebiet getrennt worden und entwässern heute in das Becken von Rehoboth.

Wäre ein talbildendes klimatisches Regime vorherrschend gewesen, wären sowohl die Flächenreste, wie auch die markanten Stufen im Längsverlauf der Riviere längst aufgelöst worden und ein „Reifeprofil“ nach BÜDEL (1981) eingetreten.

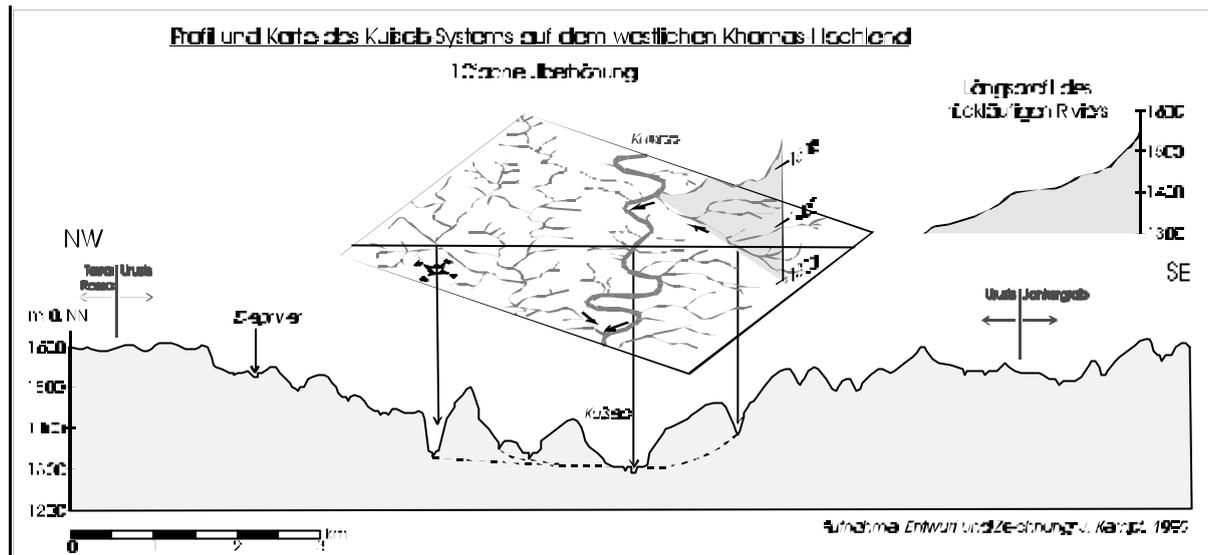


Abbildung 108: Schnitt durch das obere Kuisebtal auf dem westlichen Khomas-Hochland. In das auf über 1600 m Höhe liegende Proto-Kuiseb-Breittal ist eine Talmulde mit Streckhängen eingetieft. Alle flächenhaften Formen sind tief zerschnitten. Der Kuiseb selbst hat sich antezedent eingetieft und dabei die Wölbung der Rumpffläche tangential abgeschnitten. Die Nebenriviere sind z. T. an tektonische Schwächebereiche angelehnt, so daß sie bis -weilen rückläufig in den Kuiseb einmünden.

Abb. 108 zeigt einen Profilschnitt durch das Kuiseb-Tal im westlichen Teil des Khomas-Hochlands, kurz vor seinem Austritt in das Vorland. Das Niveau des ehemaligen Breittals auf Terra Rossa läßt sich nur noch erahnen. Weiter nördlich sind nahe der Bosua-Pad aber noch Reste der Haupttrumpffläche direkt auf der Kuiseb-Swakop-Wasserscheide erhalten. Das Post-HR-1-Niveau der Streckhänge ist ebenfalls tief zerschnitten und zergliedert. Tektonische Stör-bereiche, Zerrungs- und Zerrüttungsstrukturen sind für die Rivierverläufe teilweise bindend. Rückläufig einmündende Täler kommen vor. Diese Täler mit nur geringem Einzugsgebiet und daraus folgender fehlender Eintiefungskompetenz weisen häufig Stufen im Längsprofil auf, die der Kuiseb selbst nicht in diesem Ausmaß hat. Sie sind nachdrücklicher Hinweis für Hebungsprozesse.

Auch der Gaub beginnt seinen Lauf auf Farm Gamsberg zunächst rückläufig, knickt aber auf Farm Hoornkrantz rechtwinklig nach Süden ab und „stürzt“ nach kurzem Weg, währenddessen er sich in sein altes, breites Talbett eingeschnitten hat, mit scharfem Knick die Stufe hinab (Abb. 109 + 111, S. 459). Sein ehemaliger oberer Mittellauf entwässert als Kubitsaus-Rivier noch heute ins Rehobother Becken. Ursprünglich entwässerte die westliche Gamsbergfläche mit den Farmen Hohenheim, Weissenfels, Isabis, Göllschau, Hoornkrantz und Gamsberg in einem sehr breit angelegten Tal nach Südosten zum Fischflußsystem. ABEL (1955: 71) setzt dafür noch eine „verhältnismäßig lange Zeit nach der Randstufenentwicklung“ an. Tatsächlich wurde die Umorientierung der Drainagerichtung infolge der Wölbungsprozesse erst nach Einsetzen einer Einschnidung fördernden Morphomilieus wirksam. Zwischen oberem Kubitsaus- und Gaub-System etablierte sich eine bis 5 km breite Wasserscheide, auf

der heute einige kleinere, flache Lösungswannen in Granit sitzen. Die größte davon beinhaltet heute das Orzakvlei auf Farm Isabis (Kap. 4.2.1.8).

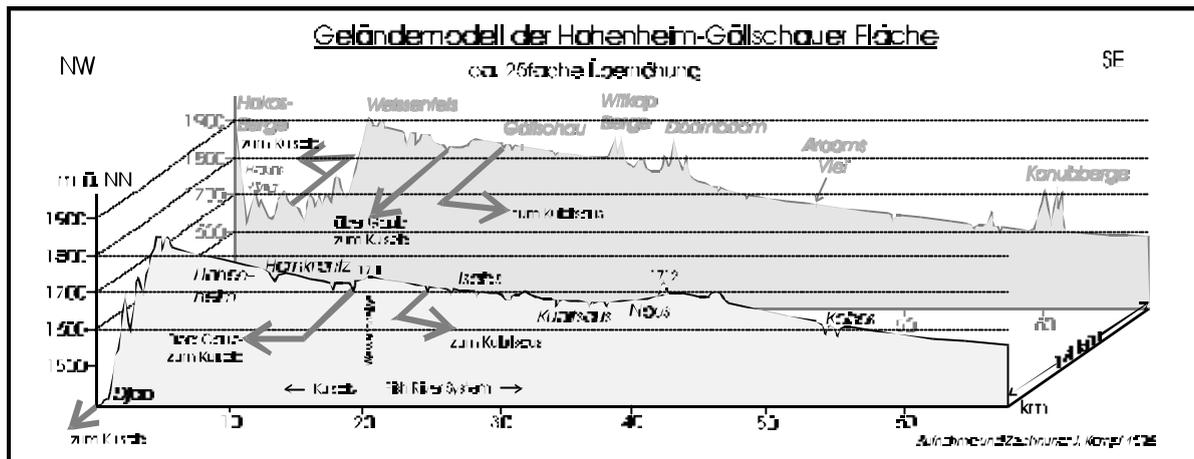


Abbildung 109: Geländemodell der Hohenheim-Göllschauer Fläche mit Darstellung der ungewöhnlichen Wasserscheiden- und Abflußverhältnisse. Die Abdachungsfläche zum Rehobother Becken weist zwei Generationen auf.

Auf dieser Wasserscheide sind Relikte von Latosolprofilen enthalten, die zusammen mit den Lösungswannen als Beleg dafür dienen, daß es nach der initialen Gaub-Einschneidungsphase noch einmal zu einem (kürzeren?) Einsetzen von Tiefenverwitterung gekommen sein muß. ABEL (1955: 70) stellt anhand der Höhenniveaus zahlreicher flacher Schildinselberge auf dieser Göllschauer Fläche eine nach-malige Tieferlegung von 10-30 m fest. Diese Schildinselberge werden zum Gamsberg-Pediment hin immer flacher (Abb. 110); die Neigung zum Kubitsaus-System (Rehobother Becken) hat also bei der jüngeren, wannenbesetzten Fläche leicht zugenommen, falls die Inselberg-Gipfelfluren auf dieser Fläche tatsächlich korreliert werden können.

Dennoch hatte diese stärkere Neigung keinen Einfluß darauf, daß die südostwärtige Drainage der östlich des Gamsberg gelegenen Fläche beibehalten wurde. Dies ist als Indiz zu werten, daß die Anzapfung der Proto-Gaub-Kubitsaus durch den Gaub bei weiterlaufender Hebung des Khomas-Blocks genau zwischen die beiden Flächenbildungsphasen fällt. Da die Haupt-rumpffläche bis mindestens ins Miozän Tieferlegungsprozessen unterlag, und die oligozänen Phonolith-Schlote und Trachytgänge weiter östlich beträchtlich gekappt wurden, ist eine Einordnung der initialen Einschneidungsphase, welche unter fortlaufender Hebung zur Veränderung der Abflußverhältnisse geführt hat, ins Endmiozän/Frühpliozän realistisch. Dieses Datum geht einher mit den dokumentierten Klima- und Milieuveränderungen im Zusammenhang mit der Etablierung des Benguela-Systems (Kap. 3), der ersten Eintiefungsphase ins Breittal des Proto-Kuiseb und der vermutlich ältesten Phase der Schüttung von Vorland-Sedimenten am mittleren Kuiseb, z. B. auf der Berghof-Fläche.

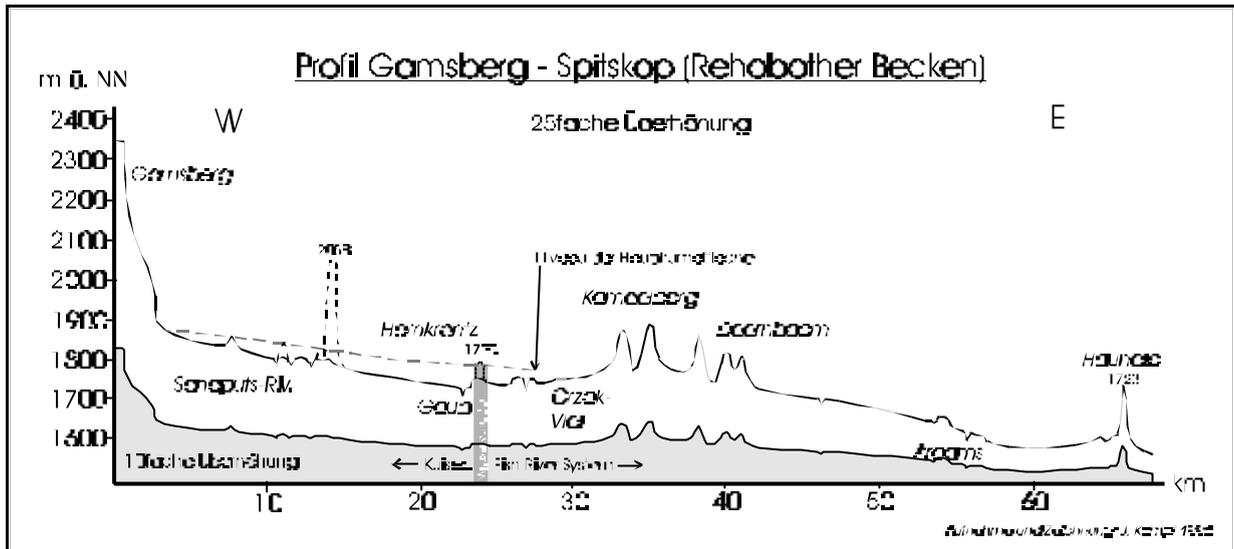


Abbildung 110: Profil vom Gamsberg zur Farm Spitskop im Rehobother Becken. Skizziert ist die Position der Haupttrumpffläche im Verhältnis zur Post-HR-1-Fläche. Zwischen den beiden Flächenbildungsphasen hat sich der Gaub eingeschnitten und bei weiterlaufender Hebung dadurch die Abflußrichtung geändert.

Für die zweite, „abgeschwächte“ oder restriktive Flächenbildungsphase mit der Herauspräparierung der Schildinselberge von den mittlerweile abgedeckten Pedimenten in tektonisch weniger „belasteter“ Lage und der finalen Anlage der flachen Wannen im granitischen Festgestein in tektonisch stärker zerklüfteten Bereichen, kann nur der Zeitraum des Pliozän in Frage kommen.

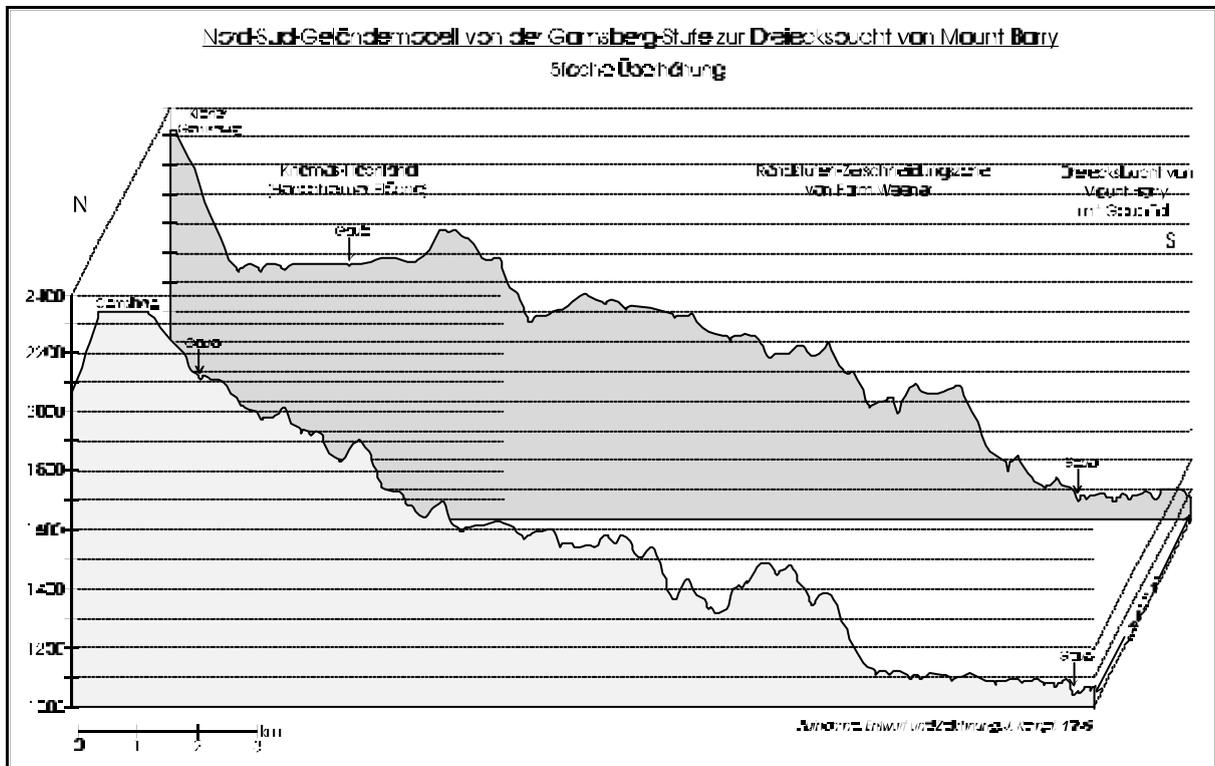
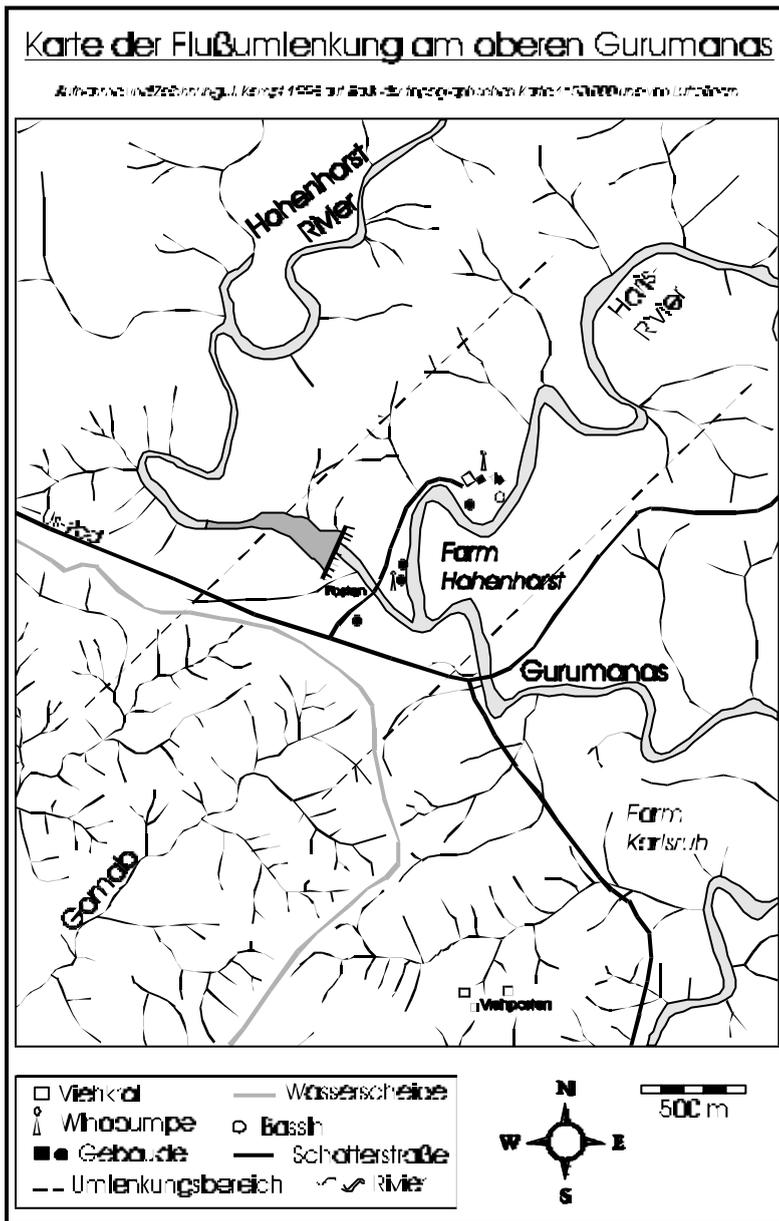


Abbildung 111: Profil durch die Randstufen-Zerschneidungszone südlich des Gamsberg mit dem Gaub-Abfall. Das Gaub-Rivier fließt von der Gamsbergfläche zunächst in östlicher Richtung, knickt dann unter erheblicher Gefällsversteilung rechtwinklig nach Süden ab, ehe es beim Erreichen der Areb-Mylonitzone seinen Lauf nach Westen wendet und in der Dreiecksbucht von Mount Barry auf das Vorland-Niveau austritt.

Damit herrscht in den Phasenabläufen der Milieugeschichte im Endtertiär Deckungsgleichheit zwischen Hochland- und Vorland. Die drei großen, in Kap. 4.2.2.4 ermittelten Milieuwechsel mit der zwischengeschalteten Einschneidungsphase konnten sowohl im Vorland, als auch auf dem Hochland nachgewiesen werden. Ursächlich waren dabei die während einer langdauernden Hebungs- und Querwölbungsphase einsetzenden Milieuveränderungen.

Im zentraleren Bereich des Khomas-Hochlands betraf eine weitere Rivierumlenkung im Zuge der Aufwölbung das Haris-Rivier (Karte 30), das vor der Umlenkung in einem mehrere Kilometer breiten Tal als Gomab-Oberlauf in den Proto-Kuiseb floß. Heute entwässert es quasi rechtwinklig nach Südosten abknickend und die orographisch linke Talflanke ausräumend als Gurumanas zum Oanob ins Rehobother Becken (vgl. auch SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989: 122). Diese Umlenkung ist in Karte 31 dargestellt.

Die anderen Rivierverläufe auf dem Khomas-Hochland bestätigen diesen Befund. Im Verlauf der Hebungsprozesse hat auch der Kuiseb selbst seinen Lauf südwärts verlagert; mit dem Einsetzen kräftiger Einschneidung begann auch er, wie das Haris-Rivier (s. o.), seine orographisch linke Talflanke verstärkt auszuräumen und knickte bei Wasservallei nach Süden zum Us-Pass-Lineament hin ab. Im Bereich Vaalgras-Claratal-Haris greift er rezent die alte 1900 Meter-Rumpffläche an.

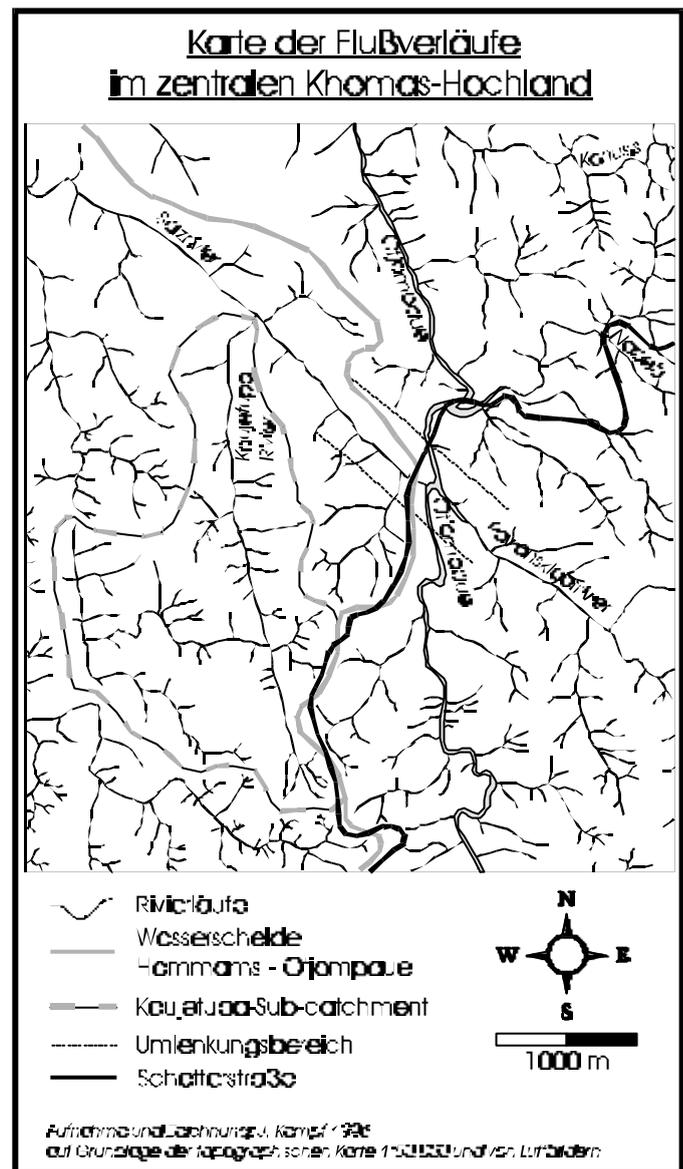


Karte 31: Verlauf der Flußumlenkung am oberen Gurumanas. Sowohl das Haris- als auch das Hohenhorst-Rivier wurden infolge der Hochlands-Querwölbung vom Gomab und damit vom Kuiseb-System abgeschnitten und entwässern heute ins Rehobother Becken.

Die festgestellte Antezedenz des Kuiseb und einiger altangelegter Nebenriviere ist an vielen Tälern, vor allem im Hochland-Scheitelbereich zu beobachten. Das führt zu teilweise recht skurrilen Flußverläufen. So bildeten z. B. früher das Proto-Otjompau- und das Pavianskloof-Rivier den Oberlauf des ins Hammams-River fließenden Salzriviers. Direkt am Zusammenfluß auf Farm Kaujetupa kam es jedoch zu einer Umlenkung entlang einer Zerrungsspal-

te infolge Anzapfung durch das Otjompau-Rivier, das weiter nördlich ebenfalls zum Hammams fließt (Karte 32). Ursächlich ist eine Verlagerung der Wasserscheide im Scheitel der Aufwölbung zu sehen, die dazu geführt hat, daß das Gefälle des Otjompau zum Hammams nunmehr steiler ist als das des Salzriviers. Beide Täler lehnen sich heute an solche Zerrungsspalten an (vgl. Satellitenfoto 1 auf Tafel 5). Das Salzrivier dagegen ist also rezent ein quasi inaktives Trockental mit stark verkleinertem Einzugsgebiet. Seinerseits zapft das Otjompau-Rivier südlich des alten Brunnenrivier-Zuflusses einen Nebenfluß desselben an, was auf ca. 1 Kilometer Länge zur Flußumkehr geführt hat. Ähnliches geschieht zwischen Brunnenrivier und Lichtensteinrivier. Auch der Ombotoa (zum Otjiseva ins Windhoek-Okahandja Becken entwässernd) wurde vom Mittagrivier (zum Swakop) seines Oberlaufes beraubt. Dieser Anzapfungsbereich und damit die rezente Wasserscheide befindet sich direkt an der Farmgrenze Onduno-Godeis.

Die hier geschilderten Talverläufe im östlichen Khomas-Hochland sind demnach nach Ende der Flächenbildungsphase tektonisch angelegt worden.



Karte 32: Flußverläufe im zentralen Khomas-Hochland mit Umlenkungs- und Anzapfungsbereichen an den Kreuzungspunkten von Zerrungsspalten unterschiedlicher Streichrichtungen.

4.3.3.3 Böden des Khomas-Hochlands

Das Khomas-Hochland ist überwiegend ein stark zerschnittener Rest der Haupttrumpffläche. Wie bereits dargestellt, werden alle Gesteinsschichten flächenhaft gekappt. Aus dem ehemaligen Regolith ragen nur wenige, schwächer verwitterte, schildförmige Relikte heraus. Im Kuiseb- und Swakop-Einzugsgebiet ist das Khomas-Niveau noch anhand der Gipfelflur von zwischen den Tälern verbliebenen Riedeln zu erkennen. Flächenreste sind lediglich in den abflußperipheren Lagen auf den Wasserscheiden erhalten. Der obere Kuiseb-Einzugsbereich läßt zudem die flächenhaften Relikte eines alten Breittals (Spülmuldental) erkennen, das in die Fläche eingetieft ist. Anhand dieser vorgegebenen Merkmale wurde die Habitattypendifferenzierung der Hochlandsavanne in Kap. 3.6.3.3 (S. 142-148) vorgenommen (Karte 18).

Über die Böden der einzelnen Großreliefformen des Khomas-Hochlands lagen bisher kaum Informationen vor. Lediglich SCHOLZ (1963: 52-78, 1968c) nahm etwa 20 repräsentative Profile auf der Abdachungsfläche zum Rehobother Becken (Granitbereich) auf und präsentierte eine Bodenkarte der Göllschauer Fläche (SCHOLZ 1968c: 120). Er unterschied

dabei zwischen den „Böden der alten Verebnungsflächen“, den „Böden der hügeligen Landschaft“ und den „Böden der Talungen“. Diese Gliederung erscheint auch für die nördlich anschließenden Bereiche des Khomas-Hochlands (Schiefer) sinnvoll. Die eigenen Aufnahmen umfaßten 46 Profile im gesamten Hochland westlich Windhoek und 12 weitere im Windhoek-Okahandja-Becken, die im Rahmen des 1. Ansatzes dieser Arbeit (Kap. 1) mit den in Kap. 2.3 aufgelisteten Methoden bodenchemisch und -physikalisch untersucht wurden. So konnte ein auf standardisierten Parametern aufbauendes Bild des Gesamtkomplexes „Böden des Khomas-Hochlands“ ermittelt werden. Dieser soll hier anhand einiger charakteristischer Typprofile erläutert werden, von denen die meisten im Anhang abgebildet sind.

Altverwitterte Profile der Khomas-Flächenreste und deren Sedimente

Im Bereich der hochgelegenen Relikte der Haupttrumpffläche, die sich auf den Wasserscheiden sichelförmig um das obere Kuiseb-Catchment herumziehen und nach Süden in das Granitgebiet der Rehoboth-Abdachung übergehen, sind Reste der ursprünglichen tertiären Bodenbedecke vielfach erhalten. Einige davon wurden bereits bei der Beschreibung der Haupttrumpffläche im Vorland genannt (Kap. 4.2.1.7, S. 253). In den meisten Fällen sind sie jedoch bis auf den Saprolit gekappt und mit einer Schutt-Residualbedecke überzogen, die aus dem mehr oder weniger stark angewitterten Skelettanteil der ehemals unteren Bodenhorizonte oder des Regoliths bestehen. Diese Residualstreu wurde in den meisten Fällen postgenetisch physikalisch weiter verwittert, so daß sich braune, sandig-schluffige Horizonte mit hohem kantigen Skelettanteil gebildet haben, welche die Altprofilrelikte vollständig überdecken.

Profile, an denen die tertiären Verwitterungsresiduen in größerer Mächtigkeit (> 1 m) erhalten waren, wurden selten entdeckt. Oberflächlich sind sie aufgrund der postgenetischen Überprägung kaum von flachgründigeren Formen zu unterscheiden. Ein besonders charakteristisches Profil bietet hier der Aufschluß KH51 auf Farm Khomaskop (im Anhang). Weniger Meter unterhalb der auf einer alten Spülscheide verlaufenden Einzugsgebietsgrenze zwischen Swakop und Kuiseb (auf der Swakopseite) ist ein fossiler, orange-ziegelroter, ferralitischer Latosolhorizont in Mächtigkeiten bis zu einem Meter erhalten (*locus typicus* 22°29'59"S, 16°40'37"E), der gekappt und von jüngerem Schutt des freigelegten Spülscheiden-Regoliths mit nachträglich verbrauntem, schluffigem Altkolluvium sowie einer ca. 30 cm mächtigen Schicht von Hangschutt (Quarze, Schiefersaprolit) überdeckt wurde. Die genetischen Unterschiede beider Bodenteile, also des Bu-Horizonts *in situ* und des Kolluvialhorizonts, werden in den stark differierenden Analyseergebnissen besonders deutlich (Tab. 28).

	jüngere hangende Horizonte	Altprofil
Textur des Feinbodens	lehniger Sand	tonig-sandiger Lehm
Tonanteil	6 %	25,5 %
Skelettanteil	67-78 %	8 %
Feldkapazität	17 %	26 %
Luftkapazität	15-24 %	11,5 %
Permanenter Welkepunkt bei Totwasseranteil	< 7%	< 18 %
Anteil an organischem Material	0,5-1,0 %	0,1 %
pH (H ₂ O KCl)	6,9 6,6	5,1 4,9
Kationen-Austauschkapazität	5,36-7,18 cmol _c /kg	4,39 cmol _c /kg
Basensättigung	> 70 %	33 %

Tabelle 28: Vergleich der Bodenhorizonte von Profil KH51 als Typprofil von Paläo-Latosolen mit Kolluvialüberdeckung auf dem Khomas-Hochland.

Die Altprofilrelikte sind generell feiner texturiert, mit höherem Ton- und geringerem Skelettanteil, kohärenter mit geringerer Luftkapazität und mit hohem Permanentem Welkepunkt (PWP), extrem humusärmer, saurer, unfruchtbarer und von geringerem Basensättigungsgrad als die kolluvialen, neuverwitterten Deckhorizonte. Diese Merkmale ziehen sich als charakteristische Marker durch viele der aufgenommenen und analysierten Profile. Bei kolluvialen Mischhorizonten kann so auch der Anteil an altverwittertem Material abgeschätzt werden. Außerdem kommt bei diesen Parametern dem Ausgangsgestein keine stark modifizierende Rolle zu - anders als beispielsweise bei reiner Betrachtung der Tonmineralgarnituren (v. a. bei Kolluvien unbekannter Herkunft).

Beispiele hierfür bieten die Profile KH27 und KH36 vom Südfuß der Auaskette, wo in beispielhafter Weise ein fossiler Latosolrest über stark zersetzten Schiefen etwas gekappt und anschließend von einem Latosolkolluvium überdeckt wurde, das einige transportierte Kernsteine enthält. Dieses Kolluvium bildete eine ehemalige Erosionsoberfläche, auf der sich durch Feinmaterialabfuhr eine Residualstreu formiert und blockiger Hangschutt abgelagert hat. Danach wurde eine weitere Schicht Kolluvium geschüttet, diesmal aber nicht als Bodensediment eines rötlichen, tonigen Latosolhorizonts, sondern als solches einer jüngeren, gräulich-braunen Verwitterungsdecke.

In den Sedimentationsbereichen des Hochlands sind solche mehrphasigen Kolluvien, die innerhalb eines einzigen Profilaufschlusses den Übergang von stärker tropisch verwitterten Altbodenmaterial zu dem späteren, eher physikalisch verwitterten Substrat zeigen nicht selten. In den meisten Fällen wurden sie durch Erosionsoberflächen (Diskordanzen) getrennt, die als mehr oder weniger mächtige *stone lines* über leichten Verbraunungshorizonten erkennbar sind. Vergleichbare Profile (KH31, KH32) sind v. a. erhalten im südlichen Teil des Windhoek-Okahandja-Beckens, z. B. im westlichen Stadtteil Windhoek-Cimbebasia (am Fuß des Khomas-Anstiegs).

Das mit ca. 18 m mächtigste Profil gleichen Typs, nämlich OM11, wurde allerdings nicht auf dem zentral-namibischen Hochland entdeckt, sondern im intramontanen Becken von Tjirundu (nördl. von Omaruru am Hochlandsscheitel; vgl. Tafel 10, Foto 6). Dort wurden vor einer tiefen Zerschneidung durch das Tjirundu-Rivier fünf solche Kolluvialphasen festgestellt, die jeweils entweder mit einer schwachen autochthonen Bodenbildung oder aber einer Erosionsoberfläche abschlossen (KEMPF 1999a/b). Die jüngste dieser Phasen, auf der eine abspülungsbedingte rezente Residualstreu liegt, wurde von PICKFORD et al. (1995: 87) auf Basis von Straußeneierschalenfunden ins Holozän datiert. Die tiefe Zerschneidung ist demnach ebenfalls Holozän. Das älteste Kolluvium im Liegenden zeigt eine von den anderen Alluvial-/Kolluvialhorizonten leicht differierende rötlichere Färbung (niedrigere Hue). Es konnte leider bisher nicht datiert werden, dürfte aber bis ins frühe Spätpleistozän reichen. Dies wird aufgrund der Befunde vom Seis-Niveau angenommen, da dort innerhalb des ältesten Latosol-Kolluviums mehrere (unverbackene) Acheul-Faustkeile gefunden wurden (Kap. 4.5).

In den Tiefenlinien des Khomas-Hochlands westlich des Steilabfalls zum Windhoeker Becken sind solche Latosolkolluvien extrem selten. Sie werden einer Reliefgeneration zugeordnet, die auf dem Khomas-Hochland infolge der seither weiterlaufenden Eintiefung der Riviere nicht mehr erhalten ist. Es überwiegen entweder Mischkolluvien aus bodengenetisch älterem und jüngerem Material, wie im Daan-Viljoen-Wildpark (Profil KH26), teilweise auch bei Cimbebasia (KH31), oder v. a. jüngere, durch ihre bräunlich-graue Farbe leicht zu erkennende Bodensedimente. Letztere enthalten gelegentlich datierbares Material, wie Holzkohlen, Straußeneierschalen, neolithische Artefakte oder Knochen. Ein Skelettfund innerhalb eines solchen Kolluviums von Farm Otjiseva wurde radiometrisch (^{14}C) auf 4440 ± 70 a BP datiert¹ (SYDOW 1969: 77, 1970: 17).

Weitaus häufiger als Aufschlüsse, an denen noch der untere Horizont eines Latosol- oder Rotplastosolprofils erhalten ist, sind solche, an denen nahezu das gesamte Solum fehlt und nur noch Teile des Saprolits erhalten sind. Oftmals unterlag dieser Saprolit einer dominant physikalischen Neuverwitterung und Überprägung, was zur Bildung einer dünnen, schluffig-sandigen bis lehmigen Textur des Feinbodens geführt hat. Dieser wird unter einer kantigen Residualstreu vor Abtrag geschützt. Ein so beschriebener Bodentyp wird im folgenden *Saprolithic Leptosol* genannt und ist v. a. im Übergangsbereich von den Altflächen und Proto-Breittal-Böden zum stärker geneigten Hang hin zu finden. Für weite Teile des Khomas-Hochlands ist er charakteristisch. Als Typprofil wird der Aufschluß KH56 am Oberhang des Klein-Windhoek-Tals (Ludwigsdorf) angesehen. An diesem Profil (im Anhang) ist besonders

¹ Die Altersbestimmung wurde nicht am Knochen selbst, sondern an einer Kalknodule innerhalb des Kolluviums durchgeführt, was von SYDOW (1970) kritisiert wurde. Er sieht aufgrund von anatomischen Analogien eher ein Alter von ca. 20.000 a BP als realistisch an.

deutlich die Horizontierung von einem gekappten Alterverwitterungs-Feinhorizont mit Residualstreu und Aufmineralisierung infolge physikalischer Neuverwitterung des Skeletts, zum liegenden Horizont mit überwiegender chemischer Verwitterung (hier: Cj- oder Cu-Horizont) mit Eisen- und Tonhäutchen über dem Zersatz und zum entlang der Schieferungsklüfte isovolumetrisch zersetzten und klüfterweiterten, leicht gebleichten Saprolit nach unten erkennbar.

Wo in günstigen Lagen größere Reste des altverwitterten Solums erhalten geblieben sind, wurden auch diese Reste in die Neuverwitterung und Aufmineralisierung mit einbezogen. Je nach deren Intensität werden diese Böden als *Cambic Ferralsols* (liegender Übergangshorizont noch rötlich und sauer und mit Latosolmerkmalen aus Tab. 28; hangendes verbraunt, skelettarm) oder als *Rhodic* bzw. *Chromic Cambisols* (kräftig durchgängig verbraunt, hoher Skelettanteil, häufig gekappt) bezeichnet. Typprofile für den Cambic Ferralsol sind KH44 (allerdings gekappt unter Blockstreu) und KH47 aus dem Daan-Viljoen-Wildpark. Für den Typ des Rhodic Cambisol steht das gekappte Profil von Farm Hohenheim (KH53) und das gut erhaltene von Farm Hoffnungsgeld (KH40). Bei diesen beiden Typen schwankt die Mächtigkeit des Solums zwischen 30 und 100 cm; im Fall von KH53 verursachte die junge Erosion eine Veränderung der Klassifizierung hin zum (Sapro-)lithic Leptosol. In seltenen Fällen, vor allem innerhalb von flachen Depressionen in abflußperipheren Lagen, hat sich innerhalb einer Paläo-Latosoldecke durch Sickerwasserzuströmung noduläres Calcrete gebildet, wie bei KH10 (Weissenfels). Auch SCHOLZ (1963: 74f) hat von Farm Sandpütz ähnliches beschrieben - allerdings von einer Rivierterrasse. Auf dem Neudammer Hochland sind diese Kalknodulen in den Latosolprofilen häufiger.

Jüngere Bodenbildung

Mit zunehmender Eintiefung der Täler spielte die jüngere Verwitterung aus gering vorbelastetem und nicht chemisch zersetztem Gestein eine zunehmende Rolle. Da sich im Khomas-Hochland Neuverwitterungsprozesse aus Festgestein aber vorwiegend auf den Hängen abspielen, sind hier im Sinne des Catena-Prinzips Transportprozesse bei der Bildung von Bodentypen zu berücksichtigen. Schon an den Oberhängen, also noch im Saprolit, ist das Solum ja infolge der Profilkappung meistens bereits sehr geringmächtig. Die steiler geneigten Mittelhangbereiche sind sogar noch stärker gekappt, so daß sich ausschließlich flachgründige Leptosols ausbilden konnten (KH18, KH25, KH39, KH41). Sie werden vorwiegend nach ihren ökologischen Eigenschaften unterschieden und spielen in einer morphogenetischen Interpretation kaum eine Rolle, da ihre Entstehungsweise einphasig gesehen werden muß und ihnen deshalb keine Stellung als Milieuindikator zukommt.

In der Regel herrscht ein Gleichgewicht zwischen geringer Neuverwitterung und Abtrag, solange eine schützende Schotterstreu und Mikrosedimentfallen erhalten sind. Ansonsten stellen sie mobiles Bodenmaterial für die Kolluvienbildung bereit, die sich meist in den Tal-linien manifestiert. Die Textur ist vielfach feinsandig bis schluffig, bei sehr hohem Skelettan-teil ($> 90\%$). Regenflächenereignisse können auf undurchwurzelten Hängen daher große Abtragsleistungen bedingen. Dies kann bis zur Freilegung des Festgesteinsuntergrundes bis Reliktsubstraten in Taschen und Klüften führen. Dieser, v. a. im Westen des Hochlands ver-breitete Typ wird als *Rupisol* bezeichnet.

An den Unterhängen, wo die Hangneigung flacher wird und zu den Talböden übergeht, ist in einigen Fällen eine stabilere Bodenbildung auch im rezenten Milieu möglich, so daß sich dort vereinzelt schwach bis mäßig entwickelte Cambisols mit erkennbarer Horizontierung gebildet haben, die aber häufig im Zuge von Extremereignissen wieder gekappt wurden. Gut ent-wickelte derartige Formen wurden nicht gefunden und sind auch bei anderen Autoren nicht beschrieben.

Viel häufiger sind die reinen Kolluvialformen, die sich häufig in den Mittelhängen kurzer Seitentäler oder den Tiefenlinien der Haupttäler sammeln. Hier werden sie aber nur temporär sedimentiert, um bei starken Abflußereignissen dem Vorfluter zugeführt zu werden. Auf diesen Sedimentkörpern ist nur selten eine autochthone Boden-neubildung zu erkennen. Selbst im Humusanteil unterscheidet sich die Bodenoberfläche nicht vom 3-5 m tieferen Auf-lagebereich, obwohl sie offenbar für dichte Grasdurchwurzelung günstige ökologische Bedin-gungen bieten. Diese jüngeren Kolluvien sind in ihrer sandig-schluffigen Textur, welche der-jenigen der Hangsubstrate genau entspricht, sehr homogen und werden hier als *Cambic Kollu-visols* bezeichnet. So werden sie von den o. g. Ferralic Kolluvisols aus ehemaligen Latosol-profilen unterschieden. Diese stellen immer fossile bzw. reliktsche Typen dar und enthalten daher durchaus autochthone Neubildungen in den obersten Horizonten. Sie können rezent vor allem deswegen nicht mehr formiert werden, weil auf den wenigen angrenzenden Flächen kaum noch mobilisierbares altverwittertes Material zur Verfügung steht.

Folgende idealisierte Catena läßt sich demnach aus den pedologischen Untersuchungen des Khomas-Hochlands ableiten:

1. Paläo-Ferralsols (Latosole) auf den Hauptwasserscheiden
2. Cambic Ferralsols und Rhodic Cambisols auf denudierten Flächenresten
3. Planosols oder Gleysols in exhumierten Depressionen auf Flächenresten
4. Saprolithic Leptosols auf zerschnittenen Flächenresten, der Riedel-Gipffelur und den Oberhängen der Täler
5. Lithic Leptosols, teilweise Rupisols auf den Ober- und Mittelhängen

6. Cambic Kolluvisols in den Seitentälchen der Mittelhänge (Mittelhangkolluvien)
7. Cambisols (meist gekappt) in Unterhängen
8. Cambic Kolluvisols in jüngeren Tälern
9. Ferralic Kolluvisols in Beckenlagen
10. Fluvisols als alluvial transportierte Bodensedimente in den Tälern der Hauptvorfluter.

Diese charakteristische Abfolge läßt sich in weiten Teilen des Khomas in nur geringen Variationen beobachten und zeigt die typischen pedologischen Merkmale einer Abtragungslandschaft.

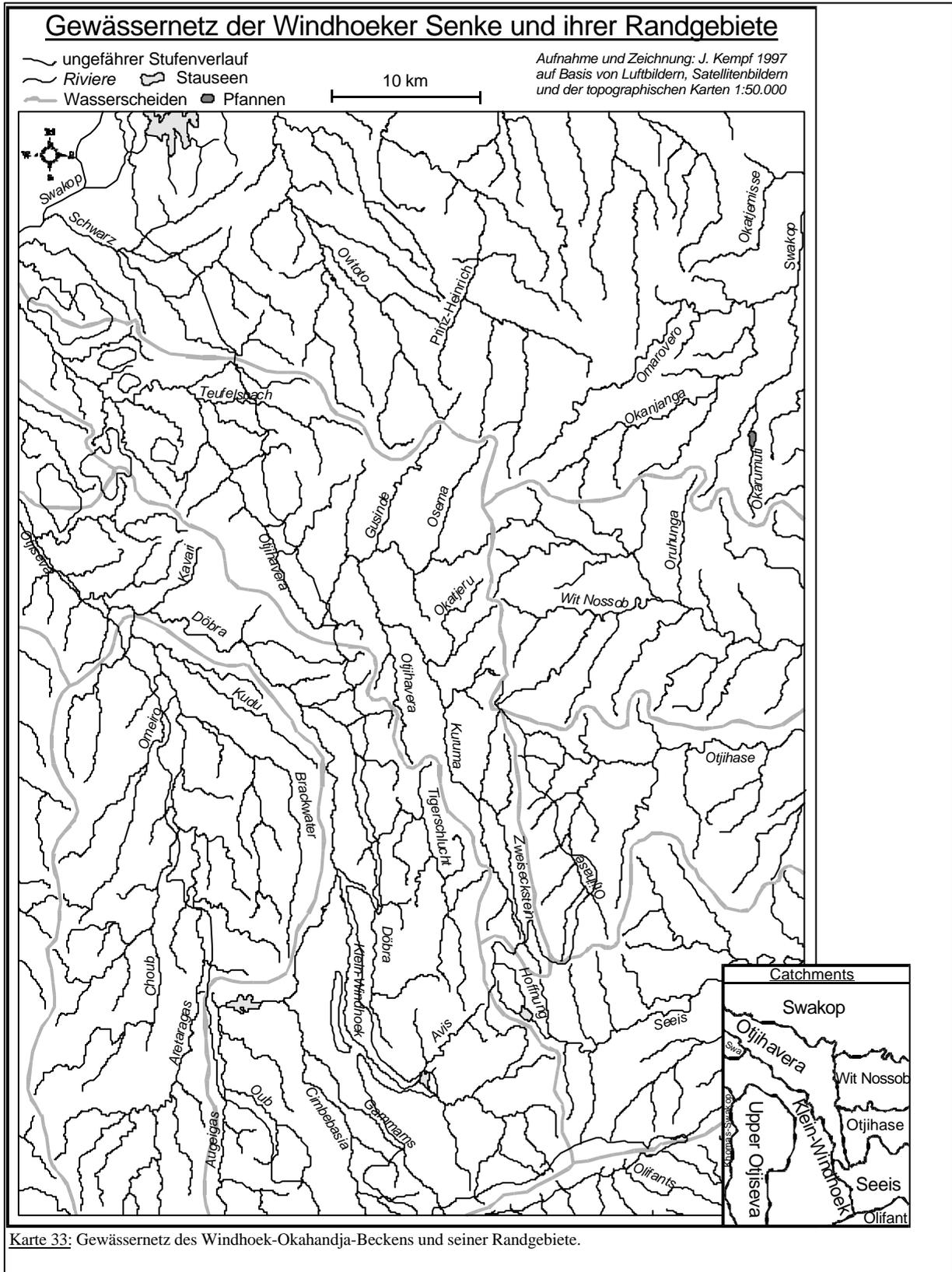
4.4 Das Windhoeker Becken und seine Randgebiete

Das Khomas-Niveau wird von seiner östlichen Fortsetzung durch das ca. 10-20 km breite Windhoek-Okahandja-Becken getrennt. Die scharfen Hangprofilknice an den Füßen der Ost- und der Westhänge ließen einige Autoren vermuten, daß es sich um eine rein tektonisch bedingte Absenkung handelt, wofür auch das Vorkommen von Thermalquellen spricht. Die Annahme eines Grabenbruchs lehnte bereits JAEGER (1920) für das Gebiet zwischen Windhoek und Okahandja ab und auch GEVERS (1933b, 1942), der die Tektonik im Windhoeker Raum umfangreich untersucht hat, sah keinen Bezug der lokal vorhandenen Verwerfungen und Ruschelzonen zur rezenten Großform des Beckens (vgl. auch KAYSER in OBST & KAYSER 1949: 251). Er schiebt ihnen aber die Bedeutung von Leitlinien für die ausräumenden Kräfte zu.

In Kap. 4.3 wurde bereits eine im Oligozän verstärkte tektonische Aktivität erwähnt, welche in der Bildung von Phonolith-Schloten und davon austreichenden Trachytgängen gipfelte. In dieser Phase ist die tektonische Hauptaktivität am Hochlandsscheitel zu vermuten, denn anschließend sind keine Anzeichen übermäßiger endogener Formungskräfte mehr gegeben. Gleichzeitig wurde angeführt, daß einige Zeit nach den vulkanischen Ereignissen das Morphomilieu noch immer flächenbildend gewesen sein muß, denn die Schlote wurden ausnahmslos im Khomas-Niveau geschnitten. Die erfolgte Kappung spricht gegen einen Grabenbruch oder eine größere Verwerfung in direktem Zusammenhang mit den vulkanischen Ereignissen, denn das Flächenniveau setzt sich ja östlich des Beckens fort. Im Falle einer Grabenbildung wäre diese Fortsetzung nicht mehr möglich und die Phonolith-Schlote ebenso wie die Randverebnungen an den Eros- und Otjihavera-Bergen von der flächenhaften Formung ausgenommen gewesen. Möglicherweise haben sich aber schon im Zusammenhang mit der Längs- und Querwölbung des Hochlands im Scheitelbereich Veränderungen der lokalen Erosionsbasen, kleinere Verwerfungen, Zerrungsspalten und Zonen stärkerer Gesteinszerrüttung ergeben, die letztlich für die Erosionsimpulse ausschlaggebend waren.

Im Norden hat das Becken bei Okahandja Anschluß an die Haupttrumpffläche mit dem darin eingetieften Swakop-System, so daß mindestens seit der tektonischen Haupthebungsphase im Oligozän kein Anschluß des Proto-Kuiseb auf das Neudammer Hochland mehr möglich war. Dies unterscheidet den Kuiseb vom Swakop, der ja noch heute über den Hochlandsscheitel hinweg nach Osten durchgreift, aber vermutlich durch das genetisch gleichartige Otjiterazu-Becken beeinflusst wurde. Vermutlich wurde der obere Proto-Kuiseb im Zusammenhang mit einer leichten Einmuldung am Hochlandsscheitel in die stark belastete Zone gelenkt und hat dort sein Breittal parallel zum Swakop tiefergelegt. Erst die weitere Aufwölbung hat diesen Zustrom vom Neudammer Hochland in das Windhoek-Okahandja-Becken abgeschnitten und die Entwässerung des Seeis-Niveaus in östliche Richtungen verändert. Spätestens mit Ende der Haupttrumpfflächenphase und einsetzender tiefer Zerschneidung war jedoch der Flächenanschluß der Auas-Phonolithschlote beendet. Insgesamt deutet die komplizierte Situation des Flächenreliefs im zentralen Teil des Hochlands nachdrücklich auf die Annahme einer in Damara-Streichrichtung verlaufenden Längs- und einer senkrecht dazu streichenden Querwölbung hin.

Karte 33 zeigt das Gewässernetz des Windhoek-Okahandja-Beckens. Deutlich wird der durch tektonische Leitlinien bestimmte Verlauf der Riviere, insbesondere in den Hochlandsbereichen westlich und östlich des Beckens. Im Satellitenbild von Tafel 5, Foto 2 sind sich im Hochlandsscheitelbereich spitzwinklig kreuzende Lineamente zu erkennen, welche als fluvial weitergeformte Zerrungsspalten interpretiert werden. So kommt es vor, daß die Riviere an den Kreuzungspunkten dieser Zerrungsspalten mehrfach die Fließrichtung gewechselt haben (vgl. Tigerschlucht, Kuruma, Osema etc.). Diese Situation ist mit derjenigen auf der Khomas-Hochland (Tafel 5, Foto 1) vergleichbar (s. Flußumlenkungen auf S. 461, Karte 32). Erst am Flächenansatz des Seeis-Niveaus, also östlich des Wölbungsscheitels verlaufen die Riviere der Nossob-, Otjihase- und Seeis-Systeme wieder überwiegend in Streichrichtung des Längsgefälles der Aufwölbung (Abwölbung). Abb. 112 stellt diesen Übergang vom Windhoeker Becken zum Neudammer Hochland im Längsachsen-Geländemodell dar. Dabei wird auch die Lage der Flächenniveaus deutlich:



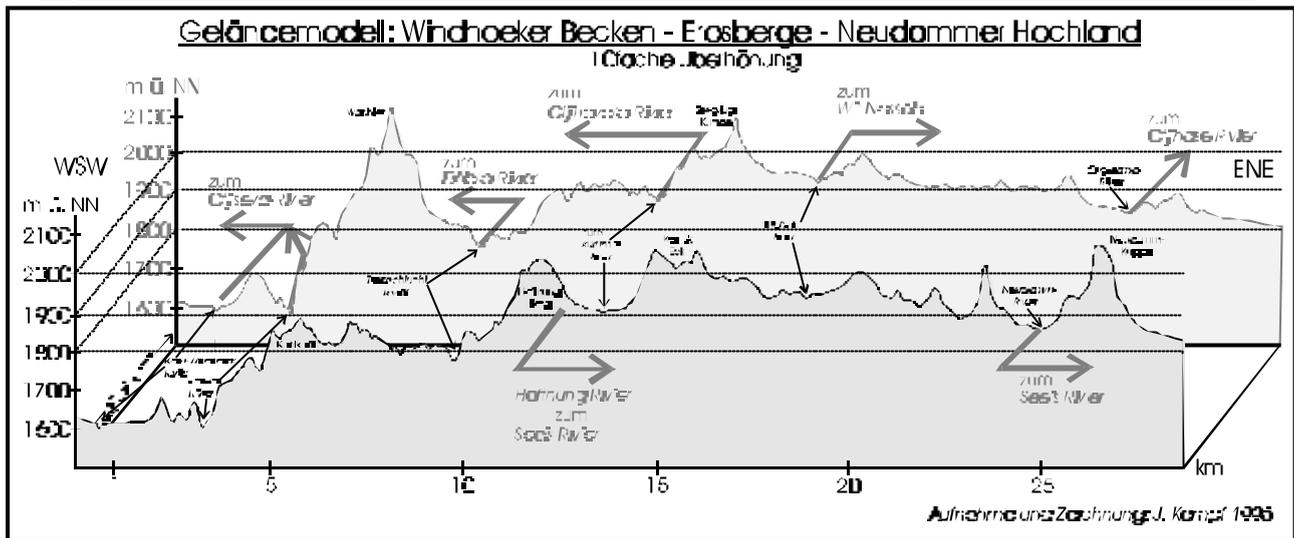


Abbildung 112: Geländemodell vom südlichen Windhoek-Okahandja-Becken über die Erosberge zum Neudammer Hochland.

Das Khomas-Niveau westlich des Beckens setzt sich auf der Ostseite in der Gipfflur von Hoffnung-Berg, Kapps Eck, Neudammkuppe sowie an den oberen Randverebnungen von Wächter und Bergflug-Kuppe fort. Das Seis-Niveau des Neudammer Hochlands liegt dem gegenüber um rund 150-200 m tiefer und reicht zwischen den Auas-Bergen und Hoffnung als Verebnung bis zum Tigerschlucht-Oberlauf. Dies ist ebenfalls in der nach der Fossilierung der Haupttrumpffläche auf dem Khomas-Niveau weiterlaufenden Hebung des Scheitels begründet. Erkennbar ist eine ähnliche Stufung wie an der Kriess-Stufen in der zentralen Namib, wo zwei gegensätzlich geneigte Rumpfflächen aneinanderstoßen - allerdings auf höherem Niveau. Dies ist in der Herausbildung stärkerer Höhenunterschiede am Wölbungsscheitel als bei der Flexurierung der Randstufenregion zu erklären.

Den Übergang aus westlicher Blickrichtung veranschaulicht das Geländemodell vom Abb. 113 im Streichen der Auas-Berge. Auch hier ist erkennbar, daß östlich des Wölbungsscheitels die Rumpffläche des Seis-Niveaus in 1900 m Höhenlage einsetzt. Westlich des Scheitels dacht eine hypothetische Fläche mit doppelter Stufung zum Windhoeker Becken ab. Sie ist heute stark zerschnitten. Die Randverebnungen der Auas-Berge scheinen diese Abdachung ebenfalls nachzuzeichnen. An einigen Inselbergen ist das 1900-m-Niveau innerhalb der gesamten Profilabfolge des Geländemodells zu beobachten; selbst im westlichsten Profil ist es als Randverebnung nördlich des Uitsig-Bergs erhalten, nördlich von Klein Windhoek in der Höhe Windhoek. Gleichzeitig sind die Täler südlich der Höhe Windhoek im Bereich westlich der Stadtteile Klein-Hamburg-Montebello (bei Avis) tief in den Saprolit dieses Niveaus eingeschnitten. Dort wurden die am stärksten isovolumetrisch zersetzten Glimmerschiefer des gesamten Hochlands gefunden. Das in seiner Oberflächenstruktur kaum veränderte Festgestein war hier mit einem Spaten bis in über Metertiefe leicht grabbar.

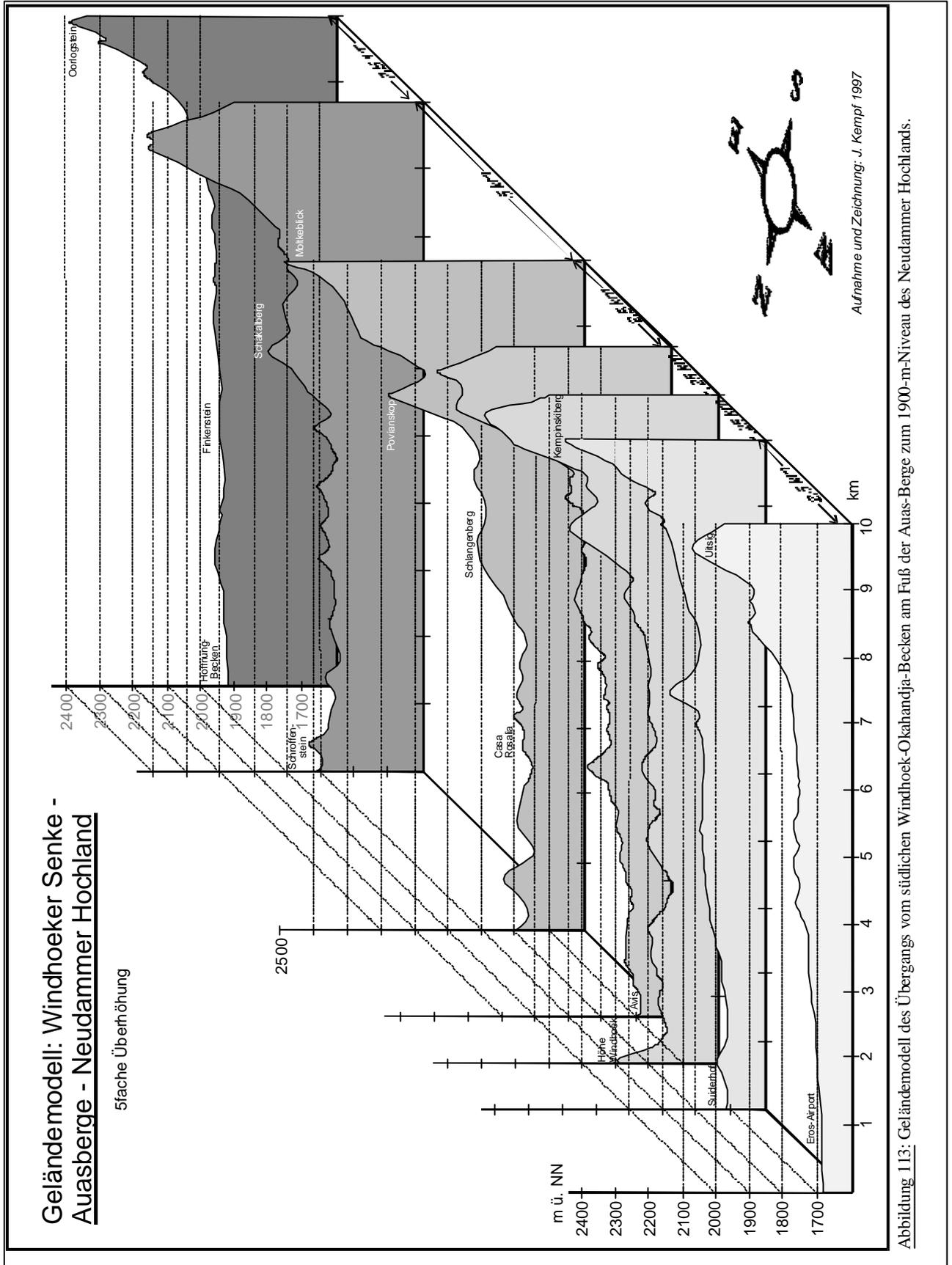


Abbildung 113: Geländemodell des Übergangs vom südlichen Windhoek-Okahandja-Becken am Fuß der Auas-Berge zum 1900-m-Niveau des Neudammer Hochlands.

Kompakt aussehende Schiefer konnten zwischen den Fingern zu Glimmerplättchen und Quarzgrus zerrieben werden. Die chemische Verwitterung des fast 200 m höher liegenden 1900-m-Niveaus muß demnach sehr tief durchgegriffen haben, was auf langdauerndes, Tiefenverwitterung förderndes Morphomilieu sowie auf tektonisch bedingte starke Gesteinszerrüttung hinweist (zahlreiche Zerrungsspalten, Trachytgänge und Verwerfungen). Die Genese der Landschaft um das Windhoek-Okahandja-Becken kann nicht allein tektogenetisch oder klimageomorphologisch gedeutet werden.

Im Becken selbst sind keine fossilen Latosolrelikte aufgeschlossen. In Positionen an denen eine autochthone Bodenbildung angenommen werden kann, wurden flachgründige Cambisols oder Leptosols gefunden. Ansonsten treten v. a. Ferralic und Cambic Kollvisols auf (s. Kap. 4.3.3.3). Als Charaktertypen gelten die Profile KH28 von Okapuka und KH31 von Cimbasia. In tieferen Baugruben innerhalb des Stadtgebiets von Windhoek wurde in mehreren Fällen eine sehr hart verbackene, teilweise speckig wirkende, über 4 m mächtige Kalkkruste unter Kolluvium gefunde, die vereinzelte kantige bis schwach kantengerundete Schotter enthält (*locus typicus* 22°35'47"S, 17°04'59"E; Baugrube NAMCO, Profil KH59 in Foto 4 auf Tafel 10). Die Krustenstruktur und der Speckglanz mancher Partien ließen dabei auf eine partielle Silifizierung² der Kalkkruste schließen. Auch die Baugrube des neuen Geological-Survey-Gebäudes hat 1997 das gleiche Krustenprofil aufgeschlossen.

Es wird eine syngenetische Verbackung durch laterale Sickerwasserströme vermutet, wobei das ursprüngliche Ausgangsmaterial als schutthaltiges Bodensediment einzustufen ist. Diskordant überlagert wird das Profil von einem bis über 2 m mächtigen, unverbackenen Kolluvialhorizont (Latosolkolluvium oder Mischkolluvium), das von einer schwachen Bodenneubildung bedeckt ist. Sowohl silifizierte Kalkkruste, als auch Latosolkolluvium müssen als abgeschlossene Reliefgenerationen der Vorzeit angesehen werden. Ein sehr ähnlicher Aufschluß mit geringerer kolluvialer Überdeckung wurde auf Farm Okongue (Profil OM02: 21°07'38"S, 15°53'14"E) gefunden, dort jedoch mit Hanganschluß an carbonatische Gesteine einer Inselbergrippe (Dolomit und Karibib-Marmor).

Die Bodentypen der Hänge und der kolluvialen Verfüllung im Windhoek-Okahandja-Becken entsprechen denen des Khomas- und des Neudammer Hochlands. Sie lassen sich aufgrund fehlender Korrelationen und Datierungsmöglichkeiten nicht einem konkreten Bildungszeitraum zuordnen. Es sind nur Analogieschlüsse auf andere Gebiete möglich.

² diese Einschätzung wurde durch eine gemeinsame Begehung mit Dr. H. SCHARF (Dept. Geogr., Univ. of Port Elizabeth) am 06.07.1999 bestätigt.

4.5 Neudammer Hochland

Das bei JAEGER (1963: 43-49) beschriebene Neudammer Hochland bildet eine dem Khomas-Hochland entsprechende Rumpffläche auf der östlichen Seite des zentralnamibischen Hochlandsscheitels. Es ist wesentlich weniger stark zerschnitten als sein Gegenstück westlich dieses Scheitels und setzt in ca. 1900 m Höhe an. Nach Norden steigt es sanft zu den Otjosodjupa-Bergen an, welche die östliche Fortsetzung des tief zerschnittenen Khomas-Niveaus bilden. Sie sind durch das Otjiterazu-Becken des oberen Swakop (s. Kap. 4.2.2.1, S. 357) von ihrem östlichen Anschluß, den Onjati-Bergen getrennt (vgl. auch Blockbild von Abb. 107). Nach Nordosten läuft dieses Niveau aus, ist aber noch in der Gipfflur des 1984 m hohen Omieve-Bergs (Inselberg aus kambrischem Serpentin) erhalten. Es wird hier Onjati-Niveau genannt und senkt sich gemäß der Wölbungslängsachse nach Osten zum Kalahari-Becken hin ab. Sein Pendant südlich dieser Achse bildet das Seeis-Niveau (s. Abb. 107, S. 446), das vom Nossob- und Seeis-System zur West-Kalahari hin geneigt ist. Im Osten kulminieren diese beiden Niveaus in der Wasserscheide zwischen dem zum Fischfluß strebenden Nossob und der endotheischen Kalahari-Drainage des Epukiro, wobei der Kulminationspunkt in der Gegend Steinhausen/Hochfeld liegen dürfte. Dort sind - anders als am oberen Swakop - beide Niveaus nicht mehr gegeneinander abgesetzt. Das Neudammer-Hochland mit dem nordostwärts geneigten Onjati-Niveau und dem südostwärtigen Seeis-Niveau bildet also den östlich-distalen Teil der Hochlandsaufwölbung von Zentral-Namibia.

Wie im westlichen Teil, dem Khomas-Hochland, dominieren auch hier die Quarzglimmerschiefer der Kuiseb-Formation und das untere Damara den geologischen Untergrund. Über große Strecken sind aber auch die dazwischenliegenden Kratonreste mit Paragneisen, Schiefen und Quarziten aufgeschlossen, stets jedoch vollständig eingerumpft. Ein solcher Kratonrest auf dem Seeis-Niveau ist im Ondekaremba-Inlier erhalten, in dessen Südwestecke der Windhoek Flughafen liegt. Nur sehr wenige Inselberge sitzen dieser Rumpffläche auf. Die größten davon sind die Bismarckberge in östlicher Verlängerung der Auas-Berge. Dabei handelt es sich um die Reste einer Überschiebungsfalte die im Zuge der Damara-Orogenese über den Kratonrand gelegt wurde. Heute überlagern dort die älteren Quarzite der Auas-Formation die jüngeren Schiefer der Naos-Formation. Alle steil einfallenden Gesteinsschichten wurden durch die Rumpfflächenbildung geschnitten.

Ähnlich wie beim Khomas-Hochland standen auch beim Abtragungsgebiet Neudammer Hochland die pedologischen Untersuchungen im Vordergrund. Aus dem untersuchten Areal lagen vorher keinerlei Bodenbefunde vor. Lediglich SCHOLZ (1968d) hat ein begrenztes

Gebiet bei Steinhausen, nordwestlich des hier betrachteten Areals bodenkundlich kartiert. Er hat dabei folgende Kategorien unterschieden:

1. Rotbraune, tiefgründige Böden der Ebenen
2. Hellbraune Böden auf äolischen Sanden
3. Mittelbraune kalkhaltige Böden
4. Böden mit einer Hardpan (Calcrete)
5. Rötlichbraune, tiefgründige Böden in schwacher Muldenlage
6. Böden der Depressionen ohne Kalkkruste
7. Dunkle, grauschwarze Böden der Depressionen mit Kalkkrusten
8. Flachgründige, rotbraune Böden der Kuppen und Hänge
9. Tiefgründige, rötlichbraune und braune Böden der Täler

Die eigenen Aufnahmen auf dem Neudammer Hochland umfaßten 48 komplette Profile, von denen hier einige vorgestellt werden.

Profil NH28 von Farm Sonnleiten (*locus typicus* 22°31'11"S, 17°25'07"E), auf dem Pediment der Bismarckberge: Aufgeschlossen ist ein mehrphasiges Latosolkolluvium über einem fossilen Latosolrest. In Kap. 4.3.3.3 wurde dieser Typ als Ferralic Kolluvisol bezeichnet. Die Horizonte von NH28 sind intensiv und leuchtend braunrot gefärbt (chromic) und weisen alle eine sehr ähnliche, lehmig-sandige Textur, niedrigen pH-Wert (KCl), niedrige Kationen-Austauschkapazität und eine Basensättigung von 30-40 % auf (neuverwitterte Horizonte etwas mehr). Damit darf für alle aufgeschlossenen Horizonte der gleiche Ausgangsboden angenommen werden. Erkennbar sind vier Kolluvialphasen, von denen drei durch eine jeweils schwache Bodenbildung stabilisiert wurden. Eine Phase weist eine Erosionsoberfläche mit Residualstreu (Diskordanz). Der Latosolrest im Liegenden ist sehr stark gekappt und mit Kernsteinen angereichert, die sich in den Kolluvialhorizonten nur ganz vereinzelt finden, seine Feinbodentextur ist aber mit fast 20 % Tongehalt etwas feiner als die Kolluvien.

Profil NH29 von Farm Sonnleiten (*locus typicus* 22°31'13"S, 17°23'59"E), hangwärts von NH28. Oberhalb des Kolluvialbereichs vom Übergang des Bismarckberg-Pediments zur Seeis-Rumpffläche sind die gekappten Relikte eines Latosolprofils erhalten. Sie weisen nur einen initialen Verbraunungshorizont auf und zeigen an, daß es starke Kappungsphasen gab. Bodenchemische und -physikalische Parameter sind denen der Kolluvien von NH28 so ähnlich, daß der genetische Zusammenhang offensichtlich wird. Noch weiter hangaufwärts wird das Stadium des Saprolic Leptosol erreicht. Auch auf der Rumpffläche setzen sich bei den meisten Profilen die Latosolreste fort. Sie sind häufig durch junge Gullies und Erosionsschluchten - oft bis weit in den Saprolit hinein aufgeschlossen.

Auf dem Seeis-Niveau sind demnach aufgrund der vergleichsweise geringen Zerschneidung noch in weiten Teilen tropisch-feuchte oder wechselfeuchte Altverwitterungsrelikte erhalten. Teilweise enthalten sie eine regolithische Kalkdecke oder Kalknodulen in den alten Horizonten. Dies deutet auf eine sekundäre Aufmineralisierung der ursprünglich weitgehend entkalkten Profile hin, die auf laterale Sickerwasserströme zurückzuführen ist. Eine Zufuhr des Carbonats durch äolisch eingebrachten Kalkstaub ist nicht zu belegen, da sich beim Carbonatgehalt der Horizonte an keiner Stelle ein signifikanter Gradient von oben nach unten nachweisen ließ. In der Regel war sowohl der zum Nodulen-Horizont liegende, wie auch der hangende Horizont kalkarm bis kalkfrei. In manchen Fällen wurde aber ein im Oberboden im Vergleich zum Unterboden erhöhter Anteil an freien Kationen sowie ein höherer S-Wert gemessen. Dies deutet auf eine Meliorisierung von der Oberfläche her und schließt auch äolischen Material-eintrag nicht aus. Die pedogenen Kalkkrusten innerhalb der Profile des Neudammer Hochlands scheinen aber in Verbindung mit dem Grundwasserhaushalt in der ungesättigten Zone zu stehen.

Besondere Erwähnung finden muß der Aufschluß eines, dem Profil NH28 sehr ähnlichen Bodens, nämlich NH31 von Farm Hohewarte (südwestliches Pediment der Bismarckberge). Dort enthielt das untere von zwei Latosolkolluvien über den altverwitterten Relikt eine Reihe von Artefakten des (späten?) Mittelpaläolithikums (Mittel- oder Spät-Acheul), nämlich einige große Faustkeile *in situ*. Die Fundstelle mit dem Aufschluß wurde dabei erst durch einen jungen Donga geschaffen, der beim neuen Auslauf eines Farndamms künstlich entstand. Dieser Donga hat sich in eine alte Schotterterrasse mit groben, gut zugerundeten, transportierten Kernsteinen geschnitten (Profil NH32). Die Terrasse enthält den gleichen Artefakttyp in geroltem Zustand. Sie ist unverbacken und von bis zu 3 m mächtigem Latosolkolluvium völlig verhüllt, so daß sie an der Bodenoberfläche außerhalb des Dongas nicht weiterverfolgt werden kann. Die ungerollten Fundstücke liegen zumeist auf dem gekappten Latosolrest, der also eine Erosionsoberfläche darstellt. Auch innerhalb des Kolluviums kommen ungerollte Acheul-Artefakte vor, so daß die Ablagerung als Acheul-Terrasse angesprochen werden kann. Eine vergleichbare Terrasse wurde auf Farm Blaukrans, etwa 50 km weiter südlich entdeckt.



Foto 6: Acheul-Faustkeil von Hohewarte

Zusätzlich zu den auf den Khomas-Hochland gefundenen Bodentypen kommen auf dem Neudammer Hochland graue Rivieralluvionen (Fluvisols) an allen Omiramba vor, die ähnlich wie die Cambic Kolluvisols als jüngere Sedimente (vermutlich Spätpleistozän-Holozän) angesehen werden. Sie wurden von BERTRAM & BROMAN (1997) einer genaueren Untersuchung unterzogen. In Reliefpositionen, wo sie als Kullovionen oder Alluvionen ungestört erhalten geblieben sind, haben sie selbstmulchende Eigenschaften entwickelt (Profil NH08). Das Stadium eines Vertisols wird allerdings, anders als bei den Mbuga-Böden (Kap. 4.2.1.8) nur selten erreicht. Gleiches gilt für die Böden der Depressionen (NH48).

Insgesamt bietet das Hochlandsrelief relativ wenige konkrete und sichere Hinweise auf Milieuphasen oder Reliefgenerationen. Die Riviere haben mit Ausnahme des Kuiseb kaum Felsterrassen ausgebildet. Aus älteren Relieferungsphasen sind lediglich der weit verbreitete Saprolit mit Resten der zugehörigen Bodenbildungen übrig. Dadurch wird die Zuordnung zur Haupttrumpfflächen-Generation gestützt. Anhand des Reliefs am oberen Gaub muß aber ein dem Vorland entsprechender Ablauf angenommen werden: mit einem Ende der Flächenweiterbildung im Endmiozän, einer darauffolgenden Einschneidungsphase, die unter weiterlaufender Aufwölbung des Khomas-Blocks zu Flußumlenkungen und -anzapfungen geführt hat, einer anschließenden Wiederaufnahme der Tieferlegung auf dem Seeis-Niveau und Streckhangbildung am oberen Kuiseb und schließlich der tiefen Ausräumungsphase, die fast alle alten Verwitterungsdecken erodiert hat. Diese Ausräumung war wegen der Gefällsverhältnisse im wesentlichen auf die westwärts drainierenden Hochländer beschränkt. Alle festgestellten Kolluvialphasen konnten dem Quartär (vermutlich erst ab dem Ende des mittleren Pleistozän) zugeordnet werden.

4.6 Kalahari-Flächen

Obwohl aus der Kalahari mit Ausnahme einiger bodenkundlichen Untersuchungen nur wenige eigene Befunde vorliegen, soll hier im Rahmen des Transektkonzepts kurz auf diesen Sedimentationsbereich östlich des Hochlandsblocks eingegangen werden. Besonders soll überprüft werden, ob ein Vergleich mit den genauer untersuchten Sedimentationsräumen des Vorlands (Kap. 4.2) möglich ist. Erschwert wird dieser Vergleich vor allem deshalb, weil die Aufschlußverhältnisse im Kalahari-Becken sehr ungünstig sind. Von besonderer Bedeutung ist die Frage, ob und in welchem Niveau sich die zentralnamibischen Rumpfflächen im Bereich der Kalahari fortsetzen. Des weiteren ist von Interesse, ob die unter den Kalahari-

Längsdünensystemen hindurchziehende Deckelkalkkruste über den über den verbackenen Beckensedimenten der Deckelkalkkruste der verbackenen Vorland-Sedimente („Kamberg-Calcrete“) entspricht. Von einigen Autoren, z. B. EITEL (1993, 1994a), wird dies angenommen, da die Hauptkrustenfläche des Vorlandes durch die Randstufenlücke hindurch über den Hochlandsscheitel in die Deckelkruste der Kalahari übergehe. Sie seien demnach zeitlich gleichzustellen. EITEL (1993, 1994a) vermutet in Anlehnung an WARD et al. (1983) und WARD (1987) ein miozänes Alter für diese Deckelkalkkruste.

Die eigenen Ergebnisse konnten diese Annahmen nicht bestätigen. Bei der Hauptkalkkruste handelt es sich um eine Verbackung von Sedimentkörpern, die in letzter Phase als Lamellenkruste ausgebildet ist, also einer sedimentären Oberflächenbildung entspricht. Sie geht außerhalb der Sedimente in ein flächenhaft verbreitetes, vermutlich pedogenes, polygenetisch gebildetes Calcrete über, für das nicht unbedingt Sedimentationsbedingungen angenommen werden können. Auf der Rumpffläche der Randstufenlücke kommen diese pedogenen Krusten nur sehr fleckenhaft vor. Die Deckelkalkkruste der Kalahari ist wiederum innerhalb von Sedimenten (nicht von Böden) ausgebildet. Eine Korrelation von Vorland- und Kalahari-Hauptkalkkruste ist so zwar wahrscheinlich, aber letztendlich nur schwer zu beweisen und ohne zusätzliche Befunde nicht zu datieren.

Für die Hauptkrustenfläche am mittleren Kuiseb wurde auf Grundlage der zyklischen Reliefanalyse ein mittelpleistozänes (vermutlich cromerzeitliches) Alter ermittelt, das durch Artefaktfunde gestützt wurde. Vor der Bildung der eigentlichen Hauptkrustenfläche sind mindestens drei bedeutende Aufkalkungsphasen des Regoliths und der Sedimentserien (Graukalkstufe, Sandstufe, Hauptschotterstufe) festgestellt worden. Das Alter des polygenetischen Regolith-Calcretes auf der Rumpffläche der Randstufenlücke kann also zeitlich nicht genau fixiert werden. Übernimmt man das hypothetische Alter der Hauptkrustenfläche im Vorland auch in der Kalahari, so ist die Annahme EITELs (1993, 1994a) eines miozänen Alters hinfällig. Als Hypothese wird hier für die Deckelkalkkruste der Kalahari ebenfalls ein mittelpleistozänes Alter angenommen. Die Begründung hierfür liegt in den Erkenntnissen zu den Flächenstockwerken und zu deren Bodenausstattung.

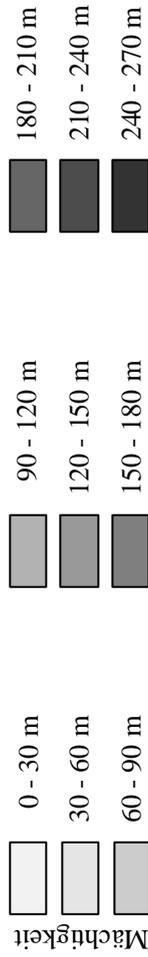
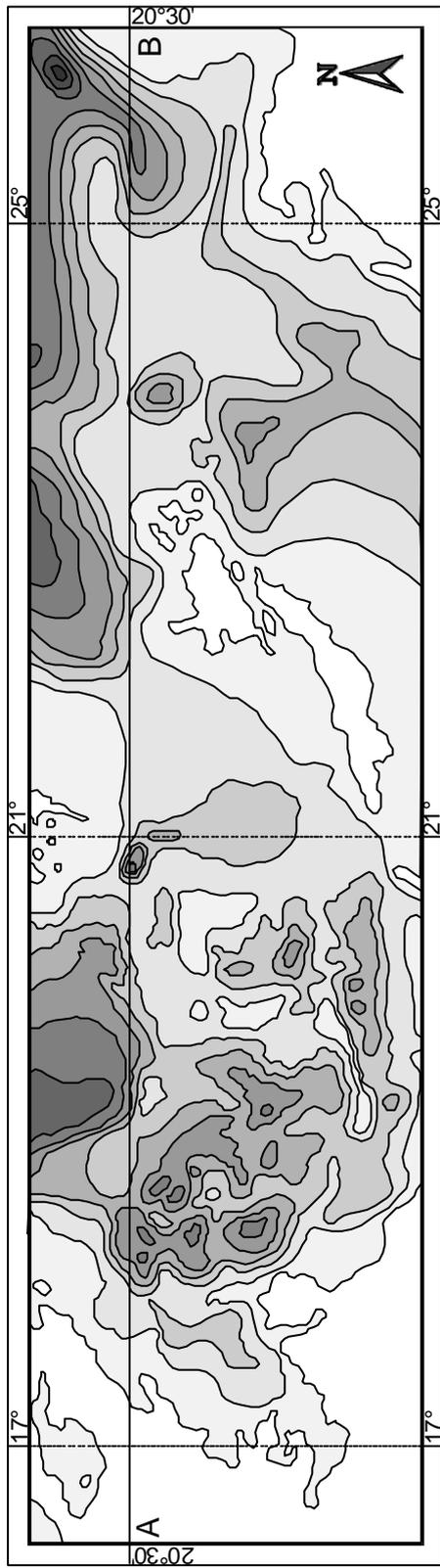
Sowohl im Vorland, als auch auf dem Hochland wurden auf der mittelmiozänen Haupt-rumpffläche und auf der pliozänen Post-HR-1-Fläche fossile Latosolrelikte über Saprolit gefunden (vgl. Profil KH27, KH36 bei Aris). Für die Bildung dieser Profile, die sich über die Pedimente bis zu den Stufenfüßen ziehen, wird flächenbildendes Morphomilieu unter tropisch-feuchtem bis wechselfeuchtem Klima angenommen. Es wird als nicht sehr wahrscheinlich angesehen, daß sich in gleicher zonaler Lage und in Akkumulationsbereichen in kaum 80

km Entfernung gleichzeitig Kalkkrusten im Schwemmsand gebildet haben (im Westen wie im Osten). Flächentieferlegung (Latosolprofile über Saprolit) und Flächenversiegelung (Krustenbildung) schließen sich gegenseitig aus. Eine im Miozän bereits existente Kalkkruste hätte vielmehr von den gleichen chemischen Tiefenverwitterungsprozessen betroffen sein müssen, wie die pliozänen Böden bei Aris oder auf dem Neudammer Hochland. Die tiefe Verkarstung und Ausbildung von Roterden über Kalkstein (*terrae rossae*) müßte für den Kalahari-Krustenbereich vorausgesetzt werden. Stattdessen wurde in keinem einzigen Aufschluß und auch nicht während den in KEMPF (1993 unpubl., 1994) genannten Bodenaufnahmen Indizien für die Ausbildung tiefer Verwitterungsprofile innerhalb der Kalahari gefunden. Auch BEUGLER-BELL (1995) erwähnt solche Altverwitterungsprofile nur außerhalb der Deckelkalkkruste in der Etoscha-Region. Stattdessen überwiegen dort schwächer verwitterte Kalkscherbenböden oder Böden aus Lockermaterialdecken (Arenosols, Regosols), die nur lokal etwas stärker verwittert sind.

Aus diesen Gründen wird angenommen, daß die Hauptkalkkruste der Kalahari eine Akkordanzfläche darstellt, die jünger ist als die letzte Tiefenverwitterungsphase - und damit jünger als Mittelplozän. Ähnlich wie beim Vorland muß also auch im Kalahari-Becken die Haupttrumpffläche unter den Sedimenten hindurchziehen. Leider liegen zu diesem Komplex keine Untersuchungen vor. Es wurden z. B. nur wenige, aus Kernbohrungen gewonnene Profile publiziert, die nicht auf eventuelle fossile Flächen mit Bodenbildung innerhalb des Sedimentpakets schließen lassen. Karte 34 und Abb. 114 zeigen, daß das Kalahari-Becken im Bereich des Transekts dieser Arbeit keine einheitliche, schüsselförmige Hohlform darstellt, wie häufig angenommen. Stattdessen sind Schwellen und Becken zu erkennen, für deren Entstehung tektonische Ursachen vermutet werden. Eine schubweise Sedimentation von den Hochländern her hätte sicher zuerst die Tiefpunkte ausgefüllt. Eine einheitliche Schichtlagerung ist in diesem Teil des Beckens nicht zu erwarten. Dazu kommt im Falle eines frühen Einsetzens der Sedimentation die Möglichkeit der postsedimentären Störung. Das Owambo-Becken als Teilbecken der Nord-Kalahari (nördlich des Untersuchungstransekts) ist vermutlich einer geringeren tektonischen Beeinflussung unterlegen und zeigt einheitlichere Voraussetzungen für durchgängige, akkordante Sedimentation (Abb. 115).

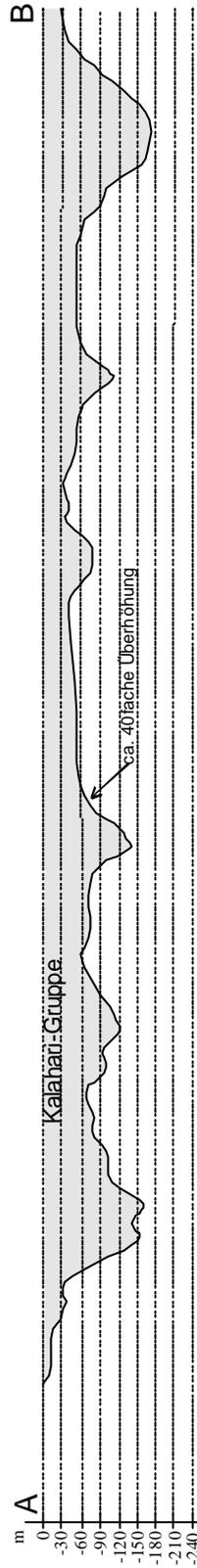
Die hier genannten Becken wurden der Literatur zufolge von 3 Sedimentserien verfüllt, denen das SACS (1980) Formationsstatus zugesprochen hat. Ein solche Dreigliederung der Kalahari-Gruppe spiegelt sich auch in einer Reihe von hydrogeologischen Arbeiten wieder (z. B. DE BEER et al. 1974).

Karte 34: Mächtigkeit der Kalahari-Becensedimente zwischen Hochlandsschichtel am Waterberg und Makarikari-Becken.



Entwurf und Zeichnung: J. Kempf, 1999
nach Angaben von HADDON (1999: 75+ Poster)

Mächtigkeit der Kalahari-Sedimente in Karte (oben) und Aufriß (unten)



Profilinie A - B

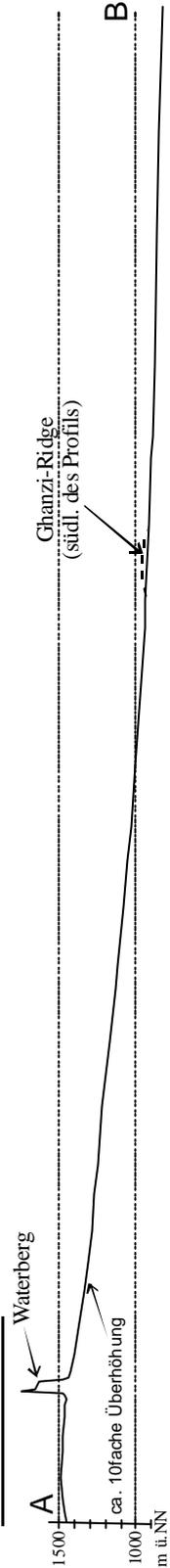


Abbildung 11.4a (oben) und 11.4b (unten): Profile durch das nördliche Kalahari-Becken

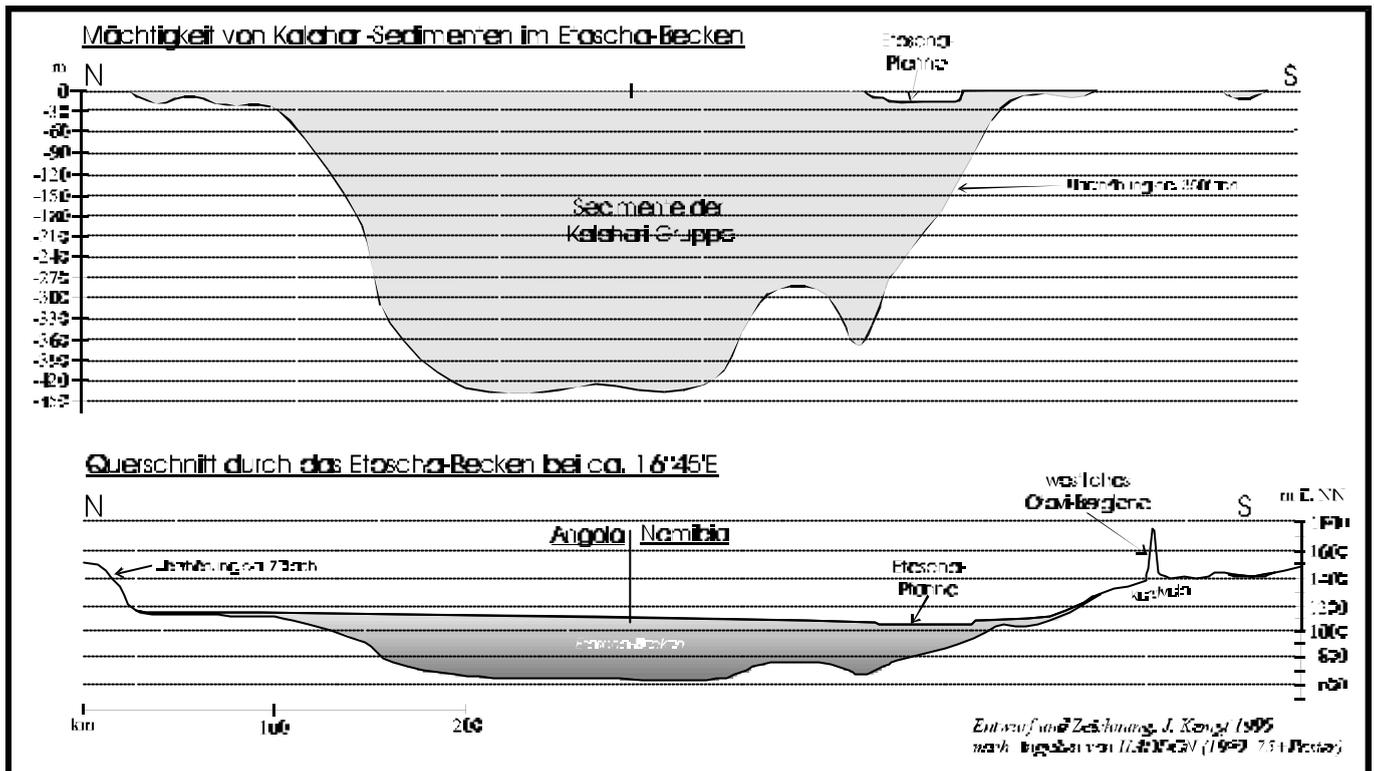


Abbildung 115: Profil durch das Etoscha-Becken der Kalahari und Angaben über die Mächtigkeit der Kalahari-Sedimente.

Wie Abb. 116 u. a. auf Basis der Untersuchungen von ROGERS (1937), des SACS (1980) und von BRINK (1985) darstellt, sind die Kalahari-Sedimente ähnlich zyklisch aufgebaut wie die Vorlandsedimente. Allerdings ist aufgrund der weitflächigen Verbreitung und der kaum merklichen Übergänge sowie der sehr beschränkten Aufschlußverhältnisse in den kaum eingetieften Rivieren die Definition von Typlokalitäten sehr erschwert. Für die gesamte Kalahari können Typlokalitäten nur aus Bohrkern-Analysen festgestellt werden. Nach THOMAS & SHAW (1991) beträgt die Mächtigkeit der Kalahari-Gruppe stellenweise bis über 300 Meter (vgl. Karte 34, Abb. 114), das Etoscha-Becken erreicht bis 425 m (Abb. 115).

Das SACS (1980) unterteilt die Kalahari-Gruppe in die drei Formationen Omatako, Eiseb und Tsumkwe (analog dazu im Etoscha-Becken: Andoni, Olukonda, Beiseb). Diese drei Formationen bestehen aus mehr oder weniger kalkverbackenen Sanden und Konglomeraten mit zwischengeschalteten Feinmateriallinsen. Sie entsprechen in der Einteilung von PASSARGE (1904) dem „Kalaharikalk“. Im Liegenden zum Kalaharikalk hat PASSARGE (1904) zwei stark verkieselte Schichten, den Pfannensandstein und den Chalzedon-Röhrensandstein festgestellt. Diese verkieselten Einheiten werden als „Botletle-Schichten“ bezeichnet (Abb. 116). Verkieselte Schichten und Chalzedone wurden als charakteristisch für die oberkretazische Rumpffläche im südlichen Namibia angesehen (vgl. SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989). Generell können sie aber in geeigneten Sedimentationsräumen für Kieselgele oder gelöste Kieselsäure auch auf anderen Rumpfflächen auftreten. Sie stellen eine Form des Silcrete dar.

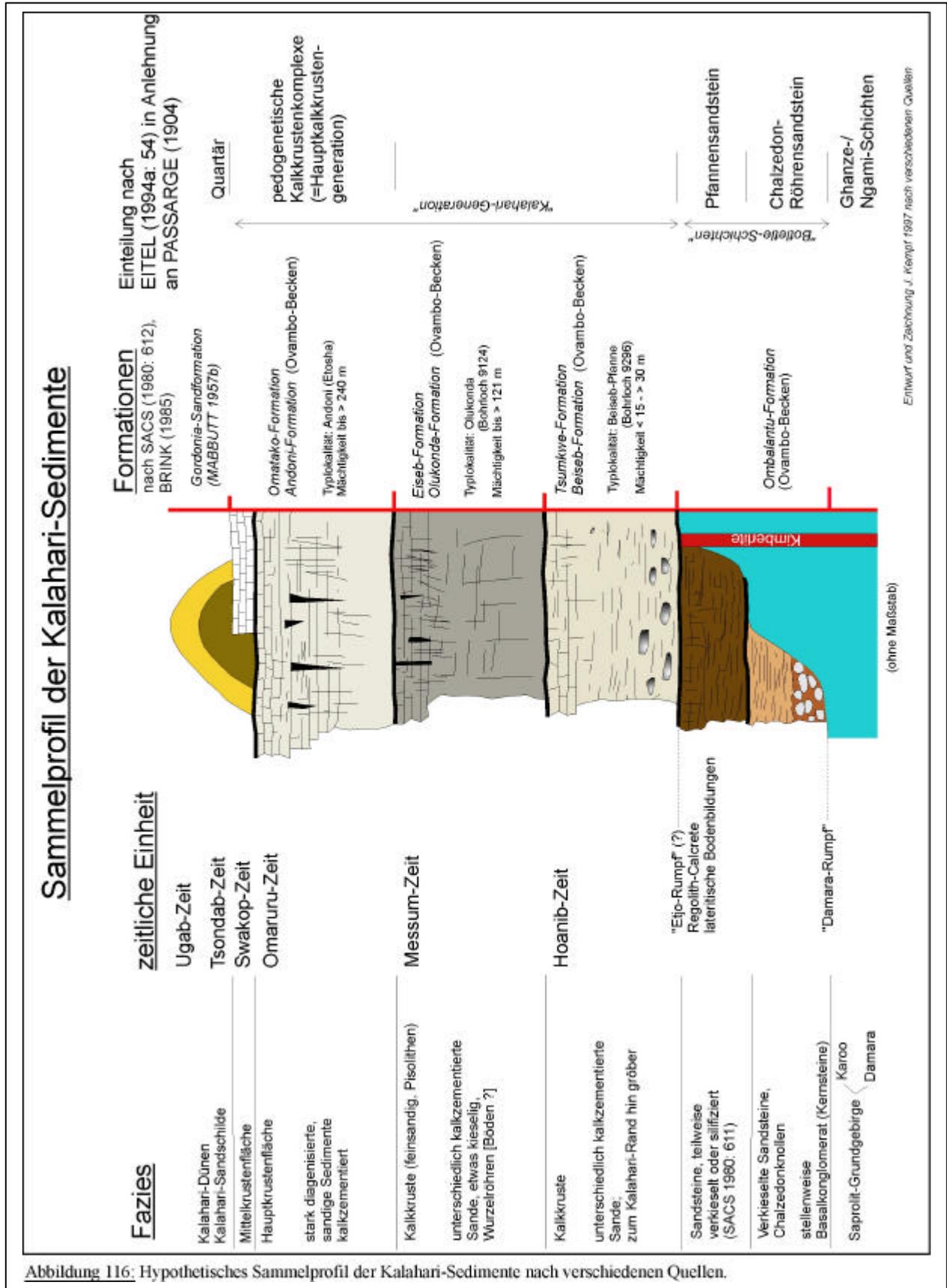


Abbildung 116: Hypothetisches Sammelprofil der Kalahari-Sedimente nach verschiedenen Quellen.

Die Mächtigkeit der liegenden Botletle-Schichten schwankt dabei extrem. Sie sind nur lückenhaft in alten Spülmulden des Damara-Rumpfes überhaupt verbreitet (Rumpffläche in Damara-Gesteinen; Auflagefläche der Etjo-Sandsteine). Abb. 116 stellt deshalb ein Sammelprofil nach den Angaben von PASSARGE (1904, 1908), ROGERS (1937), COATES et al. (1979), SACS (1980), BRINK (1985) und EITEL (1994: 54) dar. Referenzlokalitäten sind den dortigen Aufzeichnungen zu entnehmen.

Aufgrund ihrer identischen morphologischen Lage können auch die sog. Botletle-Schichten der Kalahari (nach PASSARGE 1904: 191ff) möglicherweise als Etjo-Reste interpretiert werden, da für die Botletle-Schichten keine Isotopen- oder paläontologische Datierung vorliegt und sie bisher pauschal ins Alt- bis Mitteltertiär gestellt wurden. Es handelt sich zumindest um stark verkieselte, zumeist saprolitisierte, diskordant dem Basement aufliegende Relikte eines Etjo-korrelaten Sediments. In Namibia sind sie nur an einigen Rivierbetten und Pfannen der West-Kalahari aufgeschlossen. Teilweise kommen, ähnlich wie beim Tsondab-Sandstein, Relikte von Eisenkrusten (Ferricrete, vgl. SCHOLZ 1963: 39) vor. PASSARGE (1904: 367) berichtet erstmals von der Lateritisierung und Verkieselung der Botletle-Schichten, scheut sich aber, an eine tertiäre Wüstenperiode zu glauben, der eine Periode tropischer Verwitterung gefolgt sein müsse (PASSARGE 1904: 463).

Während der Feldarbeiten im Juni 1994 konnten die Befunde PASSARGES im Raum Oas/Groot Duine/Ben Hur bestätigt werden. Die „Lateritisierung“ betrifft auch ein wahrscheinlich etjozeitliches Konglomerat (Basalkonglomerat?) auf den Farmen Oas, Versveld und Leeuwpoot, das aus kantigen bis sehr schwach gerundeten Quarzit- und Grauwackenschottern (vermutlich Kamtsas/Nosib) in einer kieseligen Matrix besteht (vgl. PASSARGE 1904: 360 und Karte der CDM 1979). Dieses vom Oberlauf des Chapman-Riviers angeschnittene Konglomerat gleicht sehr stark dem Basalkonglomerat des Etjo-Sandsteins und des Tsondab-Sandsteins. Vermutlich handelt es sich um früh-etjozeitliche Reste einer alten Pedimentbedeckung, die später von Sanden begraben wurden. Noch heute ist hier mit dem Kamtsas-Ausstrich der Groot Duine eine alte Spülscheide (traditional weitergebildet). Die Botletle-Einrumpfung erfolgte eindeutig später, nämlich möglicherweise in der Kreidezeit. Auch HAUGHTON (1969: 427) stellt diese Schichten zeitlich in die Kreide. Die starke Verkieselung der Sedimente bewirkte, daß oft sehr feine Chalzedone anstehen, die z. B. auf Farm Gaus und anderen Wasserstellen zu scharfkantigen neolithischen Werkzeugen (Klingen, Schaber, Mikrolithen) verarbeitet wurden (vgl. VIERECK 1973, s. Kap. 6).

PASSARGE (1904) war also in seinem berühmten Kalahari-Werk anscheinend ebenfalls in deutlichem Zweifel über das tatsächliche Alter seiner Botletle-Schichten, sonst hätte er nicht

in seinem Kapitel „XXXV Die mesozoische Wüstenperiode“ ein Teilkapitel „Anzeichen einer Wüstenperiode in der Botletle-Zeit“ eingefügt, denn letztere sollte ja tertiären Alters sein. An anderer Stelle (PASSARGE 1904: 628) deutet er an, daß für die zeitliche Einordnung bestimmter Chalzedone in der Kalahari „jeglicher Anhalt fehlt“, oder er ordnete sie außerhalb der Kalahari tatsächlich ins Mesozoikum (Post-Dwyka, bzw. Karoo; PASSARGE 1904: 631ff).

Weitere Argumente für eine jurassische (oder allenfalls unterkretazische) Stellung der Botletle-Schichten bieten die Lagerungsverhältnisse. Entgegen den Mutmaßungen von EITEL (1996: 118) liegen sie keinesfalls nur im Inneren des Kalahari-Beckens. Vielmehr kommen sie lückenhaft kalahariweit vor, am Botletle-Fluß und Ngami-See in ca. 900 Metern Meereshöhe, bei Oas in ca. 1400 Metern. Allerdings können sie im Tertiär kaum eine Mächtigkeit von 500 Metern erreicht haben. Demnach wurden sie bereits vor der relativen Kalahari-Absenkung abgelagert, wahrscheinlich also prä-tertiär. Außerdem fallen die Schichten wie der Damara-Rumpf zum Beckentiefsten hin ein (bei Oas z. B. in einem Winkel von 20-30°, PASSARGE 1904: 357ff). Bei einer tertiären Beckensedimentation wäre eine Winkeldiskordanz zu erwarten gewesen. Die heutigen Mächtigkeiten schwanken zwischen 20-30 und wenigen Metern (PASSARGE 1904: 599). Fritz JAEGER vermerkt in seinen Aufzeichnungen eine Mächtigkeit von ca. 70 Metern auf Farm Okamatangara, von 90 Metern am Witboovlei (*loc. incogn.*, auch nicht bei JAEGER 1939; möglicherweise Witboois-Vlei bei Gochas). Südlich der Makgadikgadi-Pfannen bilden sie eine Rumpffläche mit Karroo-Basalten (Stormberg ?), mit denen sie anscheinend verzahnt sind (vgl. Etjo-Etendeka).

Ein weiteres wichtiges Argument für die prä-tertiäre Einordnung der „Botletle-Schichten“ bietet die Existenz von mindestens vier Kimberlit-Pipes bei Sikereti im Khaudum-Nationalpark (Nordwest-Kalahari). Die Oberfläche dieser Schlote ist im Niveau der umgebenden Prä-Kalahari-Gesteine (Nosib-Quarzite, Etjo-Sandsteine, Omingonde-Siltsteine) eingerumpft, saprolitisch verwittert und von aufgekalkten Kalahari-Sedimenten überdeckt (BALFOUR et al. 1985: 71f). Die Lokalität auf der Otavi-Plattform des Kongo-Kratons weist strukturelle Beziehungen zu den Kimberliten von Orapa (Botswana) und zu einem WNW streichenden Schwarm von Dolerit-Dykes auf, die in die späte Karoo datiert werden (HEGENBERGER 1993, BALFOUR et al. 1985: 76). Überraschenderweise enthalten die Kimberlitschlote Xenolithen nicht nur aus Material der Prä-Kalahari-Gesteine (s. o.), sondern auch aus silifizierten Sandsteinen und Konglomeraten (Basalkonglomerat), die bisher zu alt- oder mittel-tertiären Botletle-Schichten gerechnet wurden. Aus diesem Grund wurden die Kimberlite von BALFOUR et al. (1985: 75) unter Vorbehalt und mit beträchtlichen Zweifeln ins Alttertiär

(>65 Ma) eingeordnet, obwohl DAWSON (1980) ein Alter von 93 Ma mit Verweis auf die Orapa-Kimberlite angibt. DINGLE et al. (1983: 254) geben für nahezu alle Kimberlite des südlichen Afrikas kretazische oder jurassische Alter an. Für die Gibeon-Kimberlitprovinz, in Süd-Namibia wurden radiometrisch ermittelte Altersangaben von 83-127 Ma ermittelt (ALLSOPP & BARRETT 1975, SACS 1980). Da es sich bei den „Botletle-Schichten“ wie auch bei den Kimberlit-Xenolithen um silifiziertes Material ehemals quarzreicher Sedimente handelt, die zumindest eine gewisse Zeit lang tropischer Verwitterung unterlagen, müßten bei einem angenommenen alttertiären Kalahari-Alder dieser Sedimente die durchschlagenden Kimberlite noch viel jünger sein. Es müßte sich bei Annahme eines tertiären Alters demnach um die weitaus jüngsten Kimberlite überhaupt handeln. Dies ist wenig wahrscheinlich. Vielmehr ist in Übereinstimmung mit den Überlegungen zur Morphoposition ein kretazisches Alter für die Kimberlite und daraus folgend ein etjozeitliches, also jurassisches oder unterkretazisches Alter für das Ausgangsmaterial der Silifizierung anzunehmen. Dann wäre ein problemloses und mit dem Alter aller anderen strukturell korrelierten tektonischen Erscheinungen kompatibles Alter der Kimberlite von Sikereti möglich.

Die verkieselten Schichten können mit Sedimenten ähnlichen Aufbaus und gleicher geologischer Position in anderen Ländern der Großregion verglichen werden (THOMAS & SHAW 1991: 56ff). Günstig aufgeschlossen sind sie besonders als Randfazies zum austreichenden Grundgebirge der sog. „Oas-Victoria-Schwelle“ (PASSARGE 1904; heute: „Ghanzi Ridge“ oder „Bakalahari-Schwelle“), die sich in Verlängerung des Khomas- und Neudammer Hochlands bis nach Ostafrika erstreckt. Die Stellung als Randfazies der Schwelle und nicht des Beckens belegt ebenfalls eine prätertiäre Sedimentation. Bei einem Aufenthalt im südlichen Zambia im Juni 1995 konnte dies bestätigt werden. So liegen bei Livingstone die gleichen chalzedonreichen verkieselten Botletle-Sandsteine (Etjo) über Grundgebirge wie bei Oas, stellenweise bedeckt von Silcrete und Ferricrete. Eine sekundäre Lateritisierung dieser Schichten konnte allerdings nur bei Oas festgestellt werden. Dafür liegt auf vielen der Livingstone-Aufschlüsse eine reliktsche dichte Pisolithen-Streu. Anhand der Artefakte aus Chalzedon (Later Stone Age) sind sie hier wie dort relativ leicht oberflächlich kartierbar.

Aufgrund der weit fortgeschrittenen Einrumpfung sind die geringmächtigen Botletle-Schichten nur in einigen Synklinalen (PASSARGE 1908: 141), vermutlich sehr alten Spülmulden des Damararumpfes, erhalten. Eine Zuordnung der Botletle-Schichten zu den tertiären Sedimenten der Kalahari (SACS 1980) ist aufgrund dieser Indizien kritisch zu überprüfen. Die endgültige Klärung muß jedoch weiteren mineralogischen und petrologischen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Eine genaue systematische Erforschung der Formationen innerhalb der Kalahari-Gruppe (SACS 1980) steht noch aus, wenngleich schon seit HERMANN (1909, 1910) lokale Versuche angestellt wurden. Auch MARTIN (1950: 13) sieht enge Affinitäten zwischen den Vorlandabfolgen und denen der Kalahari. Da nach Kap. 4.2.1.9 die „Tsondab-Sandstein-Formation“ (SACS 1980: 612) ins Mesozoikum (RUST 1996) gestellt wird, liegt es nahe, auch die in gleicher Morphoposition befindlichen „Botletle-Schichten“ unter Vorbehalt in dieses Zeitalter zu stellen. Eine die Botletle-Schichten abschließende Diskordanz dürfte somit der Karoo/Etjo-Rumpffläche (Fläche die diese Gesteine exhumiert) entsprechen. Damit könnte sie äquivalent zur African Surface (oder auch später) eingeordnet werden.

Hangend schließen sich die Tsumkwe-, Eiseb- und Omatako-Formationen der Kalahari-Gruppe an, die durch klare Diskordanzen getrennt sind (vgl. SACS 1980: 612). Im Owambo-Becken entsprechen ihnen die Beiseb-, Olukonda- und Andoni-Formation. Sie werden jeweils von einer Kalk- bzw. Dolomitkruste abgeschlossen. Verschiedene Kalkkrustenniveaus wurden bereits bei BOOCOOCK & VAN STRATEN (1962), COATES et al. (1979) und THOMAS (1988d) beschrieben. Die flächenhafte Verbreitung der Schichten deutet auf mächtige plio- und pleistozäne Sedimentschübe mit Schwemmfächercharakter hin. Da auch Schotter, Silcrete- und Eisenkonkretionen (Pisolithen) häufig vorkommen, ist der Anteil an äolisch transportiertem Material vermutlich gering. Äolische Umlagerungen kommen allerdings vor. Aufgrund der geringeren Reliefenergie, bedingt durch die kontinentale Hochlage der Becken in Bezug zu den Beckenrändern und die weite Entfernung zum Hauptvorfluter, sind grusige und grob- bis feinsandige Komponenten vorherrschend. Diese unterlagen mehrfach Verwitterungsprozessen.

Die Sedimentschübe erfolgten ungleichmäßig in einen uneinheitlich ausgeprägten Sedimentationsraum, so daß Bohrprofile kalahariweit nicht einheitlich aussehen. Schichtlücken kommen vor, die Mächtigkeiten schwanken beträchtlich (vgl. BRINK 1985, HEGENBERGER 1987). Der oberste Zyklus endet mit der Hauptkalkkruste, die von der jüngeren Mittelkalkkruste stellenweise überlagert wird (vgl. Kap. 4.3). Diese Überlagerung erfolgte dort, wo keine starke Einschneidung der Flußtäler zu vermerken ist. Im mittleren Pleistozän entstanden erste mächtige Sanddecken auf der Deckelkalkkruste, während einer hyperariden zyklischen Auslenkung (bei KORN & MARTIN 1937, 1957 und KORN 1942 unpubl. „Kalaharizeit“) bildeten sich die ausgedehnten Längsdünensysteme der Süd- und Westkalahari.

Absolute Datierungen sind für die Kalahari-Gruppe bisher nicht erfolgt. Die wenigen Fossilienfunde entsprechen rezenten Formen bzw. zeigen enge Affinitäten (SACS 1980: 611). Das läßt auf ein relativ junges Alter (Plio- und Alt- bis Mittelpleistozän) schließen. Schon

BOND (1948), DIXEY (1955) und KING (1963) nahmen ein plio- oder pleistozänes Alter der Kalahari-Sedimente an. WAYLAND (1954, 1981: 15) ordnete die jüngste Sand-Formation auf der Deckelkalkkruste ins post-Acheul (vgl. auch MacGREGOR 1947). Damit ist zwar die im Vorland ermittelte Reliefgeschichte für die Kalahari nicht endgültig bewiesen, aber durchaus möglich.

Die mögliche Parallelisierung der zyklischen Vorlandsedimente mit evtl. zyklischen Kalahari-Sedimenten bleibt trotz der Indizien im Rahmen dieser Arbeit kaum beweisbar. Die von JAEGER (1963: 102f) erwähnten, im Abb. 117 graphisch dargestellten Bohrprofile vom Kalahari-Rand bei Okamatangara förderten zwar große Mengen tonigen, roten Latosolmaterials zutage, aber es konnte letztlich nicht bewiesen werden, daß es sich nicht um Bodensubstrat *in situ* handelt, welches durch Verwitterung aus älteren Sedimentserien gebildet wurde. Die schwankenden Mächtigkeiten begründen jedoch eher die Interpretation als Kolluvium/Alluvium, denn als autochthones Verwitterungssubstrat. Die einzige tatsächlich belegbare tonreiche Bodenbildung mit Vorkommen von Regolith-Calcrete scheint jedoch im Liegenden der gesamten Serie vorzukommen. In diesem Fall wäre die Haupttrumpffläche identisch mit der Basisfläche, auf der alle Kalahari-Sedimente aufliegen und diese Sedimente alle jünger als Endmiozän.

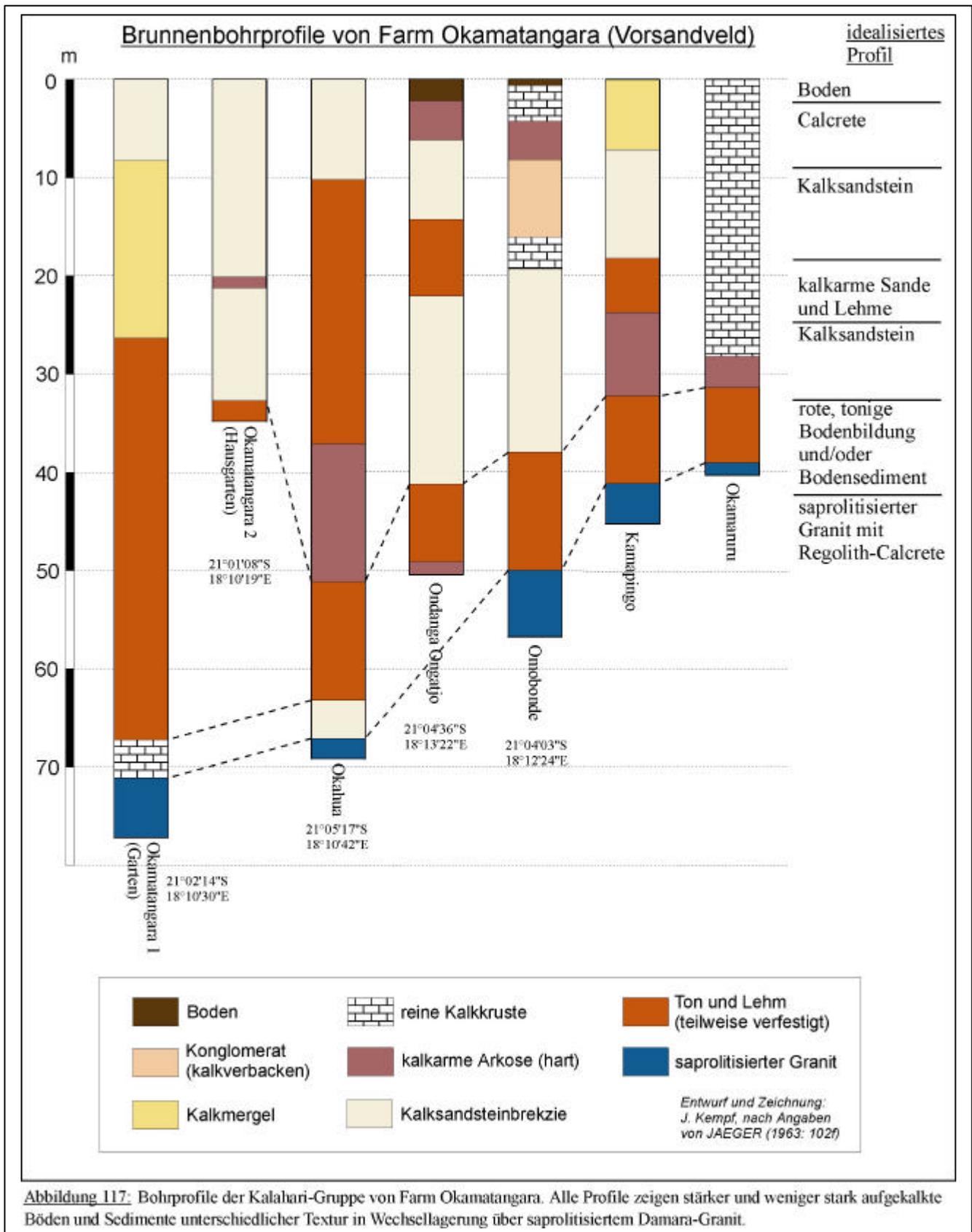


Abbildung 117: Bohrprofile der Kalahari-Gruppe von Farm Okamatangara. Alle Profile zeigen stärker und weniger stark aufgecalcete Böden und Sedimente unterschiedlicher Textur in Wechsellagerung über saprolitisiertem Damara-Granit.

5 Kalkkrustenbildung in Namibia: eine Parenthese

Die inkrustierten Deckschichten spielen im Reliefformenschatz Namibias eine bedeutende Rolle. Weite Teile, wie die Flächen der Namib und die Oberfläche der Kalahari sind von solchen terrestrischen Krustenbildungen bedeckt, ja versiegelt. Ihnen kommt eine landschaftsprägende Rolle zu. Die jüngere geomorphologische Forschung spricht ihnen eine gewisse Indikator-Funktion für ein bestimmtes Klima zu. Gleichzeitig dienen sie als stratigraphischer Marker (z. B. miozäne Hauptkalkkruste nach EITEL 1993, 1994a). Über die Bildung solcher terrestrischen Oberflächenkrusten, ihren Aufbau, Typisierung, mineralische Zusammensetzung, Reliefbezug, genetisches Alter und Deutung liegen eine Fülle von Forschungsarbeiten aus vielen Teilen der Erde vor. Insbesondere die *caliche*, also Kalkkrusten (*calcrete*), Dolomitkrusten (*dolocrete*) und Gipskrusten (*gypcrete*) der Namib haben im Untersuchungsgebiet aufgrund ihrer sehr weiten Verbreitung auch eine enorme ökodynamische Bedeutung. Dies erfordert eine kurze Betrachtung sowohl unter geoökologischen wie auch unter landschaftsgeschichtlichen Gesichtspunkten. Die Gipskrusten der westlichen Zentral-Namib wurden bereits ausführlich in Kap. 4.2.1.5 besprochen. Dabei wurde festgestellt, daß sich unterschiedliche Krustengenerationen, assoziiert an verschiedene Flächen- oder Terrassenniveaus ausgliedern lassen. Aufgrund der vorgefundenen Indizien wurde eine spätpleistozäne Genese der Inkrustierungen angenommen. Das gipshaltige Material wurde dafür während pleistozäner Regressionsphasen des Meeresspiegels vom trockenefallenen Schelf ausgeweht.

5.1 Zur Genese von Carbonatkrusten, insbesondere Calcrete

Aufgrund der weiten Verbreitung von Kalkkrusten im südlichen Afrika waren sie bereits mehrfach Gegenstand größerer Untersuchungen, die im Rahmen dieser Arbeit nicht tiefer besprochen werden können. Besonders NETTERBERG (1969a/b/c) hat mit einer umfangreichen Dissertation die Grundlagen für eine Calcrete-Forschung gelegt. Weitere Arbeiten zum Thema wurden u. a. von SCHOLZ (1971), GOUDIE (1971, 1972), HÜSER (1976), BLÜMEL (1976, 1979, 1981, 1982, 1991), CARLISLE (1978), NETTERBERG (1980), WATTS (1980) und EITEL (1993, 1994a) vorgelegt. Während der eigenen Feldarbeiten wurde an zahlreichen Lokalitäten unterschiedliche Formen von carbonatischen Inkrustierungen festgestellt.

Nach BLÜMEL (1982) ist die Bildung von Kalkkrusten in jedem Substrat möglich. Voraussetzung ist lediglich das Vorhandensein von Lockermaterial. Dabei kann es sich nach NETTERBERG (1969a/b) um Boden, Bodenrelikte, Kolluvium, Alluvium oder verwittertes Ausgangsgestein handeln. Wurden früher die Krusten durch Ausfällung aus einem der Verdunstung folgendem aufsteigenden

Bodenwasserstrom erklärt (Aszendenz-Modell, z. B. KAISER 1926, Bd. 2: 304; KORN & MARTIN 1937; GANSSEN 1960: 120), so hat sich seit ROHDENBURG & SABELBERG (1969) die Theorie durchgesetzt, wonach sie als deszendente inkrustierte Calcium- oder Magnesium-Anreicherungshorizonte von Reliktböden aufzufassen sind (vgl. hierzu BLÜMEL 1981, 1991; BUSCHIAZZO 1985; EITEL 1994a). VOGT (1984a) sieht dagegen eher sedimentäre Prozesse gegenüber den pedogenen als ausschlaggebend.

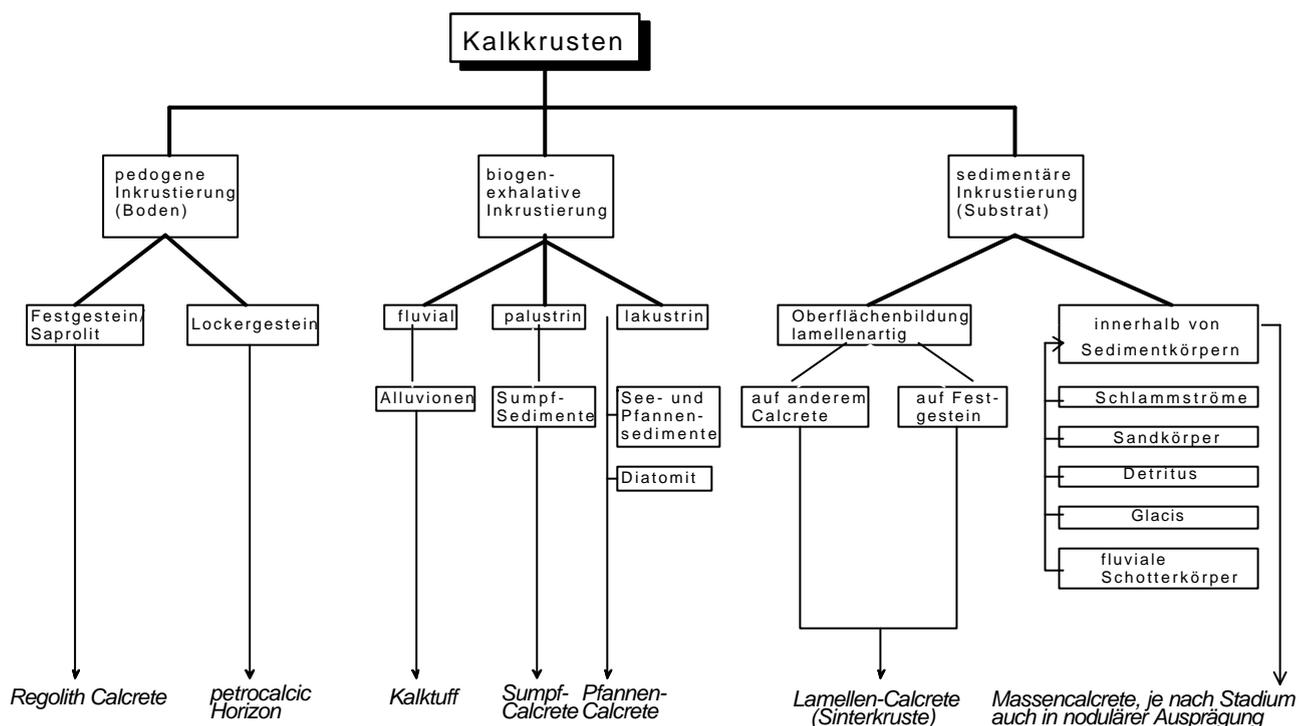
Bei den Feldarbeiten in Namibia wurde eine Vielzahl von unterschiedlich inkrustierten Ausgangsmaterialien festgestellt, die sowohl auf pedologische Prozesse, wie auch auf sedimentologische und in gewisser Weise auch auf biogene Prozesse zurückzuführen sind. Abb. 118 gibt diese Befunde in klassifizierter Form wieder.

Dabei wurden drei Grundtendenzen der Carbonatinkrustierung ermittelt, nämlich:

1. pedogene Inkrustierung eines vorher entkalkten und gegebenenfalls gekappten Bodenprofils oder des Regolith-Rests (meist Saprolit) mit tief ins Ausgangsgestein reichenden Kalknadeln (s. Profil OM01, Farm Schönfeld; Tafel 10, Foto 1)
2. biogen-exhalative Inkrustierung mit Carbonatanreicherung unter Beteiligung biogener Prozesse im wassergesättigten Milieu (Algentuffbildung in Kap. 4.2.2, S. 416)
3. Inkrustierung von Lockersedimenten durch lateralen Zustrom harter Wässer nach oder während des Sedimentationsprozesses.

Zumindest die unter 2. genannten Formen und Typen sind in großen Teilen Namibias als fossil einzuordnen. Auch die bankartigen Krusten der heute trockengefallenen Flächen und die Konglomerate werden heute nicht mehr weitergebildet. Pedogenes Calcrete als Porenfüllung kann bei Eintreffen bestimmter Voraussetzungen heute noch gebildet werden. Dies wurde bereits anhand von Profil OM07 (Tafel 10, Foto 2) gezeigt (vgl. S. 261f). Auch die zu den Tiefenlinien hin zunehmende Carbonatisierung der Böden auf der Kamanjab-Fläche läßt auf jüngere Inkrustierung schließen, wobei aber gleichzeitig ältere Krusten vorhanden sind (s. Foto 3, S. 340 und Abb. 73, S. 341). Eine wichtige Voraussetzung ist das hangaufwärtige Vorhandensein von carbonatischen Ausgangsgesteinen (Festgestein oder ältere Krusten) und ein direkter Hanganschluß. Da carbonatische Porenfüllungen auch außerhalb der Abflußlinien vorkommen (Kamanjab-Fläche), gleichzeitig aber eine Zunahme des Carbonatanteils hangabwärts (in der flachen Beckensituation) festzustellen ist, wird angenommen, daß der Hauptanteil des ausgefallenen Carbonats weder äolisch, noch rein fluvial in die flächenhaften Tiefenpositionen transportiert wurde, sondern als Lösung innerhalb der gesättigten Zone des Sickerwasserstroms. Die Anreicherung erfolgte als Ausfällung innerhalb der ungesättigten

(oder heute ungesättigten) Zone. Auch im Bereich von lokalen Depressionen (Mbuga, Pfannen) können junge Inkrustierungen auftreten. So wurde u.a. auf Farm Okamatangara eine neolithische Chalzedonklinge innerhalb einer stark angelösten Pfannenrand-Kalkkruste gefunden. Gleiches gilt für holozäne Mikrolithen innerhalb einer (heute zerschnittenen) Endpfanne auf den Kalkterrassen der Khowarib-Schlucht (Hoanib-Tal). An solchen Gunststandorten scheint die Inkrustierung sehr rasch abzulaufen. So hat KNETSCH (1938: 341f) beträchtliche Inkrustierungen an einigen Stellen des 1913 gebauten Bahndamms von Kolmanskuppe nach Pomona (Sperrgebiet Süd-Namib) festgestellt.



Entwurf und Zeichnung: Jürgen Kempf, 1998

Abb. 118: Es sind drei Grundrichtungen bei der Kalkkrustengense zu berücksichtigen:

- (1) eine pedogene Inkrustierung entweder als illuvialer Cca- oder Bca-Horizont eines vorher entkalkten Bodens (z. B. Latosol), wobei das Calcium überwiegend äolisch eingebracht und vom Bodenwasser vertikal verlagert wurde oder als *petrocalcic horizon* (FAO 1988: 26) durch Entkalkung oberer Bodenhorizonte (autochthone Carbonate),
- (2) eine biogen-exhalative Inkrustierung als Calcium-Anreicherungsprodukt im überwiegend wassergesättigten Millieu (vgl. auch die Untersuchungen von ESTRELA & VOGT 1989 im Mittelmeergebiet),
- (3) eine sedimentäre Inkrustierung in Lockersubstraten oder als laminare Oberflächenbildungen, wobei der Kalk als Präzipitat entweder äolisch, zumeist aber fluvial oder phreatisch-fluvial eingebracht sein dürfte.

Bei (3) ist zumindest bei feinkörnigen bis sandigen Lockersubstraten eine Nähe zu (1) feststellbar. Bei solchen Sanden kann oft nur durch mikromorphologische Untersuchungen oder Funde von Florenresten (Wurzelnröhren) eine differenzierende Aussage zwischen sedimentärer oder pedogener Kalkkruste getroffen werden. In Sandkörpern ohne gut entwickelte Bodenbildungen kann gelegentlich ein pedogener Cca- oder Bca-Horizont mit phreatischen Verbackungen verwechselt werden.

Allen drei Varianten der Kalkkrustengenese liegt das gleiche Prinzip zugrunde, wonach bei abnehmendem CO_2 -Partialdruck im Grund-, Boden- oder Kluftwasser das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht in der Lösung (Löslichkeitsprodukt) zur Kalkseite hin verschoben wird, es also zur Ausfällung von Calciumcarbonat kommt (analog auch zu dem schwerer löslichen Magnesiumkarbonat, je nach dem Vorkommen von Mg-Ionen). Das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht ist vor allem abhängig von der Temperatur und dem CO_2 -Gleichgewicht der Bodenluft. Letzteres wird entscheidend von den Bodenorganismen (Flora, Fauna und Bakterien) bestimmt. Kommen carbonatische Grund- oder Bodenwässer, die bei einem erhöhten CO_2 -Partialdruck gebildet werden, mit der Atmosphäre in Kontakt, kommt es zur Entgasung und Calcit kann auskristallisieren (DIETZEL et al. 1992).

Nach HARTGE & HORN (1991: 212) ist der CO_2 -Partialdruck der Bodenluft infolge Atmung der Bodenorganismen ca. 10 mal höher als in der freien Atmosphäre. Er steigt in tieferen Bodenschichten und Feinporen an. Deshalb wird unter gleichbleibenden atmosphärischen Bedingungen Carbonat eher in den oberen Bodenschichten ausgeschieden. Eine Ausfällung in tieferen Schichten erfordert stark wechselnde atmosphärische und biologische Bedingungen. Eine genauere Ausführung der geochemischen Prozesse beinhaltet DIETZEL (1997).

Auch hydraulische Veränderungen können eine Abnahme des CO_2 -Partialdrucks bewirken; beispielsweise wenn eine gesättigte Lösung ein anders (gröber) gekörntes Substrat durchströmt und mehr CO_2 durch gröbere Porenräume entweichen kann. Das betrifft vor allem unregelmäßig gekörnte Schotter- und Schwemmfächerkörper, wo sich der CO_2 -Anteil einer infiltrierenden Lösung ständig ändert. Dort kommt es also durch die Milieuwechsel zu häufiger Carbonatneubildung bis zur kompletten Versiegelung aller Poren und Klüfte. Für die namibischen Vorlandswemmfächer und Flußschotter dürften solche Prozesse eine große Rolle gespielt haben.

Ein weiterer wichtiger Faktor ist die Vegetationsbedeckung. In der Vegetationsperiode nehmen Pflanzen zur Photosynthese u. a. beträchtliche Mengen von CO_2 aus der bodennahen Luftschicht auf. Das entstehende Konzentrationsgefälle zur Bodenluft wird durch einen CO_2 -Strom zur bodennahen Atmosphäre hin ausgeglichen, was zur Abnahme des CO_2 -Partialdrucks im Boden und damit zur Ausfällung von Carbonaten führen kann (vgl. ALAILY 1996). In den grundwasserfernen Böden sehr arider Klimate werden Carbonate generell kaum umgelagert, da die Produktion von CO_2 durch Bodenorganismen im allgemeinen gering ist (vgl. SMETTAN 1987) und außerdem die Infiltration der Niederschläge nicht tief reicht. Dort, wo mächtige und durchgängige Inkrustierungen vorhanden sind, deuten sie also auf einen häufigen Milieuwechsel zwischen Zustrom und Ausfällung an, wie es innerhalb der ungesättigten Grundwasserzone wechselfeuchter Klimate charakteristisch ist. Es ist also

weniger eine klimatische Determinierung, als vielmehr eine Milieudeterminierung gegeben, denn auch in humiden Klimaten können Lokalitäten mit den o. g. Grundvoraussetzungen auftreten, die stark wechselhafte vertikale Grundwasserstockwerke aufweisen. Von einer fossilen Kalkkruste muß demnach dann gesprochen werden, wenn keine stark wechselnden Grundwasserstockwerke mehr auftreten, also entweder bei dauerhaftem Trockenfallen (Aushärtung als Massencalcrete) oder bei dauerhafter Etablierung einer gesättigten Zone (Lösung und Carbonatabfuhr). Beide Möglichkeiten entsprechen einer Stabilisierung der Ökosysteme im Arbeitsmodell (Kap. 3.5. 4, S. 93f, Abb. 36), also entweder einem Wechsel von Quadrant II in Richtung von Quadrant I, oder einem Wechsel von Quadrant IV zu Quadrant III. Ein Übergang in ein Kalkkrusten-Bildungsmilieu entspricht demnach einer Zunahme der naturräumlichen Variabilität bei einer Destabilisierung der Ökosysteme.

Bei den meisten namibischen Böden überwiegt aufgrund des hohen Sandanteils jahreszeitlich die ungesättigte Wasserbewegung. Dort erfolgt dann eine Anreicherung von Carbonaten in feineren Poren. Durch hohe saisonale Niederschläge gibt es episodische Übergänge zu gesättigter Wasserbewegung, Feinporenräume bleiben wassergefüllt, Carbonat wird - zumeist als stengelige Calcit-Kristalle - überwiegend in Grobporen ausgefällt. Die Kombination dieser Prozesse führt zur für namibische Verhältnisse so typischen Ausbildung von sog. *hardpan calcrete*, einer harten, vollständigen Verbackung des Ausgangssubstrats sofern die o. g. Grundbedingungen erfüllt sind (Hanganschluß an Carbonatgesteine, phreatischer Transport). Nach GOUDIE (1973) können so auch noch unverfestigte Cca-Horizonte nach Abtrag der oberen Horizonte schnell aushärten. Bei der Aushärtung spielen standortbedingt möglicherweise auch Silifizierungsprozesse (vgl. SMALE 1973, WATTS 1980, SUMMERFIELD 1982) eine Rolle. SUMMERFIELD (1982) nimmt für die silifizierten Kalkkrusten extrem alkalische Bildungsbedingungen an. Ein solches Milieu mit pH-Werten von über pH 9 wurde jedoch außerhalb von salzreichen Pfannen in Namibia nicht gefunden. Es wird vermutet, daß die Silifizierung von Kalkkrusten nicht in extrem alkalischem Milieu abläuft. Die Hydrolyse von kieselsäurehaltigen Substraten erfordert zumindest jahreszeitlich sehr feuchtes Milieu und hohe Temperaturen im Liefergebiet (vgl. LANGFORD-SMITH 1978; WOPFNER 1983; BÜDEL 1981: 100; BUSCHE 1983). SUMMERFIELD (1983) nimmt dagegen eine Silifizierung durch äolisch eingebrachten korrasiven Quarzstaub bei semiaridem bis aridem Klima an. Diese Hypothese konnte nicht durch Befunde gestützt werden. Es wurde nur in wenigen Fällen anscheinend silifiziertes Calcrete gefunden, wobei aber eine beträchtliche HCl-Reaktion noch auf hohe Gehalte an Rest-Carbonat schließen lassen. NETTERBERG's (1974, 1982) Vermutung, daß dekalzifizierte Calcretes durch Silcrete verbacken werden, konnte im Feld nicht nachvollzogen werden. Der von NET-

TERBERG (1982: 165) beschriebene Aufschluß scheint zu den silifizierten Bottle-Schichten zu gehören (Kap. 4.6).

Zusammenfassend gilt, daß die Ausbildung von Carbonatkrusten vor allem durch variable Naturraumbedingungen gefördert wird. Je instabiler die geökologischen Bedingungen, desto öfter findet ein Übergang zum Krustenbildungsmilieu statt. Inkrustierung durch Carbonat-Neosynthese wird vor allem gefördert durch:

- (1) hohe Carbonatbereitstellung und -dynamik,
- (2) häufige extreme Temperaturschwankungen auf insgesamt hohem Niveau,
- (3) stark unterschiedliche Vegetationsausbildung mit raschem Biomassenauf- und -abbau,
- (4) wechsellagernde, insgesamt heterogene Substratstruktur mit hohen Texturdifferenzen,
- (5) ein stark schwankendes Hydroregime mit hoher Zufuhr an harten Wässern (v. a. im Sommer).

Der Jahresgesamt- oder Jahresdurchschnittsniederschlag ist dabei innerhalb von Mindestgrenzen nicht so bedeutend, sondern allein, wie häufig Bedingungen für einen abnehmenden CO₂-Partialdruck im Bodenwasser gegeben sind. Ein häufiger Milieuwechsel scheint demnach wichtiger zu sein als ein Niederschlagsmittelwert, ein bestimmtes, durch Parameter gut einzugrenzendes „Kalkkrustenbildungs-Klima“ gibt es nicht, sondern eher ein (variables) Bildungsmilieu mit hochfrequenter Grundwasserdynamik sowie ein trockenes „Erhaltungsmilieu“. Innerhalb des Rahmens bestimmt die absolute Regenmenge allenfalls die Inkrustierungsgeschwindigkeit. Durchfeuchtung und Austrocknung sind demnach nur ein Faktor der Kalkkrustenbildung unter mehreren.

Unter Einfluß von kalkabscheidenden Pflanzen oder kalksammelnden Algen/Bakterien kann auch im überwiegend wassergesättigten Milieu (z. B. in Stillwasserbereichen der Flüsse, Seen oder in Sümpfen) Calcrete entstehen (vgl. VOGT 1984a). Kalktuffe, aufgekalkte Diatomite und Sumpfsedimente wurden an mehreren Stellen der Untersuchungsgebiete und außerhalb gefunden, z. B. im Bereich einer Quelle bei Otjosondu, nahe am Zusammenfluß von Klein-Nossob und Nossob auf Farm Akanous oder am Omuramba Omatako bei Tamtam (nördlich von Karakuwisa). Auch für zumindest einige Bereiche der Karpfenkliff-Konglomerate, insbesondere für den obersten in weiten Bereichen, vollständig durchgekalkten Schotterzyklus, kann eine Verbackung im überwiegend feuchten Milieu angenommen werden, da pedogene Kalzifizierungsprozesse nicht zwingend nachgewiesen werden konnten. Für eine eher sedimentäre Aufkalkung spricht auch die Bereits von WARD (1987: 69) festgestellte Tatsache, daß der Grad der Zementierung der Vorlandschotter, insbesondere des Hauptschotterzyklus nach Osten, zum Escarpment hin, deutlich zunimmt. Das deutet auf das

Hochland als Carbonatquelle und auf Wasser als Transportmedium hin. Eine pedogene Inkrustierung durch deszendente Verlagerung äolisch eingebrachter Carbonatstäube, wie z. B. von EITEL (1993) für die Krustengeneese vorgeschlagen, würde keinen solchen Verbackungsgradienten vom Hochland weg hinterlassen, sondern insbesondere unter Berücksichtigung des langen angenommenen Zeitraums (nach EITEL 1994a seit dem Miozän) zu einer gleichmäßigeren Verteilung führen. Fossile lakustrine Ablagerungen im distalen Bereich des Zyklus-III-Schotterkörpers auf Farm Greylingshof sprechen ebenfalls für feuchtere Umweltbedingungen zur Zeit der Aufkalkung. Phreatische Verbackung scheint eine beträchtliche Rolle gespielt zu haben.

Ob dies auch für die Deckelkalkkruste der Kalahari gilt, kann noch nicht abschließend beurteilt werden, doch stellt BUCH (1994: 10) eine horizontale und vertikale Verzahnung der carbonatischen Fazies mit der sandigen Fazies der Andoni-Formation im Owambo-Becken fest. Die Mächtigkeit der carbonatischen Fazies erreichte stellenweise mehr als 50 m, was gegen eine Ansprache der Deckelkalkkruste als pedogenetische Bildung spreche. BUCH (1994: 10) schlägt deshalb den Begriff „Etosha-Kalkstein“ (*Etosha Limestone*) für diese Bildung vor und betont damit eine sedimentär-evaporitische Genese. Übertragen auf die Gesamt-Kalahari, müßte dann von einem Kalahari-Limestone gesprochen werden.

5.2 Kalkkrusten Namibias als Geoindikatoren

Im Rahmen der Erläuterung der eigenen Befunde zur Kalkkrustengeneese, wurde bereits auf die Milieuproblematik und den Milieubezug von Carbonatinkrustierungen hingewiesen. Nach GOUDIE (1983) werden für die Bildung von Kalkkrusten Jahresniederschläge von 100 bis 500 Millimeter und Jahresdurchschnittstemperaturen von 16-20° C vorausgesetzt, wobei die Verdunstung den Jahresniederschlag übersteigen soll. BLÜMEL (1981, 1991) gibt 600 mm Niederschlag als Richtwert für die Genese, wobei bei 300 mm die Aushärtung gefördert werden soll. Damit gelten Kalkkrusten als Indikatoren für arides bis semi-arides Klima, ebenso wie ihre silifizierten Formen (SUMMERFIELD 1982, NETTERBERG 1982). Diese Annahme ist unter Voraussetzung eines aszendenten Inkrustierungsmodells getroffen worden. Wie anhand der unterschiedlichen Krustentypen dargelegt wurde, sind bei der Entstehung der Krusten auch andere Modelle einsetzbar, für die eine solche klimatische Einstufung nicht unbedingot getroffen werden kann. Vielmehr muß je nach Krustengeneration und Art der Inkrustierung unterschieden werden. Damit ist eine pauschale Zuordnung eines krustenbildenden Milieus zu einem bestimmten Klima nicht mehr möglich.

5.3 Calcrete-Reliefgenerationen

Vorstehende Ausführungen der Kapitel 4.2.2 und 4.2.3 haben gezeigt, daß es möglicherweise seit dem Endmiozän, sicher aber seit dem Endpliozän immer wieder zu Krustenbildungen auf den jeweiligen Landoberflächen oder Teilen davon gekommen ist. Genetisch am ältesten einzustufen ist dabei die regolithische Aufkalkung autochthoner, vorher vollkommen entkalkter tropischer (Kaolinit-) Bodenprofile in den Tieflagen. Der Kalk greift dabei oft mehrere Meter tief in das saprolitisierte Ausgangsgestein. Eindeutig erhalten ist diese, sehr wahrscheinlich frühpliozäne älteste Kalkkrustengeneration nur noch dort, wo sie von pliozänen und pleistozänen Sedimenten überdeckt wurde, z. B. im Bereich der Vorlandschwemmfächer, innerhalb der ehemaligen Breittäler westwärts entwässernder Flüsse oder in der Kalahari.

In den Gebieten, die auch im Pliozän noch eher (restriktiver?) flächenhafter Denudation unterlagen, z. B. der Randstufenlücke oder dem Seeis-Niveau des östlichen Khomas-Arkogens, entstand das Regolith-Calcrete wohl eher im ausgehenden Pliozän oder einer der früh-pleistozänen Phasen. Es fossilisiert in allen Fällen denudative Abtragsbedingungen auf Rumpfflächen und intramontanen Beckenböden (z. B. Becken von Dordabis) und ist daher als Klimadokument für einen Wandel von einem dauerfeuchten zu einem etwas trockeneren, wahrscheinlich auch kühleren morphologischen Milieu zu werten. Diese Einschätzung wird bestätigt durch vergleichbare Calcrete-Bildungen innerhalb von charakteristischen Lösungshohlformen (Wannen) auf dem miozänen Khomas-Niveau des zentralnamibischen Hochlands, z. B. auf den Farmen Vaalgras, Claratal, Haris oder Göllschau (vgl. Profil KH57, Abb. 109+110). Solche Depressionen bilden auf dem Khomas-Niveau die einzigen möglichen Gunstbedingungen für eine Calcrete-Bildung (vgl. auch SCHOLZ 1963). Sie weisen aber auch nachdrücklich darauf hin, daß äolischer Eintrag bei der Formierung von Calcrete auf diesem hohen Flächenniveau kaum eine Rolle spielt, sondern ein aquatisches Transportmedium vorliegt.

Mineralogischen Nachweisen von EITEL (1993, 1994a) zufolge, stammt das Calcium aus den saprolitisierten Gesteinen des Hochlandes, z. B. den wölbungsbedingt gehobenen Damara-Serien (vgl. jedoch die Mengendiskussion in Kap. 4.2.1.7, S. 249ff). Das ausschließliche Vorkommen des Regolith-Calcrete in Tieflagen spricht für fluvialen und phreatischen Transport von den proximalen Wölbungsbereichen zu den distalen hin.

Die zweite Calcrete-Generation umfaßt im Endpliozän/Ältest-Pleistozän die deszendente und phreatische Aufkalkung des ersten (pliozänen) Schotterzyklus im Vorland sowie wahrscheinlich der Tsumkwe-Formation in der Kalahari. In abflußperipheren Lagen entstand erneut Regolith-Calcrete. Ähnliches gilt für die dritte Calcrete-Generation im Ältestpleistozän, die - möglicherweise in

mehreren Phasen - einen eher psammitischen zweiten Zyklus im Vorland mit mindestens einer abschließenden Bodenbildung sowie wahrscheinlich die Eiseb-Formation der Kalahari betraf. Auch der altpleistozäne dritte (Schotter-) Zyklus und die möglicherweise entsprechende Omatako-Formation der Kalahari erfuhren eine Aufkalkung in vergleichbarer Weise. Diese 4. Calcrete-Generation (Hauptkrustenfläche) ist aufgrund der paläontologischen und prähistorischen Indizien ins finale Altpleistozän, bzw. Mittelpleistozän einzuordnen (Kap. 4.2.2.3, S. 443).

Die Krustengenerationen 2 bis 4 dokumentieren ebenfalls Klimaschwankungen zu einem trockeneren (aber nach heutigen Maßstäben wohl immernoch subhumiden bis semi-ariden) Regime hin. Auch hier ist eine Karbonatherkunft aus den Damara-Gesteinen des Hochlandes anzunehmen. Sie werden von EITEL (1993) in dem Begriff „miozäne Kalahari-Generation“ zusammengefaßt. BUCH (1994: 10) geht sogar von einem Bildungsbeginn im Verlauf des Oligozäns aus. Es konnte jedoch gezeigt werden, daß es sich um altpleistozäne Sedimentationsphasen handelt, die vielleicht ins Endpliozän zurückreichen.

Zumindest für die Krustengenerationen, deren Genese in eindeutigen Zusammenhang mit pedogenen Prozessen stehen, muß die Annahme des Wandels zu einem trockeneren Regime hin gelten, da dort eine authigene Palygorskit-Neosynthese nach den Ausführungen von PAQUET (1972) und JAMES & GALAN (1988) auf trockenere Bedingungen hindeutet (EITEL 1994b). Nach PAQUET (1983) wird das Bandsilikat Palygorskit bei erhöhter ökologischer Feuchte zu Smektiten umgebaut (und umgekehrt Smektite bei trockenem Regime zu Palygorskit). Die Dominanz des Palygorskit in der Tonmineralfraktion der Calcrete-Böden wurde durch WATTS (1980), EITEL (1993, 1994b) und SINGER et al. (1995) nachgewiesen.

Nach EITEL (1994b) kann allerdings das dominante Vorkommen von Palygorskit in den Kalkkrusten nur dann als Klimaindikator (ca. 300 mm Jahresniederschlag) herangezogen werden, wenn es sich tatsächlich um unverlagerte Neosyntheseprodukte innerhalb pedogener Bildungen handelt. PAQUET (1983) zufolge geht die Palygorskitbildung der Inkrustierung voran oder sie ist syngenetisch zu deren Anfangsstadium einzuordnen. Das Bandsilikat wird also gewissermaßen aus einer semiariden Bodenbildungsphase vererbt und innerhalb der Kruste konserviert. Bei Abschluß der Inkrustierung, bzw. Abdeckung der Kruste wird Palygorskit an der Profilloberfläche durch Hydrolyse zerstört oder verwittert zu Smektiten (SINGER et al. 1995). Für die Aufkalkung selbst kann erheblich höherer saisonaler Niederschlag mit häufigen Milieuwechseln angenommen werden.

Bei der ältesten Krustengeneration und bei der dritten Generation sind präexistente Bodenbildungen innerhalb der Vorland-Sedimentkörper eindeutig, nicht so bei den Generationen zwei und vier (s. o.).

Zumindest im Vorland muß eine sedimentär-phreatische Genese innerhalb der Sedimentkörper in Betracht gezogen werden. Schon KAISER (1926, Bd. 2: 306) beobachtet, daß die Stellen lebhafterer Wasserbewegung verstärkt verkrustet wurden. Palygorskit-Vorkommen wären hier also als Umlagerungsprodukte nicht zum Geoindikator geeignet. Da Generation 1 nur dort zweifelsfrei erhalten ist, wo sie von späteren Sedimenten fossilisiert wurde und Generation 3 von dem weit ausgreifenden, dritten Schwemmfächerkörper bedeckt ist, muß der Anteil von eindeutig pedogenem Calcrete an den heutigen Gesamt-Krustenoberflächen als relativ gering angesehen werden. Für die Kalahari ist eine eindeutige Aussage derzeit nicht möglich, da dort die Trennung des pedogenen von eher sedimentär entstandenem Calcrete durch schlechte Aufschlußverhältnisse in Ermangelung detaillierter stratigraphischer Erkenntnisse erschwert ist. Regolith-Calcrete auf oder in den lateritisierten „Botlele-Schichten“ tritt quasi kaum an die Oberfläche.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß aufgrund der verschiedenen Calcrete-Bildungsmöglichkeiten sowie der unterschiedlichen Deutungsmöglichkeit mineralogischer Indikatoren Calciumcarbonat-Krusten kaum als klimatischer Indikator (im Hinblick auf den geschätzten Jahresniederschlag) eingesetzt werden können. Sie dienen allenfalls als Anzeiger für stark wechselnde Milieudeterminanten, v. a. für häufige phreatische Schwankungen in der ungesättigten Zone. Der geschätzte autochtone Niederschlagsrahmen für eine Inkrustierung dürfte bei bis 800 oder mehr Millimeter im Jahr mit saisonalem Regime liegen. Auch die ökologische Feuchte ist ein nicht zu vernachlässigender Faktor. Ähnlich wie bei der Vegetationsausprägung ist auch hier die Verteilung von Bedeutung. Je häufiger es zu Verschiebung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichts kommt, desto höher ist die Inkrustierungsgeschwindigkeit zu erwarten. Die weite Verbreitung der prä-mittelpleistozänen Hauptkalkkruste im südlichen Afrika läßt vermuten, daß während deren Bildung im Vergleich zu heute insgesamt ein Krustenbildungsmilieu herrschte, das heute nur noch in Gunstbereichen erhalten ist und wahrscheinlich feuchter war als heute; die phasenweise Verkarstung (Kap. 4.2.2.1, S. 338f) und jüngere Auflösung deutet einen post-mittelpleistozänen Übergang von einem durch Trockenzeiten gegliederten sub-humiden, geringer variablen Milieu zu einem durch Feuchtzeiten gegliederten semi-ariden Milieu höherer Naturraumvariabilität an.

6 Der Stand der geoarchäologischen Erkenntnisse in Namibia: ein Überblick

In diesem Kapitel werden publizierte und unpublizierte (aber dokumentierte) ur- und frühgeschichtliche Feldbefunde erläutert, durch eigene Beobachtungen ergänzt und interpretiert. Die eigenen Beobachtungen beschränkten sich auf die Fundstellenobservation und die Einordnung in den Reliefzusammenhang (Morphoposition). Aus Rücksicht auf die betreffenden Fachwissenschaftler wurde an allen ungestörten und möglicherweise ungestörten Fundstellen sämtliche Artefakte *in situ* belassen. Die Dokumentation erfolgte in der Regel photographisch. An eindeutig gestörten (Oberflächen-) Fundstellen wurden bei unklarer terminologischer Einordnung des Gesamtensembles der entsprechenden Stelle im Staatsmuseum bei Bedarf Referenzartefakte vorgelegt und nach Bewertung überlassen. In Ermangelung einer speziellen namibischen Archäo-Chronologie erfolgte die terminologische Einordnung nach den gängigen Übereinkünften, wie sie auch bei den Sitzungen des letzten *Pan-African Congress for Prehistory and Related Studies* (Harare 1995) und beim 2. *World Archaeological Congress* (Kapstadt 1999) Anwendung fanden. Zu den genannten Lokalitäten ist auf die zitierten Publikationen und Aufzeichnungen zu verweisen. Weitere Informationen enthält der provisorische Archäologische Atlas Namibias im Staatsmuseum Windhoek und die Sammlungen des archäologischen Labors im namibischen Hochschulministerium (*Ministry of Higher Education*).

Eine synoptische Darstellung ur- und frühgeschichtlicher Befunde im geomorphologischen Zusammenhang des Quartärs lag in der Literatur für Namibia bisher nicht vor. Den Stand der Wissenschaft geben die Arbeiten von WENDT (1972), KINAHAN (1984) und die ausführlichen Publikationen von RICHTER (1991) für das *Later Stone Age* (LSA) und VOGEL-SANG (1998) für das *Middle Stone Age* (MSA) im südlichen Namibia wieder. Sie enthalten auch eine Katalogisierung der bekannten Fundstellen mit Publikationsangaben. Zum *Early Stone Age* (ESA), das einen großen Zeitraum des Pleistozäns abdeckt (bis ca. 150 ka BP), fehlt (noch) jegliche vergleichbare synoptische Darstellung mit systematischer Fundortkatalogisierung.

Seit der Entdeckung von Fossilien früher Hominiden sowie deren kultureller Hinterlassenschaften im östlichen Afrika ab den 1930er Jahren konzentriert sich ein Forschungsschwerpunkt auf die zeitliche und paläoökologische Einordnung der Befunde. Unterstützend wurden dabei geomorphologische und geochronologische Methoden eingesetzt. Dies hat für Ostafrika zu einer vergleichsweise guten sedimentologisch-bodenkundlichen und kulturellen Stratigraphie geführt. Zudem war dort durch das Vorkommen vulkanischer Tuffe eine radiometrische Datierung von Sequenzen möglich, wodurch osteoarchäologische Indizien afrikaweit sicher eingeordnet werden können (v. a. *Suidae* und *Bovidae*). Im südlichen Afrika hat VAN RIET LOWE (1932 erstmals zusammenfassend, 1952a/b

revidiert) eine ähnliche Stratigraphie auf Basis der Funde in den Flußterrassen des Vaal aufgestellt, die später weit diskutiert und verschiedentlich geändert wurde. Sie gibt für das südliche Afrika eine grobe Richtschnur. Zwar wurden die seinerzeit daraus abgeleiteten Kulturstufen später wieder revidiert, doch besteht eine gewisse Chronosequenz der Artefakttypen in der Terrassenabfolge. Sie ist nach den Angaben von VAN RIET LOWE (1952) und den neueren Terminologien in Tab. 29 dargestellt.

Reliefgeneration	Industrie/Typus	Alte Bezeichnung	Neue Bezeichnung
		Proto-Stillbay	Charaman Industry
Ungelagerte rote Sande	Fauresmith III	Sangoan	(finale) Acheul-Industrie
Jüngste Schotter	Fauresmith II		
Einschnitt	Fauresmith I		
		Victoria West	
		Chellean	(frühe) Acheul-Industrie
Kalzifizierung der Silts	Hiatus (?)		
Silt-Ablagerung	Hiatus		
Flußsande	Chelles-Acheul V	Stellenbosch / Chelles-Acheul	Acheulian Complex
Jüngere Schotter IIb	Chelles-Acheul IV		
Jüngere Schotter IIa	Chelles-Acheul III		
Jüngere Schotter I	Chelles-Acheul II		
Rotsande über Altschotter	Hiatus		
Ältere Schotter	Chelles-Acheul I/Oldowan	Hand-axe Cultures	
Kalzifizierte Rotsande	Hiatus		
Basale Altschotter	Oldowan?		Oldowan/Pebble Industry

Tabelle 29: Modell des Early Stone Age im südlichen Afrika auf Basis der Vaal-Terrassen nach VAN RIET LOWE (1932, 1952b), erweitert.

Unter Kenntnis der damals noch groben ostafrikanischen Olduvai-Chronologie und der Vaal-Stratigraphie hat in Namibia allein KORN (1942 unpubl.) versucht, archäologische Befunde geochronologisch auszuwerten und mit ihrer Hilfe das Pleistozän zu gliedern. Dabei beruft er sich auf das seinerzeit gebräuchliche Pluvialsystem in Parallelität zur nordhemisphärischen Eiszeitabfolge (Kap. 4.2.2). Die so entwickelte Morpho-Chronologie wurde bereits in Kap. 4.2.2.3 erläutert. Dabei wurden detaillierte geologische, geomorphologische, paläoökologische und archäologische Aufnahmen durchgeführt. Die zugehörigen Sammlungen mit Fundbeschreibungen befinden sich zum Teil im Archiv des Archäologischen Instituts der University of the Witwatersrand in Johannesburg (KORN & MARTIN 1939, unpubl.) oder dem Windhoeker Staatsmuseum. Ein anderer Teil ist infolge der Kriegs- und Nachkriegswirren (vorläufig?) verloren.¹ Durch das krankheitsbedingte Ende der Feldarbeit, eine anschließende Internierung und Anstellung in Wassereexplorationskolonnen konnte KORN die Kollektionen von 1940-1942 bis zu seinem Unfalltod nicht aus den Verstecken holen und die geplante Publikation vollenden. Sie befinden sich teilweise evtl. noch immer in den

¹ zur Validität der Aufzeichnungen von KORN vgl. Fußnote 1 auf S. 392 und Fußnote 1 auf S. 424

Verstecken oder in Privatbesitz von (ehemaligen?) Farmern der Region. Teilweise sind sie in ungeordnete Bestände des Staatsmuseums eingegangen.

Nachfolgende Forschergenerationen konnten den bei KORN (1938, 1942, 1943 unpubl.) und KORN & MARTIN 1939 unpubl.)² erarbeiteten Überblick nur bruchstückhaft wiedergewinnen, dafür aber wichtige Detailfragen vertiefen. Jüngere Gesamtüberblicke über den Forschungsstand zur Frühgeschichte und Geoarchäologie im südwestlichen Afrika geben FOCK (1959), WENDT (1972), SANDELOWSKY (1983) sowie im großräumlichen Rahmen des südlichen Afrika SAMPSON (1974), INSKEEP (1978), BUTZER (1984a), VOLMAN (1984) sowie THOMAS & SHAW (1991) für die Kalahari. Bei den letztgenannten Arbeiten wurde allerdings nur randlich auf die Situation in Namibia eingegangen, so daß zumindest für das Early Stone Age (ESA) sowie das Middle Stone Age (MSA) nördlich des Steinbock-Wendekreises - und damit für fast das gesamte Pleistozän - nach wie vor der Satz von WENDT (1972: 2) gilt: *„Archaeologically, South West Africa is still rather an unknown area.“*

Erst für Endpleistozän und Holozän existiert mit der oben erwähnten Arbeit von RICHTER (1991) eine Synopse der Fundberichte mit paläoökologischen Interpretationen. Daneben gibt es einige ausgewählte Regionaldarstellungen, v. a. für den Brandberg (RUDNER 1957; VIERECK 1966b, 1968; JACOBSON 1979; BURGESS 1983; KINAHAN 1984b; BURGESS & JACOBSON 1984; BREUNIG 1989 unpubl.) und eine Reihe einzelner Stratigraphien von regionaler Bedeutung, z. B. Omandumba (WENDT 1972), Etemba (KAHN 1965; WENDT 1972), Ameib (MARTIN & MASON 1954; WADLEY 1979) im Erongo (vgl. auch SANDELOWSKY & VIERECK 1969 u. a.), Twyfelfontein (WENDT 1972), im Damaraland, Messum (WENDT 1972; RICHTER 1984 u. 1990), Spitzkoppe (WENDT 1972) und Mirabib (SANDELOWSKY 1977) in der Zentralnamib, Eros bei Windhoek (WENDT 1972) sowie in den Hunsbergen (WENDT 1972, 1975). Den wenigen ergrabenen Stratigraphien steht eine enorme Vielzahl von erwähnten und unpublizierten Oberflächenfundstätten und durch Laiensammler gestörte Stratigraphien gegenüber. Diese können nur anhand der Fundbeschreibungen mit Vorbehalten eingeordnet werden. Während der eigenen Feld-

² KORN & MARTIN (1939 unpubl.) sowie KORN (1942, 1943) verwenden die in Tab. 29 zusammengestellte, von VAN RIET LOWE (1932, 1952b) auf Basis seiner Studien an den Vaal-Terrassen eingeführte Terminologie, welche einen fünfgliedrigen Begriff der „Stellenbosch“-Kultur (I-V) entwickelte. In einem Vortrag vor dem ersten Pan-African Congress for Prehistory (Nairobi 1947) rückte er aber von diesem Terminus zugunsten der „Hand-axe Culture“ wieder ab (VAN RIET LOWE 1952a). Auch andere Begriffe, wie „Victoria West“, „Fauersmith“ oder „Chelles-Acheul“ wurden nach einer terminologischen Konfusionsphase (MASON 1961) neu definiert oder abgeschafft. Heute kann daher ohne die Fundstratigraphie nicht mit Sicherheit festgestellt werden, wie alt die früher gefundenen ESA-Artefakte tatsächlich sind und wo sie z. B. innerhalb des Acheul-Komplexes stehen. Besonders gilt dies für Einzel-funde außerhalb eines Fundzusammenhangs. Trotzdem ist auf Basis der grundsätzlichen Formen fast immer eine grobe Einschätzung möglich, z. B. eine Unterscheidung zum MSA.

arbeiten von 1993 bis 1999 konnten zahlreiche ESA-, MSA- und LSA-Fundstätten aufgenommen werden, von denen nur wenige als ungestört anzusehen sind oder sich in stratigraphischem Zusammenhang befinden (z. B. Bloukrans, Hohewarte, Khowarib).

6.1 Paläontologische und osteoarchäologische Indizien aus Namibia

Für die Zeit vor dem pleistozänen Auftreten von Artefakten können nur die vergleichsweise spärlichen paläontologischen und osteoarchäologischen Befunde als Hilfsmittel für eine morphochronologische und milieugeschichtliche Interpretation herangezogen werden. Für die untersuchten Gebiete kommen hierbei bisher lediglich folgende Fundstätten in Betracht: im Otavi-Bergland die Fundorte Berg Aukas und Harasib 3A für das Miozän; Berg Aukas, Jägerquelle, Uisib, Nosib und Höhlen im Kaokoland für Plio- und Pleistozän (vgl. CONROY et al. 1992; SENUT et al. 1992; PICKFORD et al. 1993). Insgesamt sind im Otavi-Bergland und Kaokoveld bisher 18 osteoarchäologische Fundstätten für die Zeit seit dem Endmiozän (<14 Ma) bekannt.

Es handelt sich ausnahmslos um neogene Karstfüllungen aus stark verbackenen Versturzmassen (Höhenschottern), die vermutlich durch gravitativen Abriß entlang von durch Lösung erweiterten Klüften infolge der Verkarstung entstanden. Anhand der Faunenanalyse der carbonatverbackenen Höhlenbrekzien konnten o. g. Autoren innerhalb des genannten Zeitraums mindestens 6 Verkarstungsphasen (Lösung - Schotterbildung - Carbonatimprägnierung) nachweisen, wobei die jüngsten Brekzien holozäne Faunenreste enthalten und mindestens drei Zyklen ins Plio-Pleistozän fielen. Geht man davon aus, daß in dauerhaft feuchten Phasen eine verstärkte Carbonatlösung eintrat und Höhlen vermehrt abschotterten, und in vermehrt saisonal trockeneren Phasen eine Carbonatimprägnierung der Schlotfüllungen (Paläoböden und Schotter) erfolgte, so ergeben sich sehr gute Parallelen zu den in Kap. 4.2.2 ausgeführten Phasen der Vorlandswemmfächer und Talfüllungen.

Die Faunenreste der Höhlen lassen jeweils auf Waldbedeckung oder Baumsavanne schließen (an Primatenfamilien kommen z. B. vor: *Galagidae*, *Cercopithecidae*, *Dinopithecidae*, *Parapapio*). In den jüngeren Brekzien kommen vermehrt auch Arten von partiell offeneren Savannen vor (z. B. *Giraffidae*, *Bovidae*, *Equidae* - also Antilopen, Pferde, Urrinder). Allerdings muß davon ausgegangen werden, daß es sich bei den Höhlen um Sonderstandorte handelt, wie eine hohe Anzahl an Fossilien von *Rodentia* oder *Chiropterae* belegt (vgl. SENUT et al. 1992; PICKFORD et al. 1993). Die Savannensäugetiere wurden vermutlich durch Räuber in die Höhlen gebracht³. Deshalb kann auf Basis der Höhlenfauna nur eine grobe paläoökologische Einordnung gegeben werden.

³ anders wären Giraffenfunde in Höhlen wohl nicht erklärbar

Außerdem dokumentieren die Brekzien nur ein bestimmtes (semiarides bis subhumides) Regime, in dem auch die Erhaltung der fossilen Faunenreste günstigen Bedingungen ausgesetzt war. In wesentlich feuchteren und wesentlich trockeneren Klimaten waren die Erhaltungsbedingungen sehr wahrscheinlich weniger günstig (z. B. schneller organischer Zersetz in Feuchtzeiten; keine Carbonatverbackung in erheblich trockeneren Zeiten). Aus diesem Grunde schreiben die brekziösen Karstfüllungen lediglich einen bestimmten *Status quo* durch ideale Bildungsbedingungen fest. Es kann also durch die reinen Species-Kompositionen nicht auf Klimawandel geschlossen werden. Dafür müssen zwingend auch die geomorphologischen Indizien herangezogen werden.

Da aber offenbar unterschiedliche Arten-Ensembles vorliegen, muß angenommen werden, daß der „Sonderstandort Höhle“ mit seinen zeitweise günstigen Erhaltungsbedingungen ökologische Veränderungen gegenüber der Umwelt außerhalb der Höhle „abpuffert“, Schwellenwerte für eine Milieuveränderung demnach höher sind als in den offenen Savannenregionen. Die Veränderungen im Höhlenmilieu deuten demnach auf relativ starke Umweltwandel hin. Auch die Geschwindigkeit, mit der die Lösungs-, die Abschotterungs- oder die Carbonatisierungsphasen abgelaufen sind, manifestiert sich nicht deutlich erkennbar in der konkreten Form. So konnten z. B. anlässlich der eigenen Höhlenbegehungen im Otavi-Bergland vielfach rezente Sinterkörper in Weiterbildung beobachtet werden; jedoch ist nicht bekannt, wie schnell sich solche Körper unter feuchteren oder trockeneren Bedingungen im Umland weiterbilden und ob sich dadurch andere Formen ergeben. Es ist zu erwarten, daß z. B. die rezente Formierung von Excentriques, wie sie in der Märchenhöhle auf Farm Uisib beobachtbar ist, bei höherem Zustrom von Karstwasser durch eher kompaktere Formen ersetzt wird, doch für die Verbackung von Knochen führenden Schottern in Höhlen kann kein ähnliches Maß gefunden werden.

Ähnlich wie die miozäne Fundstätte von Berg Aukas I (östlich von Grootfontein), deutet auch die miozäne Fundstätte von Arrisdraft am unteren Oranje (CORVINUS & HENDEY 1978; PICKFORD 1994), die allerdings außerhalb der enger untersuchten Gebiete liegt, auf erheblich feuchtere Verhältnisse im Miozän (auch im küstennahen Bereich) hin. HAUGHTON (1932b) berichtet vom Fund einer Zahnleiste des als frühpliozän angesehenen *Notohipparion namaquense* aus der Gegend von Springbok/Namaqualand (Oranje-Zulauf), die 20 Meter tief in einem Schotterkörper entdeckt wurde. Aufgrund von Lage und Altersangabe ist zu vermuten, daß es sich um eine zu Schotterzyklus I („Graukalkstufe“, Kap. 4.2.2.3) äquivalente Talfüllung handelt. Die Relevanz des Fundes kann aufgrund einer unsicheren paläoökologischen Einordnung, der Lage weit südlich der Untersuchungsgebiete, des Fehlens von assoziierten Fossilien oder wenigstens von Knochen der selben Art und des

unklaren öko-logischen Status von *Notohipparion* nicht als bedeutend angesehen werden. Der wahrscheinlich kleinwüchsige, pferdeähnliche Unpaarhufer ist entweder als Vertreter einer offeneren Savanne oder aber wahrscheinlicher als Baumsavannen- bzw. Waldform einzuordnen und repräsentiert damit Klimabedingungen, welche zwischen arid und (sub-) humid liegen können, also erheblich differieren.

Als Indiz, nicht als Beweis, mag hier die bemerkenswerte Parallelität zu den morphologischen Befunden von Kap. 4.2.2.3 gelten. Allerdings stützt EITEL (1994a: 82) seine These der miozänen Kalahari-Kalkkrustengeneration unter Hinweis auf eben diesen Fund des frühpliozänen *Notohipparion* im Namaqualand. Das Alter der Kalahari-Deckelkalkkruste kann aber auf Basis einer pliozänen Kleinpferd-Zahnleiste wohl kaum sicher angegeben werden. Auch KORN (1942 unpubl.) vermerkt in seinen Aufzeichnungen, im ältesten Schotterzyklus der Kuiseb-Talfüllung fossile Knochensplitter gefunden zu haben, die aber unbestimmbar seien. HAUGHTON et al. (1939) und FROMMURZE et al. (1942) erwähnten pleistozäne Faunenreste aus den vermutlich zeitgleich zu Kuiseb- und Ugab-Terrassen aufgekalkten Khan-Terrassen zwischen Karibib und Usakos. Die wichtigste Fundstelle in diesem Zusammenhang ist die Typlokalität von *Equus sandwithi* im Fundzusammenhang mit einer *Archidiskodon*-Species von den Terrassen des Proto-Khan am Kleinen Rooiberg (Kap. 4.2.2.1, S. 353). *Archidiskodon* spec. kommen innerhalb der Vaal-Terrassen ausschließlich assoziiert an das obere Stellenbosch vor (Tab. 29, vgl. VAN RIET LOWE 1932, HAUGHTON 1932a: 425). Auch *Equus sandwithi* kann aufgrund von analogen Funden mit größter Sicherheit maximal ins Mittelpleistozän bis frühe Spätpleistozän eingestuft werden. GEVERS (1934b: 311) nennt von der gleichen Fundstelle mehrere pleistozäne und rezente Arten (z. B. *Agama* spec., *Sculptaria sculpturata*, *S. framesi*, *Succinea badia*, *Xerocrastus damarensis*, *X. subteres* etc.⁴) und schließt: „Diese zahlreichen Fossilfunde beweisen eindeutig: erstens das jugendliche Alter der Deckschichten in der Gegend von Usakos, zweitens ihre terrestre Entstehungsweise“ (vorher waren die Konglomerate von ZÖLLER & BÖHM 1929 als ein maritimes eozänes Transgressions-Konglomerat angesehen worden). Insgesamt stützen die wenigen osteoarchäologischen Indizien den hier vorgeschlagenen Ablauf.

6.2 Artefakte und siedlungsgeschichtliche Interpretation

Für das Pleistozän sind ausschließlich Artefakte des Early Stone Age (ESA), für das Spätpleistozän auch des Middle Stone Age (MSA) von Relevanz. Beschriebene Fundstätten diesen Alters sind in

⁴ die aktuellen taxonomischen Bezeichnungen dieser Arten sind mit Ausnahme von *Agama* nicht bekannt

Namibia relativ selten und befinden sich in der Regel nicht in stratigraphischem Zusammenhang (SAMPSON 1974: 115), sondern sind als Oberflächenfunde kaum chronologisch einzuordnen (SAMPSON 1974: 120). Hier wird für das südliche Afrika im wesentlichen der Einteilung von VOLMAN (1984) gefolgt. Aus der Verteilung der ESA-Fundstätten, die heute im allgemeinen dem Acheul-Technokomplex (mit Ausnahme des Oldowan) zugerechnet werden, kann ein eindeutiger Materialbezug hergeleitet werden. Alle bisher bekannten Acheul-Fundstätten liegen im Bereich von Vorlandsschottern oder Flußschottern, auch abseits der heutigen Rivierläufe. Die Schotter dienten gemeinhin als Grundmaterial für die Geräteherstellung (z. B. schwere Handäxte zum Kappen von Gehölzen zur Herstellung von Jagd- und Grabwerkzeugen, Schaber und Klingen zum Aufbrechen von Wild, evtl. auch Jagdgeräte sowie unretuschierte Abschläge), wurden also nicht weit mitgeführt und kommen deswegen kaum „*off site*“ vor. Über noch ältere, also sog. „*Pebble Tools*“ (z. B. Oldowan) liegen außer von DAVIES & WALSH (1955) aus dem südlichen Diamanten-Sperrgebiet (vgl. CORVINUS 1983) für Namibia noch keine Berichte vor.

Die überwiegende Anzahl von Fundstätten des Acheul-Komplexes (ca. 1 Ma - 200 ka) liegt westlich des Escarpments im Bereich der heute ariden Namib (z. B. an der Piste zwischen Gobabeb und Tsondab-Vlei, bei Namib IV, Koireb, Awasib, ZebraVlei, Xmaspan und Narabeb, vgl. VIERECK 1966a, 1966c, 1971a, 1972; SEELY & SANDELOWSKY 1974; SHACKLEY 1982) und am Brandberg. Während der Feldarbeiten 1995 konnte bei Duwisib eine paläolithische Fundstelle aufgenommen werden, die aber zumindest in den oberflächlich zugänglichen Teilen gestört sein dürfte. Dabei handelt es sich um grobe, unretuschierte Abschläge aus (silifiziertem?) Nama-Schwarzkalk, die sich auf und innerhalb des unverbackenen Bodens befinden. Eine genauere zeitliche Angabe kann nicht gegeben werden.

Auf dem zentralen Hochland gibt es nur sehr wenige Acheul-Funde (z. B. am Gamsberg und auf Farm Elisenhöhe, vgl. VIERECK 1971b, 1972; Farm Paulinenhof, vgl. ERTLE 1971), wobei eine teilweise ungestörte Fundstätte bei Hohewarte (vgl. HALENKE 1994) Ergebnisse zum Alter des Kolluviums liefert, in dem sie sich befindet (Kap. 4.5, S. 475). Sie sind erfaßt im Zusammenhang mit den bodenkundlichen Befunden zu den Profilen NH31 und NH32 (im Anhang). Acheul-Faustkeile liegen dort auf einem stark gekappten, alten Latosol-Profil mit sehr stark chemisch verwittertem Ausgangsgestein (erhaltenes Solum < 1 m) und in Teilen des darüber hangenden Latosolkolluviums *in situ*. Die gleichen Artefakte wurden in mehr oder weniger stark gerolltem Zustand auch innerhalb des Kolluviums gefunden, so daß angenommen werden muß, daß die Fundstellensituation sich hangaufwärts fortsetzt (nicht aufgeschlossen). Das Alter der Artefakte spiegelt demnach das Alter der

Erosionsoberfläche und zumindest der liegenden Horizonte des Kolluviums wieder, die stellenweise von Blockschutt aus transportierten Kernsteinen geprägt sind (Profil NH32). Die entsprechende Ablagerung kann als „Acheul-Terrasse“ angesprochen werden. Eine Alterseinstufung kann nur grob erfolgen. Es wurde keine postgenetische Carbonatverbackung festgestellt. Kleinere Kalknodulen sind innerhalb des Kolluviums sehr selten. Vermutet wird ein Alter von ca. 300.000 bis 250.000 Jahren⁵ für die Faustkeile (Foto 6, S. 475), mit einer Tendenz zu einer eher älteren Einstufung.

Des Weiteren ist ESA aus den Schottern des Nossob-Einzugsgebiets bekannt, z. B. auf Neuhof-Kowas (vgl. VIERECK 1960), Naosanabis, den Terrassen des Schafriviers bei Dordabis und Ibenstein oder vom Elefantenrivier bei Gurus. Dort wurden ebenfalls acheulzeitliche Faustkeile gefunden, die aus einer Kalkkruste auswittern. Acheul-Artefakte innerhalb einer Kruste dürften vermutlich älter sein als die Hohewarte-Fundstätte. Diese befindet sich jedoch auf dem Hochland über dem Pediment der Bismarckberge in abflußperipherer Lage außerhalb eines Sedimentationsbereichs, also in einer Morphoposition, für die nach den Ausführungen in Kap. 5 keine günstigen Aufkalkungsbedingungen vorliegen. Für Flußterrassen in tieferen Morphopositionen, wie den Kalahari- oder Randkalahari-Rivieren müssen generell Verkalkung begünstigende Bedingungen auch im Spät-Acheul noch angenommen werden. Eine Altersdifferenzierung beider Fundstellen kann ohne Vergleich der Morphopositionen also nicht begründet werden. Hierzu wären auch typologische Merkmale der Artefakte auf Basis einer (leider nicht vorhandenen) gültigen, höher auflösenden Kulturchronologie ein argumentatives Hilfsmittel. Eine vermeintliche Fundstelle mit ESA-Elementen bei Masari am Okavango in Flußnähe, hat sich nach SHACKLEY (1986) als neolithisch erwiesen (jünger als 5000 BP), zeigt aber deutlich die Problematik bei der Artefakt-Zuordnung allein durch Phänotypen.

Die Terrassen des oberen und mittleren Fish River und seiner Nebenflüsse liefern älteres und mittleres Acheul *in situ* innerhalb der aufgekalkten Rivierterrassen und -verfüllungen (KORN & MARTIN 1937, 1957). Diese Konglomerate korrespondieren mit den Schotterzyklen III (Hauptschotter) und IV (Tiefterrassenschotter, „Oswater-Konglomerat“) und geben so deutliche Hinweise auf deren Alter (frühes Mittelpleistozän, max. 500-700 ka für Zyklus III, 250-350 ka für Zyklus IV, vgl. Kap. 4.2.2.3, S. 434 + 437). Damit ist auch durch die archäologischen Befunde das Alter der Hauptkalkkruste auf das mittlere Pleistozän begrenzt und die auf S. 444 erwähnte ESR-Datierung der Hauptkalkkruste von SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 119) bestätigt. Während der Feldaufnahmen konnten Acheul-Artefakte in stark bis mäßig gerolltem Zustand, zusammen mit nodulären Resten von Eisenkrusten (Pisolithen) auf der obersten Terrasse des Fish River bei Water-

⁵ Einschätzung durch Dr. John Kinahan (Archäolog. Lab., Staatsmuseum Windhoek), Referenzexemplar

val festgestellt werden. Diese Artefakte datieren die entsprechende Terrassenfläche eindeutig ins Spät- bis Post-Acheul und können nur aus der unmittelbar darüber anschließenden flächig verbreiteten Hauptkalkkruste (hier in hoch liegenden Fish-River-Schottern ausgebildet) stammen, wo sie ebenfalls gefunden wurden (KORN 1943 unpubl., Feldtagebuch der Fischflußreise⁶ von Jan. und Feb. 1943; später teilweise publiziert in KORN & MARTIN 1957).

Von besonderer Bedeutung für die in Kap. 4.2.2 erarbeitete quartäre Landschaftsgeschichte ist die Verbreitung alt-acheulzeitlicher Artefakte innerhalb der Kalkkrusten-Schotterprofile im Escarpment-Vorland. Hier ordneten KORN & MARTIN (1937, 1939 unpubl.) und KORN (1942, 1943 unpubl.) aufgrund ihrer anscheinend umfangreichen alt- und mittelpaläolithischen Funde innerhalb der aufgekalkten Schotterkörper dieselben ins Quartär und unterstreichen hierdurch die vorgenommene Revision der Vorlandbefunde auf Basis einer morphologische Analyse (Kap. 4.2.2.3). FOCK (1957, 1959) bestätigte die Befunde für die Brandberg-Ugab-Uis-Region, wo er mehrere ältere Acheul-Fundstätten in stratigraphischem Zusammenhang entdeckt, aber nicht abschließend publiziert hat. Auch MABBUTT (1952: 363) erwähnte ja eine kalzifizierte Terrasse oberhalb des Uis-Riviers im östlichen Brandberg-Vorland, in der H. MARTIN „Chelles-Acheul (Stellenbosch III-V)“, also älteres Acheul gefunden hat (s. S. 410f): „*The terrace in which the tools occur at the Uis River is cut into the calcreted fanglomerates surrounding the Brandberg, which are equivalent of the Ugab Main Terrace. They slope from the Brandberg down towards the Main Terrace. The height of the Stellenbosch terrace is approximately 100 feet above the Ugab.*“ Gleiches gilt für Funde von BOWLER-KELLEY (vgl. KORN 1942: 12, unpubl.) in Kalkkrustenprofilen zwischen Karibib und Usakos, die ebenfalls den Schotterzyklen III und IV entsprechen, sich also liegend zur Hauptkrustenfläche und der Mittelkrustenfläche befinden. Letztere sind am Khan-Aroab ja durch die osteoarchäologischen Befunde bestätigt worden (Kap. 6.1, S. 503).

Nach SHACKLEY (1980) liegt auch die Acheul-Fundstätte Namib IV auf der Fläche zwischen Kuiseb- und Tsondab-Tal innerhalb der Hauptkruste (vgl. stratigraphische Darstellung bei TELLER et al. 1988: 167 und Abb. 119). Dort wittern die Artefakte, die durch assoziierte Fossilien einer Antilope und von *Elephas recki*, einer Elefanten-Frühform als typisches Element der cornelianischen⁷ Fauna (KLEIN 1984b:120f), auf 400-700 ka BP datiert werden (MAGLIO 1973), (sub-)rezent aus einer Kalkkruste heraus. Die Schotter, aus denen auch die Artefakte gehauen wurden,

in Sammlung mit Katalogisierungsnr. B4103 (Staatsmuseum Windhoek).

⁶ genannt werden mehrere Fundstellen mit Beschreibung und Entfernungsangabe ab Rehoboth

⁷ Cornelia-Fauna: Mittelpleistozäne Entwicklungsstufe der Faunenzusammensetzung im südlichen Afrika (entspricht zeitlich dem Cromer/Mosbachian) und wird vom spätpleistozänen Florisian (Florisbad-Vlakkraal-Stadium) gefolgt. Bei KLEIN (1984b: 120-137) sind die wesentlichen Faunenelemente genannt.

bilden den distalen Teil des ausgedehntesten Kuiseb-Schwemmfächers (Zyklus III, s. Karte 28, S. 423), wurden also vor der ersten tiefen Kuiseb-Einschneidung abgelagert und aufgekalkt. Sie geben damit einen eindeutigen *terminus post quem* für die Entwicklung der aufliegenden Dünennamib und die erste tiefe Zerschneidungsphase.

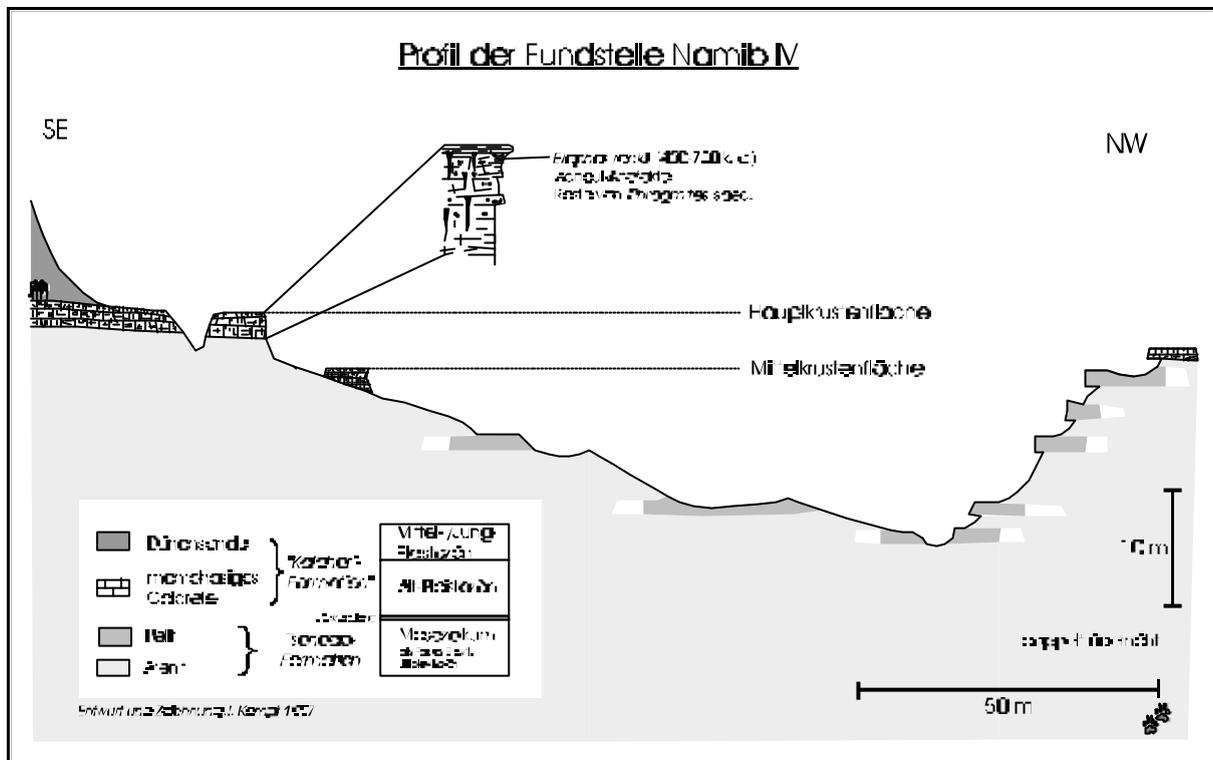


Abbildung 119: Profil der Fundstelle Namib IV innerhalb der Dünen-Namib zwischen Kuiseb-Knie und Tsondab-Tal. Die Acheul-Artefakte mit der Begleitfauna wittern aus der Hauptkrustenfläche aus, in deren Liegendem sich kalzifizierte lakustrine Ablagerungen mit fossilen *Phragmites*-Grasresten (Ried) finden. Es sind auch Reste der Mittelkrustenfläche erhalten, die zeigen, daß sich später eine zweite Seenphase manifestiert hat.

Unter Zugrundelegung von SHACKLEYs (1980, 1982, 1985) Befunden und der paläoökologischen Deutungen des Faunenensembles muß davon ausgegangen werden, daß im „Mittelacheul“ im Bereich der heutigen zentralen Namib eine mehr oder weniger offene Savannenvegetation vorhanden war und perennierende, möglicherweise in der Wasserführung schwankende Flüsse in den Südatlantik strömten. Die disperse Besiedlung konzentrierte sich wahrscheinlich im Gebiet der Rohmaterialien für Werkzeuge (z. B. am distalen Schwemmfächer) in offeneren Gegenden relativ weit entfernt von rezenten Wasservorkommen. Durch Grundwasserquellen und Seen war offenbar auch abseits der Haupttäler genügend Wasser verfügbar. Die direkte Flußnähe war offenbar kein attraktiver Siedlungsraum, was durch das Vorkommen von dichten Galeriewäldern und Beutegreifern leicht erklärbar scheint. Deshalb sind in den dortigen Schotterkörpern, sofern noch erhalten, auch kaum Artefaktfunde zu erwarten. Namib IV repräsentiert einen Schlachtplatz abseits der Täler, an dem aufgrund der offenen Wasserstelle und des Vorkommens der für die Steingeräte verwendeten

(damals unverbackenen!) Hauptschotter gute (temporäre?) Siedlungs- und Jagdbedingungen herrschten.

Selbst wenn es eine Besiedlung der Schwemmfächer in Flußnähe gegeben hätte, wären die Hinterlassenschaften heftigem Transport unterlegen und als gerollte Relikte kaum mehr von anderen Schottern zu unterscheiden. Funde von Hohewarte belegen, daß selbst kurzer Transport die groben Artefakte in Schottern unkenntlich machen kann. Sämtliche bekannten Acheul-Fundplätze im Kuiseb-Gaub-Tsondab-Gebiet zeigen keine Transportspuren und liegen, wie erwähnt, am Rand der auslaufenden Schwemmfächer im Übergang zur Fläche. Sie stammen daher aus einer Zeit, in der diese Bereiche bereits keinen fluvialen Transport mehr aufwiesen, aber zumindest die Oberfläche noch nicht kalkverbacken war. Möglicherweise hat auch der Kuiseb seinen Lauf innerhalb des breiten Schotterbetts kontinuierlich als Folge der eigenen Aufschotterung und Aufsandung nach Norden verlagert, so daß südlich der Hauptentwässerungslinie im dauerhaft nicht mehr überschwemmten Bereich gesiedelt werden konnte.

Um diese These zu erhärten, ist allerdings die Entdeckung weiterer ESA-Fundstellen aus dem Zeitrahmen von Namib IV erforderlich. Auch im Brandberg kommen nur jüngere ESA-Artefakte vor (VIERECK 1968: 26). KORNs & MARTINs (1939 unpubl.) „Stellenbosch“ liegt ebenfalls in dem verkalkten Vorlandschwemmfächer und nicht im Gebirge selbst. Vorher war anscheinend die Namib-Fläche der bessere Siedlungsraum - auch die randlichen Omaruru-, Uis- und Ugab-Schwemmfächer und Terrassen boten günstigere Bedingungen.

Da SHACKLEY (1985: 38) anhand der vielfach erhaltenen, gut gerundeten Schottercortex auf den Artefakten nachgewiesen hat, daß das Ausgangsmaterial für die Namib-IV-Artefakte Kuiseb-Schotter gebildet haben, die ja als auslaufende Schwemmfächer-Sedimente des Zyklus III nahe der Fundstelle anstehen (Karte 28), muß gefolgert werden, daß entgegen den Annahmen von WARD (1987) und anderer Autoren im mittleren Pleistozän (bzw. im alten und mittleren Acheul) diese Schotter noch nicht kalkverbacken waren und die hangend abschließende Hauptkrustenfläche demnach ebensowenig aus dem Mio-Pliozän stammen kann wie die heutigen Draa. Unter rezenten Bedingungen kommen keine losen Silcrete- oder Gangquarz-Schotter, welche als Ausgangsmaterial hätten dienen können, in der Umgebung vor.

Eine Annahme, die Acheul-Bevölkerung hätte sich tief in die Dünen-Namib begeben, um dort Schotter aus der Hauptkruste herauszuhauen, die Klasten zu Äxten für Holzbearbeitung zu verarbeiten (aus nicht vorhandenen Bäumen Speere für nicht vorhandenes Wild, Grabstöcke für nicht vorhandene Wurzeln und Feldfrüchte) sowie Antilopen und Elefanten zu jagen, ist rundweg ab-

zulehnen. Auch SHACKLEY (1982) hält eine Elefantenjagd unter heutigen naturräumlichen Bedingungen an dieser Stelle für wenig wahrscheinlich. Nach den bei WARD (1987) publizierten Vorstellungen, soll ja mindestens seit dem Endpliozän hier Vollwüste herrschen. Auch die Vermutung, die Schotter wären aus dem etwa 10 Kilometer nördlich gelegenen Kuisebtal zwischen die Dünen geschafft worden, um sie dort zu behauen, ist eher unwahrscheinlich. Nach SHACKLEY (1985: 43) entstanden dabei Abfall-Abschläge mit bis zu 85 cm Länge, weil die groben Schotter für die Handäxte längs gespalten wurden. Eine Abfallmenge mit einem solchen Gewicht und Volumen ist wohl kaum über 10 km vom heutigen Kuiseb (z. B. der Oswater Mittelterrasse) herangeschleppt worden.

Bei Namib IV (und vergleichbaren Fundstätten, wie Narabeb, Narabeb-West, Tsondab-Route oder Zebraivlei) zeigen zahlreiche kalzifizierte Reste von *Phragmites*-Stengeln im Liegenden zur mittelpleistozänen *Elephas*-Schicht die Existenz eines perennierenden Sees oder Riviers mit ständiger Frischwasserzufuhr an (vgl. TELLER et al. 1988). Genau das ist an einem auslaufenden Schwemmfächer exakt dann zu erwarten, wenn noch kein tief eingeschnittener Vorfluter den Bereich drainiert (anders als heute). Ähnliche Fundensembles weit innerhalb der Dünen-Namib, wenngleich auch undatiert oder jünger als Namib IV, wurden bei Awasib (VIERECK 1966a), Narabeb (SEELY & SANDELOWSKY 1974; SELBY et al. 1979), am Fahrweg zwischen Gobabeb und Tsondabivlei (SHACKLEY 1985: 66ff), bei Khommabes (TELLER & LANCASTER 1986: kalzifizierte *Phragmites*-Reste) und bei Bosworth (SHACKLEY 1985: 52ff) dokumentiert.

Entgegen der Annahme von SEELY & SANDELOWSKY (1974) kommen Acheulfundplätze auch nördlich des Kuiseb, also außerhalb der Dünen-Namib vor, nämlich bei Minkabis (KORN 1942 unpubl.), zwischen Kuiseb und Gaub (SHACKLEY 1985: 62ff) oder nahe der Landepiste der Gorob-Mine („Xmaspan“ bei SHACKLEY 1982). Letztere sind allerdings assoziiert an Geländehohlformen (Lösungswannen mit Rumpfflächenpfannen im Sinne von Kap. 4.2.1.8) in abflußperipheren Lagen auf den Wasserscheiden der Hauptkrustenfläche und damit als jüngeres Acheul einzustufen. Im Gegensatz zu vielen älteren befinden sie sich nicht im stratigraphischen Verband und sind allenfalls ventral an die Kruste angebacken. Ein eventuell höherer Grundwasserstand, wie er aufgrund von Florenresten an solchen Pfannen durch KORN (1942) vorausgesetzt wird, läßt auf eine Pfannentstehung vor oder während einer tiefen Einschneidungsphase schließen. Die Lage auf den Wasserscheiden ohne Einzugsgebiet hätte demnach für diese Artefakte eine Kalkverkrustung verhindert. Dies entspricht der in Kap. 5 erläuterten Ansicht, wonach eine fluviale oder phreatische Einarbeitung des Kalks in das Bodenprofil, etwa durch laterale Sickerwasserströme aus Regionen

mit calciumbürtigen Gesteinen gegeben sein muß. Nach der Einschneidung wurden diese verkarsteten Gebiete stark drainiert, ein hoher Grundwasserstand ist dann unwahrscheinlich. Kalkinkrustierung konnte also auch durch edaphisch-reliefbedingte Trockenheit verhindert oder abgeschwächt werden.

Middle Stone Age

Im Gefolge der tiefen Einschneidungsphase der größeren Flüsse und der fortschreitenden Gramadulla-Eintiefung im mittleren Pleistozän erfolgte eine Drainage der Namib-Flächen, so daß alle jüngeren Siedlungsspuren (Jungpaläolithikum mit dem früher „Fauresmith“ genannten Spätacheul und frühes MSA) näher an die Flußläufe oder andere Gunsträume heranrücken, ja sich quasi ausschließlich in der Umgebung zumindest ephemerer Wasservorkommen finden. Außerdem war mit der vor der Einschneidung abgeschlossenen Bildung der Hauptkruste das Rohmaterial für Werkzeuge auf der Fläche nun kalkverbacken und damit kaum noch zugänglich. Nur an den Flußläufen konnten noch geeignete Schotter gefunden werden. So scheint den Fundberichten folgend das obere Acheul teilweise an die Tiefterrassen gebunden zu sein (vgl. FOCK 1957: 389). Ein nicht zu vernachlässigendes Faktum besteht darin, daß mit der Tiefterrasse (z. B. Ossewater) kein älteres oder mittleres Acheul assoziiert zu sein scheint (keine Funde berichtet), sondern allenfalls Artefakte aus dem Übergang zum MSA. Nach WARDs (1987) Altersangabe von Früh- bis Mittelpleistozän (ca. 800-900 ka) müßten aber Artefakte vom Alter der Namib-IV-Fundstelle auf der Mittelkrustenfläche als hervorragendem Gunststandort liegen, anstatt auf der dann edaphisch trockenen Namib-Fläche (bzw. zwischen den Dünen). Auch wenn hier das Fehlen von Nachweisen nicht zwingend als Nachweis für das Fehlen interpretiert werden soll, deutet die Artefaktsituation doch eher auf eine viel spätere, nämlich endacheul- bis früh-MSA-zeitliche Entstehung des Oswater-Konglomerates bzw. der Mittelkrustenfläche hin.

Der Mittelkrustenfläche und den jüngeren Terrassen liegen ungerollte Artefakte des frühen MSA auf. Sie folgen also der letzten Aufkalkungsphase, wobei die Übergänge zum ESA als fließend interpretiert werden können. Die typologischen Analysen von MacCALMAN (1962) ergaben Ähnlichkeiten zwischen dem als Alt-MSA eingestuften Ensemble von Gungams (zwischen Dordabis und Leonardville) und den in der Literatur als Sangoan bezeichneten Typen (s. Tab. 29: Finale Acheul Industrie). Fundplätze dieser zeitlichen Einstufung treten neben dem Brandberg und der Namib auch in unverkalkten Schottern der ostwärts zum Auob-Nossob-System entwässernden Flüsse auf (VIERECK 1960; Mac CALMAN 1962, 1963). MacCALMAN (1962: 11) nimmt aufgrund eines für das MSA ungewöhnlich hohen Anteils an schweren Geräten, wie sie für die Beseitigung dichter

Vegetation und zum Fällen von Bäumen benötigt wurden, feuchtere Klimabedingungen mit dichter Vegetationsbedeckung als in der vorangegangenen Phase an und ordnet diese Industrien ins Gamblian. Tatsächlich dürfte aber ein eemzeitliches Klimaoptimum besser korrelieren.

KORN & MARTIN (1937, 1939 unpubl., 1957) und KORN (1942 unpubl.) vermuten im Anschluß an das frühe MSA eine extrem aride Phase mit Dünenbildung in Namib und Kalahari („Kalaharizeit“), da die alten MSA-Artefakte oft Rindenbildungen (Wüstenlack, Rotverwitterung) aufweisen und sie oft völlig von jüngeren Vorkommen isoliert seien. Es sei ein Hiatus in der Besiedlungsgeschichte erkennbar. Dabei handelt es sich zumindest partiell wohl um eine starke äolische Mobilisierungsphase, denn Anzeichen trockener Klimate sind mit den eingeschalteten Areniten innerhalb der Tiefterrasse (vgl. Beschreibung des Oswater-Konglomerats bei WARD 1987: 22ff) bereits in früheren Phasen vorhanden. Die eigenen Beobachtungen konnten zwar das gelegentliche Auftreten von Rinden auf Artefakten des MSA bestätigen, jedoch reichten die eigenen typologischen Erfahrungen nicht aus, anhand von unstratifizierten Oberflächenfunden eine relativ-zeitlich gesicherte Einschätzung zu geben. Den umfangreichen Felderfahrungen von KORN & MARTIN (1957) zufolge, dürfte aber eine gute Basis für die Annahme einer hyperariden „Kalahari-Zeit“ vorgelegen haben, zumal die Ergebnisse zu den Gipskrustengenerationen (Kap. 4.2.1.5) eine solche Annahme anhand des Vorkommens der weitverbreitet vorkommenden Hauptgipskruste (die morphologisch ja über der Hauptkalkkruste liegt) stützt.

Die ausgeprägte Dünen- und Sandschildbildung überdeckte in der Kalahari (soweit dort vorhanden) sowie südlich des Kuiseb sämtliche vorgeschichtlichen Fundplätze des Acheul-Technokomplexes und wohl auch des frühen MSA. Zusätzlich wurden durch die Blockade westwärts entwässernder Riviere die ariden Verhältnisse der Namib so dauerhaft zementiert, daß sie auch in nachfolgenden kürzeren, sicher niederschlagsreicheren Phasen (mit Bodenbildung auf den Dünenfüßen, teilweise auch auf den Hängen) nicht mehr einfach aufgehoben werden konnten. Mittleres oder jüngeres MSA kommt innerhalb der Dünen-Namib nicht mehr vor, sondern allenfalls randlich in der Nähe von Wasservorkommen (z. B. in Tsauchab- oder Tsondabtal, am Tsamsvlei oder auf den Dünenfüßen bei Sesriem). Der von KORN & MARTIN (1937, 1957) postulierte Hiatus in der Besiedlungsgeschichte ist also am Rand der Dünen-Namib festzustellen.

Auch die Flächennamib zeigt ein äquivalentes Bild: es entstanden die o. g. Gipskrusten (Kap. 4.2.1.5), Schotter und Artefakte zeigen dort Rindenüberzüge (vgl. FOCK 1957, 1959), was auf das Fehlen jeglicher fluvialer Dynamik und Versiegen aller Quellen auch innerhalb der Riviertäler

hindeutet. Bei später wieder gerollten derartigen Schottern ist der Wüstenlack teilweise wieder abgerieben (KORN 1942 unpubl.).

Während älteres MSA in der Namib noch häufig und überall gefunden werden kann, zeigt das jüngere eine signifikante Konzentration auf Gunststandorte, wie z. B. die Brandberg-Talausgänge, Erongo, Messum (RICHTER 1990) oder starke Quellen. Letztere sind erkennbar an Sinterablagerungen und Kalktuffen, die späte MSA-Artefakte *in situ* enthalten (z. B. Farm Doornkom bei Prosit). RICHTERs (1991) Katalog der Ausgrabungen erwähnt jüngeres MSA in stratigraphischem Zusammenhang in den Abris „Fackelträger“ und „Etemba 14“ (Erongo-Nordrand), „Messum 1“, „Buschmannsparadies“ (Spitzkoppe) und „Davib-Ost“ (Erongo-Südrand). VIERECK (1967b) berichtet von fest in Calcrete eingebackenen MSA am Olifant-Rivier, das auf 19.800 ± 450 Jahre radiometerisch datiert wurde.

Anders als aus dem Escarpment-Vorland sind aus der Kalahari, insbesondere in Namibia, kaum ESA- oder MSA-Artefakte bekannt (vgl. VOLMAN 1984). Dies ist leicht erklärbar in einem Mangel an Ausgangsmaterialien für die Steingeräteherstellung, so daß sich die spärlichen Fundstätten nahe an Inselbergen gruppieren (Listen bei THOMAS & SHAW 1991: 196 und HITCHCOCK 1982: 52f). Die bestens dokumentierten Stratigraphien von Kathu (Süd-Kalahari; vgl. BEAUMONT et al. 1984: 333) und #Gi (westliches Ngamiland; vgl. HELGREN & BROOKS 1983), liegen zwar beide außerhalb des hier betrachteten Transekts, zeigen ab dem Acheul eine bemerkenswerte Ähnlichkeit zum hier ermittelten Ablauf. Die Ursache für das Fehlen des Acheul-Komplexes innerhalb großer Teile der Kalahari und der Mangel an MSA könnte in der Tatsache liegen, daß die Artefakte dieser Generationen in der Kalkdecke eingebacken liegen (s. u.).

Bei Kathu 6 ebenso wie bei Etemba 14 kommt sogar hangend zur MSA-Schicht eine brekziöse Kalkkruste vor (RICHTER 1991: 70), auf der die LSA-Schichten folgen. Dadurch werden an beiden repräsentativen Fundstätten endquartäre Inkrustierungsphasen in Gebieten mit verstärktem Wasserzufluß dokumentiert (Kathu-Seeephase; Etemba: laterales Zuschußwasser von umliegenden Felsoberflächen) und schwache bis mäßige hygrische Schwankungen innerhalb des Gamblian angedeutet (möglicherweise in Parallelität zur Ablagerung der Homeb-Silts am Kuiseb). Eine solche Phase ist morphologisch allerdings nur lokal nachweisbar, scheint aber räumlich weit ausgedehnt gewesen zu sein, da sie offenbar an vielen Pfannen oder Quellstellen auftritt. Auch im Zuge der Ausgrabungen im Brandberg stellt BREUNIG (1989: 205) eine schwächere End- oder Nach-MSA-Feuchtphase anhand der Ausbildung von dicken Karbonatüberzügen auf MSA-Oberflächen und -Artefakten fest, der eine oder mehrere Trockenphasen vorangingen. Zusätzlich liegen zwischen 35

und 25 ka BP zahlreiche Radiocarbonatierungen von Kalkkrusten vor (vgl. VOGEL 1982; HEINE 1988b; TELLER & LANCASTER 1986; TELLER et al. 1990). Auch wenn dadurch das tatsächliche Alter des Calcrete nicht sicher wiedergegeben werden kann, so deutet sich in diesem Zeitraum doch wenigstens eine letzte Rekristallisationsphase⁸ an. Das wäre in völligem Einklang mit dem zeitlichen Rahmen der geoarchäologischen Befunde.

Selbst aus der östlichen Kalahari (Hwange-Nationalpark, Zimbabwe) sind neuerdings diese ange deuteten Zusammenhänge durch ESA- und MSA-Funde in mehreren hart verbackenen Kalkkrustenprofilen bekannt (freundl. mündl. Mitteilung unter Vorlage von Anschauungsmaterial von Janis KLIMOWICZ, Harare 1995; vgl. auch HAYNES 1997 und KLIMOWICZ & HAYNES 1997). Wie KORN (1942 unpubl.) beschreiben sie paläolithische Artefakte in der Hauptkalkkruste der Kalahari, die anscheinend aufgrund der dort fehlenden tiefen Einschneidungsphase von dem Äquivalent der Mittelkrustenfläche überlagert wird. Mit den Acheul-Artefakten assoziierte fossile Knochen aus der Kruste wurden nach HAYNES (1997) auf 250-200 ka BP morphometrisch⁹ und radiometrisch datiert und geben so wahrscheinlich einen *terminus post quem* für die letzte generelle Aufkalkungsphase an (zumindest in diesem Raum). Auffallend ist eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit den vermuteten Alterseinstufungen aus Westkalahari und namibischem Randstufen-Vorland. Dort wurde die Mittelkrustenfläche im gleichen Zeitrahmen datiert (Oswater-Terrasse 250-350 ka, Verbackung etwas jünger; vgl. S. 437f). Indizien aus der Ostkalahari müssen allerdings nicht unbedingt auch für die Westkalahari und das Escarpment-Vorland gelten, da die paläoklimatischen Bedingungen zeitlich differiert haben können. Doch die kalahariweite Verbreitung der Hauptkalkkruste läßt eine zumindest grobe zeitliche Parallelisierung (mittleres bis spätes Quartär) zu. JACOBSON (1978) berichtet von einer Fundstelle am Schwarzen Nossob bei Gobabis mit mittel- bis spätpleistozänen Faunenresten¹⁰ (u. a. *Crocota crocota*, *Phacochoerus aethiopicus*, *Equus* sp., *Damaliscus* sp., *Megalotragus priscus*, *Antidorcas bondi*, vgl. KLEIN 1984b), die ca. 150 cm tief in Kalkkruste verbacken ist. Dadurch wird die Annahme in etwa paralleler Klimaentwicklung für Ost- und Westkalahari gestützt. Anzeichen einer Wüstenphase (mit Längsdünenbildung) ergeben sich für diesen Zeitraum nicht, sondern ein (heutiges?) Savannenklima.

Aufgrund der geoarchäologischen Indizien wird eine zeitliche Einstufung der Hauptkalkkruste ins Endtertiär bzw. Mio-Pliozän (z. B. WARD 1987; EITEL 1993) abgelehnt und stattdessen eine mittelpleistozäne Einstufung nach der Matuyama-Brunhes-Grenze favorisiert. Dies steht in engem

⁸ Bei den Altern könnte es sich auch um Mischalter handeln, die für eine Interpretation dann ungeeignet wären (vgl. GEYH 1995).

⁹ Relative Datierung durch Typenvergleich.

Einklang mit den geomorphologischen Spuren und den paläoökologisch-paläo-klimatischen Indizien der marinen Bohrkernanalysen von Kap. 4.

Later Stone Age

Mit Ausnahme der Dünen-Namib ist das Later Stone Age (LSA, ab ca. 15.000-25.000 a BP) im südwestlichen Afrika weit verbreitet. Bei den Feldarbeiten wurden zahlreiche Oberflächen-Fundstätten entdeckt. Eine Reihe von Stratigraphien ist, wie erwähnt, bei RICHTER (1991) zusammenfassend publiziert. Die unten angeführten Befunde beziehen sich auf die dort katalogisierten Fundstellen im Vergleich mit den eigenen Beobachtungen. Eigene Ausgrabungen wurden nicht durchgeführt. Paläoökologische Analysen liegen ebenfalls von einigen Ausgrabungen vor (z. B. CRUZ-URIBE & KLEIN 1983; VAN ZINDEREN BAKKER 1984b). Leider gibt es mit Mirabib in der Zentralnamib (SANDELOWSKY 1977; BRAIN & BRAIN 1977; ROBINSON 1977), der Big Elephant Shelter auf Farm Ameib (Süd-Erongo) (WAD-LEY 1979, 1984) und Messum 1 (RICHTER 1984, 1990) lediglich drei abschließend bearbeitete und publizierte holozäne Fundplätze. Lediglich die Artefakte vom Wilton-Typ können mit dem holozänen Klimaoptimum grob assoziiert werden, das generell über etwas höhere Niederschläge verfügt zu haben scheint.

Im Laufe der Feldarbeiten wurden in Playasedimenten bei Warmquelle (nördliches Damaraland) fest eingebackene LSA-Artefakte aus grauem Chalzedon entdeckt. In den stark aufgecalcigten, hart verbackenen tonig-schluffigen Ablagerungen mit fossilen oberflächlichen Trockenrissen sind außerdem eisenhaltige Wurzelreste einer Schilfvegetation enthalten. Nach der Ablagerung und Aufkalkung wurde die Playa etwa 3 Meter tief von einem rezenten Rivier zerschnitten, die Kruste befindet sich in erneuter Auflösung. Ein gleiches Bild bietet sich im westlichen Sandveld: auch auf Farm Okamatangara wurde eine fest in Kalkkruste verbackene, scharfe neolithische Chalzedon-Klinge gefunden. Auch dieses Calcrete wird rezent aufgelöst, das Artefakt wieder freigelegt. Diese Aufkalkungsphase kann mit der Krustenbildungsphase von Etemba 14 zusammenfallen, da dort über der Kruste nur jüngeres LSA mit Mikrolithen („Smithfield“) gefunden wurde, das ältere aber nicht repräsentiert ist. Etemba 14 war während des „Wilton“ anscheinend nicht besiedelt, laterales Zuschußwasser hat die Krustenbildung gefördert.

Auf ein identisches Bild ist an der Philipphöhle (Ameib) zu schließen. Die von MARTIN & MASON (1954) vorgenommene, früheste namibische Radiocarbonatierung wurde an Material durchgeführt, das von einer oberflächlichen Sinterkalkkruste versiegelt war. Reste dieser Kalksinter sind

¹⁰

Savannentiere, z. B. Hyänen, Zebras, Klein- und Großantilopen

nach eigener Beobachtung noch heute im Abrisbereich vorhanden. Das Vorkommen solcher Sinterkalke im Bereich von Erongo-Graniten, assoziiert an kleinere Hohlformen und Feuchtstellen der Abris, sowie Desquamationsklüften und Lösungsformen läßt auf Herkunft der Karbonate aus den verwitterten Feldspäten des Granits schließen. Für eine äolische Herkunft mit nachmaligem phreatischen Transport fehlen hier jegliche Anhaltspunkte. Auch an anderen Stellen im Erongo wurden solche Sinter entdeckt (vgl. Foto 3+5 auf Tafel 1 und LÜCK 1997: 101). NETTERBERG (1982: 166) datiert entsprechende Artefakte aus einer Kalkkruste am Okavango auf mindestens 14.000 BP, da ^{14}C -Analysen des Calcrete ein entsprechendes Alter ergaben. Trotz der Problematik einer Calcrete-Datierung erscheint das Ergebnis in der Größenordnung realistisch, sieht man es als Mindestalter an.

Ein ähnliches Bild zeigt sich an der Fundstelle Gaus bei Gobabis. Dort sind ebenfalls Chalzedon-Artefakte einer älteren LSA-Phase mit einer bis 2 mm dicken Kalksinterkruste überzogen. Da Chalzedon bei Gaus nicht ansteht (VIERECK 1973), müssen die Artefakte vom nahegelegenen Oas (dort finden sich Botletle-Chalzedone, s. o.) zur zeitweilig stark schüttenden Quelle Gaus (im Ursprungsgebiet des Chapman-Riviers) mitgebracht worden sein. Nach dieser intensiven Besiedlungsphase (Wilton?) ließ vermutlich die perenne Quellschüttung nach, Gaus wurde verlassen, die Artefakte mit einer Kalkkruste überzogen. In einer zweiten LSA-Phase fand eine Wiederbesiedlung statt, im Zuge deren aus den kalkinkrustierten Werkzeugen vielfach deutlich bessere Artefakte (v. a. Mikrolithen, die vorher nicht aufgetreten sind) geschlagen wurden. Demnach wurden aus älteren Werkzeugen in Ermangelung autochthonen Rohmaterials verbesserte Geräte hergestellt (vgl. RICHTER 1994). Die Chalzedon-Primärquelle bei Oas war möglicherweise in Vergessenheit geraten. Der Kalküberzug zwischen den Besiedlungsphasen gibt einen deutlichen Hinweis auf die Wiederverwendung von Artefakten als Rohmaterial. Diese schwache Aufkalkungsphase trennt also ein namibisches Frühneolithikum von einem Spätneolithikum (mit vermehrt Mikrolithen).

Aufkalkung fand demnach nur unter Gunstbedingungen (erhöhte ökologische Feuchte) in einem ansonsten dafür zu trockenen geomorphologischen Millieu statt. Außerhalb von Gebieten erhöhter ökologischer Oberflächenfeuchte (Playas, Pfannen, Proximalbereich von Pedimenten, Subsequenzfurchen) fand keine Aufkalkung im späten MSA und LSA mehr statt, wie die zahllosen Oberflächenfunde belegen. Dies unterscheidet die letzten beiden (?) Kalkkrustengenerationen erheblich von den vorhergegangenen und bedeutet letztlich, daß auch rezent unter ökologischen Gunstbedingungen noch Calcrete gebildet werden kann.

7 Entwurf eines chronologisch-klimamorphogenetischen Ablaufs

In den vorangegangenen Kapiteln wurde eine auf dem Reliefformenschatz im Untersuchungsraum basierende analytische Darstellung einzelner Formelemente in ihren regionalen Zusammenhängen erarbeitet. Zur Umsetzung der Reliefanalyse wurde zunächst im Rahmen eines Transektkonzepts formbeschreibend vorgegangen und der vorgefundene Formenschatz in seinen genetischen Zusammenhängen mit aus der Literatur bekannten historisch-genetisch interpretierbaren Indizien abgeglichen. Dazu dienten neben den konkreten Formen in der vorgefundenen Abfolge auch Ergebnisse zur Sedimentation, Klimageschichte und biologisch-ökologischen Entwicklung auf dem namibischen Schelf und in den terrestrischen Transektabschnitten. Des Weiteren wurden Befunde zur Archäologie und Paläontologie Namibias argumentativ herangezogen. Da dem geologischen Bau in dem Transektkonzept keine wichtige landschaftsgeschichtliche Rolle zukam, im Rahmen der Gesamtentwicklung jedoch auf die geologisch-petrographischen Informationen nicht verzichtet werden kann, soll die geologische Ausstattung des Untersuchungsgebiets hier dargestellt werden.

7.1 Geologischer Bau und ältere Landschaftsgeschichte

Ein Hauptteil der in dieser Studie untersuchten Gebiete liegt im Bereich des sog. Inlandsastes des Damara-Orogens, eines spätproterozoischen Gebirgsgürtels, entstanden durch Öffnung und erneutes Schließen des sog. Adamastor-Ozeans (= Protoatlantik) im Khomas-Trog zwischen Kalahari- und Kongo-Kraton. KUKLA (1992: 83f) unterscheidet dabei eine initiale Rift-Phase (Divergenz) vor 700-800 Ma mit Krustenverdünnung und mittelozeanischer Krustenbildung sowie eine Konvergenzphase mit Akkretion, Subduktion unter den Kongo-Kraton und Kollision, die vor etwa 485 Ma (also im Spätkambrium/frühen Ordovizium) abgeschlossen war (KUKLA 1992: 87). Während der Rift-, Subduktions- und Konvergenzphasen wurden sowohl im Schelf- als dann auch im ehemaligen Tiefseebereich große Mengen klastischer Sedimente als terrigene Schwemmfächer auf dem Schelf sowie als marine Schwemmfächer am Kontinentalabhang abgelagert (Turbidite). Im pelagischen Bereich waren carbonatische Schlämme vorherrschend.

Die in den Khomas-Trog eingebrachten pelitischen, siltigen und psammitischen Sedimente erfuhren im Laufe der Konvergenz, insbesondere während der Kollisionsphase eine starke Metamorphisierung und Deformation. Sie bilden heute die Metasedimentite der untersuchten Gebiete. Das Einfallen der Schichten reicht dabei von wenigen Grad bis zur Seigerstellung (etwa auf der Swakophöhe), was erhebliche quartärmorphologische, hydrologische und ökologische Konsequenzen hatte (Kap. 4.2-4.5).

Ein bedeutender Teil der Untersuchungsgebiete liegt im Bereich der Kuiseb-Formation (s. Tab. 30) mit ihren überwiegend schiefrigen, stark quarzführenden und glimmerreichen Metagrauacken und Metapeliten, Amphibol-, Graphit- und stark chlorhaltigen Skapolitschiefern sowie Marmoren. Zwischen den ausstreichenden Kuiseb-Gesteinen lagern die älteren feldspathhaltigen Quarzite, Metaarkosen, Metakonglomerate, Marmore, Biotitschiefer, Amphibolite und Migmatite der Etusis-Formation (Rift-Ablagerungen der Nosib-Gruppe; im Untersuchungsgebiet beispielsweise auf den Farmen Villa Rosa, Helena und Nordenburg an den Chuosbergen) sowie die dolomitisch-calzitischen Marmore, Biotit- und Quarzschiefer der Karibib-Formation (in einem Streifen von Johann-Albrechtshöhe über Karibib, Navachab/Etuis bis zu den Chuosbergen). Viele der Metasedimentite, vor allem die Amphibol- und Skapolitschiefer und die Marmore weisen einen hohen Kalziumgehalt auf (vgl. EITEL, 1993, 1994a), was hinsichtlich der formbildenden Prozesse vor allem bei Lösungsverwitterung und Krustenbildung eine wichtige Rolle gespielt haben könnte.

Der ehemalige mittelozeanische Rücken des Khomas-Trogs ist repräsentiert im sog. Matchless-Amphibolit (KUKLA 1992: 62ff), einer linearen Struktur, die sich von der Namib bei Homeb in nordöstlicher Richtung über 350 Kilometer bis in die Gegend von Steinhausen verfolgen läßt. Das bis zu 3 Kilometer breite Matchless-Member (SACS 1980) besteht hauptsächlich aus Metagabbros, Doleriten und Amphiboliten mit vereinzelt eingeschlossenen Metasedimentiten und bildet heute lokal zum Teil markante und ökologisch bedeutsame Ausbisse (Kap. 4.3). Auch die Amphibolite sind carbonat- und epidotreich (KUKLA 1992: 62). Des weiteren sind unter anderem Calzite und Chlorite enthalten. Kupfervererzungen wurden lokal abgebaut (Matchless, Kupferberg, Hope-Mine, Gorob, Ongombo und heute noch Otjihase). Auf sie stützt sich die Interpretation des Matchless-Amphibolits als Rest ozeanischer Kruste mit Sedimenten und exhalativen Bildungen, die auf den Kalahari-Kraton obduziert wurde oder alternativ diejenige als Lagergang in Sedimenten, die den aktiven mittelozeanischen Rücken des Adamastor-Ozeans überlagerten (vgl. KUKLA 1992).

Am Südrand des Khomas-Trogs, zum Kalahari-Kraton hin, treten feldspatführende Quarzite und Metaarkosen der Kamtsas-Formation sowie glimmerreiche Metasilt- und -sandsteine, Arkosen, Dolomite, blättrige Tonschiefer, aber auch Metaevaporite der Duruchaus-Formation (beide Nosib-Gruppe, ältestes Damara) auf (s. Tab. 30). Die meisten dieser klastischen Gesteine aus terrigenen Sedimenten des Prä-Damara-Grundgebirges liegen auch metabrekziös bzw. als Konglomerate vor. Vorkommende brekziöse Gesteine entstanden u. a. durch die Deformation und Lösung der evaporitischen Lagen während der Gebirgsbildung. Jüngere Brekzien im Auas-Randbereich entstammen tertiären Schlotfüllungen vulkanischen Ursprungs (Kap. 4.4), etwa am Regenstein (GEVERS 1932a, 1934a). Als transportierte Blöcke

und Schotter sind sie gelegentlich in den Gullies von Little Valley, Walhalla und Harmonie zu finden.

Die Kamtsas- und Duruchaus-Formation (Nosib-Gruppe) bilden heute die Nauaspoortberge und die Abdachungsfläche des Khomas-Niveaus (s. u.) zum intramontanen Becken von Rehoboth. Jünger, also bereits zur Swakop-Gruppe gehörig, sind die Quarzite, Quarzglimmerschiefer, Graphitschiefer und Amphibolite der Auas-Formation (Auasberge, Bismarckberge, Lichtensteiner Berge, Regenstein) sowie entsprechend der Hakos- und Chuos-Formation (Hakosberge, Chausib). Auch aus ihnen bestehen heute teilweise sehr markante Inselberge auf dem Khomas-Niveau samt weitgespannten Pedimenten.

Südlich daran anschließend, zum Teil auch als Inliers, schließt sich im Untersuchungsgebiet das Prä-Damara-Grundgebirge an (Mokolian), bestehend aus den Graniten und Granodioriten der Gamsberg-Folge, durchzogen von Metabasit-Dykes, Quarzporphyren, Ignimbriten, Basalten und Rhyoliten der Marienhof- und Billstein-Formation sowie von den Gneisen der Elim-Formation (Khoabendus-Gruppe).

Prä-Damara-Inliers im südlichen Untersuchungsgebiet bilden die Hohewarte-Formation, vor allem im intramontanen Becken von Aris und den östlich daran anschließenden Hochflächen des Seeis-Niveaus (Kap. 4.5) bis Brack und Hohewarte sowie von Ondekaremba bis Okatumba-West mit ihren fast perfekt eingerumpften Paragneisen, Gneisen und Graniten. Diese von metamorphen Magmatiten geprägten Landschaften des alten Kalahari-Kratons zeigen heute markante Unterschiede in Verwitterung, Bodenbildung und Hydrodynamik im Vergleich zu den Landschaften aus Metasedimentiten des Damara-Orogens, obwohl sie vor allem während der kretazischen und tertiären Flächenbildungsphasen auf jeweils gleichem Niveau saprolitisiert und eingerumpft wurden.

Dies gilt auch für die an der Nordseite der Kollisionszone entlang des sog. Okahandja-Lineaments post-tektonisch intrudierten Donkerhoek-Granite. Das Okahandja-Lineament bildet eine Störzone am kontinentalen Widerlager des Kongo-Kratons zur Gebirgszone (vgl. KUKLA 1992). Die Granite stehen in einem bis 40 Kilometer breiten Streifen an, der von der Tumas-Fläche (Namib), wo die gesteinsunabhängige Einrumpfung besonders deutlich wird, über die Tinkas-Vlakte und die Granitlandschaft zwischen Tsaobis und Otjimbingue mit ihren charakteristischen "Wollsack-Felsburgen" bis nach Otjiruse und Klein-Barmen reicht. Daneben waren solche (teilweise porphyrischen und biotitreichen) Granite auch syntektonisch bereits intrudiert, und sind gelegentlich, wie im Swakoptal bei Horebis, anschließend über- und verschoben und zerrüttet worden (vgl. geologisches Profil in Abb. 85, S. 361 und Abb. 89, S. 365). Größere und nachgeordnete Flußtäler, insbesondere der obere und mittlere Swakop, aber auch viele Kuiseb-Zuflüsse des Hochlandes lehnen sich heute an solche Zerrüttungs- und

Verwerfungszonen an, vorwiegend entlang der großen Lineamente. So fließt der Kuiseb streckenweise genau im Bereich der Kontinentalnaht (Us-Pass-Lineament zwischen Eisgaubib und Donkersan).

Insgesamt ist die petrographische Ausstattung dieses Teils der untersuchten Gebiete recht homogen, was sich vor allem quartärmorphologisch, aber auch neotektonisch auswirkt (s. u.). Einer südlichen Küstenzone mit den Prä-Damara-Grundgebirgsgesteinen und den daran anschließenden, mäßig verstellten und überschobenen Meta-Schelfsedimenten folgen zonal die pelagischen Metasedimentite des eigentlichen Khomas-Trogs, durchzogen vom Matchless-Amphibolit. Sie stoßen weiter nördlich erneut auf (Prä-Damara-) Kratonreste, welche durch das Okahandja-Lineament mit seinen syn- und postorogen intrudierten Graniten markiert werden.

Ganz anders stellen sich die nördlich daran anschließenden Untersuchungsgebiete dar, die zum größten Teil heute die sehr gut erhaltene Rumpffläche der sog. „Randstufenlücke“ bilden. Hier, in der nördlichen Zentralzone und der nördlichen Zone des Damara-Inlandastes treten neben den Metasedimentiten und den Syn-Damara-Intrusionen auch kambrische und ordovizische Intrusiva verstärkt zutage, deren Ursache nach MILLER (1983) in einer Aufdomung dieses Teils des Orogens zu sehen ist (vgl. Geological Map of the Damara Orogen, GEOLOGICAL SURVEY 1988). Dabei kam es zu zahlreichen Brüchen und Verwerfungen der durch den hohen Kollisionsdruck ohnehin bereits verstellten Schichten und zu wiederholten Intrusionen. Der größte zusammenhängende Bereich spät- und posttektonischer Intrusiva ist die Rumpffläche zwischen dem westlichen Ombotzu-Vorland und östlichem Erongo-Vorland, also nahezu das gesamte obere Einzugsgebiet des Khan und Omaruru (vgl. Abb. 46, S. 197), mit ihren charakteristischen kleinen granitischen und porphyritischen Inselbergen (z. B. die Omaruru-Kuppe auf Farm Loskop). Dazu gehören auch die Leukogranite des nördlichen Erongovorlandes (Papageienberge, Otjompaue, intramontanes Becken von Omandumba und Etemba) mit ihren charakteristischen Wollsack-Verwitterungsformen. Kleinere Vorkommen der enger untersuchten Gebiete finden sich auch auf Epako, Schönfeld, Okongue und Okakongo (Immenhof, dortselbst auch Pegmatite). Die Zone vielschichtiger tektonischer Aktivität mit ihren Intrusionskörpern wird nach Norden von einem bis 50 Kilometer breiten Streifen syntektonisch intrudierter, grobkörniger, biotitreicher, bisweilen porphyrischer Granite begrenzt. Weiter nördlich wiederholen sich kontinuierlich die Metasedimentite einer dem Khomas-Trog entsprechenden, ehemals pelagischen Ablagerungsserie mit einem Widerlager am sog. Kamanjab-Inlier, der zum Kongo-Kraton gehört.

Sowohl das Prä-Damara-Basement (Inlier) wie auch die Damara-Metasedimentite, -Intrusionskörper und posttektonische Intrusionen sind auch hier heute extrem eben eingerumpft;

Pedimente sind sehr weit gespannt. Insbesondere gilt dies natürlich für die Dolomite, Schwarzkalke und deren karbonatische Metakonglomerate des sog. Etoscha-Bogens (Otavi-Gruppe), der sich vom Gaikos-Inselberg im Osten über das Otavi-Bergland als Randfazies um den Kamanjab-Inlier herum bis ins östliche Kaokoveld/Westowambo zieht. Dabei handelt es sich überwiegend um karbonatische Reste einer Schelf- und Flachwassersedimentation, wie die zahlreichen Stromatolithen belegen. Solche karbonatischen Metagesteine des frühen Damara haben seit dem Beginn des Känozoikums eine hervorgehobene Bedeutung hinsichtlich Stofftransport und Ökodynamik. Durch ihre leichte chemische Verwitterbarkeit und Löslichkeit kommt es auch unter (semi-) ariden Bedingungen noch zu beträchtlicher Lösung und Zersatz. Somit ist in den Marmoren, Dolomiten und Schwarzkalken der Otavi-Gruppe die wichtigste Karbonatquelle des nördlichen Namibia im Hinblick auf die Imprägnierung und Verkrustung (Calcrete, Dolocrete) späterer terrigener Lockersedimente zu sehen (Kap. 5). Detaillierter landschaftsökologisch untersucht wurden Gebiete im östlichen Ausstreichen dieser Otavi-Zone (KEMPF 1994), vergleichend dazu solche am Südsaum des Kamanjab-Inliers (mittleres Ugab-Tal, oberes Huab-Tal) und im Warmquelle-Becken.

Sehr ähnliche Verhältnisse sind partiell auch im weiter südlich gelegenen Detail-Untersuchungsgebiet Epako-Tjirundu-Okongue zu finden, allerdings mit dem Unterschied, daß dort häufiger die oben erwähnten syn- und posttektonischen granitisch-porphyrischen Granit- und Pegmatit-Intrusiva auftreten. Aber auch hier sind die alten carbonatischen Gesteine stark verkarstet; Schlotfüllungen und Paläoböden wurden karbonatimprägniert (Kap. 4.2.1.7). Solche imprägnierten Schlotfüllungen können später erneut karstüberprägt sein, wobei, wie im Falle der Albrechtshöhle (Okongue), jüngere Lösungsformen keinen morphologischen Unterschied zwischen dolomitischem Festgestein und carbonatisierter Füllung machen müssen (Tafel 1, Foto 4).

Die Reste der frühen korrelaten Abtragungsprodukte der Damara-Orogenese (Schwarzrand- und Fish-River-Untergruppe der Nama-Gruppe im Süden, Mulden-Gruppe im nördlichen Namibia) liegen überwiegend außerhalb der in dieser Arbeit betrachteten Gebiete. Es ist also ein Hiatus feststellbar, ein Zeitraum vom Kambrium bis in die Trias, in dem überwiegend extrakontinental (?) abgetragen wurde. In den Untersuchungsgebieten sind korrelate Gondwana-Sedimente nicht (mehr?) festgestellt worden. Lediglich im südlichen und zentral-südlichen Namibia sowie in Teilen des Kaokoveldes finden sich permokarbone Ablagerungen der Dwyka- und Ecca-Gruppen (Karoo). Vereinzelt Reste der Nama- und Witvlei-Gruppen (im Liegenden der Nama) treten in einem Senkungsbereich entlang einer Verwerfung nahe des nördlichen Randes des Kalahari-Kratons mit der diskordant aufliegenden Kuibis-Untergruppe zutage. Hierbei handelt es sich um glaukonitführende Tonschiefer, Schwarzkalke und

Quarzite (Zaris-Formation) sowie eingelagert graue Quarzite und quarzitisches Konglomerate (Dabis-Formation) und Kalke, Dolomite, Quarzite, Ton- und Mergelschiefer (Buschmanns-klippe-Formation, Witvlei-Gruppe). Kalke und Dolomite sind auch hier stark verkarstet (z. B. Farm Arnhem, s. Abb. 62, S. 287), andere Gesteine saprolitisiert. Der flächenhaft größte Teil der Nama-Sedimente beginnt südlich des Naukluft-Deckenkomplexes und damit weit südlich der in dieser Studie untersuchten Gebiete.

Im Kambrium war mit dem Ende der Gebirgsbildung auch die Inlandsedimentation vorläufig abgeschlossen; es sei denn, daß ältere evtl. vorhandene Karoo-Sedimente später vollständig abgetragen wurden. Im Zuge einer weiten Rumpfflächenbildung wurden sämtliche Gesteine von den Kratonen bis zum spätesten Damara samt ihrer syntektonischen Intrusiva gekappt und tiefgreifend chemisch verwittert. Sie wird hier als „Damara-Rumpf“ bezeichnet (Abb. 120). Die bereits erwähnte postorogene Aktivität entlang der alten Störungsachsen führte vor allem im Bereich der heutigen Randstufenlücke zur weiteren Intrusion von Granitoiden, Pegmatiten und Diabasgängen, die vermutlich lokale Aufwölbungsvorgänge markieren. Für diese Aufwölbungen und damit die Existenz einer bereits gondwanazeitlich angelegten, von Basalten begrabenen, sanft nach Westen geneigten Rumpffläche spricht die nach Osten geringermächtig werdende Etendeka-Flutbasaltdecke (s. u.), die diese heute wieder aufgedeckte Fläche konserviert hat.

Bei fortschreitender oder postbasaltisch wieder aufgenommener Tieferlegung der Rumpffläche wurden auch diese Intrusiva gekappt und die Basalte in weiten Bereichen ausgeräumt; nur wenige Inselberge mit ausgedehnten Pedimenten blieben bis heute übrig. Diese Ausräumung ist in drei verbreiteten postbasaltischen Rumpfflächenstockwerken erhalten, der Prä-HR-1-Fläche (*African Surface*), der Hauptrumpffläche und der Post-HR-1-Fläche. SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) erkennen mit der Prä-HR-2-Fläche, die aber im zentralen Namibia überwiegend nur als Randverebnung an hohen Inselbergen erhalten ist, ein viertes postbasaltisches Flächenstockwerk. Dies konnte für das Kaokoveld bestätigt werden.

In den hier betrachteten Gebieten ist eine Inlandsedimentation erst mit der Bildung der Omingonde- (Tonsteine, Siltsteine, Sandsteine) und Etjo-Formation (überwiegend äolische Sandsteine) innerhalb der Karoo-Supergruppe vor etwa 250 Ma nachweisbar. Diese Schichten liegen winkeldiskordant der präkambrisch/kambrischen Damara-Rumpffläche auf. In Omingonde-Gesteinen ist heute die Rumpffläche vom Ombotzu nordwärts bis Okonjima mit den postetjozeitlich intrudierten Omatako-Doleriten (ca. 160 Ma) und ostwärts bis zum Waterberg ausgebildet, wo sie unter Kalahari-Sedimenten verschwindet. Dabei schneidet der Pedimentsaum der Omatako-Berge naben Omingonde- auch Relikte der überlagernden Etjo-Sandsteine. Die Etjo-Formation repräsentiert einen mesozoisch-rhätischen Gondwana-Wüstengürtel

(MAACK 1969). Eingerumpfte Etjo-Reste sind aufgrund der jüngeren Waterberg-Verwerfung am Omuveroume-Waterberg-Plateau und seinem östlichen Vorland erhalten, ebenso am Etjo-Plateau, im Gelände westlich Twyfelfontein und im westlichen Brandberg-Messum-Gebiet.

Die überwiegend gut schüttenden Wasserquellen unter Etjo-Resten lassen ebenso auf tiefgründige chemische Verwitterung, wahrscheinlicher sogar auf erhebliche (Sandstein-) Verrostung schließen. Über die frühere Ausdehnung der Etjo-Sandsteindecke kann nur spekuliert werden. Die heute höchstgelegenen Relikte bilden die von Silcrete abgeschlossene Kappe des bis 2350 Meter hohen Großen Gamsbergs, die ebenfalls diskordant und saprolitisiert einer älteren Rumpffläche aufsitzt sowie ein Vorkommen auf der ehemaligen Farm Naukluft in ca. 1960 m Höhe (Etjo-Plateau auf dem Hochlandsscheitel: 2050-2080 m ü. NN; Omuveroume: 1900 m ü. NN; Waterberg: 1650-1800 m ü. NN; Östliches Waterberg-Vorland: ca. 1500 m ü. NN; Namib-Twyfelfontein: 200-900 m ü. NN). Die den Gamsberg umgebende Hohenheim-Göllschauer-Fläche ist im Zuge der paläozänen bis mittelmiozänen Haupttrumpfflächenbildung erneut aufgedeckt und um einige 100 m tiefergelegt worden (Khomas-Niveau, Höhenlage 1800 m ü. NN im Westen, bis 1900 m ü. NN im Osten).

Weiter südlich, im Namib-Bereich, wird der angeblich auf, in Wirklichkeit aber unter der sog. „*Namib Unconformity Surface*“ (NUS, nach OLLIER 1977) liegende, völlig eingerumpfte und mit Calcrete versiegelte Tsondab-Sandstein als Etjo-Erosionsrest angesehen (RUST 1996, Kap. 4.2.1.9). Dies könnte ebenso gelten für die sog Buntfeldschuh-Formation (SACS 1980: 609), die in Südnamibia ins Eozän oder Paläozän gestellt wird, jedoch die gleiche Morphoposition einnimmt und ebenfalls eingerumpft ist. Aufgrund ihrer identischen morphologischen Lage können auch die sog. Botletle-Schichten der Kalahari (nach PASSARGE 1904: 191ff) möglicherweise als Etjo-Reste interpretiert werden, worauf die in Kap. 4.6 erwähnten Hinweise schließen lassen. Als jüngere Karoo-Sedimente werden die Sandsteinkonglomerate und Brekzien angesehen, die die Erongo-Basalte unterlagern und wahrscheinlich kurz vor dem Gondwana-Rifting abgelagert wurden (EMMERMANN 1979: 20). Die känozoische Bedeutung des Etjo-Sandsteins liegt in seiner Funktion als Material-Lieferant für die endtertiäre und quartäre Kalahari-Verfüllung nach fluvialer Aufarbeitung.

Zeitlich beendet wird die Karoo-Supergruppe von den Flutbasaltdecken der Etendeka-Formation, die an der Jura-Kreide-Wende (vor 120 Ma, nach SACS 1980) großflächig das Relief im nordwestlichen und zentral-westlichen Namibia plombierten und heute überwiegend Etjo-Sandsteinen aufliegen, sich teilweise mit diesen auch verzahnen (Kaokoveld, nördliche Namib, Gobobosebberge, Reste auch am Brandbergfuß und in den Höhenlagen; alle außerhalb der untersuchten Gebiete). Hangend zu den Basalten finden sich teilweise kretazische inter-

Tabelle 30: Geologie Zentral-Namibias (vereinfacht)																															
Zeitalter (Sequenz)	Gruppe etc.	Isotopenalter (~Ma)	Stratigraphische Einheiten		Lithologie (Beispiele)	Lokalisierung (Beispiele)																									
			Sedim./Vulk.	Intrusionen																											
<u>Quartär</u> ?	Kalahari		GORDONIA		Quarzsand	Kalahari/Namib																									
		0,5-1 (?)	OMATAKO/ ANDONI		Quarzsand, Gerölle, Calcrete	Kalahari/Namib																									
		1,2-1,8 (?)	EISEB/ OLUKONDA		Quarzsand, Gerölle, Calcrete	Kalahari/Namib																									
		(Mittel-) Pliozän ?	2,5-4 (?)	TSUMKWE/ BEISEB		Gerölle, Sand, Grus, Calcrete	Kalahari/Namib																								
<u>Tertiär</u> Oligozän	Etjo- Diskordanz	32-39		AUAS	Phonolit, Trachyt	Auas-Berge, Aris																									
<u>Kreide</u>				Post-KAROO	Granit, Rhyolit	Erongo, Spitzkoppe																									
	Karoo	120	ETENDEKA/ RUNDU	SIKERETI	Kimberlite Basalt	Erongo, nördl. Damaraland																									
		180		KAROO	Diabas	Ombotzu, Erindi, Omatako-Berge																									
<u>Jura</u>		200-205	ETJO basales ETJO (Tsondab-SS- Member)		Äol. Sandsteine Sandsteine, später verkieselt (Chalze- done, Silcrete), Konglomerate	Waterberg, Etjo Namib (Tsondab); Kalahari (Botletle), Gamsberg, Ovambo-Becken																									
<u>Trias-Perm</u>		200-260	OMINGONDE		Sandsteine, Ton- und Siltsteine	Omatako- Rumpffläche																									
<u>Kambrium</u>	Damara- Diskordanz	470-560		DONKER- HOEK SALEM	Granit, Pegmatit, Granodiorit Leukogranit	Papageienberge, Otjimbingue, Khanfläche																									
		Nama		KUIBIS		Sandsteine, Schwarzkalke	Arnhem, östl. Neu- dammer Hochland																								
<u>Prä- kambrium</u> Damara	Swakop	540-700	KUISEB		Metagrauwacken- Metapelit-Schiefer, Amphibolschiefer, Marmor, Quarzit Granatgneis	Khomas- Hochland, Neudammer Hoch- land, Zentrale Pränamib																									
							680	Members: Tinkas		Graphitschiefer, Turbidite	Otjimbingue- Swakoptal																				
												Matchless Kleine Kuppe		Amphibolit, Laven	Khomas-Hochland																
																KARIBIB		Quarzit, Schiefer, Marmor	Windhoek, Finkenstein												
																				CHUOS		Marmor, Biotit- Schiefer	Karibib-Usakos								
																								OBERWASSER		Schiefer, Quarzit, Mixtit	Krumhoek, Hohewarte				
																												HAKOS AUAS		Biotit-Schiefer	Randstufenlücke
	Nosib		Quarzit, Graphit- Schiefer	Hakosberge Auasberge																											
					ETUSIS		Quarzite, Arkosen, Grauwacken	Chuosberge, Otji- pateraberge																							
									KAMTSAS		Quarzite, Schiefer	Neudammer Hl.																			
Sinclair													1160-1210		GAMSBERG	Granit	Gamsberg, Horn- krantz, Rostock														
																			1600 > 1800	MARIENHOF		Quarzite, Phyllit	Dordabis								
																									> 1800	HOHEWARTE/ ABBABIS					
																													> 1800	HUAB	

Tabelle 30: Vereinfachte Darstellung zur Geologie Zentral-Namibias.

7.2 Jüngere Reliefgeschichte

7.2.1 Grundbedingungen für die Entstehung einer Randstufenlücke

Wie in Kapitel 4.3.2 und in Kapitel 7.1 dargestellt, kam es im Bereich der heutigen Randstufenlücke sowohl post-orogen und karoozeitlich als auch post-etendekazeitlich zu mannigfachen Intrusionen, die im Zusammenhang mit der Gondwana-Tektonik stehen und an der Landoberfläche zu domartigen Strukturen führten. Diese regional unterschiedlich dimensionierten Wölbungserscheinungen waren allerdings nicht so ausgedehnt, als daß sie nicht von der tropischen Flächenbildung hätten eingerumpft werden können. Viele der Intrusionskörper sind heute im Flächenniveau vollständig gekappt oder zeigen noch Rest-Inselberge mit weit gespannten Pedimenten. Eine Folge der tektonischen Ereignisse im Zusammenhang mit dem Zerschneiden und Verdriften Gondwanas war allerdings die (ober-) kreidezeitliche und früh-tertiäre Entstehung von lokalen Rumpftreppen, insbesondere von Randverebnungen, wie sie zum Beispiel rund um den Brandberg, aber auch an der Omaruru-Kuppe oder am Erongo und anderen Inselbergen deutlich werden. So sind an den Intrusiva oder deren Reliktinselbergen Phasen mit Fußflächenbildung zu erkennen, die sich mit einer konkaven (ehemaligen) Arbeitskante von den glockenförmigen Hängen absetzen und damit das damalige Vordringen der Fläche gegen dieselben markieren.

Ursächlich ist vor allem die von den intrusionsbedingten Aufdomungen induzierte regionale und lokale Veränderung der Erosionsbasen und Hangneigungen zu sehen, die zu Veränderungen der Abflußlinien von tropischen Flüssen führte. SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) korrelieren diese Randverebnungen als Rumpfflächenstockwerke auf subkontinentalem Maßstab und stellen sie als Prä-Haupttrumpfflächengenerationen vor die Bildung der alttertiären *African Surface* (nach KING 1951). Tatsächlich ist aber eine Korrelation eher schwierig, da die postorogenen wie besonders auch die gondwanazeitlichen tektonischen Ereignisse (v. a. die Intrusionen und die damit verbundenen Aufwölbungen) zeitlich variabel und regional begrenzt waren.

Außerdem hat schon die Damara-Tektonik in diesem Bereich der Kratongrenzen mit ihren granitischen und porphyrischen Intrusiva die an sich homogene Struktur der Metasedimentitlagen stark zerrüttet. Deckenüberschiebungen, starke Verfaltungen, Monoklinenbildung, seltener Brüche und Verwerfungen erzeugten zum einen ein sehr heterogenes Bild der geologischen Ausgangsbedingungen für die Reliefbildung, zum anderen wurden durch die starken Zerrüttungen gute Bedingungen für besonders tiefgründige chemische Verwitterung und davon abhängige Flächenbildung gelegt. Der gondwanische Vulkanismus und Plutonismus der Karoo und der kretazische der Post-Karoo förderten diese Bedingungen noch, weil sie hier nicht zur langradialen, großflächigen Aufwölbung führte (Grundbedingungen einer Rand-

stufenentwicklung, s. u.), sondern eben nur zu regionalen oder lokalen Aufdomungen, die von der Flächenbildung wahrscheinlich noch im Zuge der Aufdomung ausgeglichen werden konnten. Dies führte zum mehr oder weniger kontinuierlichen, großräumigen Flächenerhalt im Gebiet der sog. Randstufenlücke zwischen 20° und 22° s. Br., im Gegensatz zu den weiter nördlich gelegenen Kaoko-Randstufenlandschaften und der südlich gelegenen Khomas-Randstufe (Kap. 4.3.).

Eine weiterreichende Gesteinsbedingtheit für die Entstehung der Randstufenlücke (HÜSER 1991) besteht nicht, wie in Kap. 4.3.2 belegt wird. Die Rumpffläche der Randstufenlücke schneidet alle vorkommenden Gesteine (Abb. 121). Wie BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997: 4) bemerken, verläuft die Randstufe in Teilen des Namaqualandes gänzlich im Granit (vgl. auch SPÖNEMANN 1995, 1997) und auch HÜSER (1977: 23) vermerkt, daß der Sockel des Escarpments weitläufig aus Graniten besteht. Auch im Kaokoveld, etwa bei Puros, erfolgte teilweise eine Ausbildung im Granit. Das dominante Vorkommen von Granitgesteinen kann also als alleinige Erklärung für die Existenz einer Escarpmentlücke nicht standhalten. Gerade die granitoiden Gesteine sind es, die heute dort noch einen eventuellen Stufenverlauf z. B. am Brandberg oder Erongo bzw. den angedeuteten Inselbergketten am ehesten nachzeichnen.

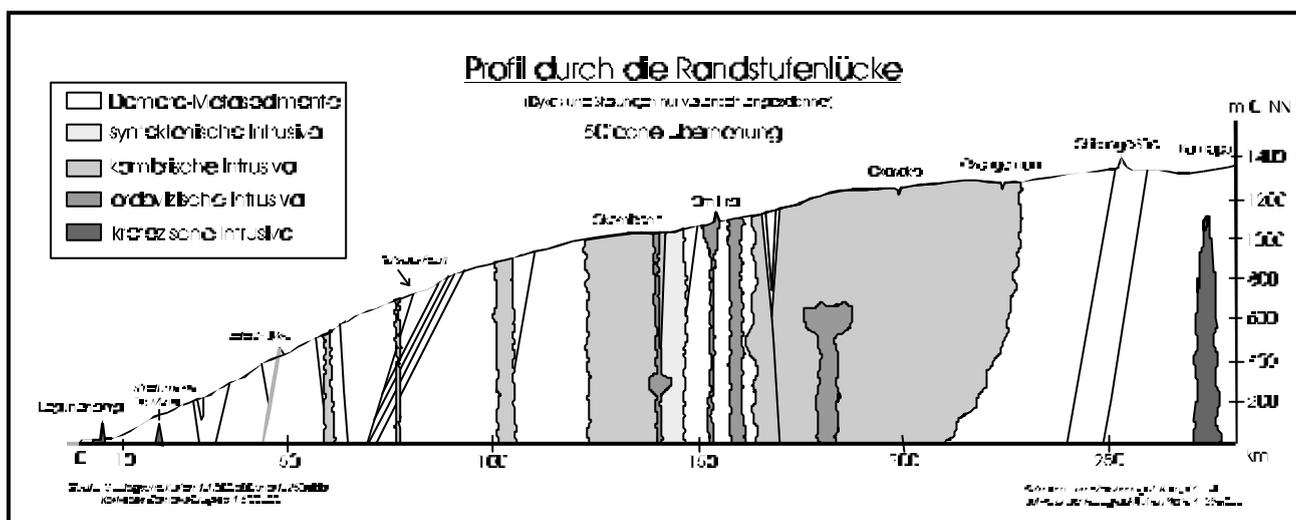


Abbildung 121: Stark überhöhtes Profil durch die Randstufenlücke vom Lagunenberg bis Kamapu. Deutlich wird, daß alle Gesteinstypen aller Zeitalter flächenhaft gekappt wurden und eine konvexe Aufwölbung der Fläche vorliegt.

Für die tertiäre und quartäre Landschaftsentwicklung Namibias und damit auch für alle Primärdeterminanten des Milieus überaus bedeutsam war das kretazische Auseinanderbrechen Gondwanas in die Kontinente Afrika und Südamerika (u. a.) mit der sukzessiven Entstehung des (Süd-) Atlantiks. Dieses „neotektonische Ereignis“ gilt gemeinhin als der „einzige“, zumindest aber der wichtigste jüngere Reliefbildungsimpuls im Untersuchungsraum (vgl. HÜSER 1989: 96, 1991: 32). Klimamorphologisch fällt dieser Impuls in eine Zeit intensiver Flächenbildung (Bildungszeitraum der Prä-HR-1-Fläche) unter relativ feuchtwarmen Bedin-

gungen. Als initialer Prozeß wird vielfach eine Taphrogenese, also die Entwicklung eines Grabenbruches angenommen. Begleitend kam es zu einer Effusion von großen Mengen an Flutbasalten (Etendeka, s. Kap. 7.1), die alte Reliefformen (im wesentlichen sanft geneigte Rumpfflächen mit nur wenigen Inselbergen) konservierten und „plombierten“ (HÜSER 1991: 32) sowie zu verstärktem Plutonismus und Vulkanismus in aus der Taphrogenese resultierenden Schwächezonen. Allerdings kann unter flächenbildenden Bedingungen nur in sehr eingeschränktem Umfang von Reliefplombierung gesprochen werden, da zum einen die tiefgründige chemische Verwitterung schnell einsetzte, zum anderen der teilweise sehr oberflächennahe Plutonismus die hangenden Schichten mechanisch stark beanspruchte. In diesem Schwähebereich, der schon karoozeitlich und während der Damara-Orogenese als Kontaktzone der Kratone hohem tektonischen Druck unterlag (s. o.), war durch großflächige Einrumpfung eine eventuell vorhandene initiale Grabenschulter bis zum mittleren Tertiär quasi vollständig verschwunden und die erwähnte Randstufenlücke ausgebildet.

Gravierende Klimaänderungen von der Kreide bis zur Etablierung des Benguela-Stroms im Endmiozän (SIESSER 1980) oder (frühen ?) Pliozän, die zu einer Änderung im Verwitterungs- und Abtragsregime hätten führen können, sind nicht nachzuweisen. Daraus ist zu folgern, daß eine initiale Randschulter, so sie als Bruchstufe auf dem heutigen Festland entstanden sein soll, vermutlich längst der Abtragung unterworfen worden sein müßte. Das Nicht-Vorhandensein einer Randstufe wird als Indiz dafür angesehen, daß der initiale Grabenbruch durch Aufdomung des gondwanischen *mantle plumes* heute im Kontinentalabhang des Schelfrandes zu sehen ist, wie in Kap. 4.3.2 vermutet.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß im Rahmen der namibischen Landschaftsgenese drei große tektonische Provinzen auszugliedern sind:

1. Tektonische Erscheinungen, die mit der Öffnung und dem Wiederschließen des Adamastor-Ozeans und der damit in Verbindung zu bringenden Damara-Orogenese im Proterozoikum und Paläozoikum in Verbindung zu bringen sind. Davon sind alte, metamorph belastete Kratongranite (Öffnung) und die in Kap. 7.1 erwähnten syn- und post-Damara-Intrusiva (Orogenese) ebenso erhalten, wie großräumige, alte Lineamente.
2. Tektonische Erscheinungen, welche im Zusammenhang mit dem Zerbrecen und Auseinanderdriften von Gondwana stehen, wie die jüngeren Intrusiva (Erongo- oder Brandberg-Granite, Foyaite, Syenite) und Effusiva (Carbonatit- und Kimberlitschlote, Etendeka-Basalte etc.) aus dem Mesozoikum
3. Die vergleichsweise schwachen känozoischen Tektonik-Erscheinungen mit Phonolithen, Trachyten, hydrothermalen Bildungen und den Reliefindizien (Wölbungen, Verwerfungen, Flexuren, Zerrungsspalten).

In vorliegender Arbeit sind hauptsächlich die Erscheinungen der 3. tektonischen Provinz von Interesse, da sie in Zusammenhang mit der Reliefgenese gesehen werden.

7.3 Die Bildung des heutigen Großreliefs der untersuchten Gebiete

Gegenüber der in Kap. 4.3.2 infrage gestellten Theorie der Interpretation von Randstufen als zurückweichende Randschwellen im Rahmen der „*New Global Tectonics*“, bietet die ältere geomorphologische Forschung einige ergänzende Ansätze zur Erklärung der Randstufe als beherrschendes strukturelles Merkmal der untersuchten Gebiete. HÜSER (1991) gibt hierzu eine Übersicht. Dabei wird deutlich, wo die jeweiligen Forscher Interpretationsschwerpunkte des Großformenschatzes setzten. Als generelle Tendenz ist festzustellen, daß sich die Vorstellungen zur Randstufenentwicklung von einer sehr stark bruchtektonisch bezogenen Sichtweise über kombinierte Tektonik-Abtragungsmodelle hin zu einer Interpretation der Randstufen als reine Abtragungsstufen wandelten.

PASSARGE (1908: 15) erkannte ein „in Brüchen allseitig zum Meer hin absinkendes altes Rumpfgebirge“, wobei er also die tektonische Entstehung betonte. Dieser Ansatz wurde weiterentwickelt von KAISER (1926), JAEGER (1930) und BORN (1932), die gemäß der Theorie der „morphologischen Analyse“ von W. PENCK die Küstenabdachung als Rumpftreppe oder „Piedmonttreppe“ bezeichneten, eine Vorstellung, die auch OBST & KAYSER (1949) aufgriffen. Diese Autoren kombinierten also eine bruchtektonische mit einer flächenbildenden Komponente bei der Randstufenentwicklung, wobei allerdings das Schwergewicht auf der Annahme einer phasenhaft intermittierenden Hebung lag. Auch KING (1951 u. a., zuletzt 1978) verfuhr derart, trennte jedoch ganz im Sinne W. M. DAVIS' streng zeitlich Hebungs- und Flächenbildungsphasen voneinander, was von OLLIER & MARKER (1985) weitgehend übernommen wurde.

A. PENCK (1906) und ROGERS (1920, 1928) sowie die Geologen KRENKEL (1928: 463ff) und CLOOS & CHUDOBA (1931) legen den Bedeutungsschwerpunkt auf den Faktor Abtragung, sprechen allerdings von Schichtstufen, die sie als strukturbedingte Formen ansehen. Für die Entwicklung solcher Schichtstufen und der zugehörigen „Akkordanz-Dachflächen“ setzen sie eine großräumige Aufwölbung des Subkontinents voraus. Tatsächlich sind ja die namibischen Landoberflächen aber keinesfalls identisch mit Schichtflächen, sondern es liegt überall eine Kappung unterschiedlichster Gesteine vor. Auch ABEL (1955a: 56, 1959a: 259) betont, daß die geologische Schichtenfolge in keinerlei Zusammenhang mit dem Verlauf der Randstufe steht, sondern diese eine „ausgesprochene Abtragungsstufe“ darstellt, die in unterschiedlichen Gesteinen von Nord nach Süd ausgebildet ist (S. 448). Tatsächlich zerschneidet die Stufe im Khomas-Bereich meridional die eher breitenparallel liegenden, steil einfallenden

Metasedimente (Damara), südlich anschließend den Naukluft-Deckenkomplex, die Kalke und Sandsteine der Kuibis-Subgruppe (Tsaris- und Dabis-Formation) samt den gekappten darunter liegenden Graniten (Sinclair-Sequenz). Eine Gesteinsabhängigkeit des Stufenverlaufs ist nach den Ausführungen in Kap. 4.3.1 nicht gegeben. Allerdings erklärt HÜSER (1989), wie oben erwähnt, die Existenz der Randstufenlücke gesteinsbedingt (keine Ausbildung in Graniten). Dies ist jedoch nur indirekt der Fall, indem die Magmatit-Intrusionen dort lediglich zu lokalen/regionalen, leicht einzurumpfenden Aufdomungen (s. o.) geführt haben und nicht zur für die Randstufenentwicklung notwendigen Arkogenese (s. u.) oder Monoklinenbildung (vgl. auch SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1992, SPÖNEMANN 1995, 1997).

Ebenso wie KING (1951) erkennt auch BIRKENHAUER (1991) verschiedene Flächenniveaus, die allerdings im Vorland der Randstufe subkontinental einheitliche Thalassoplains darstellen sollen. Da diese sich nur über den Meeresspiegelstand als Brandungsplattformen definieren lassen, nimmt er gewaltige Transgressionen an, die durch „tekto-eustatische Meeresspiegelanstiege“ verursacht sein sollen. Das höchstgelegene Niveau liegt (heute) immerhin bei 1000 m ü. NN und soll aus der Unterkreide stammen (BIRKENHAUER 1991: 125). Obwohl dieser Ansatz aufgrund der letztlich nicht bewiesenen sehr bedeutenden Meeresspiegeländerungen abzulehnen ist, führt er doch zu der anscheinend zutreffenden Feststellung, daß die Lage des Escarpments sich seit seiner Entstehung nicht wesentlich geändert hat.

7.3.1 Das Hochland, Proximalbereich einer früh- bis mitteltertiären Aufwölbung

Synthetisiert man die belegbaren Teile der in der Literatur publizierten Beobachtungen mit den eigenen, so läßt sich die Genese des zentralnamibischen Hochlandes, insbesondere des Khomas- und Neudammer Hochlandes und seiner angrenzenden Landschaften anhand eines Merkmalskatalogs wie folgt darstellen:

(1) Eine präexistente, nahezu perfekte, vermutlich jurassische oder ältere Rumpffläche (Damara-Rumpf, s. Abb. 120) der tief durchwitterten, vormals unter mächtiger tropischer Bodendecke befindlichen und nach deren Abtrag teilweise mit Silcrete bedeckten Etjo-Sandsteine wurde im Rahmen des Auseinanderbrechens Gondwanas durch plutonische Ereignisse zerrüttet, teilweise verstellt und durch vulkanische Aktivität im Bereich der heutigen Randstufenlücke von spätjurassisch-kretazischen effusiven Flutbasalten (Etendeka-/Twyfelfontein-Formationen) partiell überdeckt. Durch Aufwölbung des *mantle plumes* entstand ein Grabenbruch, der im weiteren Verlauf zum (Süd-) Atlantik wurde. Daneben gab es regional aufwärts gerichtete Krustenausgleichsbewegungen (Aufdomungen), die lokal die Gefälle und

Erosionsbasen der tropischen Flüsse und Spülmulden veränderten und so an den wenigen Inselbergen und entstandenen Vulkanen bzw. Plutonen (Messum, Brandberg, Erongo etc.) Randverebnungen in unterschiedlichen Höhenniveaus entstehen ließen. Eine Korrelation dieser vermeintlichen Flächenniveaus ist aufgrund der lokalen oder allenfalls regionalen Dimension meist nicht möglich und auch nicht zweckmäßig. Es kann daher weder auf Einrumpfungsphasen noch auf Klimawechsel geschlossen werden. Ob ein bisweilen wohl exzessiver Vulkanismus gravierend ins Globalklima eingegriffen hat, ist nicht feststellbar. Am Flächenbildung begünstigendem Klima hatte sich allem Anschein nach nichts geändert.

(2) Im weiteren Verlauf wurden nach Abschluß der Vulkanitförderung die Etendekaschichten und die großteils liegenden, stark zerrütteten und saprolitisierten Etjo- und Omingonde-Formationen eingerumpft und abgetragen. Alte, fossilisierte Rumpfflächen wurden wieder frei und tiefergelegt. Geringe Meeresspiegelschwankungen können während dieser Phase zeitweilig die Neueinstellung küstennaher Erosionsbasen und damit die weitere Entstehung von vermeintlichen Flächenniveaus und Randverebnungen an Inselbergen und Bruchschulterresten verursacht haben (z. B. Flächenniveau der Omaruru-Kuppe oder des Jungfraubergs bei Karibib, evtl. auch des Ombotozu). Eine Korrelation ist auch hier kaum möglich, denn eine subkontinentale Höhenkonstanz, von der z. B. BIRKENHAUER (1991) oder SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) ausgehen, ist nicht gegeben. Die Bruchschulter oder Randschwelle wurde, sofern sie nicht im ozeanischen Kontinentalabhang enthalten ist, fast völlig aufgelöst.

(3) Im Bereich der sog. Randstufenlücke, wo die tektonische Beanspruchung seit dem Proterozoikum besonders heftig war, entstand erneut eine quasi perfekte Rumpffläche, deren Weiterbildung vermutlich bis ins Pliozän reichte. Anders im Bereich der Damara-Metasedimente und angrenzender Kratonreste des Khomas-Bereichs: Hier fand sehr wahrscheinlich im Gefolge des Abtrags der Karoo-Schichten unter flächenbildenden Bedingungen eine lang-radiale, elliptisch-linsenartige Aufwölbung statt. Der Prozeß, der zu dieser Aufwölbung geführt hat, wird hier als „Arkogenese“ (siehe Kasten) bezeichnet. Dies wurde in ähnlicher Weise bereits von Fritz JAEGER während seines Aufenthaltes 1914-1919 erkannt und eingehend beschrieben (JAEGER 1928). Auch OBST & KAYSER (1949: 251) und ABEL (1955a: 85) übernahmen die Ansicht einer tertiären Aufwölbung des Hochlandes, in deren Verlauf die Randstufe angelegt wurde.

Arkogen und Arkogenese

Zur Charakterisierung von weitgespannten Wölbungsstrukturen in der Morphodynamik wird in dieser Arbeit der Begriff des *Arkogens* verwendet. Die Bildung eines Arkogens geschieht durch *Arkogenese*. Beide Begriffe haben ihren Ursprung in der russischen Tektonik- und Lagerstättenforschung als Ergänzung zur Plattentektonik. Sie wurden erstmals 1948 von E. V. PAVLOVSKIJ in einem Aufsatz mit dem übersetzten Titel „Vergleichende Tektonik der mesozoischen Strukturen Ostsibiriens und der großen Riffe Afrikas und Arabiens“ (Izv. AN SSSR, Ser. Geol. 5: 17-31) verwendet und bei der deutschen Übersetzung von I. V. KORESKOVs „Svodooobrazovanie i razvitie zemnoj kory“ durch O. LEEDER 1983 übernommen*.

Der Begriff ist hergeleitet aus dem lateinischen *arcus* (= Bogen, Wölbung) und soll hier ein großräumiges Phänomen kennzeichnen, im Gegensatz zur kleinräumigeren „Aufdomung“ oder „Kuppel“. In vorliegender Arbeit wird „Arkogenese“ nicht unbedingt im Sinne der russischen globaltektonischen Theoreme, sondern lediglich zur morphogenetischen Charakterisierung des besprochenen Einzelfalles im Sinne von „linsenförmig“ angewandt. Vermutlich kommen auch längsgestreckte Arkogene vor. In erster Linie soll hier der morphogenetische Unterschied zur Gebirgsbildung („Orogenese“ durch Plattenkollision, „Taphrogenese“ bei Plattendrift, „Epirogenese“ als Festlandbildung mit Bruchtektonik) und die morphologische Beschreibung betont werden. Ihre Ursache haben Arkogene vermutlich in schwachen Ausgleichsbewegungen der (oberen) Asthenosphäre. Sie sind also vermutlich an relative Absenkungen gekoppelt.

Als morphologische Merkmale mögen gelten:

1. Schwache Tektonik (seismische Aktivität, Thermalquellen, in besonders aktiven Phasen schwacher Vulkanismus, vor allem in Proximalbereichen),
2. Störungen und Zerrungsspalten vor allem im Scheitelbereich (je nach Klima als Kerbtäler oder auch als Becken ausgebildet), bei stärkeren Verbiegungen auch Brüche mit geringem Versatz,
3. Gesteinszerrüttung (Mylonitisierung, kurze Harnische, evtl. schwache Monoklinen) im distalen Bereich,
4. zentripetales Gewässernetz, epigenetische Talverläufe,
5. antezedente Flußläufe, Flußumkehrungen, -umlenkungen, Anlehnung an Störungszonen und Zerrungsspalten, markante konvexe Längsprofile mit Knicken,
6. Tendenz zur Ausräumung der distalen Talflanken und Entwicklung eines asymmetrischen Gewässernetzes der Zuflüsse,
7. unter flächenbildenden Klimabedingungen Anlage von Rumpfstufen, assoziiert an Zerrüttungsbereiche,
8. Hohlformenbildung in abflußperipheren Lagen (intramontane Becken und Wannen oder Pfannen).

* KORESKOV, I. V. (1983): Arkogenese und Entwicklung der Erdkruste. Leipzig (VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie), 162pp.

Die Arkogenese ist als Ausgleichsbewegung zu einem Massendefizit der zentralkalaharischen Asthenosphäre und dem relativen Absinken des südkalaharischen Beckens (südlich der Ghanzi-Schwelle) aufzufassen. Eine horstartige *en-bloc*-Hebung, wie u. a. von BIRKENHAUER (1991: 161) angenommen, ist nicht nachzuweisen. Hierfür fehlen sowohl die Anzeichen einer Bruchschollentektonik wie auch entsprechende Versatzbeträge. Dennoch hat selbst eine langradiale Aufwölbung unter flächenbildendem Klima natürlich morphologische Konsequenzen. Die söhlig, also winkeldiskordant auf den unterschiedlich einfallenden, eingegrumpften Damara-Metasedimentiten liegenden Karoo-Gesteine zeigten im Verlauf der Arkogenese insbesondere proximal zum Wölbungsscheitel Störungen, Flexuren und Zerrungsspalten. An diese lehnte sich das Gewässernetz an. Das rautenförmige Störungsmuster mit sich spitzwinklig kreuzenden Zerrungsspalten wurde auf die darunterliegenden Damara-Gesteine vererbt und ist im Satellitenbild noch heute sichtbar (Tafel 5, Foto 1).

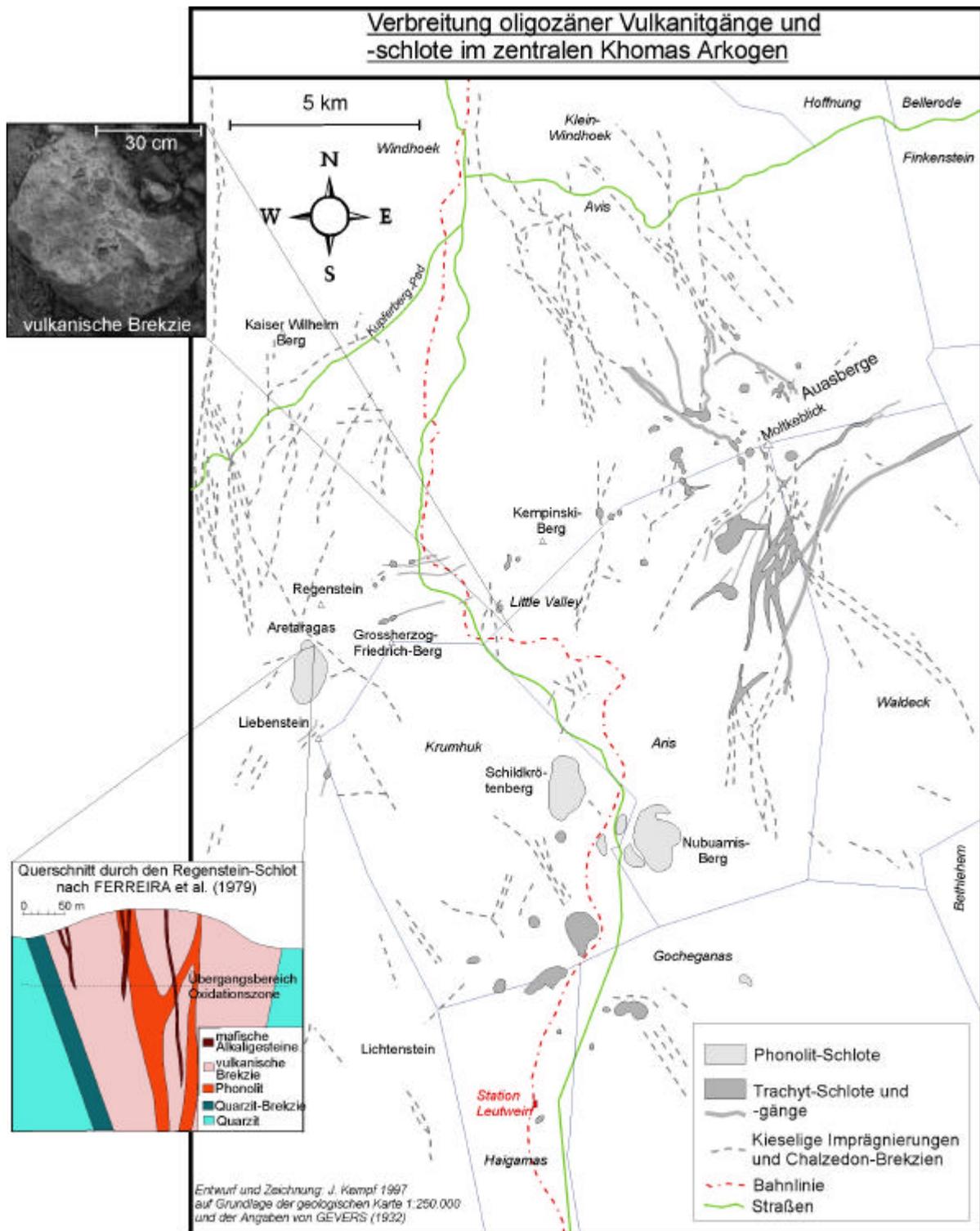
Distal kam es zu Mylonitisierung oder auch zu Gleitflächen bzw. kurzen Harnischen, wie sie beispielsweise an den Rooibergen (v. a. am Kleinen Rooiberg, nahe des Mobilfunkturms) bei Usakos noch zu finden sind. Auch proximal bildeten sich in diesem Zusammenhang harnisch-

ähnliche Gleitflächen, beispielsweise in den kieseligen Spaltenfüllungen der Windhoeker Thermalquellen (s. u.). Wie bei einer linsenförmigen Aufwölbung nicht anders zu erwarten, lassen sich bei den Störungen zwei Hauptstreichrichtungen definieren, eine etwa Nord-Süd gerichtete und eine Nordwest-Südost gerichtete (vgl. auch OBST & KAYSER 1949: 252). Im Scheitelbereich ist deren Anzahl am höchsten. Dieser liegt etwa bei Godeis/Otjiseva, wo sich besonders viele Störungslinien kreuzen (Tafel 5, Foto 1). Direkt angrenzend liegt die am stärksten zerrüttete und gezerrte Zone, die flächenbildend weitergeformt wurde, das Windhoek-Okahandja-Becken. Auch hier fehlen große Versatzbeträge, die eine Grabenstruktur andeuten könnten (Kap. 4.4). Lediglich die oben angeführten jungen Harnische in Füllungen der an den oligozänen (s. u.) Zerrungsspalten angelegten Thermalquellen, in tektogenetischem Zusammenhang mit Trachytgängen des Auas-Vulkanismus (Karte 35), deuten auf endogene Kräfte, die in abgeschwächter Form bis in die geologisch rezenten Zeitalter wirken (vgl. GEVERS 1932b).

(4) Eine zeitliche Einordnung dieser Aufwölbung kann nur schwer gegeben werden. Hinweise könnte aber das Alter des relativ schwachen tertiären Vulkanismus (GEVERS 1932a, 1932b, 1934a) in der Windhoeker Gegend, also am Wölbungsscheitel, geben. Er umfaßt, wie in Kap. 4.3.3.1 (S. 454) erwähnt, mehrere Schlote aus prophyrischem Ergußgestein, für die ein oligozänes Alter gemessen wurde. Da es sich mit den Eruptionen vermutlich um den Höhepunkt der 3. tektonischen Provinz handelt, wird angenommen, daß sich seit dieser Zeit die Zerrungsspalten und Zerrüttungsbereiche sowohl in der Randstufenregion als auch am Hochlandscheitel gebildet haben. Ab diesem Zeitraum waren also die Grundbedingungen für die Anlage von Flächenstockwerken an tektonische Störungszonen gegeben. Die zeitliche Stellung korreliert im übrigen mit weiteren Ereignissen des Großraums, z. B. mit der Zentralafrika-Grabentektonik oder mit dem Absinken der Walvis-Schwelle im Atlantik im mittleren Oligozän (vgl. SCLATER & McKENZIE 1973). Eine zweite arkogene Phase dürfte im Pliozän einzuordnen sein (vgl. PARTRIDGE & MAUD 1987). Die Frische der Kuiseb-Hebron-Verwerfung südlich der Untersuchungsgebiete belegt, daß auch in jüngerer Zeit die für die Aufwölbung verantwortliche Verbiegungstektonik Aktivitätsphasen zeigt.

(5) Die Windhoeker „Senke“ ist demnach als ein intramontanes Becken anzusprechen, flächenhaft angelegt in der Hauptzerrungs- und -zerrüttungszone des Khomas-Arkogens. Zeitlich ist sie syngenetisch zur Haupttrumpffläche der Randstufenlücke einzuordnen. Sehr ähnliche, jedoch kleinere Strukturen bilden die intramontanen Becken von Midgard und Hoffnung, die ebenfalls im Zerrungsbereich liegen. Daneben gibt es zahlreiche weitere becken-

und wannenförmige flächenhafte Bildungen in den Bereichen arkogener Störungen, nahe den Scheitelbereichen des Khomas-Hochlandes (z. B. auf Farm Göllschau). Gelegentlich wurden diese Becken und Wannen (sub-) rezent bzw. pleistozän angeschnitten und ausgeräumt, wobei die Hangschultern übrig blieben (z. B. Godeis) und Gefällsknicke in den Rivieroberläufen entstanden.



Karte 35: Verbreitung oligozäner Vulkanitgänge und -schlote im zentralen Khomas-Hochland nach den Angaben von GEVERS (1932b) und Querschnitt durch den Regenstein-Schlöt nach FERREIRA (1979). Das Foto zeigt eine vulkanische Brekzie aus einem Aufschluß am Fuß der Auas-Berge.

Die tektonische Aktivität in den Störungen ist relativ gering. Sie beschränkt sich auf gelegentliche, schwache seismische Aktivität (Karte 36) und im Scheitel auf das Vorkommen von Thermalquellen. Insgesamt gesehen ist für die Formierung des Windhoek-Okahandja-Beckens der flächenbildende Aspekt gegenüber der tektonischen Anlage sicher der wichtigere. Aufgrund des geringen Gefälles zum Swakop, dem Hauptvorfluter, der bei Okahandja vom Seeis-Flächenniveau (s. u.) steil zum Niveau der Randstufenlücke abfällt, ist das Becken jung-känozoisch nicht zerschnitten worden, im Gegensatz zu solchen Bildungen auf dem Khomas-Niveau.

(6) Im Bereich mehrerer durchgehend Nord-Süd streichender Störungen (bei söhlig liegenden Schichten südlich der Untersuchungsgebiete wahrscheinlich auch schwacher Flexuren) und der damit zusammenhängenden Zerklüftung und tiefen chemischen Verwitterbarkeit hat sich in den Metasedimentiten und dem Kristallin der angrenzenden Kartonreste die große Randstufe entwickelt (vgl. SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989), die das heutige Khomas-Hochland vom Namib-Niveau, also dem Niveau der Randstufenlücke trennt. Wie beim Windhoek-Okahandjaer Becken geschah dies durch flächenbildende Abtragungsprozesse, initiiert durch die bei der Arkogenese aufgetretenen Störungen und Zerrungen. Die Randstufe selbst ist eine reine Abtragungsstufe, die ohne bedeutenden bruchtektonischen Impuls gebildet wurde. Als solche blieb sie in ihrer Position seit ihrer primären Anlage konstant (Abb. 122).

Lediglich im Bereich des alten Kratonrandes, des heutigen Us-Pass-Lineaments (s. o.), einer alten Störungszone also, greift eine große Dreiecksbucht ostwärts. In diese Dreiecksbucht hat sich der Kuiseb eingeschnitten, der in Teilen seines oberen Mittellaufes das Us-Pass-Lineament nutzt. Nördlich davon ist die Stufe partiell durch mehrere intramontane Becken stark zergliedert (z. B. Quabis-Becken), deren Boden und Hänge gesteinsunabhängig sowohl über Sedimentite als auch über die Donkerhoek-Granite hinweggehen (z. B. Becken von Auchabis, Konawanab-Becken) und so einige Inselberge, wie die Witwatersberge, den Jagdberg und den Grootberg von der Randstufe trennen. Entgegen der Annahme von HÜSER (1989) ist das Escarpment auch hier in Graniten und Granodioriten ausgebildet (Kap. 4.3.1). Der Stufentrauf befindet sich unmittelbar westlich des Bereichs mit den meisten Störungen, die heute unmittelbar im Stufenvorland liegen. Das deutet ebenfalls auf relative Standortkonstanz der Stufe hin. Eine Zurückverlegung des Traufs fand anscheinend nicht statt. Im Stufenvorland befindet sich die Subsequenzfurche, die alle obsequenten Flüsse aufnimmt.

Auch südlich des Untersuchungsgebietes, in der Dreiecksbucht von Mount Barry (vgl. auch HÜSER 1977: 15), erfolgte eine gesteinsunabhängige Randstufenentwicklung (dortselbst in Quarziten und Quarzporphyren sowie Metabasitgängen des Kalahari-Kratons), angelehnt an

die sog. Arab-Mylonit-Störung. Die zerrütteten Mylonite liegen, wie die Rooiberg-Harnische im Norden, nahe dem Distalbereich des Arkogens (im Süden). Hier kam es im Zuge der Aufwölbung zu der in Kap. 4.3.3.2 (S. 458) geschilderten Flußumkehr.

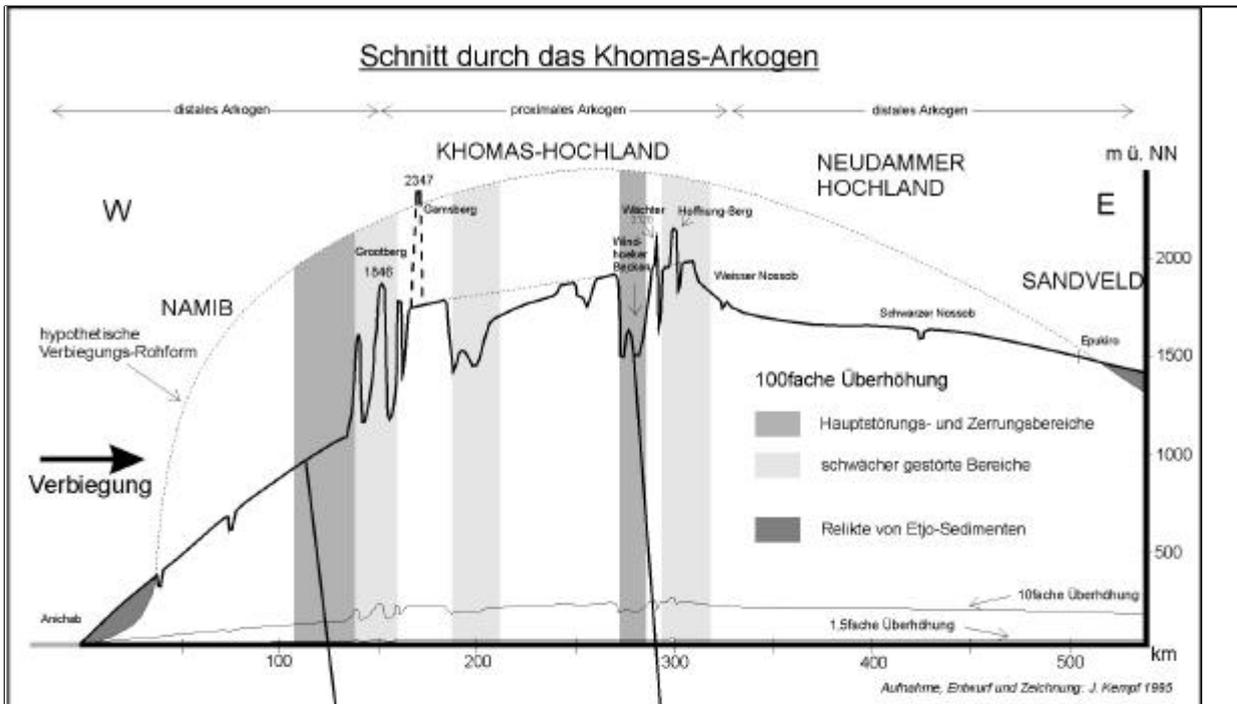


Abbildung 122: Profilschnitt im Streichen durch das Khomas-Arkogen, eine langradiale Aufwölbung im Bereich der zentralnamibischen Damara-Gesteine. Eingezeichnet sind die Hauptstörungen- und Zerrungsbereiche sowie schwächer gestörte Zonen, die Parallelitäten zur Karte der jungen seismischen Aktivität aufweisen. Der hypothetische Damara-Rumpf trennt proterozoische von mesozoischen Gesteinen und zeichnet die Wölbung nach.



Karte 36: Erdbebenbeobachtungen und junge seismische Aktivität im Khomas-Arkogen. Es lassen sich auf Basis von 435 bestätigten Bebenbeobachtungen zwei Zonen erhöhter Aktivität eingrenzen, nämlich im Bereich der Randstufe und ihres direkten Vordlands und am Hochlandsscheitel.

(7) Auch der Kuiseb zeigt einen für das Arkogen recht typischen Verlauf. Während der Arkogenese hat er seinen Lauf südwärts verlagert. Mit dem Einsetzen kräftiger Einschneidung räumt er, wie das Haris-Rivier (Kap 4.3.3.2, S. 459), seine orographisch linke Talflanke verstärkt aus. Die Flußgeschichte des Kuiseb und seines untergeordneten Systems bestätigt demnach die Annahme der hier geschilderten Wölbungsphase nachdrücklich.

(8) Die Arkogenese hat das hydrologische System des sich herausbildenden Hochlandes nachhaltig beeinflußt. Verstärkter sukzessiver Abtrag der mächtigen tropischen Bodenoberfläche, von der heute nur noch geringe Reste vorhanden sind (Kap. 4.3.3.3) und die darauf folgende erhöhte Infiltrationsrate in den stark saprolitisierten Gesteinskörper¹ setzten vermutlich im Pliozän eine verstärkte Tiefenverkarstung in Gang. Eine frühere tiefe Verkarstung ist hier nicht eindeutig, da auf dem Festland keine Ausfällung der Lösungsprodukte festzustellen ist. Erst mit dem Pliozän konnte es mit der beginnenden Einschneidung der Hochlandsflüsse in die alten Breittäler zu einem Abschluß der Latosolbildung, zur Ausräumung der Verwitterungsdecken und zu verstärkter Saprolitinfiltration kommen. Des weiteren kam es zu sukzessiver Neueinstellung der Grundwasseroberflächen auf die sich einschneidenden Flußläufe, was eine vertikale Hydrodynamik auf den edaphisch trockenfallenden Flächenresten fördern mußte. So ist die verstärkte Kalziumlösung mit Carbonattransport und -ausfällung an den neu entstandenen Quellaustritten des Escarpmentfußes zu erklären, die später zu einer syngenetischen Kalzifizierung der in das Vorland geschütteten Schwemmfächer geführt hat. Die verstärkte Kalziumlösung führte zusammen mit der tektonischen Zerrung auch zu einer Multiplikation des Kluftsystems, zur Klufterweiterung und damit zu einer sukzessiven Verstärkung der bis heute wirksamen edaphisch-geologischen Trockenheit.

Eine Ausbildung von größeren Hohlräumen (Karstkavernen) durch Lösung fand anscheinend jedoch auf dem Hochland nur in besonderen Positionen statt (z. B. Naos-Höhle, oder Teufels-grotte, Abb. 61, S. 286). Mit zunehmender Einschneidung des Kuiseb und seiner Zuflüsse in das Khomas-Hochland stellten sich auch die tieferen Grundwasserströme auf diesen Hauptvorfluter ein, die Escarpmentquellen versiegten (zu den heutigen Wasserverhältnissen vgl. HUYSER 1979; HUNTLEY 1985; STENGEL 1964b). Außer der schwachen Hungerquelle Klein-Onanis am Fuß der Witwater-Inselberge (Farm Donkerhoek) sind keine bedeutenderen (sub-) rezenten Quellen an der Randstufe mehr vorhanden. Reste von Sinterablagerungen fossiler Austritte sind vielfach aufgelöst. Lediglich im Vergleichsgebiet nördliches Damaraland, für das ähnliche Bedingungen angenommen werden können (s. u.) hat der zum Hoanib entwässernde Proto-Aap bei seinem Austritt aus dem Proximalbereich des Arkogens

¹ Vergrößerung des Gesamtporenvolumens durch Materialabfuhr bei isovolumetrischer Tiefenverwitterung

ins intramontane Warmquelle-Becken eine mächtige, bis heute erhaltene Sinterschleppe bei Ongongo hinterlassen. Sie ist das Relikt eines Wasserfalls in das an einer Zerrungsspalte angelegte intramontane Becken zu deuten (s. u.).

(9) Für die Annahme einer Arkogenese nahezu idealtypische Flußverläufe und perfekte Talquerschnitte mit steilen, streckenweise zerschluchteten Proximalhängen und extrem langgestreckten Distalhängen zeigen die nördlich des Scheitels entwässernden Riviere Swakop (z. B. Abb. 85, S. 361) und Khan. Ihre klare Tendenz zur Ausräumung der distalen (also hier orographisch rechten) Talflanken hat an weiten Teilen des Flußverlaufs zur Entstehung von quasi flächenhaften, bis über 15 Kilometer lang gespannten, gelegentlich sogar inselbergbesetzten Streckhängen geführt. Dies wird am heutigen Swakop-Oberlauf bei Swakophöhe, aber auch zwischen Swakoppforte, Otjimbingue und Ukuib besonders deutlich (Abb. 88, S. 363), ebenso zwischen Otjimbingue und Tsaobismund. Der Khan, der besonders klar den nördlichen Grenzbereich des Arkogens nachzeichnet, besitzt diese Talform fast entlang seines gesamten Verlaufs, insbesondere aber zwischen Usakos und Namibplaas mit einem Gesamtgefälle von ca. 2,3 % über 15 km Länge (Abb. 89). Sowohl Khan, als auch Swakop wurden ihres östlichen Einzugsgebiets beraubt, wobei letzterer sich dennoch epigenetisch behaupten konnte.

(10) Sehr wahrscheinlich ist die - im distalen Bereich natürlich nur noch schwach ausgebildete - Aufwölbung auch dafür verantwortlich, daß nahezu alle Etjo-Sandsteine im Arkogenbereich ausgeräumt wurden (Abb. 123). Lediglich ein kleiner Anteil der silifizierten Sandsteine bzw. des Silcretes auf dem Gamsberg blieben als kümmerliche Relikte. Südlich des Arkogens ist mit dem eingerumpften Tsondab-Sandstein noch wesentlich mehr Etjo-Gestein erhalten. Dies liegt sehr wahrscheinlich an dessen besonderer Morphoposition innerhalb einer langen, küstenparallelen Verbiegungssynklinale, die sich westlich an eine ausgedehnte (Randstufen-) Flexur südlich des Arkogens anschließt (vgl. HÜSER 1991).

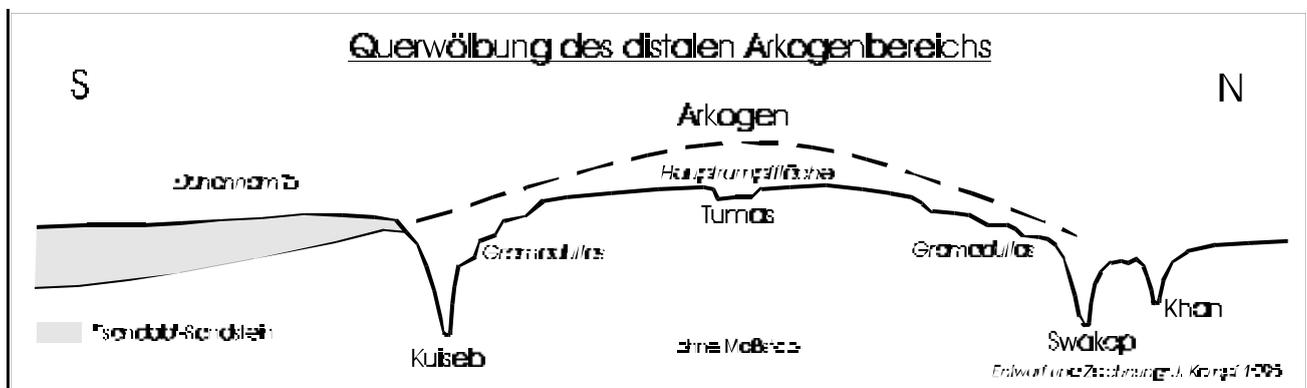


Abbildung 123: Schema der Querwölbung des distalen Arkogenbereichs mit Morphoposition von Tsondab-Sandstein, Swakop, Kuiseb und Tumas. Diese Wölbung ist auch im Längsprofil des Tumas im Verhältnis zum Kuiseb erkennbar (vgl. Abb. 96, S. 393).

(11) Im proximalen Teil des Arkogens setzt sich die Querwölbung durch alle Profile hindurch fort (Abb. 124). Auch die skurrilen Flußverläufe, wie sie Karte 33 (S. 470) zeigt, werden so erklärbar.

Die Vektoren von Längs- und Querwölbung ergeben eine langgradiale Linsenform als tektonogene Ausgangsform für die klimagenetische Reliefentwicklung im zentralen Namibia. Diese Grundform wird auf die Homogenität des WSW-ENE streichenden Kuiseb-Gesteinsblocks zurückgeführt, der aufgrund der senkrecht dazu ansetzenden Kompressionstektonik der Damara-Orogenese zusätzlich sehr steil einfallende Schichten aufweist. In anderen faziellen Einheiten können sich andere Verbiegungsmuster ergeben.

7.3.2 Weitere Verbiegungsstrukturen und Arkogene

Ob es in den hier betrachteten Regionen, kontinental oder gar global noch mehr Strukturen arkogenen Ursprungs gibt, muß bis zu weiterer Feldforschung letztlich als unbewiesen gelten. Dennoch deuten immerhin einige Indizien auf Landschaften ähnlicher Entwicklung hin. Zumindest kann eine Annahme weitgespannter Wölbungsvorgänge mit dem hier beschriebenen Formenschatz die Diskussion zur Reliefbildung der Randstufenlandschaften beleben. So sind selbst die Depressionen der sog. Wannennamib (nach KAISER 1926) möglicherweise als an Zerrungsspalten angelehnte, später mäßig bis gering äolisch weitergeformte intramontane Becken interpretierbar. Es kann sowohl eine strukturelle, wie auch topographische Prädisposition der „Wannen“ und damit eine prä-äolische Anlage vermutet werden. Diese ist vor allem auf die morphologische Herausarbeitung der unterschiedlichen Faziesseinheiten und Gesteinstypen des Gariep-Gürtels (zeitlich Damara), die hier küstenparallel liegen zurückzuführen².

Während eines Aufenthaltes im südlichen Sperrgebiet im April 1995 konnten markante Paläobodenreste (feucht-) tropischen Ursprungs beobachtet werden. Außerdem gibt es in den Klinghardt-Bergen zahlreiche, wie in den Auas-Bergen früh- bis mitteltertiäre (frühholozäne, nach SACS 1980: 609) Phonolitschlote und Trachytgänge (vgl. KAISER 1926 I: 217f+220f+ Karte 12). Auf die Parallelität der vulkanischen Ereignisse muß nach den Ausführungen KAISERs (1926: 277-296) geschlossen werden.

Die distalen Bereiche der vermuteten Aufwölbung im Gariep-Gürtel werden nachgezeichnet von den Paläoentwässerungslinien des Kaukasib im Norden (Mündungsbereich bei Grillental südlich der Elisabethbucht) und des Chameis im Süden (Mündung Chameis-Bucht). Beide Flußläufe zeigen dem Swakop sehr ähnliche Formen. Die rezente Küstenlinie verläuft der Aufwölbung entsprechend in einem langgestreckten Südwestbogen. Viele der Tafelberge tragen stark verkieselte Reste tropischer Verwitterungsdecken, die einer mittel- und jungstein-

² STENGEL, I. (1999): Unpubl. Report, Univ. Würzburg

zeitlichen (LSA) Besiedlung als Werkstoff dienten (Silcrete, Chalzedon). Die Lage einer beträchtlichen Anzahl konzentrierter Diamantseifen in den als weitergebildete Zerrungsspalten interpretierten Namib-“Wannen“ impliziert die Zugehörigkeit zu einem weniger wahrscheinlichen post-oligozänen Proto-Oranje-Gewässernetz oder einen beträchtlichen Meeresspiegelhochstand. Als wahrscheinlicher ist anzusehen, daß durch die Wölbungsvorgänge der Proto-Oranje seinen Unterlauf südwärts verlagert hat und die Diamantseifen nachmalig sekundär in die neuen Entwässerungslinien transportiert wurden. Für diese Transportvorgänge sprechen fossile Bodensedimente mit einer untermiozänen Fauna (HAMILTON & VAN COUVERING 1977), das Grillental-Member (SACS 1980: 609). Frühtertiäre Meerestransgressionen dürften ja als nachgewiesen gelten (z. B. BÖHM 1926: 85; SIESSER 1977; SIESSER & SALMON 1979). Berücksichtigt man jedoch die angenommene arkogene Wölbung des Gebiets seit dem Oligozän, so wird das Ausmaß der früheren Transgressionen stark relativiert.

Eine weitere, dem in Kapitel 7.3.1 beschriebenen Formenschatz der Arkogene nahe kommende (wahrscheinlich aber etwas jünger gehobene) Region befindet sich im nördlichen Damara-land/südlichen Kaokoveld (Kunene Region). Auch hier haben langgestreckte Wölbungsvorgänge zu Zerrungen und Zerrüttungen, teilweise auch zu schwacher Bruchtektonik mit 30-60 Metern Versatz (HORSTHEMKE 1992) geführt. Allerdings scheint hier, wie auch südlich des Khomas-Arkogens, in erster Linie eine monoklimale Rohform mit einer oder mehreren küstenparallelen Wölbungsachsen ausgebildet zu sein. Eine eventuelle küstensenkrechte Hebungssachse tritt also zurück (Abb. 125). So streichen denn auch die Zerrungsstrukturen und jungen Störungen hier küstenparallel, gegenüber den arkogentypischen gekreuzten Streichrichtungen auf dem Khomas-Hochland.

Auch in den nördlichen (Abb. 125) und südlichen (Abb. 126) Randstufenlandschaften wurden die Zerrungsspalten flächenhaft weitergebildet zu intramontanen Becken und vor allem die Erosionsbasen der ost-west entwässernden Flüsse verändert. Das hat an den Westseiten der intramontanen Becken (z. B. Ombonde-Vlakte, Beesvlakte, Warmquelle-Becken) zur Ausbildung von Achterstufen geführt. Nur die durch hohe Abflußmengen und entsprechenden Sedimenttransport extrem kräftig schüttenden Flüsse konnten sich gegen die Achterstufen im Zuge der Tieferlegung des Beckenbodens antezedent behaupten. Ein besonders markantes Beispiel bietet der antezedent eingeschnittene Hoanib in der Khowarib-Schlucht, die anscheinend den Proximalbereich der Wölbung durchschneidet. Er durchfließt im Osten das intramontane Ombonde-Becken (Beesvlakte), zerschneidet die Haupttrumpffläche (bei BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997: 9 „Khowarib-Plateau“), tritt bei Khowarib ins Khowarib-Warmquelle-Becken aus und schüttet dabei eine beträchtliche Sedimentfracht.

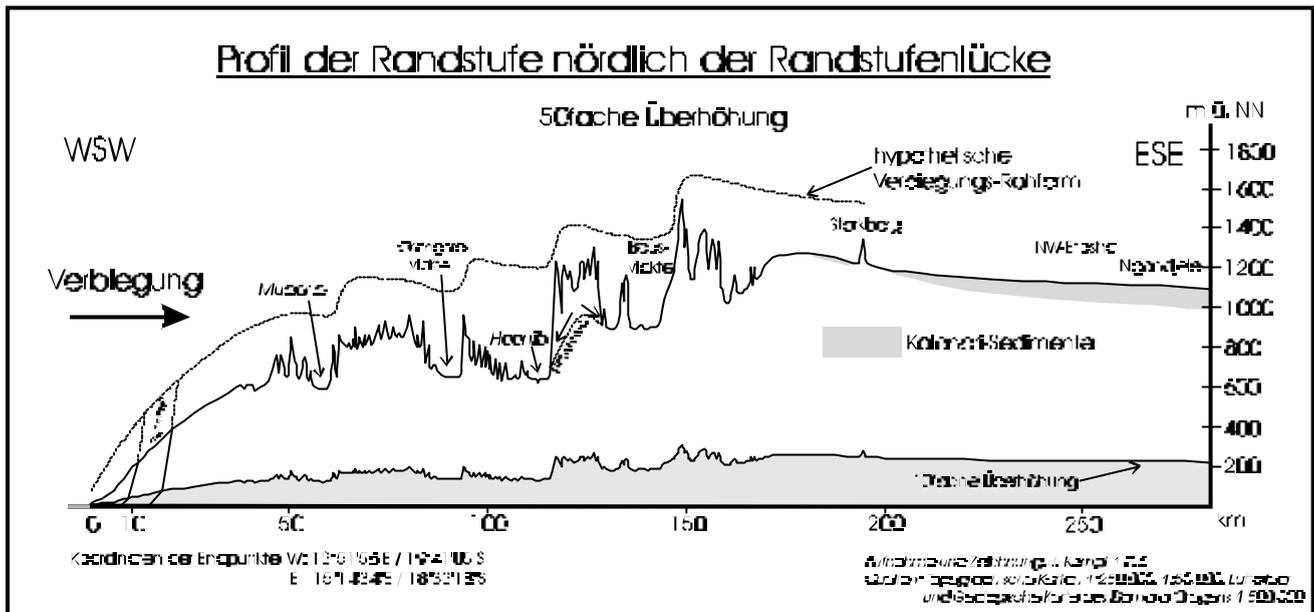


Abbildung 125: Profil der Randstufe nördlich der Randstufenlücke im Bereich des nördlichen Damaralands. Erkennbar ist eine charakteristische Abfolge von Becken und Schwellen, die jeweils epigenetisch durchbrochen wurden. In Tälern, die im Zuge der Aufwölbung vom Oberlauf abgeschnitten wurden, hat sich eine Wasserscheide entwickelt und sich eine Fluß-umkehr eingestellt. Ein solches Reliktrivier befindet sich im Tal des Proto-Aap, der einerseits nach Osten zur Ombonde-Vlakte entwässert, andererseits zum Becken von Warmquelle/Khowarib.

Wenige Kilometer nördlich hat der Proto-Aap (heute „Awagugams“) ein sehr ähnliches Durchbruchstal geschaffen. Allerdings wurde der Proto-Aap durch die Ombonde-Zerrungsspalte sowie die anschließende Beckenentwicklung seines Oberlaufes beraubt, der dann zum oberen Hoanib entwässerte. Folge war, daß der Hoanib mit Hilfe seines „erweiterten“ Einzugsgebiets mit der Flexurierung „mithalten“ konnte, der gekappte Proto-Aap jedoch nicht mehr das Potential hatte, sich antezedent einzuschneiden. Östlich des Wölbungsscheitels fließt der Aap heute in die Ombondevlakte und damit zum Hoanib (den er rezent allerdings oberirdisch nicht mehr erreicht). Westlich fällt das Tal (Ongongo-Tal) zum Warmquelle-Becken ab, in das es mit einem Wasserfall austritt. Aufgrund der Gefälleverhältnisse verlagert sich die Wasserscheide zwischen Aap- und Ongongo-Tal vom Wölbungsscheitel rückschreitend ostwärts, wobei die jüngere Einschneidung allerdings stark eingeschränkt ist. Demnach wird das epigenetische Trockental (sub-) rezent reaktiviert.

Nahe der Wasserscheide im Proto-Aap-Tal sind Reste von Terrassen erhalten, die ein schwach kalzifiziertes Flußgeröllkonglomerat mit einer roten, teilweise gebänderten Matrix enthalten. Die eingebackenen sehr gut gerundeten Gerölle, zum großen Teil Quarze mit Eisenhäutchen, sind vor der Verbackung stark chemisch angewittert. Auch die pelitische Matrix deutet auf tropische Verwitterung hin und ist als feines, verfestigtes Bodensediment zu interpretieren. Diese Terrassenreste des tropischen Tals markieren zusammen mit der oben erwähnten Sinterschleppe am Ongongo-Talausgang zum Warmquelle-Becken (auf Karten als

„Etjo-Plateau“ verzeichnet, vgl. S. 417) den Höhepunkt der Arkogenese, die Flußumkehr. Später wurden nach tieferer Einschneidung phasenhaft weitere Terrassen geschüttet und teilweise wieder zerschnitten, was die Annahme einer quartären zeitlichen Stellung zuläßt. Die Abfolge ist dabei anderen Rivieren Namibias sehr ähnlich, wenn auch oft anders dimensioniert. Sie gleicht der am mittleren Hoanib genauso wie derjenigen am Ugab zwischen Outjo und Khorixas, teilweise am Omaruru, ganz besonders aber der Sequenz am Kuiseb (vgl. WARD 1987), Gaub, Tsondab, Tsams und Tsauchab.

Ein dem Aap-Konglomerat sehr ähnliches, genetisch wohl gleichartiges Konglomerat bildet stellenweise die oberste Ugab-Terrasse zwischen Outjo und Khorixas (Outjo-Kongolomerat), wo es den (feucht-) tropischen Ugab-Verlauf markiert (Tafel 10, Foto 5, vgl. Position in Abb. 72, S. 339). Alle tiefer liegenden Terrassen, auch der Sedimentkörper, der heute die dolocretischen Ablagerungen auf Farm Bertram mit der Vingerklip darstellt, müssen demnach weit- aus jünger sein.

Auch das Ongongo-Rivier hat sich, dem Kuiseb vergleichbar, in den wahrscheinlich im Endpliozän oder Frühpleistozän ins Vorland (das Warmquelle-Becken) geschütteten, groben Schwemmfächer und selbst ins stark saprolitisierte Anstehende (hier Phyllit-Schiefer und feldspathaltige Quarzite der Sesfontein-Formation/Mulden-Gruppe) eingeschnitten. Wie z. B. am Karpfenkliff sind auch hier kaolinitische Verwitterungsreste erhalten, die von kalzifizierten Fanglomeraten diskordant überlagert werden (Tafel 10, Foto 7). Ein sehr ähnliches Bild bietet sich am Dachflächen-Randstufen-Vorland-Übergang.

Auch am Gaub, Noab, Tsondab und Tsauchab wechseln die Rivierverläufe z. T. mehrfach zwischen weiten, flächenhaft angelegten intramontanen Becken und engen epigenetischen Durchbruchstälem, wobei sie sich teilweise gegen beträchtliche Achterstufen behaupten. Die Flußlängsprofile sind dabei in den Engtälern versteilt. Ein überaus markantes Beispiel bietet die Anlage des Tsondab-Systems. Es hat sein Ursprungsgebiet im Scheitelsbereich von Ounois-Nabaseb-Nooitverwag-Blauputs. Östlich dieses Scheitels entwässern die Riviere über die Gamis-Fläche zum Fish-River-System. Westlich der sehr schmalen Wasserscheide durchfließen der Tsondab und seine Oberläufe ohne große Einschneidung die Büllsporter Fläche, ein intramontanes Becken ohne große Reliefenergie. Etwa 1200 m nordwestlich der Büllsporter Farmgebäude erfolgt der Eintritt in eine ca. 6 km lange Engtalstrecke, die das Naukluft-Gebirge von den Remhoogtebergen trennt. Es folgen weitere ca. 15 km im intramontanen Becken von Blässkranz, erneut einige Kilometer Engtalstrecke an der Südgrenze der Farm Zais, eine beckenähnliche Talweitung und eine enge Schlucht an der Nordwestgrenze von Zais. Anschließend tritt der Tsondab in die Dreiecksbucht von Abbabis und das Stufenvorland aus. Weiter westlich erfolgte etwa an der Farmgrenze Morewag/Abendruhe noch ein ante-

zedenter Einschnitt gegen die Achterstufe des „Tsondab-Sandsteins“. Diese Stufe ist noch nördlich, vor allem aber südlich des hier sehr breiten Tsondab-Systems (mit zahlreichen pendelnden Nebenrivieren vom Randstufenbereich) auf den Farmen Dieprivier und Weltevrede erhalten (Kap. 4.2.1.9, Abb. 71, S. 330).

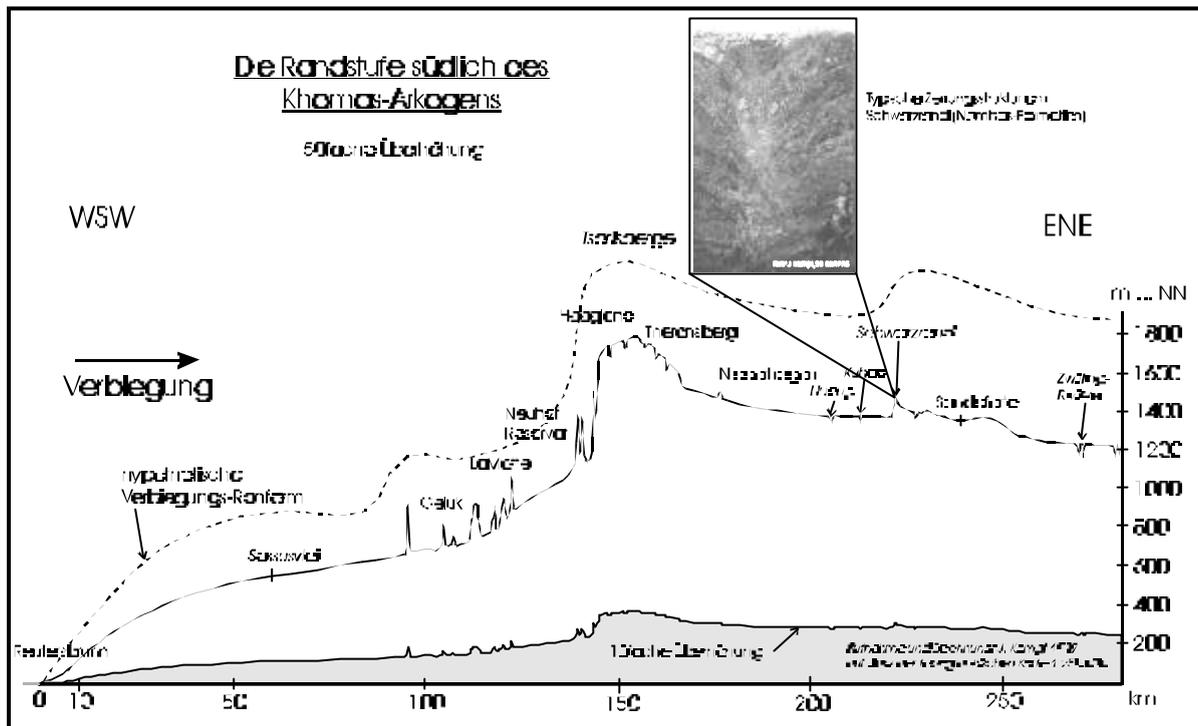


Abbildung 126: Profil durch die Randstufe südlich des Khomas-Arkogens im Bereich der Tsaris-Berge. Das Bild zeigt eine Zerrungsstruktur mit kalkverbackener Füllung im Bereich des Schwarzrands.

Daß auch am Naukluft-Escarpment eine monokline Wölbungsachse zu vermuten ist, zeigt sich am eigentlich kuriosen Verlauf des Blässkranz-Riviers. Es hat seinen Ursprungsbereich nahe am Escarpment-Trauf auf der ehemaligen Naukluft-Farm Arbeid Adelt, fließt aber nach Osten über die Dachfläche, stürzt nach kurzem Verlauf über einige Stufen in das kleine Becken von Arbeid Adelt und mündet nach einer weiteren Engtalstrecke im intramontanen Becken von Blässkranz in östlicher Richtung (fast frontal) in den in westliche Richtung fließenden Tsondab (s. o.). Demnach wendet sich das System um fast 180° von Ost nach West. Auch ins Becken von Zais stürzen einige kurze Naukluft-Zuflüsse in kaskadenartigen Gefällsstrecken, wobei sie in beträchtlicher Höhe über dem rezenten Beckenboden (50-100 m) Kalksinterschleppen hinterließen (S. 417f), in die auch organisches Material eingebakken ist. Die entgegen der heutigen Tsondab-Fließrichtung angelegten Seitentäler lassen eine ehemals ostwärtige Entwässerung vermuten.

Bereits KORN & MARTIN (1937: 459f) gaben an, auf sehr hochliegenden Felsterrassen bei Büllsport und auf Blässkranz im Tsondab-Tal der Naukluftberge Granitgerölle der weiter westlich gelegenen Namibrand-Berge von Abbabis und Nauchas gefunden zu haben. Dadurch muß zwingend auf eine von West nach Ost gerichtete Entwässerung geschlossen werden, da

östlich keine solchen Granite anstehen. Der Tsondab-Durchbruch war also schon zu einer Zeit angelegt, zu der die oberkretazische Naukluft-Dachfläche bereits fossilisiert war, die Büllsporter Fläche mit dem Blässkranz-Becken aber noch tiefergelegt wurden. Erst durch die Escarpmentbildung sei dieses ostwärts entwässernde Tal gekappt und die Drainage nach Westen gezogen worden. Dabei wurden sowohl heutige Vorlandfläche, als auch Büllsport-Fläche und Blässkranz-Becken bis auf das heutige Niveau eingerumpft. Folglich ist davon auszugehen, daß während dieser Phase kein nennenswerter Milieuwechsel stattgefunden hat, sondern eine tektonisch bedingte Änderung der Vorflutverhältnisse. Diese Änderung ist also eindeutig zwischen der Beendigung der oberkretazischen Flächenbildung auf der Naukluft und der noch-miozänen Tieferlegung der Haupttrumpffläche einzustufen (Oligozän?).

Die Fossilierung der durch ihre Verkarstungsanfälligkeit für Oberflächenabfluß ungünstigen Naukluft-Dachfläche erfolgte in Konsequenz einer alttertiären Überschiebung, welche von Hauchabfontein in nordöstliche Richtung am Naukluft-Ostrand bis Kuburuchab streicht (Abb. 1 bei KORN & MARTIN 1937: 460). Möglicherweise erfolgte die Überschiebung parallel mit der Flexurierung der Westseite (Randstufe) im Oligozän. Das Schema von ostwärts angelegten und nach einer Flexurierung westwärts reaktivierten Breittälern ist auch weiter südlich beobachtbar, wo zahlreiche, ehemals ostwärts verlaufende Nama-Dachflächentäler durch die Stufenbildung (Flexurierung) angefahren wurden und anschließend nach Westen drainierten (vgl. geomorpholog. Satellitenbildkarte von KRAPF 1998 unpubl.). Es liegt also ein Wechsel von konsequenter zu obsequenter Entwässerung vor.

Insgesamt ist eine deutliche Parallelität in Formenschatz und Entwicklungsstadien zu den oben geschilderten Verhältnissen im nördlichen Damaraland festzustellen. Diese Parallelität des Formenschatzes und der Flußhistorien läßt auf eine ähnliche oder etwas jüngere zeitliche Stellung der Aufwölbungen und Monoklinenbildung schließen. Allerdings ist oligozäner Vulkanismus aus diesen Vergleichsgebieten nicht bekannt, obwohl aufgrund der wenigstens schwachen - bruchtektonischen Strukturen, Monoklinen und starken Verstellungen auch heftigere tektonische Aktivität zu erwarten gewesen wäre. Möglicherweise wird aber der bruchtektonische Aspekt überbetont und der Höhenversatz ist auch hier wahrscheinlich mancherorts nur als Resultat flächenhaft weitergebildeter Flexuren zu deuten. Nach HORSTHEMKE (1992) ist der Versatz bis in die obersten eingerumpften Etendeka-Schichten (damit sind wohl nicht nur die jurassischen, sondern auch die kretazischen Vulkanite gemeint) nachweisbar. Damit ist er also eindeutig (wahrscheinlich erheblich) jünger als kretazisch (vgl. auch BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997: 5). Es ist anzunehmen, daß die Aufwölbung ein ähnliches mittel- bis spätertertiäres Alter hat wie das Khomas-Arkogen. Es erfolgte allerdings die antezedente Zerschneidung der westwärts entwässernden Flußläufe auf den Höhepunkt der Arko-

genese anscheinend rascher, was zusammen mit dem fehlenden Vulkanismus ein Indiz für eine etwas jüngere zeitliche Stellung, möglicherweise ins Miozän oder Pliozän, darstellt.

Weitere, dem hier geschilderten Arkogen und möglichen Arkogenen recht ähnliche Formen enthalten innerhalb der Großregion auch die Tirasberge (zentripetales Gewässernetz aber kein früh- bis mitteltertiärer Vulkanismus, Abb. 126), sowie vor allem das Hochland von Bié (Zentralangola). Letzteres konnte nicht im Feld untersucht werden. Es lassen sich aber mit Unterstützung von Fernerkundung, Kartenwerken und (älterer) Literatur folgende Punkte festhalten:

- (1) Das Hochland von Bié ist vom Habitus her eine linsenförmige Aufwölbung,
- (2) im Proximalbereich gibt es Zerrungs- und Dehnungsspalten, an die sich das rezente Flußnetz anlehnt,
- (3) das Gewässernetz ist zentripetal organisiert,
- (4) es gibt Flußumlenkungen und epigenetische Täler,
- (5) früh- bis mitteltertiäre Vulkangesteine kommen vor (KRENKEL, 1934: 1021+1027ff: Phonolithe, Trachyte u. a.),
- (6) es existiert distal zum Wölbungsscheitel eine „Randstufe“ als Rumpfstufe, angelegt an eine flächenhaft weitergebildete Störung oder Flexur,
- (7) das Hochland ist stark eingerumpft,
- (8) Böden sind ferralitisch und fersialitisch (MINISTERIO DA EDUCACAO 1982: 23).

Diese Übereinstimmungen deuten auf eine gewisse Parallelität zur Entwicklung des Khomas-Hochlands und seiner Umländer hin.

In den „nicht-arkogen“ beeinflussten Gebieten des zentralen und südlichen Namibia sowie des Kaokovelds scheint die Entwicklung von Rumpfstufen an Monoklinalstrukturen gebunden zu sein, deren Alter nicht immer feststeht, wohl aber im Zusammenhang mit einer Gondwana- und/oder vor allem Post-Gondwana-Verbiegungstektonik zu sehen ist. Die Verbiegung ist erklärbar durch Hebungsprozesse in Zusammenhang mit dem Schub post-gondwanischer ozeanischer Kruste auf die alte, starre Kontinentalkruste, ausgelöst durch starke mittelatlantische Magmenförderung. Eine detaillierte Untersuchung der Großraummorphologie in den nicht-arkogen beeinflussten Randstufen-Landschaften des südlichen Afrikas muß allerdings einer anderen Arbeit vorbehalten bleiben.

Für die hier betrachteten Regionen, die außerhalb des arkogenen Einflusses liegen, konnte während der Feldarbeiten kein hinreichender Nachweis einer bruchtektonisch angelegten Randstufe mit hohen Versatzbeträgen erbracht werden. Dies gilt nicht nur für die Landschaften des nördlichen Damaralands, sondern insbesondere für die Randstufe südlich des Khomas-Arkogens, also südlich der Areb-Mylonit-Zone. Dort hätte ein bruchtektonisch bedingter

Schichtversatz u. a. den im Vorland liegenden etzeitlichen „Tsondab-Sandstein“ betreffen müssen. Indizien einer derartigen Struktur konnten auf dem Festland nicht festgestellt werden. Deshalb wird in vorliegender Arbeit davon ausgegangen, daß die initiale Gondwana-Taphrogenese sehr wahrscheinlich im Bereich des heutigen Kontinentalabhangs auf dem südwestafrikanischen Schelf oder westlich davon zu lokalisieren ist.

Wie bei der Anlage an arkogenen Zerrungsspalten und Störungen, sind auch die an Monoklinen (Flexuren) angelegten Rumpfstufen quasi standortkonstant, eine Zurückverlegung erfolgte nicht. Stattdessen dominiert der Prozeß der Dachflächenzerschneidung. Das gilt selbst, falls die Verbiegungen bereits im Zuge der Gondwana-Tektonik angelegt wurden, also bedeutend älter als die Arkogenese sein sollten. Zusammenfassend lassen sich demnach folgende Punkte der Randstufenentwicklung festhalten:

- (1) Es lassen sich generell drei Großformen der Randstufe im südwestlichen Afrika unterscheiden, deren Genese im Zusammenhang mit einer Verbiegungstektonik am passiven Kontinentalrand steht, nämlich:
 - (A) Die „Randstufenlücke“, wo die präkambrischen Damara-Gesteine durch zahlreiche spätere Intrusionskörper überwiegend zerrüttet und verstellt sind, großräumige Lineamente jedoch nicht vorkommen.
 - (B) Arkogene Anhebungen mit Randstufenbildung als flächenhafter Weiterformung von Zerrungsspalten dort, wo kompakte, in der Regel Damara- oder ältere „homogene“, stark einfallende und mehr oder weniger senkrecht zur Küste (Bruchachse) streichende Gesteinspakete als Widerlager der Verbiegung aufgewölbt werden.
 - (C) Die Randstufe als flächenhaft weitergebildete Monoklinalstruktur oder Verbiegungs-Flexur dort, wo jüngere, im wesentlichen sählig lagernde Sedimentite oder Vulkanite anstehen mit Synklinalenbildung im Vorland.
- (2) Ein flächenbildendes „Morphoklima“ wird vorausgesetzt, da die Randstufentypen in allen Fällen Rumpfstufen und Dachflächen immer Rumpfflächen sind.
- (3) Eine räumliche Verlagerung bzw. Rückwanderung der Randstufe unter Zurücklassung einer Vorland-Rumpffläche hat nicht stattgefunden, da nur Zerrungsspalten und Monoklinen weitergebildet wurden und eine Assoziation heute noch festzustellen ist.
- (4) Als zeitlicher Rahmen für die Ausbildung der Randstufen wird „Post-Gondwana“ mit dem Einsetzen einer Verbiegungstektonik von der ozeanischen zur kontinentalen Kruste hin vermutet. Der Übergang von der Bruch- zur „Schub-“ Tektonik kann nicht genau eingegrenzt werden, der oligozäne Vulkanismus deutet aber einen früh- bis mitteltertiären Höhepunkt an. Seither ist eine Abschwächung feststellbar.

7.4 Eine vorläufige klimatisch-morphologische Untergliederung von Endtertiär und Quartär in Zentral-Namibia

Wie in Kap. 4 ausgeführt, herrschte im südwestlichen Afrika bis zum Endmiozän ein überwiegend Flächenbildung förderndes Morphoklima mit tiefgreifendem chemischem Zersatz der Ausgangsgesteine. Diese Flächenbildung wurde abgeschlossen durch eine endmiozäne/frühpliozäne Erosionsphase und die regolithische Aufkalkung (älteste Kalkkrustengeneration) autochthoner Bodenprofile oder Profilreste in Tieflagen (z. B. Unit A bei TELLER & LANCASTER 1986: Khommabes). Daneben kam es stellenweise zu Silifizierungen durch aushärtende Kieselsäuregele (vgl. HAGEDORN 1988), jedoch nicht zu einer flächig weit verbreiteten Silcrete-Kruste, wie sie die oberkretazisch-ältestpleistozäne Prä-HR-1-Fläche (*African Surface*) charakterisiert. Dies geschah insbesondere dort, wo die Saprolitisierung kiesel-säurereiche Gesteine (z. B. Etjo- und Karoosandsteine, Quarzite, Granite) betraf bzw. in deren Abflußlagen. In abflußperipheren Lagen, aber auch auf den Hochterrassen der Breittäler härteten die Latosolprofile örtlich zu Eisenkrusten aus. Solche und ähnliche Krustenbildungen (Calcrete, Gypcrete) spielten spätestens ab dem Frühpliozän eine bedeutende Rolle in der Hydro- und Ökodynamik, da sie den vertikalen Stofftransport blockieren können. Thermische Klimaveränderungen sind zusätzlich sehr wahrscheinlich. Anhand zweier Profildsequenzen aus dem mittleren Swakoptal soll der weitere Verlauf der Oberflächenentwicklung kurz dargestellt werden (Abb. 127 und Abb. 128).

Mit dem Miozän-Pliozän-Wechsel kam es zu einer ersten Eintiefung der Hauptabflußrinnen innerhalb der alten (Proto-Flußlauf-) Breittäler (2. in Abb. 127 + 128), die durch die weiterlaufende Arkogenese und Flexurierung noch verstärkt worden sein könnte, also zur Ausbildung der Paläo-Flußläufe. Im Zuge der Arkogenese wurden auch die heutigen Gramadullas am Kuiseb als kurze, autochthone Täler angelegt. Eine diesbezügliche Annahme wird deswegen getroffen, weil die ältesten Talfüllungen diese Tiefenlinien schon überdecken. Im weiteren Verlauf änderte sich das Morphomilieu wieder zurück zu Tiefenverwitterungsbedingungen. Dadurch wurden vorhandene Flächen weitergebildet, mußten sich jedoch auf die inzwischen eingetieften Vorfluter und das weiter angehobene Hinterland einstellen. Flächenreste, auf denen Verwitterungsdecken während der Einschneidungsphase bis auf den Regolith abgetragen und gehoben wurden, sind fossilisiert worden und haben sich nicht weiter tiefergelegt. Nahe der Abflußlagen kam es durch die Neueinstellung der Vorflutniveaus bei Wiederaufnahme der Tiefenverwitterung zur Bildung von bis 20 km langen, 1,5-3,5 % geneigten Streckhängen.

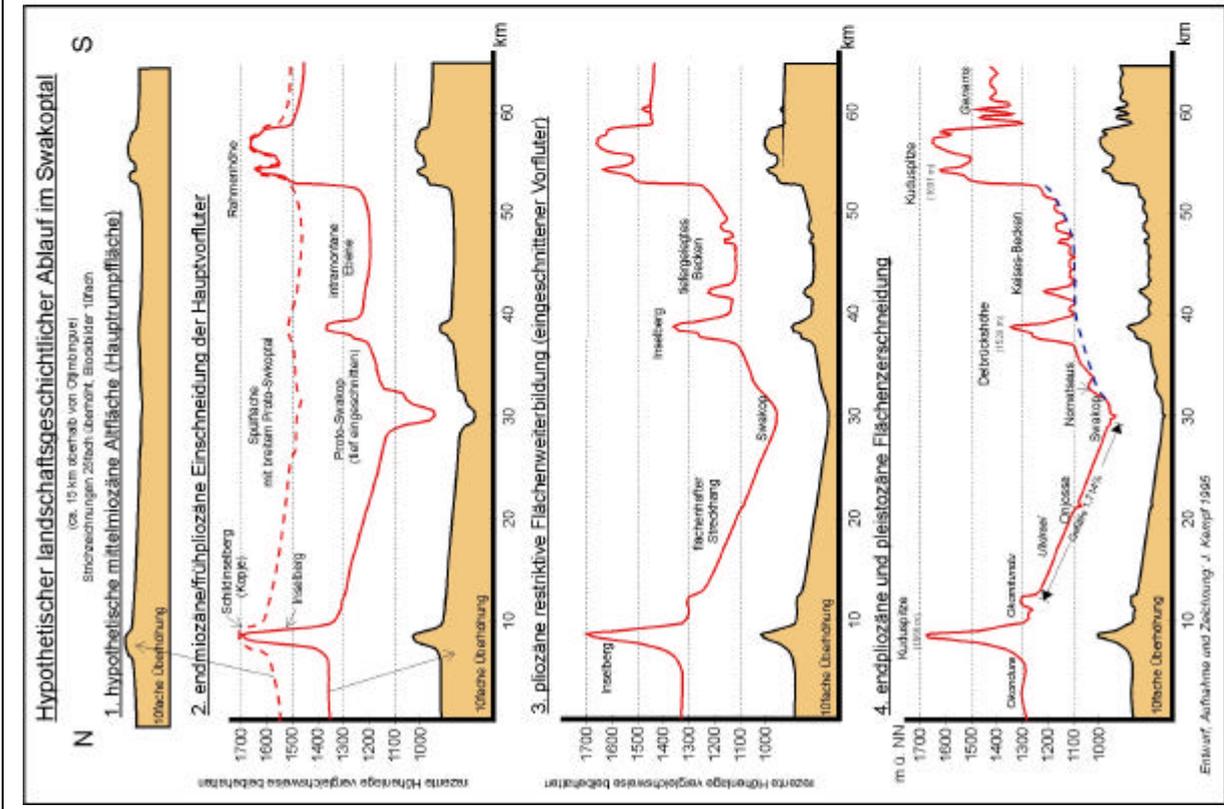


Abbildung 127: Landschaftsgeschichtlicher Ablauf im Swakop-Tal bei Otjimbingue, konstruiert aus den Höhenangaben von Abb. 85, S. 360.

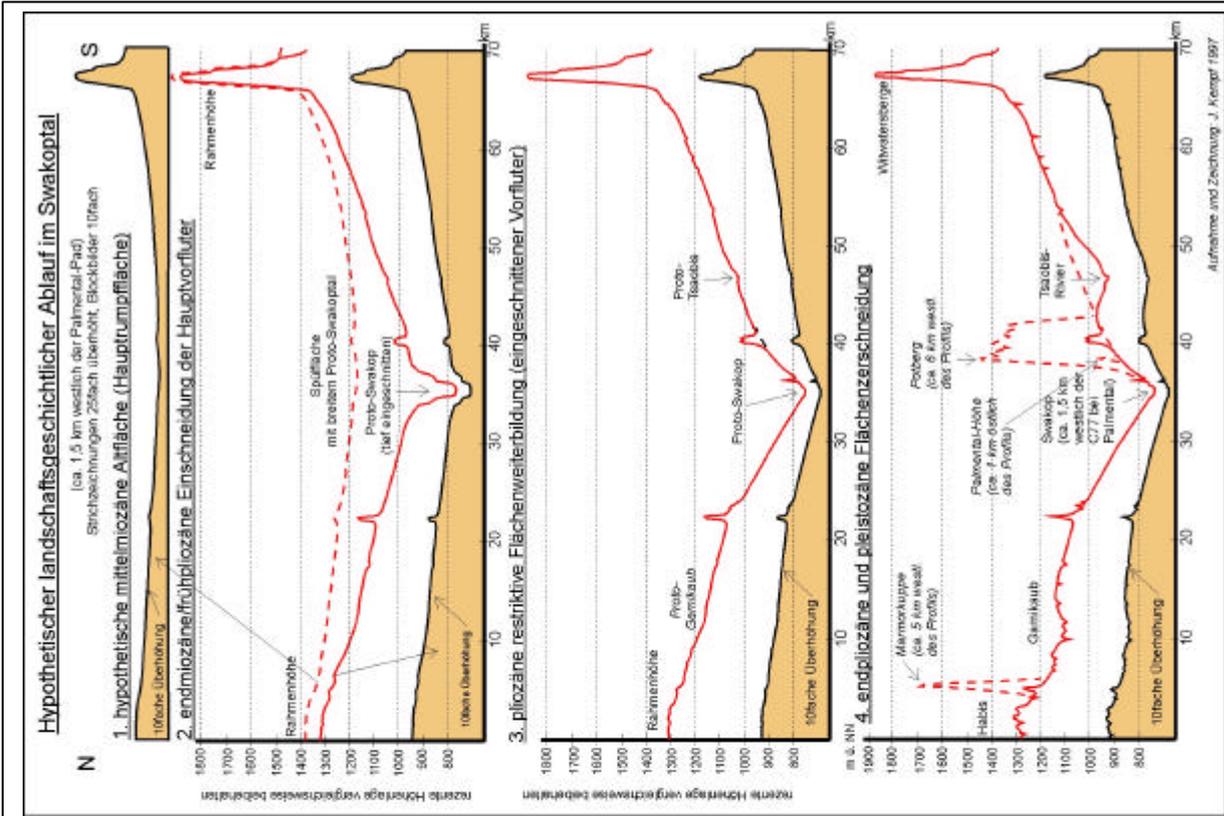


Abbildung 128: Landschaftsgeschichtlicher Ablauf am mittleren Swakop beim Tsao-bis-Zufluß, konstruiert aus den Höhenangaben von Abb. 86, S. 361.

Das Pliozän ist weiterhin charakterisiert durch den ältesten Sedimentzyklus im Vorland, bei dem unter sehr feuchten Bedingungen, teilweise laminar „schlammstromartig“ Kernsteine und Schotter aus dem Hochland geschüttet werden. Er ist am Kuiseb noch in den Berghof-Mesas erhalten (als Bodensediment) und geht möglicherweise mit der Schüttung der Graukalkstufe im Proto-Kuiseb-Breitall einher. Der Fund von *Notohipparion namaquense* (HAUGHTON 1932b) bestätigt das pliozäne Alter des ältesten Schotterzyklus zumindest im Oranje-Einzugsgebiet. Die obersten Ugab-Terrassen bei Outjo enthalten karbonatverbackene Relikte von feinmaterialreichen roten Kolluvien mit stark verwitterten Milchquarzkieseln (Tafel 10, Foto 5). Am mittleren Omaruru überwiegen dagegen Reste von Feinmaterial-Schlämmen während Kies- und Blockfraktionen kaum vorkommen (Tafel 9, Foto 6). Das ist durch den Verlauf des Omaruru in der Randstufenlücke hinreichend erklärbar, da auf der im Pliozän kaum zerschnittenen Rumpffläche keine Schotterlieferanten (z. B. Inselgebirge oder die Randstufe) im Hinterland vorkommen. Im direkten Brandberg- und Erongo-Liefergebiet können auch Schotter (z. B. am Uis-Rivier) festgestellt werden.

Für Süd-Namibia gehen STENGEL & BUSCHE (1993) von flächenbildenden Bedingungen aus, da die Nama-Rumpffläche gegenüber den ältesten Schwemmfächern am Brukkaros-Inselberg um einige Zehner Meter tiefergelegt wurde. Diese pliozäne Tieferlegung konnte auch im Vorland an der Kriess-Stufe eindeutig nachgewiesen werden. Sie trat auch auf dem distalen Hochland am oberen Gaub und östlich des proximalen Arkogenbereichs auf dem Neudammer Hochland (Seeis-Niveau) auf (vgl. KEMPF 1996a). Am dortigen Abtragsgebiet kommt jedoch der älteste Schotterzyklus nicht vor und auch das Regolith-Calcrete ist nicht besonders ausgeprägt. Außerdem sind dort Latosol- und Rotplastosolrelikte, bzw. deren kolluviale Umlagerungsprodukte wesentlich weiter verbreitet als im Vorland. Die Matrix dieser Schwemmfächer- und Schlammstromsedimente wurde (vermutlich) von der Oberfläche her durch Calciumcarbonat teilweise ersetzt, Porenräume wurden versiegelt. Phreatische Verbackungen kommen vor.

Insgesamt war das pliozäne Klima deutlich feuchter als heute, mit mehr oder weniger ausgeprägten Trockenphasen v. a. im Früh- und Endpliozän und wahrscheinlich, zumindest im Hochland, im Winter kühler als im vorangegangenen Miozän (Jahreszeitenklima ausgeprägter). Das wird aus der umfangreichen Bereitstellung von klastischem Material der Schwemmfächer bei gleichzeitig möglicher Bodenbildung in Nicht-Abflußlagen geschlossen. Möglich ist auch die Etablierung einer ausgedehnten Winterregenzone im Spät-, vielleicht auch schon im Früh-Pliozän. Dafür haben sich bei der Behandlung der Vegetationsausstattung in Zentral-Namibia Indizien ergeben (Kap. 3.6.3 und Kap. 3.6.4).

Der Oberflächenwasserhaushalt war vermutlich perennierend aber jahreszeitlich stark schwankend. Nur unter diesen Bedingungen sind die pliozänen Schwemmfächersedimente im Vorland und die ältesten Schotterbetten der Flüsse hinreichend erklärbar. Restriktive Flächenbildung im Hinterland ging also im Pliozän möglicherweise einher mit einer sehr feuchten Schlammstrom-Schwemmfächerphase am Inselberg- und Escarpmentbereich.

Ab dem Endpliozän wurden weder die Hauptrumpffläche, noch die Post-HR-1-Flächen oder die Streckhänge noch traditional weitergebildet. Die Streckhänge im Vorland mit ihrer vergleichsweise geringen Reliefenergie wurden flächenhaft bis auf den Saprolit erodiert, Latosolreste sind nur noch an den Wasserscheiden erhalten. Die Abflußlagen des Hochlands wurden dagegen ab diesem Zeitraum mehrphasig tief zerschnitten und korrele Sedimente ins Vorland bzw. die dortigen Breittäler und in die Kalahari-Becken geschüttet. Dabei wurden mehrere Zyklen festgestellt, die sich an den meisten äquivalenten Positionen nachweisen lassen (s. Vergleich der Flußhistorien). Es erfolgte eine Übersättigung der jüngsten, durch Relikte von Tiefenverwitterung gekennzeichneten miozänen und pliozänen Rumpfflächen.

Unklar ist, in welchem Stockwerk sich diese Rumpfflächen innerhalb des Kalahari-Sedimentationsbereichs befinden. Die Kalahari schließt mit einer Akkordanzfläche ab, die durch jüngere Bodenbildung gekennzeichnet ist und keine Anzeichen von chemischer Tiefenverwitterung oder *Terrae rossae* aufweist. Sie ist demnach jünger als Post-HR-1. Das Rumpfflächenstockwerk muß sich demnach innerhalb oder unterhalb der Kalahari-Sedimente nachweisen lassen. Es wurden in den Bohrprofilen von Okamatangara (Kap. 4.6, S. 487) keine eindeutigen Hinweise gefunden, die eine Position innerhalb des Sedimentpakets nahelegen würde. Saprolit und Latosolprofile befinden sich dort ausschließlich im Liegenden zur Kalahari-Gruppe. Sie werden überlagert von verschiedenen Sedimentserien, darunter auch mehr oder weniger kalzifizierte Latosolsedimente in großer Mächtigkeit. In diesem Fall ist das gesamte Paket als Post-Mittelpliozän bis Pleistozän einzustufen. Dieser Befund muß aber nicht zwingend für die ganze Kalahari gelten. Es ist durchaus möglich, daß innerhalb der tieferen Teilbecken auch prä-mittelmiozäne Sedimente liegen, die später pedogen überformt und neuverwittert wurden.

Die quartären Reliefgenerationen wurden im wesentlichen auf Basis der Vorlandsedimente klassifiziert. Dabei ergab sich eine schlüssige Chronologie, die hier übergreifend dargestellt werden soll. In Anlehnung an die Terminologie der nordhemisphärischen Kaltzeiten werden zur leichteren Einordnung der äquivalenten (relativ trockeneren) Phasen in den Untersuchungsgebieten die folgenden Riviernamen verwendet: Hoanib, Messum, Omaruru, Swakop, Tsondab, Ugab (vgl. Tab. 31).

	<u>Prozeß</u>	<u>Dokumente</u>	<u>Kulturelle Dokumente</u>	<u>Meeresspiegel</u>	<u>Zeitliche Einordnung</u>	<u>Mögliche Korrelation</u>	
30	Holozäne Relief-generationen	Jüngere Schotter, Kolluvien	Namibian Later Stone Age		Ugab-Zeit	Holozän	
29	Schwache Schotterreaktivierung	Junge Schotter	LSA, gerolltes MSA			Post-Walvis Regressionen	Gamblian/ Weichsel (?)
28	Bodenbildung, schwächere Einschneidung	Terrassenbildung	MSA				Monastir/ Eem (?)
27	Schluffig-tonige Ablagerungen	Feinmaterialkörper Kolluvien				Walvis - Transgression	
26	Aolische Sand-sedimentation	Sandkörper, Dünen, Gipskrusten	HIATUS		Post-Vineta Regression		Kanjeran/ Saale
25	Schwächere Einschneidung	Täler, Terrassenbildung	Frühes Middle Stone Age		Vineta-Transgression	Tyrrhen/ Holstein	
24	Sumpfsedimente, Kalktuffe in Stillwasserbereichen, Endseen	Kalktuffe mit Wurzelröhren und fossilen Blättern	„Mousterien“ „Sangoan“ (?)		Post-Rooikop Regression	Kamasian/ Elster	
23	Äolische Sand-Sedimentation	Sandkörper	HIATUS (?)		Rooikop-Transgression	Milazzo/ Cromer	
22	Schwache Aufschotterung	Schotterkörper	„Acheul-Komplex“			Post-Nonidas-Regression	Kageran/ Menap (?)
21	Erneute tiefe Zerschneidung	Täler, Terrassenbildung			Nonidas-Transgression	Sizil/ Waal (?)	
20	Aufkalkung	„Mittelkrustenfläche“			Post-Goanikontes-Regression	Eburon (?)	
19	Schotter- und Sandsedimentation	Oswater-Terrasse	<i>Equus sandwithi</i> Frühes Acheul		Goanikontes-Transgressionen	Calabrium/ Tegelen (?)	
18	Tiefe Zerschneidung, Verkarstung (Fläche)	Täler, konvexe Arbeitskanten (?), Cañon					
17	Starke Aufkalkung	Hauptkrustenfläche			Postpliozäne Regression	Prä-Tegelen	
16	Schottersedimentation	Schotterkörper		Anichab-Transgression			
15	Aufkalkung (knollig)	Kalkknollenkruste	„ <i>Notohipparion namaquense</i> “		Endpliozäne Regression	Entwurf und Zeichnung: J. Kempf, 1997	
14	Erosion	3. Diskordanz					
13	Bodenbildung	Fe-Konkretionen, Wurzelröhren					
12	Flußsand-Sedimentation	Sandkörper, kaum Schotter					
11	Aufkalkung (nodulär)	noduläre Kruste					
10	Feuchtere Bodenbildung (?)	Fe-Konkretionen, Bodenfarbe					
9	Fluv. Sandsedim.	Sandkörper					
8	Schwache Aufkalkung	noduläre Kruste					
7	Schotterschüttung	Schotterkörper					
6	Aufkalkung mit Krustenbildung	Graukalkkruste					
5	Erosion	2. Diskordanz					
4	Schotterschüttung	Schotterkörper der Graukalkst.					
3	Erosion und leichte Verkarstung	Basisdiskordanz (1. Diskordanz)					
2	Aufkalkung	Regolith-Calcrete					
1	Kaolinisierung/ Saprolitisierung	Kaolinitprofil, Cj-Horizont					

Tabelle 31: Reliefgenerationen in Zentral-Namibia

Aus Tab. 31 ergeben sich im einzelnen folgende Zeitalter:

(1) Hoanib-Zeit: Bedingt durch die endpliozäne/frühpleistozäne Trockenphase als Resultat einer verstärkten Aktivität des Benguela-Systems wurde die Aufkalkung des ersten Schotterzyklus und der Schlammstromablagerungen stark forciert (2. Kalkkrustengeneration, z. B. Unit B bei TELLER & LANCASTER 1986). Wie bei der Bildung des Regolith-Calcretes muß dabei angenommen werden, daß die Karbonate durch Lösung aus dem saprolitisch verwitterten arkogenen Hochland ausgeschwemmt wurden, da entsprechende Krustenbildungen auf dem Khomas-Niveau nicht vorkommen. Die dortigen Latosolreste sind ja nicht aufgekalkt worden. Das spricht für Wasser als Transportagens. Eine äolische Rückverlagerung aus den Tieflagen auf das Hochland hätte Khomas- und Seeis-Niveau gleichartig betreffen müssen. Das regolithische Calcrete, das auf allen tieferen Rumpfflächenniveaus nachweisbar ist, darf demnach zweifellos als „genetisch älter“ und damit als erste Kalkkrustengeneration eingestuft werden.

Eine weitere Karbonatquelle können erosiv aufgedeckte Flächen von Regolith-Calcrete gewesen sein. In Einzugsgebieten mit überwiegend dolomitischen Ausgangsgesteinen (wie am Ugab) sind die Schotter dolocretisch verbacken. Da Magnesiumcarbonat schwerer löslich ist als Calciumcarbonat und die mächtigen Schotterkörper dennoch durchgängig verbacken sind, muß auch hier beträchtliche fluviale und phreatische Aktivität angenommen werden. Der Begriff „Trockenphase“ sollte also für Plio- und Alt- bis Mittelpleistozän nicht als „aride Phase“ verstanden werden, sondern in relativem Bezug zu vorangehenden und folgenden deutlich feuchteren Zeitaltern. Ein Jahresniederschlag von 800 bis 1000 Millimetern mit wenig variabler saisonaler Verteilung ist im Hochland durchaus wahrscheinlich. Für das Pliozän muß angesichts der starken Fluviodynamik von noch erheblich höheren Werten ausgegangen werden, insbesondere wenn Winterregendominanz angenommen wird.

Auf dem Khomas-Niveau beginnen die Flüsse mit dem Herausarbeiten von lithologisch bedingten Reliefunterschieden. Kuiseb und Swakop kanalisiert sich zunehmend an alten, präkambrischen aber auch an jüngeren arkogenen Spannungs- und Zerrüttungszonen, wo Ausräumung erleichtert war. Sie zersägten zügig ihre Wasserfälle zum Vorland. Mit dieser strukturell induzierten Erosion kam es zu den in Kap. 4.2.2 und 4.3 erwähnten Flußumlenkungen. Nach Ausräumung der Latosoldecken verwitterte der entblößte und immer weiter ausgetrocknete Saprolit vorwiegend mechanisch zu grusigen und psammitischen Fraktionen.

In der nachfolgenden ältestpleistozänen Feuchtzeit wurden die verbliebenen Schotter und natürlich die Sande zusammen mit Relikten von etwaigen Eisenkrusten als Schwemmfächer weit ins Vorland geschüttet. In diesem Post-Hoanib-Schwemmfächer (hier „Hauptsandstufe“ genannt; vgl. S. 431ff und KORN 1942, unpubl.), sind in der Umgebung des Karpfenkliffs mehrere stabilere Phasen (Stadiale ?) festzustellen. Bei einigen ist eine noduläre Aufkalkung der Lockermaterialoberflächen ausgliederbar, weitere beinhalten mehrere (vermutlich feuchte) schwächere Bodenbildungen. Eine intensivere Bodenbildungsphase mit stellenweise dichter Durchwurzelung schließt die zweite Schwemmfächergeneration ab. Die Oberflächen müssen nicht zwingend auf Stadiale hindeuten, sondern können auch dauerhafte Verlagerungen der Hauptentwässerungslinien im Sedimentationsbereich dokumentieren. Im sehr distalen Bereich, z. B. bei Khommabes, ist dieser sandigere Zyklus anscheinend nicht (mehr) vorhanden (vgl. TELLER & LANCASTER 1986).

STENGEL (1997) beschreibt im südlichen Namibia zahlreiche fossile ältest-pleistozäne Hangrutschungen. VAN DER WESTHUIZEN (1984) und SENUT et al. (1992) gehen von einer pliozänen und mindestens einer altpleistozänen Verkarstungsphase im Otavi-Bergland aus. Diese Arbeiten unterstreichen die Annahme einer sehr feuchten Periode nachdrücklich.

(2) Messum-Zeit: Einer kürzeren Erosionsphase im finalen Post-Hoanib folgte eine erneute abwärts gerichtete Aufkalkung (3. Kalkkrustengeneration) der Ablagerungen. Sie griff allerdings nicht überall durch den gesamten Sedimentkörper hindurch. Es gilt ein ähnlicher Phasenablauf wie bei (1) mit vergleichbaren Klimabedingungen. Diese dritte Diskordanz in den Sedimenten wurde post-Messum im frühesten Mittelpleistozän, dokumentiert durch acheulzeitliche Artefakte, von einem sehr weit nach Westen ausgreifenden dritten Schwemmfächer vollständig überdeckt. Dafür ist eine weitere Feuchtphase anzunehmen, die mit einer mittelpleistozänen Warmwasserphase im Südatlantik einhergeht (nachgewiesen durch entsprechende Faunenfunde auf den Küstenterrassen).

(3) Omaruru-Zeit: Eine Abschwächung der Wasserzufuhr aus dem Hochland, bedingt durch fortschreitende Zerschneidung der oberen Einzugsgebiete und der resultierenden Abflutkanalisierung, bewirkte ein weiträumiges oberflächliches Trockenfallen der Schwemmfächerpulte. Zusammenfallend mit der Kageran-Trockenphase im Vorland folgte die Ausfällung der im küstenwärts (bzw. zum distalen Arkogen hin) gerichteten Grundwasserstrom gelösten Carbonate in den lockeren Sedimentkörpern (4. Kalkkrustengeneration, z. B. Unit C bei TELLER & LANCASTER 1986). Dies erklärt, warum insbesondere der dritte Schwemmfächer vollständig durch und durch kalkverbacken und so eine Aufkalkung von oben her nicht unein-

geschränkt nachweisbar ist. Möglicherweise sind auch die Flußumlenkungen infolge der Einschneidungsphase zum Kalahari- und Oranje-System mitverantwortlich für den Rückgang des Oberflächenwassers auf dem Schwemmfächerpult.

Die ESA-Artefakte in den hangenden Bereichen der distalen Ablagerungen unterstützen diese Annahme, da sie zumindest mäßige Transportspuren aufweisen müßten, wäre denn die tiefgreifende, wasserreiche Verbackung von oben her erfolgt. So ist zumindest in Teilen die Hauptkrustenfläche einer späteren generellen Aufkalkungsphase zuzuordnen, die vielleicht sogar erst mit der Bildung der Mittelkrustenfläche einhergeht. Dafür kommt wenigstens für die Fläche nur ein Carbonatzustrom aus aufgearbeiteten älteren Krusten mit einer äolischen Transportkomponente in Frage. Die oberflächliche Lamellenkruste läßt auch diese Deutung zu. Der Zeitrahmen von Namib IV (400-700 ka) erlaubt ebenfalls eine syn- oder postgenetische Einstufung der Verbackung. Auch die von SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) gelieferten Daten für die letzte(n) Kristallisationsphase(n) an der Vingerklip (Ugab) von 500-800 ka liegen im gleichen Rahmen.

Marine Bohrkernanalysen von EMBLEY & MORLEY (1980) erbrachten klare Hinweise für starke Calciumcarbonatlösung und -ausschwemmung in der Mitte des $\delta^{18}\text{O}$ -Stadiums 18 und von $\delta^{18}\text{O}$ -Stadium 16-14. Das erfolgte als direkte Reaktionen auf Phasen erhöhter Meeresoberflächentemperaturen, wie sie durch die Warmwasserfauna der Rooikop-Terrasse bestätigt sind. Das frühe und späte $\delta^{18}\text{O}$ -Stadium 18 sowie die Stadien 17 und 13-11 zeigen dagegen kühlere Meeresoberflächentemperaturen und geringere Anreicherung von Carbonaten in den marinen Sedimenten. In den anzunehmenden trockeneren Phasen kam es also eher zur terrestrischen Ausfällung und Krustenbildung, jedenfalls nicht zu Lösung und Transport.

Die tiefe Zerschneidung, Ausräumung und Verkarstung der aufgekalkten Schwemmfächer und Terrassen bis in den Saprolit dürfte mitverantwortlich für den hohen Calciumcarbonat-Peak des $\delta^{18}\text{O}$ -Stadiums 16-14 sein. Sie wäre dann grob zwischen 550-650 ka BP einzustufen (in voller Deckung mit den geoarchäologischen Befunden).

Post-Omaruruzeitlich kam es mit Rückgang der Niederschläge zum Ende der Einschneidung zu der erneuten Aufschotterung innerhalb der Täler (Zyklus IV). Am mittleren Kuiseb erfolgte die Aufschotterung immerhin um bis zu ca. 40 Meter über Einschneidungsniveau („Tiefterrasse“, Oswater-Schotter). Auch hier muß eine stark schwankende aber perennierende Wasserführung im Rahmen eines *braided river systems* angenommen werden.

Zwischengeschaltete Linsen äolisch umgelagerter Flußsande deuten an, daß es auch Umschwünge zu ephemerem Abflußverhalten gab während derer z. B. der Kuiseb „tsondabisiert“ wurde und der untere Kuiseb vom Oberlauf abgeschnitten wurde. Auf angrenzenden Flächen könnten erste Sandschilde entstanden sein. Gelöste Carbonate in den Grundwasserströmen

fielen aus und förderten erneute konglomeratische Verbackungen. Die Schotter bestehen zu einem beträchtlichen Teil aus reaktivierten Klasten der älteren Konglomerate. Nagelfluhgerölle kommen vor.

(4) Swakop-Zeit: Die Feuchtphase schließt ab mit einem immer ausgeprägteren ephemeren Abflußregime und einem Nachlassen der autochthonen Niederschläge, in deren Gefolge die Mittelkrustenfläche entstand (5. Kalkkrustengeneration). Sie ist deutlicher als alle vorangegangenen an die Abflußlinien gebunden, kann aber wohl als letzte generelle Aufkalkungsphase gelten. Carbonate dürften aus den älteren Krustengenerationen stammen.

In Gebieten, in denen Sedimentation kontinuierlich möglich war - lediglich unterbrochen durch Klimaschwankungen - kann die Mittelkrustenfläche die Hauptkrustenfläche als Lamellenkruste direkt überlagern. In starkem Maße gilt das für den Sedimentationsbereich Kalahari, wo ja kaum tiefere Einschneidung in der späten Omaruru-Zeit erfolgte. Auch an anderen Beckenfüllungen kann die Mittelkruste der Hauptkruste aufliegen. Bedingung ist, daß die Hauptkruste der Beckenfüllungen vorher nicht zerschnitten wurde.

Äquivalente Schotterterrassen von südöstlich entwässernden Flußsystemen wie Nossob und Olifantsrivier zeigen keine oder kaum Aufkalkungsspuren. Sie und auch die darin enthaltenen (wohl etwas jüngeren) Acheul-Artefakte sind nicht konglomeratisch verbacken, da in deren oberen Einzugsgebieten kaum ältere Krustengenerationen vorkommen. Das spricht dafür, daß spätestens nach Abschluß der tiefen Einschneidungsphase der Calciumcarbonatstrom aus dem Hochland abriß und schon die Mittelkrustenfläche nur noch vorkommt, wo entweder calcium- oder magnesiumbürtige Gesteine oder ältere Krustengenerationen im Einzugsgebiet anstehen.

Post-Swakop kam es in den meisten Flußtälern zu einer erneuten Einschneidungsphase bis zu ungefähr dem gleichen Niveau wie im Post-Omaruru. Seitentäler der zweiten und dritten Kategorie mit kleinen Einzugsgebieten zerschnitten, wie zum Beispiel das Ongongo-Seitentäl des Hoanib die Konglomeratverfüllungen vielfach nicht zu typischen Terrassen, sondern schliffen die hart verbackenen Konglomerate zu typischen „Terrazzo-Flächen“ ab. Dabei wurden lithologische Unterschiede völlig formüberprägt. Gegen Ende des Zyklus erfolgte eine erneute schwache Aufschotterungen an Gleithängen.

(5) Tsondab-Zeit: Nach der Bildung von lockeren Schotterkörpern in den Tälern folgte keine erneute Aufkalkung der Ablagerungen. Dies deutet auf einen raschen Wandel zu sehr viel trockenerem geomorphologischem Milieu hin. Sehr wahrscheinlich haben sich auf den Calcrete-Flächen der Namib und Kalahari erstmals weit verbreitete Sandkörper etabliert, nachdem in der Swakop-Zeit schon eine geringer ausgedehnte äolische Aktivitätsphase

angedeutet war. Ein Hinweis dafür ist die Laufblockade des Tsondab bei Narabeb (vgl. TELLER et al. 1990) durch Dünenzüge und die Bildung eines dortigen Proto-Tsondab-Vleis.

Ein Hiatus in der Besiedlungsgeschichte ist bisher nicht eindeutig nachweisbar, denn dafür fehlen genau einzuordnende Fundstätten des Spät-Acheul (früher „Fauresmith“). Das „Sangoan“ des späten Acheul-Technokomplexes scheint dagegen repräsentiert zu sein, ebenso wie das früheste *Middle Stone Age*. Es ist also ein Hiatus möglich - sogar wahrscheinlich - mit einer anschließenden Expansions- oder Wiederbesiedlungsphase durch eine Bevölkerung, die ein Werkzeugrepertoire mit „Sangoan“-Elementen besaß. Auch eine autochthone Entwicklung von „sangoan“-ähnlichen Artefaktassoziationen ist allerdings denkbar. Zu diesen Fragen besteht im übrigen ein Forschungsdefizit.

Post-Tsondab setzte anscheinend auch im Vorland phasenweise wieder eine niederschlagsreichere Zeit ein, die sich anhand von Kalktuffbildungen mit fossilen *Phragmites*-Wurzeln nachweisen läßt. Sie konnte am Kuiseb („Hudaob-Tufa“ nach WARD 1987), aber auch im Hoanibtal und seinen Seitenrivieren festgestellt werden. Ob dies zu perennem Hydroregime im gesamten Flußlauf geführt hat, muß offen bleiben. Es ist nur schwache Einschneidung erfolgt.

(6) Ugab-Zeit: Eine zweite sehr trockene Phase ist dokumentiert in weit expandierten Wüstenverhältnissen in Namib und Kalahari mit Dünenbildung und der Bildung von Gipskrusten in der Zentralnamib. Auch Wüstenlackbildungen auf Schottern und frühen MSA-Artefakten deuten auf extreme Aridität hin. Fluviale Dynamik ist nicht feststellbar. Der Tsondab-Lauf wurde durch einen weiteren Dünenzug am Tsondab-Vlei bis auf den heutigen Endpunkt verkürzt. Feinmaterialien wurden ausgeblasen, die Oberflächen bildeten Wüstenpflaster.

In der Besiedlungsgeschichte ist ein Hiatus angedeutet. Weiterentwickelte spätere Artefakte des MSA mit *Levallois*-Technik stehen anscheinend nicht in Zusammenhang mit den schlichten Werkzeugen des frühen MSA (vor allem andere Materialien wurden verwendet). Die Wiederbesiedlung orientiert sich an Gunsträumen, wie z. B. den Brandberg, und scheint einherzugehen mit Feuchtphasen bis hin zu semiariden Verhältnissen in Teilen der Namib. Im Hochland bildeten perennierende Quellen erste Sinterkegel (z. B. Windhoek, Klein Windhoek, Rehoboth).

Morphodynamisch sind post-Ugab nur noch geringe Schwankungen mit schwacher Schotterreaktivierung, Kolluvienbildung und „Flutauslaufsedimenten“ sowie mäßigen Bodenbildungen zu verzeichnen. Die Besiedlung orientierte sich an Rivierläufen mit Grundwasserströmen oder anderen Wasservorkommen.

Insgesamt lassen sich für den im Zusammenhang mit den Flußhistorien geschilderten und in den Teilkapiteln morphologisch, paläoökologisch, paläoklimatologisch und archäologisch belegten Ablauf eine Fülle von bestätigenden Indizien darlegen. Maritime und terrestrische Befunde sind in volle Übereinstimmung zu bringen.

Für das Mittel- und Spätpleistozän sind in Abb. 129 und Abb. 130 einige datierte Befunde aus der Literatur beigelegt (im Anhang). Die Schüttung der Mittelterrassenschotter (Oswater) fällt dabei in das Sauerstoff-Isotopenstadium 8, da aufgrund der Artefakt-Situation ein Alter zwischen 250 ka und 350 ka angenommen wird (Abb. 129).

In Abb. 131 (S. 559) wird die Neuinterpretation der stratigraphischen und morphotektonischen Einheiten in das Känozoikum eingeordnet, wobei sie den Interpretationen anderer Autoren gegenübergestellt wird.

Die in den vorangegangenen Kapiteln entwickelte Morphochronologie läßt sich mit Hilfe des in Kap. 3.5.4 (Abb. 36, S. 94) konstruierten Morphomilieu-Arbeitsmodell milieugeschichtlich auswerten. Abb. 132 zeigt die pliozänen Übergänge und Abb. 133 rekonstruiert die Phasen 1-15 aus Tab. 31 jeweils für das u. U. vom Hinterland gesteuerte Randstufenvorland.

Abbildung 132: Morphomilieuentwicklung im Pliozän

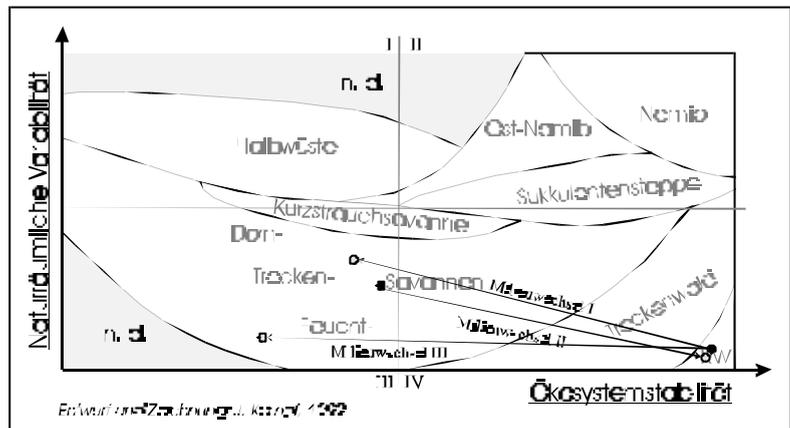
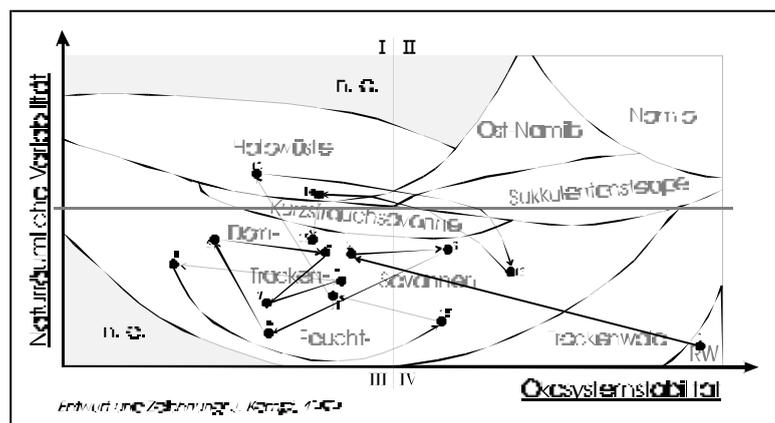


Abbildung 133: Morphomilieuentwicklung im Pleistozän vor Ausbildung der Hauptkalkkruste

Somit kann auch das Arbeitsmodell sinnvoll für die Rekonstruktion des Milieuaufbaus eingesetzt werden.



Die Gesamtheit der Re-Interpretation der früher publizierten Befunde verschiedenen Autoren wird in Abbildung 131 synoptisch dargestellt. Dabei wird deutlich, dass nicht die Abfolge der Befunde, sondern deren absolute zeitliche Einordnung neu darzulegen sind.

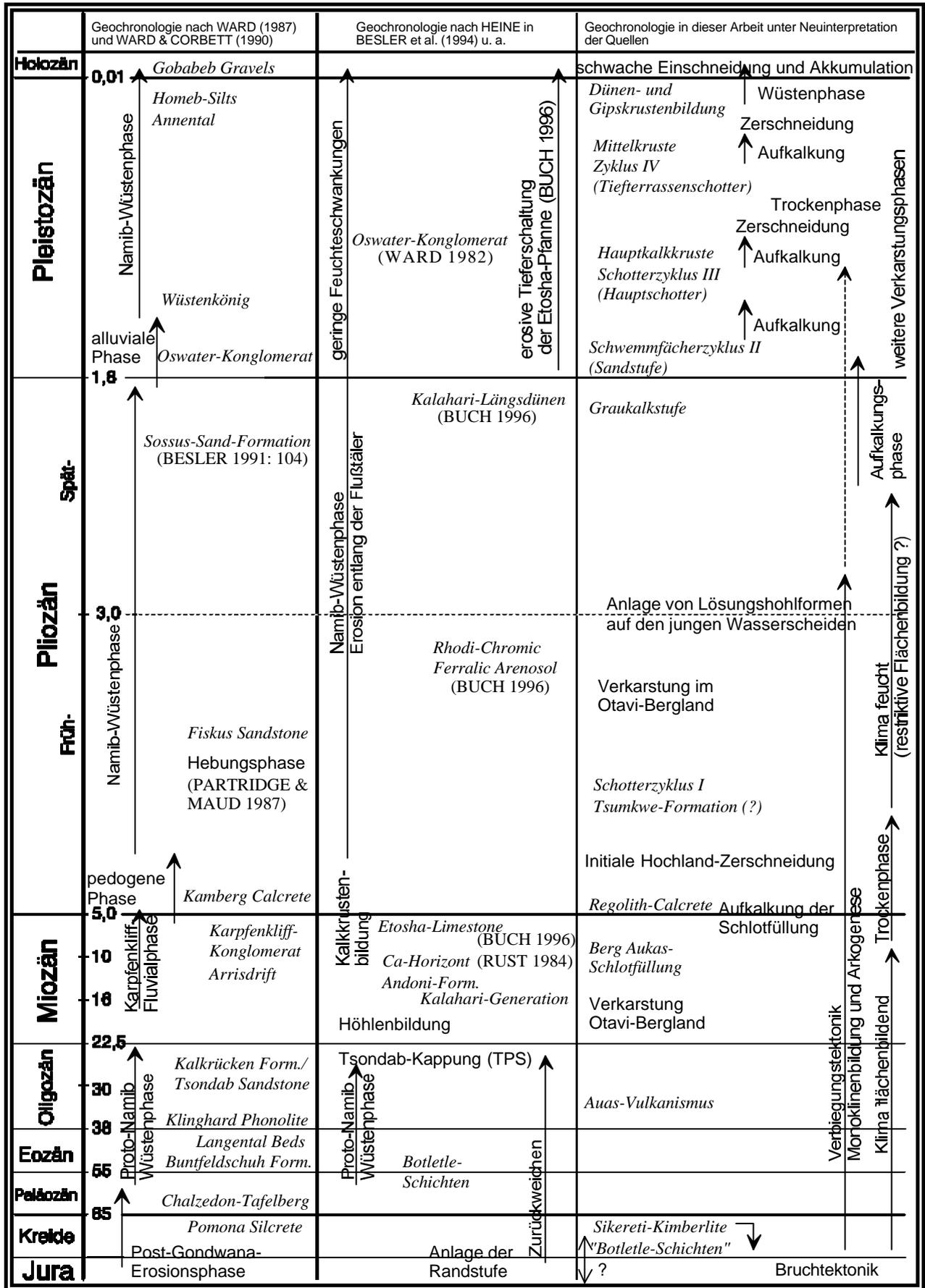


Abbildung 131: Synoptische Gegenüberstellungen der Auffassungen zur Reliefgenese in Namibia nach verschiedenen Autoren.

8 Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurden Ergebnisse mehrjähriger geomorphologischer, pedologischer und ökologischer Feldaufnahmen in Namibia vorgestellt. Der Schwerpunkt der Betrachtung lag auf einem West-Ost-Transekt im zentralen Drittel des Landes zwischen dem südlichen Wendekreis und der Etoscha-Region (bei ca. 19°S). Dieses Transekt beschreibt einen klimamorphologischen Übergang vom namibischen Schelf, über das Litoral, die Namib-Rumpffläche das Randstufenvorland mit dem Escarpment und das Hochland mit dem Windhoek-Oka-handja-Becken bis zu den ausgedehnten Kontinentalbecken der Kalahari. Schelf, Randstufenvorland, Becken und Kalahari stellen dabei potentielle Akkumulationslandschaften, das Hochland und Namib-Fläche die zugehörigen Abtragungslandschaften.

Es wurde eine Fülle von Methoden angewandt; von der visuellen und analytischen Karten-, Luftbild- und Satellitenbild-Auswertung bis zu Profileinmessungen und sedimentstratigraphischen und v. a. bodenkundlichen Aufnahmen. Letztere waren v. a. deshalb notwendig, weil in den Abtragungsgebieten oft ausschließlich die Bodenentwicklung zu morphogenetischen Interpretationsmöglichkeiten hinführt - insbesondere auf den Wasserscheiden. Zusätzlich wurden zahlreiche publizierte und nicht publizierte Literaturquellen hinsichtlich der darin enthaltenen Beobachtungen (nicht Interpretationen) ausgewertet und eine Fülle von sog. Proxydaten zusammengetragen, v. a. aus den Bereichen der Biogeographie und der Geoarchäologie. Sie sind in eigenen Kapiteln ausführlich behandelt.

Aufbauend auf der analytischen Darstellung der rezenten klimatisch-ökologischen Ausstattung in ihren Determinanten (Windsysteme, Zirkulation, Telekonnexionen und Benguela-Auftriebssystem) wurde ein Morphomilieukonzept entwickelt und in einem Arbeitsmodell umgesetzt. Mit dessen Hilfe konnten zumindest endtertiäre und quartäre Sukzessionen und Abläufe erklärt werden, da hier das Aktualismusproblem nicht so stark durchgreift, wie bei Betrachtung noch weiter zurückliegender Zeiträume. Trotzdem wurde darauf hingewiesen, daß die Angaben über Morpho-Milieu-Zusammenhänge unsicherer werden, je weiter sie zurückliegen.

Da in der publizierten Literatur hinsichtlich der klimatischen Entwicklung im Känozoikum eine Vielzahl an widersprüchlichen Angaben und Interpretationen auftritt, v. a. was das Alter der Aridität im westlichen Namibia betrifft, wurde der Erfassung des Zeitpunkts des Umschwungs, ab dem die Grundbedingungen für eine Aridisierung und das Ende von tiefgreifender Verwitterung mit Gesteinszersatz eingetreten ist, besondere Aufmerksamkeit eingeräumt.

Darüber gibt es verschiedene Grundauffassungen, die erläutert werden. Sie reichen von der Annahme eines kretazisch-alttertiären Alters für aride Bedingungen in der Namib bis zu endpliozänen Einstufungen.

Hervorgehobene Bedeutung kam der Untersuchung der Flächenstockwerke zu, die in Namibia generell über unterschiedlichste Gesteine hinweggreifen und alle Schichten kappen. Die Ursache (nicht die Folge) wird in der tiefgreifenden Saproлитisierung gesehen, die alle Stockwerke charakterisiert und damit als Kennzeichen eines Milieus herangezogen wird, welches zur Weiterbildung und Tieferlegung von Rumpfflächen führt. Dies wird durch die bodenkundlichen Befunde bestätigt, denn als charakteristisches Profil tritt in abflußperipherer Lage auf den Wasserscheiden ein fossiler Latosol-, Rot- oder Gelbplastosol über Saproлит auf, der durch die fortschreitende Reliefentwicklung meist vollständig abgetragen und durch Hartkrusten versiegelt wurde.

Es wurden drei känozoische, lediglich bis gut erhaltene Rumpfflächenstockwerke im Untersuchungstransect festgestellt, nämlich die oberkretazische oder ältesttertiäre, durch flächenhafte Verkieselungen gekennzeichnete Prä-HR-1-Fläche, die alttertiäre bis mittelmiozäne Haupt-rumpffläche (HR) und die pliozäne Post-HR-1-Fläche. Bei den letzten beiden Stockwerken wird der Saproлит nicht von Kieselkrusten (Silcrete), sondern von Carbonat- und Gipskrusten versiegelt, was das generelle Ende des flächenbildenden Milieus im Endpliozän belegt. Die Carbonatkrusten versiegeln auch die Kalahari-Beckensedimente und markieren demnach eine jüngere Akkordanzfläche, auf der es nicht mehr generell zu tiefgreifender Verwitterung und nur zu vergleichsweise schwacher Bodenbildung gekommen ist. Allerdings liegen Anzeichen für postgenetische Verkarstung der Hauptkrustenfläche und der inkrustierten Sedimente vor. Eine zeitlich parallele Kalkinkrustierung mit der durch Latosolprofile gekennzeichneten pliozänen Post-HR-1-Flächenbildung muß abgelehnt werden - das früher postulierte endmiozän-pliozäne Alter der Hauptkalkkruste ist somit hinfällig.

Stattdessen wird aufgrund von mittelpleistozänen Artefakt- und Knochenfunden sowie einer publizierten ESR-Datierung ein etwa cromerzeitliches Alter der Hauptkalkkruste angenommen. Vorlandsedimente, die auf dem jüngsten Flächenstockwerk aber morphostratigraphisch unter der Hauptkalkkruste liegen, werden als endtertiär bis mittelpleistozän angesehen. Dies wird durch die Feststellung gestützt, wonach offenbar ein zyklischer Ablauf vorliegt, dessen Glieder sich landesweit anhand der Flußhistorien und der Sedimentstratigraphie nachweisen lassen. Der zyklische Ablauf setzt sich auch im Post-Mittelpleistozän fort, wobei ab dem

Beginn des Spätpleistozäns die Auslenkungen der Klimakurve zum ariden Bereich hin stark dominieren.

Es wurden hier Parallelen zu den globalen Klimazyklen und den ozeanischen Befunden gezogen. Die Entwicklung des Benguela-Systems mit seiner schwankenden Intensität läßt sich exakt in die Reliefbefunde einpassen, so daß angenommen wird, daß sich auch im Relief Namibias die globalen Zyklen widerspiegeln. Dies widerspricht der bisher publizierten Darstellung einer vom globalen Ablauf weitgehend separaten, durch das Benguela-Kaltwasserantriebssystem hoch dominierten känozoischen Klimaentwicklung im westlichen Zentral-Namibia. Auch die biogeographischen und geoarchäologischen Befunde sind problemlos in das präsentierte Modell integrierbar. Bisherige landschaftsgeschichtliche Probleme Namibias konnten damit auf Basis des klimageomorphologischen Ansatzes gelöst werden.

- ABEL, H. (1955a): Beiträge zur Landeskunde des Rehobother Westens (Südwestafrika). - Mittlg. Geogr. Ges. Hamburg 51: 55-97.
- (1955b): Reisestudien in Südwestafrika. - Jb. Bremer Wissensch. 1: 17-44.
- (1959a): Beiträge zur Morphologie der Großen Randstufe im südwestlichen Afrika. - Dt. Geogr. Blätter 48: 130-268.
- (1959b): Völkerkundlich-kulturgeographische Beobachtungen in Südwestafrika und Südafrika (1953, 1957). - Veröffentl. Überseemus. Bremen, Reihe B 1 (3): 165-187.
- ABEL, N. & M. STOCKING (1987): A rapid method for assessing rates of soil erosion from rangeland: an example from Botswana. - J. Range Manag. 40 (5): 460-466.
- ÅBERG, G., D. E. STIJFHOORN, K. IDEN & R. LÖFVENDAL (1999): Carbon isotope exchange during calcite sulphation. - Atmospheric Env. 33: 1399-1402.
- ABRAMS, M. M., P. J. JACOBSON, K. M. JACOBSON & M. K. SEELY (1997): Survey of soil chemical properties across a landscape in the Namib Desert. - J. Arid Env. 35 (1): 29-38.
- ACKERMANN, E. (1936): Dambos in Nordrhodesien. - Wiss. Veröffentl. Dt. Mus. Länderkunde N. F. 4: 149-157.
- ACOCKS, J. P. H. (1988): Veld Types of South Africa. Bot. Surv. S. Afr. Mem. 57, Pretoria, 146pp.
- ACRES, B. D., A. BLAIR RAINS, R. B. KING, R. M. LAWTON, A. J. B. MITCHELL & L. J. RACKHAM (1985): African Dambos: their distribution, characteristics and use. - Z. Geomorph. N. F. Suppl. 52: 63-86.
- ADAMS, C. G., R. H. BENSON, R. B. KIDD, W. B. F. RYAN & R. C. WRIGHT (1977): The Messinian salinity crisis and evidence of Late Miocene eustatic changes in the world ocean. - Nature 269: 383-386.
- AG BODENKUNDE, Hrsg. (1982, 1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. 3./4. Aufl., Stuttgart (Schweizerbart), 392pp.
- ALAILY, F. (1996): Carbonate, Gips und lösliche Salze. - In: BLUME, H. P. et al., eds.: Handbuch der Bodenkunde. Landsteg (Ecomed): 8pp.
- ALEXANDER, J. E. (1838): An Expedition of Discovery into the Interior of Africa, through of the Great Namaquas, Boschmans, and Hill Damaras. 2 Vols., London (Colburn).
- ALISON, M. S. (1899): On the origin an formation of pans: - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 4: 159-161.
- ALLSOPP, H. L. & D. R. BARRETT (1975): Rb-Sr age determination on South African Kimberlite pipes. - In: AHRENS, L. H., J. B. DAWSON, A. R. DUNCAN & A. J. ERLANK, eds.: Physics and Chemistry of the Earth 9: 605-617. Oxford (Pergamon).
- ANDERSSON, C. J. (1856): Lake Ngami: or, Explorations and Discoveries during Four Years' Wanderings in the Wilds of South Western Africa. London (Hurst & Blackett), 546pp.
- (1861): The Okavango River: a narrative of travel, exploitation and adventure. London (Hurst & Blackett), 364pp.
- (1875): Notes of Travel in South Africa. London (Hurst & Blackett), 338pp.
- ANDREAE, M. O., W. R. BARNARD & J. M. AMMONS (1983): The biological production of dimethylsulfide in the ocean and its role in the global atmospheric sulfur budget. - Ecol. Bull. 35: 167-177.
- ANDREWS, W. R. & L. HUTCHINGS (1980): Upwelling in the southern Benguela Current. - Prog. in Oceanogr. 9: 1-81.
- ANNEGARN, H. J. & R. KRUT (1985): Of mud islands, sulphur and dead fish. - South West Africa Annual 1985: 83-90.
- ANNEGARN, H. J., R. E. VAN GRIEKEN, P. VAN ESPEN, F. VON BLOTTNITZ, J. P. F. SELLSCHOP, J. W. WINCHESTER & W. MAENHAUT (1978): Background aerosol composition at Gobabeb, South West Africa. - Madoqua 11 (2): 107-118.
- ANNEGARN, H. J., R. E. VAN GRIEKEN, J. W. WINCHESTER, J. P. F. SELLSCHOP & F. VON BLOTTNITZ (1979): Background aerosol concentrations for the Namib-Atlantic interface. - In: Proceedings of the International Conference on Air Pollution, Pretoria (CSIR), 22.-25.10.1979, Vol. IV (6): 1-18.
- ANNEGARN, H. J., R. E. VAN GRIEKEN, D. M. BIBBY & F. VON BLOTTNITZ (1983): Background aerosol composition in the Namib Desert, South West Africa (Namibia). - Atmospheric Env. 17 (10): 2045-2053.
- ARAKEL, A. V. & D. McCONOCHIE (1982): Classification and genesis of calcrete and gypsite lithofacies in paleodrainage systems of inland Australia and their relationship to carnotite mineralization. - J. Sedim. Petr. 52: 1149-1170.
- ARNTZ, W. E. & E. FAHRBACH (1991): El Niño. Klimaexperiment der Natur. Basel (Birkhäuser), 264pp.

- ASTM, ed. (1985): Standard test method for particle-size analysis of soils. D 422-63. -In: Annual Book of ASTM Standards 04.08. Philadelphia (American Society for Testing and Materials): 117-127.
- AXELROD, D. I. & P. H. RAVEN (1978): Late Cretaceous and Tertiary vegetation history of Africa. -In: WERGER, M. A. J., ed.: *loc. cit.*: Vol. 1: 77-130.
- BAILEY, G. W. & J. ROGERS (1997): Chemical oceanography and marine geoscience off southern Africa: Past discoveries in the post-Gilchrist era, and future prospect. - Transact. Royal Soc. S. Afr. 52 (1): 51-79.
- BAILLIE, I. (1985): Comment on the palaeoenvironmental interpretation of colluvial sediments and palaeosols of the Late Pleistocene Hypothermal in southern Africa. - Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 52: 159-163.
- BAINES, T. (1864): Explorations in South-West Africa. Being an Account of a Journey in the Years 1861 and 1862 from Walvisch Bay, on the Western Coast, to Lake Ngami and the Victoria Falls. London, 535pp.
- (1869): Voyage dans le sud-ouest de l'Afrique. Paris (Hachette), 269pp.
- BAKER, V. R. (1988): Flood geomorphology and palaeohydrology of bedrock rivers. - In: DARDIS, G. F. & B. P. MOON, eds.: *loc. cit.*: 473-486.
- BAKKER, J. P., H. J. MÜLLER, D. JUNGGERIUS & H. PORENGA (1957): Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. -Tag. Wiss. Abh. Dt. Geographent. Würzburg 1957. Wiesbaden (Steiner): 122-131.
- BALFOUR, D. J., W. HEGENBERGER, A. S. MEDLYCOTT & K. J. WILSON (1985): Kimberlites near Sikereti, north-eastern South West Africa/Namibia. - Comm. Geol. Surv. SWA/Namibia 1: 69-77.
- BARNARD, W. R., M. U. ANDREAE, W. E. WATKINS, H. BINGEMER & H. W. GEORGII (1982): The flux of dimethylsulfide from the oceans to the atmosphere. - J. Geophys. Res. 87: 8787-8793.
- BARNARD, W. S. (1965): 'n Kaart van die Klimaatstreke van Suidwes-Afrika. - J. S. W. A. Wiss. Ges. 18/19: 74-84.
- (1973): Duinformasie in die sentrale Namib. - Tegnikon 22 (4): 2-13, Pretoria.
- (1975): Geomorfologiese prosesse en die mens: die geval van die Kuisebdelta, S. W. A. - Acta Geogr. 2: 20-44 (Paris).
- BARTH, P. (1921): Niederschlagsmessungen der meteorologischen Stationen in S. W. Afrika 1914-1920. = Arb. der Farmwirtschaftsges. für Südwest-Afrika 2 (Windhoek), 51pp.
- BASTIAN, O. (1992): Zu Analyse des biotischen Regulationspotentials der Landschaft. - Peterm. Geogr. Mitt. 136(2/3): 93-108.
- BATE, G. C., P. R. FURNISS & B. G. PENDLE (1982): Water relations of southern African savannas. - In: HUNTLEY, B. J. & B. H. WALKER, eds.: *loc. cit.*: 336-404.
- BATE, G. C. & B. H. WALKER (1993): Water relations of the vegetation along the Kuiseb River, Namibia. - Madoqua 18 (2): 85-91.
- BEAUDET, G. & P. MICHEL (1978): Recherches Géomorphologiques en Namibie Centrale. = Rech. Géogr. Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 139pp.
- BEAUMONT, P. B., E. M. VAN ZINDEREN BAKKER & J. C. VOGEL (1984): Environmental changes since 32.000 BP at Kathu Pan, Northern Cape. - In: VOGEL, J. C. (ed.): *loc. cit.*: 329-338.
- BEETZ, W. (1926): Die Tertiärablagerungen der Küstennamib. - In: KAISER, E., ed.: *loc. cit.*, Bd. 2: 1-54.
- BEHR, H. J., H. ARENDT, H. PORADA & K. WEBER (1983): The sole dolomite at the base of the Naukluft Nappe Complex. - In: MILLER, R. McG., ed.: The Evolution of the Damara Orogen, South West Africa. = Spec. Publ. 11, Geolog. Soc. S. Afr. Johannesburg: 185-197.
- BELLAIR, P. (1954): Sur l'origine des dépôts de sulfate de calcium actuels et anciens. - C. R. Acad. Sci. Paris 239: 1059-1061.
- BENTHAM, H., J. A. HARRIS, P. BIRCH & K. C. SHORT (1992): Habitat classification and soil restoration assessment using analysis of soil microbiological and physicochemical characteristics. - J. Appl. Ecol. 29: 711-718.
- BERGER, J. (o. J., ca. 1950): Die Bodentypen in Südwestafrika und ihre wirtschaftliche Bedeutung. Versuch einer Klassifikation. Unpubl. Manuskript, Windhoek.
- BERRY, C. (1985): Trees and Shrubs of the Etosha National Park. Windhoek (Multiservice), 168pp.
- BERRY, H. H. (1980): Behavioural and Eco-Physiological Studies on Blue Wildebeest (*Connochaetes taurinus*) at the Etosha National Park. Ph. D. Thesis (unpubl.), University of Cape Town, 2 Vols., 564pp+App.

- BERRY, H. H. & W. R. SIEGFRIED (1991): Mosaic-like events in arid and semi-arid Namibia. - in: REMMERT, H., ed.: The Mosaic-Cycle Concept of Ecosystems. = Ecol. Stud. 85: 147-160, Berlin (Springer).
- BERTRAM, S. & C. M. BROMAN (1999): Assessment of Soils and Geomorphology in central Namibia. Swedish Univ. of Agric. Sciences, Uppsala, Minor Field Studies 71, 66pp.
- BESLER, H. (1972): Klimaverhältnisse und klimageomorphologische Zonierung der zentralen Namib (Südwestafrika). = Stuttgarter Geogr. Stud. 83: 209pp.
- (1975): Messung zur Mobilität von Dünen sanden am Nordrand der Dünen-Namib (Südwestafrika). - Würzburger Geogr. Arb. 43: 135-147.
- (1977): Untersuchungen in der Dünen-Namib (Südwestafrika). - J. S. W. A. Wiss. Ges. 31: 33-64.
- (1979a): Salinitätsmessungen an Sanden als Hilfsmittel zur Rekonstruktion fossiler Gewässernetze in ariden Räumen (nach Untersuchungen im Namib-Erg). - Z. Geomorph. N. F. 23: 192-198.
- (1979b): Feldversuche zur aktuellen Granitverwitterung und Rindenbildung in der Namib (Südwestafrika/ Namibia). - Stuttgarter Geogr. Stud. 93: 95-106.
- (1980): Die Dünen-Namib: Entstehung und Dynamik eines Ergs. = Stuttgarter Geogr. Stud. 96: 241pp.
- (1983): The response diagram: distinction between aeolian mobility and stability of sands and aeolian residuals by grain size parameters. - Z. Geomorph. N. F. Suppl. 45: 287-301.
- (1984): The development of the Namib dune field according to sedimentological and geomorphological evidence. - In: VOGEL, J. C., ed.: *loc. cit.*: 445-453.
- (1991): Der Namib Erg: Älteste Wüste oder älteste Dünen? - Geomethodica 16: 93-122.
- (1996): The Tsondab Sandstone in Namibia and its significance for the Namib Erg. - S. Afr. J. Geol. 99 (1): 77-87.
- BESLER, H., W. D. BLÜMEL, K. HEINE, K. HÜSER, H. LESER & U. RUST (1994): Geomorphogenese und Paläoklima Namibias: Eine Problemskizze. - Die Erde 125 (3): 139-165.
- BESLER, H. & M. MARKER (1979): Namib sandstone: a distinct lithological unit. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 82 (1): 155-160.
- BESLER, H. & L. PFEIFFER (1993): The Tertiary Proto-Erg of the Namib: Depositional environment of the Tsondab Sandstone in Namibia. - J. Namibia Sci. Soc. 44: 7-24.
- BESTER, F. V. (1996): Bush encroachment - a thorny problem. - In: TARR, P., ed.: Namibia Environment 1: 175-177, Windhoek (Ministry of Environment and Tourism).
- BEUGLER, H. (1991): Untersuchungen zur Bodenerosion im Etoscha-Nationalpark, Namibia - unter besonderer Berücksichtigung der Erodierbarkeit der Böden. Unpubl. Diplomarb., Inst. f. Geographie, Univ. Regensburg, 96pp + Abbildungsband.
- BEUGLER-BELL, H. (1996): Öko-pedologische Untersuchungen im Etoscha Nationalpark und angrenzenden Landschaften in Nordnamibia. Dissertation, Philosophische Fakultät III, Univ. Regensburg, 335pp + Appendices.
- BEUGLER-BELL, H., M. W. BUCH & C. TRIPPNER (1993): A Guideline for Soil Classification in the Etosha National Park and Adjacent Areas in Central Northern Namibia. = Field Document 1.2 of the DFG/GTZ-Cooperation Project 'Soils and Environmental Change in the Etosha National Park, Namibia'. Geographisches Institut der Univ. Regensburg/Etosha Ecological Research Institute Okaukuejo (unpubl.): 25pp.
- BIGALKE, R. C. (1978): Mammals. - In: WERGER, M. A. J., ed.: *loc. cit.*: Vol. 2: 981-1048.
- BIRCH, G. F. (1978): The distribution of clay minerals on the continental margin off the west coast of South Africa. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 81: 23-34.
- BIRCH, G. F., J. THOMSON, J. M McARTHUR & W. C. BURNETT (1983): Pleistocene phosphorites off the west coast of South Africa. - Nature 302: 601-603.
- BIRKENHAUER, J. (1991): The Great Escarpment of Southern Africa and its Coastal Forelands - A Re-Appraisal. = Münchener Geogr. Abh. Reihe B 11, 419pp.
- BLOM, L. W. R. & P. M. BOWER (1985): Geohydrology of the Kuiseb River. - In: HUNTLEY, B. J., ed.: *loc. cit.*: 33-49.
- BLÜMEL, W. D. (1976): Kalkkrustenvorkommen in Südwestafrika: Untersuchungsmethoden und ihre Aussage. - Mitt. Basler Afrika Bibliogr. 15: 17-50.

- BLÜMEL, W. D. (1981): Pedologische und geomorphologische Aspekte der Kalkkrustenbildung in Südwestafrika und Südostspanien. = *Karlsruher Geogr. H.* 10, 227pp.
- (1982): Calcretes in Namibia and SE-Spain - relations to substratum, soil formation and geomorphic factors. - In: YAALON, D. H. (ed.): *Aridic Soils and Geomorphic Processes.* = *Catena Suppl.* 1: 67-82.
- (1991): Kalkkrusten - ihre genetischen Beziehungen zu Bodenbildung und äolischer Sedimentation. - *Geomethodica* 16: 169-197.
- BLÜMEL, W. D. & B. EITEL (1994): Tertiäre Deckschichten und Kalkkrusten in Namibia: Entstehung und geomorphologische Bedeutung. - *Z. Geomorph. N. F.* 38: 385-403.
- BLÜMEL, W. D., B. EITEL & A. LANG (1998): Dunes in southeastern Namibia: evidence for Holocene environmental changes in the southwestern Kalahari based on thermoluminescence data. - *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 138 (1-4): 139-149.
- BLÜMEL, W. D., R. EMMERMANN, & K. HÜSER (1979): *Der Erongo.* = *Wiss. Forschg. in Südwestafrika* 16. Windhoek (S. W. A. Wiss. Ges.), 140pp.
- BLUMHAGEN, H. (1921): *Südafrika (unter Einschluß von Südwestafrika).* = *Auslandswegweiser des Hamburgischen Weltwirtschafts-Archivs* 7, Hamburg (Friederichsen), 148pp.
- BOAST, R. (1990): Dambos: a review. - *Progr. Phys. Geogr.* 14: 153-177.
- BOCHTER, R. (1985): *Boden und Bodenuntersuchungen.* = *Praxis Chemie* 53. Köln (Aulis), 273pp.
- BÖHM, J. (1926): Über tertiäre Versteinerungen von den Bogenfelder Diamantefeldern. - In: KAISER, E.: *loc. cit.* Vol. 2: 55-87.
- BOLDT, K. (1997): Entwicklung von Schichtstufenlandschaften durch restriktive Flächenbildung - das Beispiel der fränkischen Haßbergstufe und ihres Vorlandes. - *Peterm. Geogr. Mitt.* 141 (4): 263-278.
- (1998): Das Modell der restriktiven Flächenweiterbildung - ein Ansatz zur Erfassung von Regeln der Landschaftsgenese im Bereich wechselnd widerständiger Sedimentgesteine. - *Z. Geomorph. N. F.* 42 (1): 21-27.
- BOLLIG, M. & F. KLEES, eds. (1994): *Überlebensstrategien in Afrika.* = *Colloq. Afric.* 1. Köln (Heinrich-Barth-Inst.), 376pp.
- BOND, W. J., W. D. STOCK & M. T. HOFFMAN (1994): Has the Karroo spread? A test for desertification using carbon isotopes from soil. - *S. Afr. J. Sci.* 90 (7): 391-397.
- BOOCOCK, C. & O. J. VAN STRATEN (1962): Notes on the geology and hydrogeology of the central Kalahari region, Betschuanaland Protectorate. - *Transact. Geol. Soc. S. Afr.* 65: 125-171.
- BORN, A. (1930): Entgasungshügel am Ebbstrand von Walfischbucht, S. W. A. - Ein Beispiel des Ausgleiches metastabiler Lagerung. - *Senckenbergiana* 12 (4/5): 221-227.
- (1932): Das Great Escarpment als Piedmonttreppe. - *Fortschr. Geol. Paläont.* 11: 307-326.
- BORNMAN, C. (1978): *Welwitschia.* Cape Town (Struik), 71pp.
- BOSCH, O. J. H., F. P. JANSE VAN RENSBURG & S. du T. TRUTER (1987): Identification and selection of Benchmark Sites on Litholitic Soils of the Western Grassland Biome of South Africa. - *J. Grassl. Soc. S. Afr.* 4 (2): 59-62.
- BOSS, G. (1934): *Aus dem Pflanzenleben Südwestafrikas.* Windhoek (Meinert), 145pp.
- (1941): Niederschlagsmenge und Salzgehalt des Nebelwassers an der Küste Deutsch-Südwest-Afrikas. - *Bioklimat. Beibl. Meteorolog. Z.* 8 (1): 1-15.
- (1953): Verdunstungs- und Taumessungen in Afrika. - *Ber. Dt. Wetterdienst* 5: 3-9.
- BOTHA, A. D. P. & B. E. EISENBERG (1993): Estimation of soil water retention from clay content and cation exchange capacity values of soils. - *S. Afr. J. Plant and Soil* 10 (3): 141-143.
- BOULÉGUE, J. & J. DENIS (1983): Sulfide speciations in upwelling areas. - In: THIEDE, J. & E. SUESS, eds.: *Coastal Upwelling: its sediment record.* = *Proceedings of a Conference of the NATO Advanced Research Institute, Vila Moura/Portugal 1981.* = *NATO Conf. Ser.* 4, Vol 10B: 439-454. New York (Plenum Pr.).
- BOYD, A. J. (1987): *The Oceanography of the Namibian Shelf.* Unpubl. Ph.D. Thesis, Univ. of Cape Town.
- BOYER, D. C. (1989b): Some characteristics of the plant communities of three dunes situated across a climatic gradient in the Namib Desert. - *Madoqua* 16 (2): 141-148.

- BOYER, D. C. & H. J. BOYER (1989): The status of alien invasive plants in the major rivers of the Namib Naukluft Park. - *Madoqua* 16 (1): 51-58.
- BRAIN, C. K. (1984a): Comments on the Namib's past. - *S. Afr. J. Sci.* 80: 158-159.
- (1984b): The terminal Miocene event: a critical environmental and evolutionary episode. - In: VOGEL, J.C., ed.: *loc. cit.*: 491-498.
- BRAIN, C. K. & V. BRAIN (1977): Microfaunal remains from Mirabib: some evidence of palaeoecological changes in the Namib. - *Madoqua* 10 (4): 285-293.
- BRAUN-BLANQUET, J. (1964): *Pflanzensoziologie*. Wien.
- BREITENBACH, F. v. (1984): *Nasionale Lys van Ingevoerde Bome*. Pretoria (Dendrologiese Stigting), 146pp.
- (1995): *Nasionale Lys van Inheemse Bome*. Pretoria (Dendrologiese Stigting), 371pp.
- BREMER, H. (1989): *Allgemeine Geomorphologie*. Berlin (Bornträger), 450pp.
- BREMNER, J. M. (1980): Concretionary phosphorite from Southwest Africa. - *J. Geol. Soc. London* 137: 768-773.
- (1983): Biogenic sediments on the South West African (Namibian) continental margin. - In: THIEDE, J. & E. SUESS, eds.: *Coastal Upwelling: its sediment record*. = Proceedings of a Conference of the NATO Adv. Res. Inst., Vila Moura/Portugal 1981. = NATO Conf. Ser. 4, Vol. 10B: 73-103. New York (Plenum Pr.).
- BREMNER, J. M. & J. P. WILLIS (1993): Mineralogy and geochemistry of the clay fraction of sediments from die Namibian continental margin and the adjacent hinterland. - *Marine Geol.* 115: 85-116.
- BREUNIG, P. (1989): *Der Brandberg. Untersuchungen zur Besiedlungsgeschichte eines Hochgebirges in Namibia*. Unpubl. Habilitationsschrift, Universität Köln: 449pp.
- (1990): Temperaturen und Niederschläge im Hohen Brandberg. - *J. Namibia Wiss. Ges.* 42: 7-24.
- BRIEM, E. (1977): Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung (aufgezeigt am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen zentralen Sahara). = *Berliner Geogr. Abh.* 26, 89pp.
- BRIERE, P. R. (2000): Playa, playa lake, sabkha: proposed definitions for old terms. - *J. Arid Env.* 45 (1): 1-7.
- BRINK, A. B. A. (1985): *Engineering Geology of Southern Africa, Vol. IV: Post-Gondwana Deposits*. Pretoria (Building Publ.), 332pp.
- BROMILOW, C. (1995): *Problem Plants of South Africa*. Arcadia (Briza Publ.), 315pp.
- BRONGER, A. & J. A. CATT (1989): Palaeosols: problems of definition, recognition and interpretation. - *Catena Suppl.* 16: 1-7.
- BROOK, G. A., D. A. BURNEY & J. B. COWART (1990): Desert palaeoenvironmental data from cave speleothems with examples from the Chihuahuan, Somali-Chalbi, and Kalahari deserts. - *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 76 (3/4): 311-329.
- BROOK, G. A., J. B. COWART & S. A. BRANDT (1997): Quaternary climatic change in southern and eastern Africa during the last 300 ka: the evidence from caves in Somalia and the Transvaal region of South Africa. - *Z. Geomorph. N. F., Suppl.* 108: 15-48.
- BROOK, G. A., J. B. COWART & E. MARAIS (1996): Wet and dry periods in the southern African summer rainfall zone during the last 300 kyr from speleothem, tufa and sand dune age data. - *Palaeoecology of Africa* 24: 147-158.
- BROOK, G. A., K. A. HABERYAN & S. DE FILIPIS (1992): Evidence of a shallow lake at Tsodilo Hills, Botswana, 17.500 to 15.000 yr BP: Further confirmation of a widespread Late Pleistocene humid period in the Kalahari Desert. - *Palaeoecology of Africa* 23: 165-175.
- BROWN, S. (1998): *Parkinsonia africana*. - In: NATIONAL BOTANICAL RESEARCH INSTITUTE, ed.: *Namibian Tree Atlas*. Unpubl. Manuscript. Windhoek (NBRI), 3pp.
- BRUNDRIT, G. B. (1981): Upwelling fronts in the southern Benguela Region. - *Transact. Royal Soc. S. Afr.* 44: 309-313.
- BRUNO, S. A. (1985): Pan genesis in the southern Kalahari. - in: *Proc. Symp. Min. Res. of the Kalahari 1984*, Gaborone (The Botswana Society): 261-277.
- BRUNOTTE, E. & J. SPÖNEMANN (1997): Die kontinentale Randabdachung Nordwestnamibias: eine morphotektonische Untersuchung. - *Peterm. Geogr. Mitt.* 141 (1): 3-15.

- BUCH, M. (1990): Soils, Soil Erosion and Vegetation in the Etosha National Park, Northern Namibia: report on the results of field and laboratory work 1989, 2 parts. Univ. of Regensburg (unpubl.).
- (1993a): Känozoischer Klima- und Umweltwandel in Etoscha/Nord-Namibia - Untersuchungen zur Klima-sensibilität und Geomorphodynamik eines semi-ariden Landschaftsraumes im südlichen Afrika. Unpubl. Habilitationsschrift, Phil. Fak. III, Univ. Regensburg, 2 Vols., 284pp+App.
- (1993b): Klima und Boden als limitierende Faktoren landwirtschaftlicher Nutzung in Namibia. - Frankfurter Wirtschafts- und Sozialgeogr. Schr. 64: 139-172.
- (1996a): Geochrono-Geomorphostratigraphie der Etoscha Region, Nord-Namibia. - Die Erde 127 (1): 1-22.
- (1996b): Mineralogy and geochemistry of the sediments of the Etosha Pan Region in northern Namibia: a reconstruction of the depositional environment. - J. Afr. Earth Sci. 22 (3): 355-378.
- (1997): Etosha Pan - the third largest lake in the world? - Madoqua 20 (1): 49-64.
- BUCH, M. W. & D. ROSE (1996): Mineralogy and geochemistry of the sediments of the Etosha Pan Region in northern Namibia: a reconstruction of the depositional environment. - J. Afr. Earth Sci. 22 (3): 355-378.
- BUCH, M. W., D. ROSE & L. ZÖLLER (1992): A TL-calibrated pedostratigraphy of the western lunette dunes of Etosha Pan/northern Namibia: Palaeoenvironmental implications for the last 140 ka. - Palaeoecology of Africa 23: 129-147.
- BUCH, M. W. & L. ZÖLLER (1992): Pedostratigraphy and Thermoluminescence-Chronology of the western margin- (Lunette-) Dunes of Etosha Pan/northern Namibia. - in: Würzburger Geographische Arbeiten 84: 361-384.
- BÜDEL, J. (1971): Das natürliche System der Geomorphologie mit kritischen Gängen zum Formenschatz der Tropen. = Würzburger Geogr. Arb. 34, 152pp.
- (1981): Klimageomorphologie. 2. Aufl., Berlin (Borntraeger), 304pp.
- BÜHLER, W. (1943): Untersuchungen an südwestafrikanischen Bodenproben, insbesondere Phosphorsäurebestimmungen im Zusammenhang mit dem Auftreten der Steif- und Lahmkrankheit des Viehs. Dissertation, Techn. Univ. Stuttgart, 73pp.
- BURGESS, R. L. (1983): Archaeological sediments from surface sites and rock shelters in the Brandberg, Western Damaraland, Namibia. - Nyame Akuma 22: 13-15.
- BURGESS, R. L. & L. JACOBSON (1984): Cultural sediment formation in open-air sites and rock shelters of the Brandberg, Namibia. - J. Field Archaeol. 11 (2): 233-239.
- BUSCHE, D. (1973): Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, République du Tchad. = Berliner Geogr. Abh. 18, 110pp+Appendix.
- (1983): Silcrete in der zentralen Sahara (Murzuk-Becken, Djado-Plateau und Kaouar; Süd-Libyen und Nord-Niger). - Z. Geomorph. N. F. Suppl. 48: 35-49.
- BUSCHE, D. & C. HEISTERMANN (1992): Wechselbeziehungen zwischen geomorphologischer und prähistorischer Forschung in der Sahara von Ost-Niger. - Würzburger Geogr. Arb. 84: 169-200.
- BUSCHE, D. & B. SPONHOLZ (1988): Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen der Rep. Niger. - Würzburger Geogr. Arb. 69: 9-44.
- BUSCHIAZZO, D. E. (1985): Untersuchung über die Calcrete Bildung in SE-Argentinien. Diss. Fak. Agrarwiss., Univ. Hohenheim, 125pp.
- BUTZER, K. W. (1973): Pleistocene 'periglacial' phenomena in southern Africa. - Boreas 2 (1): 1-11, Oslo.
- BUTZER, K. W. (1984a): Archaeogeology and Quaternary Environment in the interior of southern Africa. - In: KLEIN, R. G., ed.: Southern African Prehistory and Palaeoenvironments. Rotterdam (Balkema): 1-46.
- BUTZER, K. W. (1984b): Late Quaternary Environments in South Africa. - In: VOGEL, J. C., ed.: *loc. cit.*: 235-264.
- CAGLE, F. R. (1975): Evaporite Deposits of the Central Namib Desert. M.Sc Thesis, Univ. of New Mexico, Albuquerque, 155pp.
- CAMPBELL, S. E., J.-S. SEELER & S. GOLUBIC (1989): Desert Crust Formation and Soil Stabilization. - Arid Soil Res. Rehab. 3 (2): 217-228, New York.
- CANNON, W. A. (1924): General and Physiological Features of the Vegetation of the More Arid Portions of Southern Africa, with notes on the climatic environment. = Publication 354, Washington (Carnegie Institute), 159pp.

- CARATINI, C. & C. TISSOT (1982): Palynological study of Pleistocene sediment cores from Walvis Ridge. - *Palaeoecology of Africa* 15: 227.
- CARLISLE, D. (1978): The Distribution of Calcretes and Gypcretes in Southwestern United States and Their Uranium Favorability: based on a study of deposits in western Australia and South West Africa (Namibia). = U. S. Department of Energy Contract Report No. 76-022-E, Berkeley (University of California), 274pp.
- CARNEY, J. N., D. T. ALDISS & N. P. LOCK (1994): The Geology of Botswana. = *Geol. Surv. Bull.* 37 Gaborone, 113pp.
- CARRINGTON, A. J. & B. F. KENSLEY (1969): Pleistocene molluscs from the Namaqualand coast. - *Ann. S. Afr. Museum* 52: 189-233.
- CHAPMAN, J. (1868): *Travels in the Interior of South Africa 1849-1863*. 2 Vols., London (Bell & Daldy), 934pp.
- CHAPMAN, P. & L. V. SHANNON (1985): The Benguela ecosystem, part 2: Chemistry and related processes. - *Oceanogr. Marine Biol. Ann. Rev.* 23: 183-251.
- CHAPPELL, J. & N. J. SHACKLETON (1986): Oxygen isotopes and sea level. - *Nature* 324: 137-140.
- CHESTER, J., H. ELDERFIELD, J. J. GRIFFIN, L. R. JOHNSON & R. C. PADGHAM (1972): Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean. - *Marine Geol.* 13: 91-105.
- CHOLNOKY, B. J. (1963): Beiträge zur Kenntnis der Ökologie der Diatomeen des Swakop-Flusses in Südwest-Afrika. - *Rev. Biol., Lisboa* 3 (2-4): 233-260.
- CHRISTIAN, I., B. WOHLLEBER & W. OPITZ VON BOBERFELD (1996): Die Flächentranssekte: Eine Methode zur Beurteilung arider und semi-arider Weiden. - *Angew. Bot.* 70: 113-118.
- CHURAN, F. (1918): Ist rentable Farmwirtschaft in Südwest möglich?. Neu-Heusis (Selbstverlag), 58pp.
- CLASSEN, H. (1930): Periodisches Fischsterben in Walfischbai, Südwestafrika. - *Palaeobiologica* 3: 1-13.
- CLIMAP, Project Members of (1976): The surface of the ice-age earth. - *Science* 191: 1131-1137.
- CLOOS, H. (1911): Geologie des Erongo im Hererolande. = *Beitr. Geol. Erforsch. Dt. Schutzgeb.* 3, 84pp.
- (1919): Der Erongo. = *Beitr. Geol. Erforsch. Dt. Schutzgeb.* 17, 238+App.
- (1937): Südwestafrika. Reiseeindrücke 1936. - *Geol. Rundschau* 28: 163-187.
- CLOOS, H. & K. CHUDOBA (1931): Der Brandberg. Bau, Bildung und Gestalt der Plutone in Südwestafrika. - *N. Jb. Min.* 66 Beil., 130pp.
- COATES, J. N. M., J. DAVIES, D. GOULD, D. G. HUTCHINS, C. R. JONES, R. M. KEY, N. W. D. MASSEY, C. V. REEVES, G. STANSFIELD & I. R. WALKER (1979): The Kalatraverse One Report. *Geol. Surv. Botswana, Bulletin* 21, 402pp.
- COCKCROFT, M. J., M. J. WILKINSON & P. D. TYSON (1988): A palaeoclimatic model for the late Quaternary in southern Africa. - *Palaeoecology of Africa* 19: 279-282.
- CODY, M. L. (1986): Diversity, variety and conservation in mediterranean climate regions. - In: SOULE, M. E., ed.: *Conservation Biology. The Science of Scarcity and Diversity*. Sunderland (Sinauer): 122-152.
- CODY, R. D. (1979): Lenticular gypsum: occurrences in nature, and experimental determinations of effects of soluble green plant material on its formation. - *J. Sedim. Petrol.* 49: 1015-1028.
- COETZEE, J. A. (1978): Climatic and biological changes in south-western Africa during the Late Cainozoic. - *Palaeoecology of Africa* 10: 13-29.
- COETZEE, J. A. (1980): Tertiary environmental changes along the south-west African coast. - *Palaeontol. Afric.* 23: 197-203.
- COLE, M. M. (1982): The influence of soils, geomorphology and geology on the distribution of plant communities in savanna ecosystems. - In: HUNTLEY, B. J. & B. H. WALKER, ed.: *loc. cit.*: 145-174.
- (1985): Vegetation as an index of edaphic and geologic influences in consideration of the use and management of savanna resources. - In: TOTHILL, J. C. & J. C. MOTT, eds.: *loc. cit.*: 323-328.
- (1986): *The Savannas: Biogeography and Geobotany*. London (Academic Pr.), 438pp.
- COLE, M. M. & H. D. LE ROEX (1978): The role of geobotany, biogeochemistry and geochemistry in mineral exploration in South West Africa and Botswana - a case history. - *Transact. Geol. Soc. S. Afr.* 81: 277-317.

- COLINS, R. G. (1977): Description of bone breccia and stone implement occurrences on „Ondura Karume (Kamelberg) Mountain“. - Arbeitsber. Verein für Höhlenforschung Windhoek 10: 1-6.
- CONROY, G. C., M. PICKFORD, B. SENUT, J. VAN COUVERING & P. MEIN (1992): *Otavipithecus namibiensis*, first Miocene hominoid from southern Africa. - Nature 356: 144-148.
- COOKE, H. J. (1975): The palaeoclimatic significance of caves and adjacent landforms in western Ngamiland, Botswana. - Geogr. J. 141: 430-444.
- (1980): Landform evolution in the context of climatic change and neotectonism in the middle Kalahari of north-central Botswana. - Transact. Inst. British Geogr. N. S. 5 (1): 80-99.
- (1984): The evidence from northern Botswana of Late Quaternary climatic change. - In: VOGEL, J. C., ed.: *loc. cit.*: 265-278.
- COPENHAGEN, W. J. (1953): The periodic mortality of fish in the Walvis region. Report of the Division of Fisheries, Department of Commerce and Industries (Cape Town) 14, 34pp.
- CORBETT, I. (1993): The modern and ancient pattern of sandflow through the southern Namib deflation basin. - Spec. Publ. Intern. Ass. Sedimentol. 16: 45-60.
- CORVINUS, G. (1978): Palaeontological and archaeological investigations in the lower Orange Valley from Arrisdrift to Obib (in the concession area of the Consolidated Diamond Mines of South West Africa). - Palaeoecology of Africa 10: 75-91.
- (1979): Early and Middle Stone Age sites from the raised beaches in the concession area of C. D. M. in the southern Namib Desert. Unpubl. Paper, Consolidated Diamond Mines, Windhoek.
- (1983): The Raised Beaches of the West Coast of South West Africa/Namibia. An interpretation of their archaeological and palaeontological data. = Forschgn. z. Allgem. Vergl. Archäol. 5. München (C. H. Beck), 108pp.
- (1984): Südliches Afrika. - In: BAR-YOSEF et al., eds.: Neue Forschungen zur Altsteinzeit. = Forschgn. z. Allg. Vergl. Archäol. 4: 465-547.
- CORVINUS, G. & Q. B. HENDEY (1978): A new Miocene vertebrate locality at Arrisdrift in South West Africa. - N. Jb. Geol. Pal. Mineral. 4: 193-205.
- COWLING, R. M. (1983): Phytochorology and vegetation history in the south-eastern Cape, South Africa. - J. Biogeogr. 10: 393-419.
- COWLING, R. M., K. J. ESLER, G. F. MIDGLEY & M. A. HONIG (1994): Plant functional diversity, species diversity and climate in arid and semi-arid southern Africa. - J. Arid Env. 27: 141-158.
- COWLING, R. M., G. E. GIBBS RUSSEL, M. T. HOFFMAN & C. HILTON-TAYLOR (1991): Patterns of plant species diversity in southern Africa. - In: HUNTLEY, B. J., ed.: *loc cit.*: 19-50.
- COWLING, R. M. & D. RICHARDSON (1995): Fynbos: South Africa's Unique Floral Kingdom. Vlaeberg (Fernwood Pr.), 156pp.
- COWLING, R. M., D. M. RICHARDSON & S. M. PIERCE, eds. (1997): Vegetation of Southern Africa. Cambridge (Cambridge Univ. Pr.), 615pp.
- COWLISHAW, G. & J. G. DAVIES (1997): Flora of the Pro-Namib Desert Swakop River catchment, Namibia: community classification and implications for desert vegetation sampling. - J. Arid Env. 36: 271-290.
- CRAVEN, P. & C. MARAIS (1989): Waterberg Flora. Windhoek (Gamsberg), 143pp.
- (1992): Namib Flora. Windhoek (Gamsberg), 128pp.
- (1993): Damaraland Flora. Windhoek (Gamsberg), 127pp.
- CRAVEN, S. A. (1987): Some aspects of the history of Ghaub Cave. - Mitt. S. W. A. Wiss. Ges. Windhoek 27 (12): 1-8.
- CRERAR, S., R. G. FRY, P. M. SLATER, G. VAN LANGENHOVE & G. WHEELER (1988): An unexpected factor affecting recharge from ephemeral river flows in SWA/Namibia. - In: SIMMERS, I., ed.: Estimation of Natural Groundwater Recharge. = Proceedings of the NATO Advanced Workshop on Estimation of Natural Recharge of Groundwater, with special reference to arid and semi-arid regions, Antalya Turkey 8-15 March 1987. Dordrecht (Reidel): 11-28.
- CRUZ-URIBE, K. & R. G. KLEIN (1983): Faunal remains from some Middle and Later Stone Age archaeological sites in South West Africa. - J. S. W. A. Wiss. Ges. 36/37: 91-114.

- CUMMING, D. H. M. (1982): The influence of large herbivores on savanna structure in Africa. -In: HUNTLEY, B. J. & B. H. WALKER, eds.: *Ecology of Tropical Savannas*. Berlin (Springer): 217-245.
- DACHROTH, W. & C. SONNTAG (1983): Grundwasserneubildung und Isotopdatierung in Südwestafrika/Namibia. -Z. dt. Geol. Ges. 134: 1013-1041.
- DARDIS, G. F. & H. R. BECKEDAHL (1988b): Gully formation in Archaean rocks at Saddleback Pass, Berberton Mountain Land, South Africa. - In: DARDIS, G. F. & B. P. MOON, eds.: *loc. cit.*: 285-297.
- DARDIS, G. F., H. R. BECKEDAHL, T. A. S. BOWYER-BOWER & P. M. HANVEY (1988): Soil erosion forms in Southern Africa. - In: DARDIS, G. F. & B. P. MOON, eds.: *loc. cit.*: 187-213.
- DARDIS, G. F. & B. P. MOON, eds. (1988): *Geomorphological Studies in Southern Africa*. = Proceedings of the Symposium on the Geomorphology of Southern Africa, Transkei, 8-11 April 1988. Rotterdam (Balkema), 509pp.
- DAVIES, J. H. (1942): Palgrave and Damaraland. - Archives Yearbook for South African History 1942 (II): 93-203.
- DAVIES, O. (1956): Pleistocene raised beaches in South-West Africa. - Intern. Geol. Congr., Mexico City: Proc. Ass. Afr. Geol. Surv. 20: 347-350.
- (1973): Pleistocene shorelines in the Western Cape and South-West Africa. - Ann. Natal Museum 21 (3): 719-765.
- DAVIES, O. & R. C. WALSH (1955): Raised beaches and associated Stone Age material in Namaqualand. - S. Afr. J. Sci. 51 (4): 277-282.
- DAVIS, S. (1948): From the depths of the ocean and the depths of space: phenomenon in SWA. - SWA Annual 1948: 33-37.
- DAWSON, J. B. (1980): *Kimberlites and their Xenoliths*. Heidelberg (Springer), 252pp.
- DEACON, H. J. (1972): A review of the post-Pleistocene in South Africa. - S. Afr. Archaeol. Soc., Goodwin Series 1: 26-45.
- (1975): Demography, subsistence, and culture during the Acheulian in Southern Africa. - In: BUTZER, K. W., G. L. ISAAC, eds.: *After the Australopithecines*. The Hague (Mouton): 543-569.
- DEACON, H. J. & J. F. THACKERAY (1984): Late Pleistocene environmental changes and implications for the archaeological record in southern Africa. - In: VOGEL, J. C., ed.: *loc. cit.*: 375-390.
- DEACON, J. (1984): Later Stone Age people and their descendants in southern Africa. - In: KLEIN, R. G., ed.: *Southern African Prehistory and Palaeoenvironments*. Rotterdam (Balkema): 221-328.
- DEACON, J. & N. LANCASTER (1988): *Late Quaternary Palaeoenvironments of Southern Africa*. Oxford (Clarendon Pr.), 225pp.
- DEACON, J., N. LANCASTER & L. SCOTT (1984): Evidence for Late Quaternary climatic change in southern Africa: summary of the Proceedings of the SASQUA Workshop held in Johannesburg, September 1983. - In: VOGEL, J. C., ed.: *loc. cit.*: 391-404.
- DE BEER, J. H., J. BLUME & P. F. WORTHINGTON (1981): *Geophysical and Hydrogeological Investigations of the Groundwater Resources of Hereroland, South West Africa/Namibia*. Conf. Final Rep. (unpubl.). Pretoria (CSIR-Geophysics Division), 66pp.
- DE BEERS PROSPECTING (1975): *The Geology of the Kalahari Beds of North Eastern S. W. A.*. Unpubl. Interim Report, Windhoek/Johannesburg (De Beers Prospecting Ltd.), 12pp.
- DE BOODT, M. & D. GABRIELS, eds. (1980): *Assessment of Erosion*. New York (Wiley).
- DE BOODT, M., C. VAN DEN BERGHE & D. GABRIELS (1979): Fertilizer losses associated with soil erosion. - In: LAL, R. & D. J. GREENLAND, eds.: *Soil Physical Properties and Crop Production in the Tropics*. Chichester (Wiley): 455-464.
- DE CUEVAS, B. A., G. B. BRUNDRIT & A. M. SHIPLEY (1986): Low-frequency sea-level changes along the coasts of Namibia and South Africa. - Geophys. J. Royal Astronom. Soc. Oxford 87 (1): 33-42.
- DEFANT, A. (1936): Das Kaltwasserauftriebsgebiet vor der Küste Südwestafrikas. - Länderkundl. Forsch. 1936: 52-60.
- DE KOCK, W. P. (1934): *The Geology of the Western Rehoboth. An Explanation of Sheet F33-W3 (REhoboth)*. = Memoir 1, Windhoek (S. W. A. Dept. of Mines), 148pp.
- DeMENOCA, P. J., W. F. RUDDIMAN & E. M. POKRAS (1993): Influences of high- and low-latitude processes on African terrestrial climate: Pleistocene eolian records from equatorial Atlantic Ocean Drilling Programme Site 663. - *Paleoceanography* 8: 209-242.

- DEPARTMENT OF WATER AFFAIRS, ed. (1992a): Updated Isohyetal Rainfall Map for Namibia. Report No. 11/1/8/H5, Hydrology Division, Windhoek (unpubl.) 8pp + Annex.
- (1992b): Unit Runoff Map for Namibia: Hydrology Report. Report No. 11/1/5/1/H2, Dep. of Water Affairs, Windhoek (unpubl.), 40pp.
- (1993): Central Area Water Master Plan: Phase 1, Vol. 9: Environmental Aspects. - Report No. DIR/1/93/9, Windhoek (unpubl.).
- DICKINSON, W. W. & J. D. WARD (1989): Preliminary petrography of the Tsondab Sandstone Formation, Central Namib Desert. - In: WARD, J. D., M. K. SEELY & A. McLACHLAN, eds.: Geomorphology and Ecology of Desert and Coastal Sand Dunes. = Abstracts of the Dunes '89 Symposium, Swakopmund 14.-17.08.1989: 7.
- (1994): Low depositional porosity in eolian sands and sandstones, Namib Desert. - J. Sedim. Res. A64 (2): 226-232.
- DIECKMANN, H., H. P. HARRES, H. MOTHER & O. SEUFFERT (1985): Die Vegetation als Steuerfaktor der Erosion. - Geoökodynamik 6 (1/2): 121-148.
- DIEL, M. (1986): Preliminary report on the Cape Cross-Uis pegmatite field. - Comm. Geol. Surv. SWA/Namibia 2: 39-45.
- DIEM, M. (1977): Ein weiträumiger extremer Regenfall in der Kalahari. - Meteorol. Rundschau 30: 138-144.
- DIESTER-HAASS, L. (1987): History of the Benguela Current off SW Africa (DSDP Sites 362 and 532). - Palaeoecology of Africa 18: 55-70.
- (1988a): Sea-level changes, carbonate dissolution and history of the Benguela Current in the Oligocene-Miocene off Southwest Africa (Deep Sea Drilling Project, Site 362, Leg 40). - Marine Geol. 79: 312-242.
- (1988b): Late Quaternary history of continental climate and the Benguela Current off South West Africa. - in: Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 65: 81-91.
- DIESTER-HAASS, L., P. A. MEYERS & P. ROTHE (1986): Light-dark cycles in opal-rich sediments near the Plio-Pleistocene boundary, DSDP Site 532, Walvis Ridge continental terrace. - Marine Geol. 77: 1-23.
- (1992): The Benguela Current and associated upwelling on the southwest African Margin: a synthesis of the Neogene-Quaternary sedimentary record at DSDP sites 362 and 532. - In: SUMMERHAYES, C. P., W. L. PRELL & K. C. EMEIS, eds.: Upwelling Systems: Evolution since the early Miocene. = Geol. Soc. Spec. Publ. 64: 331-342.
- DIESTER-HAASS, L. & P. ROTHE (1987): Plio-Pleistocene sedimentation on the Walvis Ridge, Southeast Atlantic (DSDP LEG 75, Site 532) - influence of surface currents, carbonate dissolution and climate. - Marine Geol. 77: 53-85.
- DIESTER-HAASS, L. & H.-J. SCHRADER (1979): Neogene coastal upwelling history off northwest and southwest Africa. - Marine Geol. 29: 39-53.
- DIETZEL, M. (1997): Hydrogeochemische und isotopechemische Prozesse bei der Auflösung von Karbonatgestein und bei der Abscheidung von Calcit. - In: MATSCHULLAT, J., H. J. TOBSCHALL & H.-J. VOIGT, eds.: Geochemie und Umwelt. Berlin (Springer): 381-394.
- DIETZEL, M., E. USDOWSKI & J. HOEFS (1992): Chemical $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ - and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -isotope evolution of alkaline drainage waters and the precipitation of calcite. - Appl. Geochem. 7: 177-184.
- DINGLE, R. V. (1995): Continental shelf upwelling and benthic ostracoda in the Benguela System, (SE Atlantic Ocean). - Marine Geol. 122: 207-225.
- DINGLE, R. V., J. M. BREMNER, J. GIRAudeau & D. BUHMANN (1993): Quaternary history of the continental shelf northwest of Luderitz: micropalaeontological and sedimentological evidence. - Proc. 8th S. Afric. Marine Sci. Symp. Langebaan, Oct. 1993, Abstr. B10, 193pp.
- (1996): Modern and palaeo-oceanographic environments under Benguela upwelling cells off southern Namibia. - in: Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 123: 85-105.
- DINGLE, R. V., W. G. SIESSER & A. R. NEWTON (1983): Mesozoic and Tertiary Geology of Southern Africa. Rotterdam (Balkema), 375pp.
- DINTER, K. (1909a): Eine botanische Forschungsreise nach dem Norden Deutsch-Südwestafrikas. - Dt. Kolonialbl. 20: 783-787.
- (1909b): Deutsch-Südwest-Afrika: Flora, forst- und landwirtschaftliche Fragmente. Leipzig (T. O. Weigel), 189pp.
- (1912): Die vegetabilische Veldkost Deutsch-Südwest-Afrikas. Okahandja (Selbstverlag), 59pp.

- (1916): Eine botanische Reise im zentralen Deutsch-Südwest-Afrika. - Ber. Naturwiss. Ges. „Isis“ 1913-1915: 28-40.
- (1921): Botanische Reisen in Deutsch-Südwest-Afrika. = Feddes Repertorium 16, Beih. 3: 169pp.
- DIXEY, F. (1955): Some aspects of the geomorphology of central and southern Africa. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 58 (Annexure): 1-58.
- DOIDGE, E. M. (1950): The South African fungi and lichens. - Bothalia 5: 225-376.
- DONNER, J. & K. BILLSTRÖM (1988): Carbon and oxygen stable isotope values in recent and Eemian shells from the coast of southern Africa. - Palaeoecology of Africa 19: 261-268.
- DOVE, K. (1888): Das Klima des aussertropischen Südafrika. Göttingen (Vandenhoeck & Ruprecht), 160pp+App.
- (1896): Deutsch-Südwestafrika. Ergebnisse einer wissenschaftlichen Reise im südlichen Damaralande. = Peterm. Geogr. Mitt. Ergh. 120, 93pp.
- (1913): Deutsch-Südwestafrika. Berlin (Süßerott), 227pp.
- DOWNING, K. N. (1983): The stratigraphy and palaeoenvironment of the Damara-Sequence in the Okavandja Lineament area. - In: MILLER, R. McG., ed.: The Evolution of the Damara-Orogen of South West Africa/Namibia. = Special Publ. Geol. Soc. S. Afr. 11: 37-41.
- DUMONT, J. L. (1975): Les crôutes calcaires: cimentation des sable par dépôt de calcaire. - In: VOGT, T., ed.: C. R. de l'Colloque „Types de Croûtes Calcaire et leur Repartition Régionales“, Strasbourg (Univ. Lous Pasteur): 65-70.
- DURAND, J. H. (1963): Les crôutes calcaires et gypseuses en Algerie: formation et âge. - Bull. Soc. Géol. France V 7: 959-968.
- DU TOIT, A. L. (1954): The Geology of South Africa. London (Oliver & Boyd), 611pp.
- DU TOIT, M. E. & C. C. DU PREEZ (1993): Verwantskap tussen organiese materiaalinhoud van sekere onversteurde ortiese bogronde, grondeienskappe en klimaatsdata in Suid-Afrika. - S. Afr. J. Plant and Soil 10 (4): 168-173.
- DYER, T. G. J. & M. E. MARKER (1978): On the variation of rainfall over South West Africa. - S. Afr. Geogr. J. 60 (2): 144-149.
- ECKARDT, F. (1996): The Distribution and Origin of Gypsum in the Central Namib Desert, Namibia. Ph.D. Thesis (unpubl.), University of Oxford.
- ECKARDT, F. D. & R. S. SCHEMENAUER (1998): Fogwater chemistry in the Namib Desert. - Atmosph. Env. 32: 2595-2599.
- ECKARDT, F. D. & B. SPIRO (1999): The origin of sulphur in gypsum and dissolved sulphate in the Central Namib Desert, Namibia. - Sedim. Geol. 123: 255-273.
- EEN, T. G. (1872): Minnen från en flerårig vistelse i Sydvestra Afrika. Stockholm (Billes), 239pp.
- EICKER, A., G. K. THERON & N. GROBBELAAR (1982): 'n Mikrobiologiese studie van 'kaal kolle' in die Giribesvlakte van Kaokoland, S. W. A. - Namibië. - S. Afr. J. Bot. 1 (3): 69-74.
- EITEL, B. (1993): Kalkkrustengenerationen in Namibia: Carbonatherkunft und genetische Beziehungen. - Die Erde 124(2): 85-104.
- (1994a): Kalkreiche Decksedimente und Kalkkrustengenerationen in Namibia: Zur Frage der Herkunft und Mobilisierung des Calciumkarbonats. = Stuttgarter Geogr. Stud. 123, 193pp.
- (1994b): Paläoklimaforschung: Pedogener Palygorskit als Leitmineral?. - Die Erde 123 (3): 171-179.
- (1995a): Kalkkrusten in Namibia und ihre paläoklimatische Interpretation. - Geomethodica 20: 101-124.
- (1995b): Contributions to the discrimination of Tertiary and Pleistocene calcretes in Namibia. - Regensburger Geogr. Schr. 25: 9-21.
- (1996): Neotektonische Leitlinien in Namibia: Epirogenese und Bruchtektonik östlich der großen Randstufe. - Die Erde 127: 113-126.
- EITEL, B. & W. D. BLÜMEL (1997a): Gesteinsverwitterung durch Calciumcarbonat: Beispiele aus Namibia. - Würzburger Geogr. Arb. 92: 253-268.
- (1997b): Pans and dunes in the southwestern Kalahari (Namibia): Geomorphology and evidence for Quaternary paleoclimates. - Z. Geomorph. N. F. Suppl. 111: 73-95.

- EITEL, B., W. D. BLÜMEL & K. HÜSER (1999): Der Uniab-Lehm: Relikt feuchttropischer Tertiärklimate in der nördlichen Namib (Skelettküste/Namibia). - *Die Erde* 130: 17-27.
- EITEL, B. & L. ZÖLLER (1996): Soils and sediments in the basin of Dieprivier-Uitskot (Khorixas District, Namibia): Age, geomorphic and sedimentological investigation, palaeoclimatic interpretation. - *Palaeoecology of Africa* 24: 159-172.
- ELDRIDGE, D. J. & R. S. B. GREENE (1994): Assessment of sediment yield by splash erosion on a semi-arid soil with varying cryptogam cover. - *J. Arid Env.* 26: 221-232.
- ELDRIDGE, D. J. & R. ROSENTERETER (1999): Morphological groups: a framework for monitoring microphytic crusts in arid landscapes. - *J. Arid Env.* 41: 11-25.
- ELLIS, F. & B. H. A. SCHLOMS (1982): A note on the dorbanks (duripans) of South Africa. - *Palaeoecology of Africa* 15: 149-157.
- ELLIS, R. P., J. C. VOGEL & A. FULS (1980): Photosynthetic pathways and the geographical distribution of grasses in South West Africa/Namibia. - *S. Afr. J. Sci.* 76 (7): 307-314.
- ELLIS, R. & M. SEFTON (1986): Drachenhauchloch (Dragons Breath Cave). - *Bull. S. Afr. Speleol. Ass.* 27: 66-71.
- ELTAYEB, M. A. H., R. E. VAN GRIEKEN, W. MAENHAUT & H. J. ANNEGARN (1993): Aerosol-soil fractionation for Namib Desert samples. - *Atmospheric Env.* 27A (5): 669-678.
- ELWELL, H. A. (1978): Modelling soil losses in southern Africa. - *J. Agric. Engin. Res.* 23: 117-127.
- (1981): A soil loss estimation technique for southern Africa. - In: MORGAN, R. P. C., ed.: *Soil Conservation*. Chichester (Wiley): 281-292.
- (1984): Soil loss estimation: a modelling technique. - In: HADLEY, R. F. & D. E. WALLING, eds.: *Erosion and Sediment Yield: some Methods of Measurement and Modelling*. Norwich (Geo Books): 15-36.
- ELWELL, H. A. & M. A. STOCKING (1976): Vegetative cover to estimate soil erosion hazard in Rhodesia. - *Geoderma* 15: 61-70.
- EMBLEY, R. W. & J. J. MORLEY (1980): Quaternary sedimentation and paleoenvironmental studies off Namibia (South West Africa). - *Marine Geol.* 66: 183-204.
- EMMERMANN, R. (1979): Aufbau und Entstehung des Erongo-Komplexes. - In: BLÜMEL, W. D., K. HÜSER & R. EMMERMANN: *Der Erongo*. = *Wiss. Forsch. in Südwestafrika (Windhoek)* 16: 16-53.
- ENDRÖDY-YOUNGA, S. (1978): Coleoptera. - In: WERGER, M. A. J., ed.: *loc. cit.*: Vol. 2: 797-821.
- (1982): The evidence of Coleoptera in dating the Namib Desert re-examined. - *Palaeoecology of Africa* 15: 217-223.
- ENGERT, S. (1992): Räumliche Variabilität und zeitliche Periodizität der Niederschläge im Etoscha-Nationalpark/Namibia und angrenzenden Landschaften. Diplomarb., Geogr. Inst. Univ. Regensburg, 111pp.
- (1999): Analysis of Late Summer Rainfall Distribution and Rainfall Dynamics During Wet and Dry Spells in Central and Northern Namibia. Diss. Univ. Würzburg, Marburg (Tectum), 3 Microfiches, 183pp.
- ENGERT, S. & M. R. JURY (1995): Northern Namibia Summer Rainfall: a Study of Seasonal and Intra-Seasonal Dynamical Processes. - Project Report: Namibian Agronomic Board (unpubl.), 17pp + Appendix.
- (1997): Sommerniederschläge im Norden Namibias. Vorläufige Ergebnisse einer zirkulationsdynamischen Untersuchung. - *Würzburger Geogr. Arb.* 92: 285-301.
- ENGLER, A. (1910): Die Pflanzenwelt Afrikas - insbesondere seiner tropischen Gebiete. - In: ENGLER A. & O. DRUDE, Hrsg.: *Die Vegetation der Erde* 9,1 (1).
- (1914): Farbige Vegetationskarte von Deutsch-Südwestafrika. - In: MEYER, H.: *Das Deutsche Kolonialreich*, Bd. 2, 2. Teil. Leipzig (Bibliographisches Institut).
- ERTLE, G. J. M. (1971): Ein Kernbeil-Fund auf Farm Paulinenhof. - *Mitt. S. W. A. Wiss. Ges.* 12 (8/9): 17-18.
- ESTRELA, M.-J. & T. VOGT (1989): Étude des croûtes calcaires du Quaternaire espagnol: importance d'une microflore d'eau douce. Comparaison avec le Maghreb. - *Acad. Sci. Paris, C. R. Ser. II* 308: 201-206.
- FAO, ed. (1974): *Soil Map of the World*, Vol. I: Legend, Vol. V: Africa south of the Equator. Rome (FAO-UNESCO).
- (1979): A Provisional Methodology for Soil Degradation Assessment. Food and Agriculture Organisation of the United Nations, Rome, Report, 84pp.

- (1988): Soil Map of the World, Vol. I: Revised Legend. Rome (FAO) 119pp.
- (1990): Guidelines for Soil Description. Food and Agriculture Organisation of the United Nations/International Soil Reference Information Centre (ISRIC). Rome (FAO), 70pp.
- FARNDEN, T. H. G. (1974): A Late Stone Age site on the Fish River near Mariental, South West Africa. - *S. Afr. Archaeol. Bull.* 29: 24-26.
- FAUPEL, J. (1974): Geologisch-mineralogische Untersuchungen am Donkerhoek-Granit (Karibib-Distrikt, Südwestafrika) = Göttinger Arb. Geol. Paläontol. 15, 95pp.
- FERREIRA, C. A. M., R. E. JACOB & J. S. MARSH (1979): Base-metal mineralization in alkaline pyroclastics - the Regenstein vent, South West Africa. - *Transact. Geol. Soc. S. Afr.* 82: 243-249.
- FEY, P. (1971): The Geology of a Portion of the Country between Witvlei and Omitara, South West Africa. MSc. Thesis, (Rhodes Univ.), 227pp.
- FITCH, F. J. & J. A. MILLER (1984): Dating Karoo igneous rocks by the conventional K-Ar and Ar⁴⁰/Ar³⁹ age spectrum methods. - *Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.* 13: 247-266.
- FITZGERALD, J. W. (1991): Marine aerosols: a review. - *Atmospheric Env.* 25A (3/4): 533-545.
- FLACH, K. W., W. D. NETTLETON, L. M. GILE & J. G. CADY (1969): Pedocementation: induration by silica, carbonates and sesquioxides in the Quaternary. - *Soil Science* 107: 442-453.
- FLINT, R. F. (1959): Pleistocene climates in eastern and southern Africa. - *Bull. Geol. Soc. Am.* 70: 343-374.
- FLOHN, H. (1988): Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft. Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft), 228pp.
- FOCK, G. J. (1957): Beitrag zur Vorgeschichte von Südwestafrika. - In: CLARK, J. D. & S. COLE, eds.: Proceedings of the 3rd Pan-African Congress of Prehistory, Livingstone 1955. London (Chatto & Windus): 387-390.
- (1959): Zum Stand der Vorgeschichtsforschung in Südwestafrika. - *Quartär* 10/11: 213-226.
- FOCKEMA, R. A. P. & G. A. P. FRASER (1963): Discussion on paper by H. Martin - A suggested theory for the origin and a brief description of some gypsum deposits of South West Africa. - *Transact. Geol. Soc. S. Afr.* 66: 351.
- FORD, D. C. & J. LUNDBERG (1987): A review of dissolutional rills in limestone and other soluble rocks. - *Catena Suppl.* 8: 119-140.
- FRANZ, H. (1966): Quartäre Sedimente und Böden in Chile und Argentinien sowie ihre Bedeutung für die biogeographische Forschung. - *Rev. Ecol. Biol. du Sol* 3 (3): 355-379.
- FRANZ, H. & G. FRANZ (1968): Beitrag zur Kenntnis von Kalkkrusten in Böden der warmen Trockengebiete. - *Z. Pflanzenern. Bodenk.* 121: 34-42.
- FREISE, F. W. (1938): Inselberge und Inselberg-Landschaften im Granit- und Gneisgebiete Brasiliens. - *Z. Geomorph.* 10 (4/5): 137-169.
- FROHNE, D. & U. JENSEN (1998): Systematik des Pflanzenreichs. Stuttgart (Wiss. Verlagsges.), 371pp.
- FROMMURZE, H. F., T. W. GEVERS & P. J. ROSSOUW (1942): The Geology and Mineral Deposits of the Karibib Area, South West Africa. Explanation to Sheet 79 (Karibib, S. W. A.). Johannesburg (Geol. Surv. S. Afr.), 172pp.
- FROST, P., E. MEDINA, J. C. MENAUT, O. SOLBRIG, M. SWIFT & B. WALKER (1986): Responses of Savannas to Stress and Disturbance: a Proposal for a Collaborative Programme of Research = *Biol. Intern. Spec. Iss.* 10. (IUBS).
- FULLER, A. O. (1979): Phosphate occurrences on the western and southern coastal areas and continental shelves of southern Africa. - *Econ. Geol.* 74: 221-231.
- GAD, J. (1915): Die Betriebsverhältnisse der Farmen des mittleren Hererolandes. Hamburg (Friederichsen).
- GALLOWAY, J. N., D. L. SAVOIE, W. C. KEENE & J. M. PROSPERO (1993): The temporal and spatial variability of scavenging ratios for non-sulfate, nitrate, methane-sulfonate and sodium in the atmosphere over the north Atlantic Ocean. - *Atmospheric Env.* 27A (2): 235-250.
- GALTON, F. (1852): Recent expedition into the interior of south-western Africa. - *J. Royal Geogr. Soc. Gr. Brit.* 22: 140-163.
- (1853): The Narrative of an Explorer in Tropical South Africa. London (Murray) 314pp.

- GANSSEN, R. (1960): Die Böden Südwestafrikas. - Die Erde 91 (2): 115-131.
- (1963): Südwestafrika. Böden und Bodenkultur. Berlin (Reimer).
- GANSSEN, R. & W. MOLL (1961): Beiträge zur Kenntnis der Böden warm-arider Gebiete, dargestellt am Beispiel Südwestafrika. - Z. Pflanzenern. Düngg. Bodenk. 94/139 (1): 9-25.
- GARDNER, R. & K. PYE (1981): Nature, origin and palaeoenvironmental significance of red coastal and desert dune sands. - Progr. Phys. Geogr. 5: 514-524.
- GEBIEN, H. (1938): Die Tenebrioniden (Coleoptera, Heteromera) der Namib-Wüste in Südwestafrika. - Abh. Naturwiss. Ver. Bremen 30: 20-107.
- GEE, G. W. & J. W. BAUDER (1986): Particle-size analysis. - In: KLUTE, A., ed.: Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods. = Agronomy 9 (1). Madison (Am. Soc. Agron./Soil Sci. Soc. Am.): 383-411.
- GELLERT, J. F. (1948a): Klimabedingtheit und wirtschaftsgeographische Struktur der Farmwirtschaft und Farmsiedlung in Südwestafrika. - Erdkunde, Archiv wiss. Geogr. 2: 282-302.
- (1948b): Niederschlagsschwankungen und Farmwirtschaft in Südwestafrika. - Z. Meteorol. 2 (4/5): 142-145.
- (1950a): Ein Jahrzehnt Niederschlagsschwankungen in Südwestafrika und ihre Auswirkungen auf das Weideland und die Wirtschaft. - Erdkunde, Archiv wiss. Geogr. 4: 110-112.
- (1950b): Regen und Dürrekatastrophen im südlichen Afrika. - Urania 13 (6): 223-229.
- (1955): Die Niederschlagsschwankungen im Hochland von Südwestafrika. = Abh. meteorol. hydrol. Dienst DDR 34(4). Berlin (Akademie) 78pp.
- (1962): Wetterlagen und Niederschlagsschwankungen in Süd- und Südwestafrika. - Z. Meteorol. 16 (3/4): 103-109.
- (1966): Planetarische Zirkulation und Landschaftsgestaltung in Afrika südlich der Lundaschwelle, am Beispiel von Südwestafrika. - Wiss. Veröffentl. Dt. Inst. Länderk. Leipzig, N. F. 23/24: 287-305.
- (1967): Klimatisch-geomorphologische Beobachtungen und Probleme im semiariden und ariden Hochland von Südwestafrika. - Wiss. Z. Pädagog. HS Potsdam, math.-naturwiss. Reihe 11: 267-300.
- (1968): Die Instabilität der Niederschläge in Südwestafrika (Namibia) und die Problematik der Aussage der Instabilitätswerte in den semiariden Ländern. - Z. Meteorol. 22 (6/7): 223-227.
- GEOLOGICAL SURVEY, ed. (1982): The Geology of South West Africa/Namibia. Paper, Windhoek, 5pp.
- GERMS, G. J. B. (1983): Implications of a sedimentary facies and depositional environmental analysis of the Nama Group in South West Africa/Namibia. - In: MILLER, R. McG., ed.: Evolution of the Damara Orogen or South West Africa/Namibia. = Spec. Publ. 11, Geol. Soc. S. Afr., Johannesburg: 89-114.
- GERRARD, A. J. (1981): Soils and Landforms. An Integration of Geomorphology and Pedology. London, 219pp.
- GEVERS, T. W. (1931): Ice-Ages in Southwest-Africa. - J. S. W. A. Sci. Soc. 5: 77-86.
- (1932a): Die geologischen Verhältnisse der Umgebung Windhuks unter besonderer Berücksichtigung der heißen Quellen. - J. S. W. A. Wiss. Ges. 6: 75-80.
- (1932b): The hot springs of Windhoek, SWA. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 35: 1-28.
- (1933a): Aus der geologischen Vergangenheit Südwest-Afrikas. - J. S. W. A. Wiss. Ges. 6: 81-94.
- (1933b): Zur Tektonik des mittleren Südwestafrika. - Geol. Rundschau 24: 337-348.
- (1934a): Jüngere Vulkanschote in den Auas-Bergen südlich von Windhoek in Südwest-Afrika. - Z. Vulkanol. 16: 7-42.
- (1934b): Über ein vermeintliches Eocänkonglomerat bei Usakos in Südwest-Afrika. - Zb. Mineral. Geol. Pal. Abt. B 7: 309-312.
- (1934c): The geology of the Windhoek District in South West Africa. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 37: 221-251.
- (1936): The morphology of the western Damaraland and the adjoining Namib Desert of South West Africa. - S. Afr. Geogr. J. 19: 61-79.
- (1942): The morphology of the Windhoek District, South West Africa. - S. Afr. Geogr. J. 24: 45-64.
- (1963): Geology along the north-western margin of the Khomas Highlands between Otjimbingue-Karibib and Okahandja, South West Africa. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 66: 199-251.

- (1965): Geologische Exkursion zum Vulkanschlot auf Farm „Regenstein“. - J. S. W. A. Wiss. Ges. 20: 95-100.
- GEVERS, T. W. & H. F. FROMMURZE (1929): The geology of north-western Damaraland in South-West Africa. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 32: 31-55.
- GEVERS, T. W., O. HART & H. MARTIN (1963): Thermal waters along the Swakop River, South West Africa. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 66: 157-189.
- GEVERS, T. W. & J. P. VAN DER WESTHUYZEN (1931): The occurrences of salt in the Swakopmund area, South West Africa. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 34: 61-80.
- GEYER, G. & A. UCHMANN (1995): Ichnofossil assemblages from the Nama Group (Neoproterozoic-Lower Cambrian) in Namibia and the Proterozoic-Cambrian boundary problem revisited. - Beringeria Spec. Issue 2: 175-202.
- GEYH, M. A. (1995): Geochronologische Aspekte paläohydrologischer und paläoklimatischer Befunde in Namibia. - Geomethodica 20: 75-99.
- GIBBS RUSSEL, G. E. & J. J. SPIES (1988): Variation in important pasture grasses: I. Morphological and geographical variation. - J. Grassl. Soc. S. Afr. 5 (1): 15-21.
- GIBBS-RUSSEL, G. E., L. WATSON, M. KOEKEMOER, L. SMOOK, N. P. BARKER, H. M. ANDERSON & M. J. DALLWITZ (1991): Grasses of Southern Africa. = Memoirs Bot. Surv. S. Afr. 58. Pretoria, 437pp.
- GIESS, W. (1962): Some Notes on the Vegetation of the Namib Desert with a List of Plants Collected in the Area. = Scientific Papers of the Namib Desert Research Station 3 (8): 1-35.
- (1966): „Veldkost“ in S. W. A. - J. S. W. A. Wiss. Ges. 20: 59-68.
- (1968a): A short report on the vegetation of the Namib coastal area from Swakopmund to Cape Fria. - Dinteria 1: 13-29.
- (1968b): Die Gattung *Rhigozum* Burch. und ihre Arten in Südwestafrika. - Dinteria 1: 31-51.
- (1969): Die Verbreitung von *Lindernia intrepidus* (Dinter) Oberm. (*Chamaegigas intrepidus* Dinter) in Südwestafrika. - Dinteria 2: 23-28.
- (1971, 1998): Eine vorläufige Vegetationskarte von Südwestafrika. - Dinteria 4: 31-114.
- (1981): Die in der zentralen Namib von Südwestafrika/Namibia festgestellten Pflanzenarten und ihre Biotope. - Dinteria 15: 13-69.
- (1984): Die Pflanzenwelt des Großen Gamsbergs. - J. S. W. A. Wiss. Ges. 38: 29-47.
- (1989): Bibliography of South West African Botany. Windhoek (S. W. A. Wiss. Ges.), 236pp.
- GIGON, A. (1984): Typologie und Erfassung der ökologischen Stabilität und Instabilität mit Beispielen aus Gebirgsökosystemen. - Verh. Ges. Ökologie (Bern) 12: 13-29.
- GILLON, D. (1983): The fire problem in tropical savannas. - in: BOURLIÈRE, F., ed.: *loc. cit.*: 617-642.
- GINGELE, F. X. (1996): Holocene climatic optimum in Southwest Africa - evidence from the marine clay mineral record. - Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 122: 77-87.
- GIRARDINO, J. R. & R. MÄCKEL (1985): Correlative development of dambos and dwala: plateau regions of Zambia. - Z. Geomorph. N. F. Suppl. 52: 187-200.
- GLADCZENKO, T. P., K. HINZ, O. EDHOLM, H. MEYER, S. NEBEN & J. SKOGSEID (1997): South Atlantic volcanic margins. - J. Geol. Soc. London 154: 465-470.
- GOETZ, H. (1936): Hochwasser im Swakop-Tal 1934. - in: Koloniale Rundschau 27: 66-67.
- GOLDAMMER, J. G., ed. (1990): Fire in Tropical Biota. Berlin (Springer).
- GOLDBLATT, P. (1978): An analysis of the flora of southern Africa: its characteristics, relationships and origins. - Ann. Missouri Botanical Gardens 65: 369-436.
- GOLF, A. (1911): Ackerbau in Deutsch-Südwestafrika: Das Trockenfarmen und seine Anwendung in D. S. W. A.. Berlin (Süsserott). 64pp.
- GOUDIE, A. S. (1972): Climate, weathering, crust formation, dunes, and fluvial features of the Central Namib Desert, near Gobabeb, South West Africa. - Madoqua Ser. II, 1 (54-62): 15-31.
- (1973): Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes. Oxford (Clarendon Pr.), 153pp.

- (1981): Geomorphological Techniques. London (Allen & Unwin), 395pp.
- (1983): Calcrete. - In: GOUDIE, A. S. & K. PYE, eds.: Chemical Sediments and Geomorphology. London (Academic Pr.): 93-131.
- (1991): Pans. - Progr. Phys. Geogr. 15 (3): 221-237.
- GOUDIE, A. S., R. U. COOKE & J. C. DOORNKAMP (1979): The formation of silt from quartz dune sand by salt-weathering processes in deserts. - J. Arid Env. 2: 105-112.
- GOUDIE, A. S. & P. MIGÓN (1997): Weathering pits in the Spitzkoppe area, Central Namib Desert. - Z. Geomorph. N.F. 41 (4): 417-444.
- GOUDIE, A. S. & A. G. PARKER (1998): Experimental simulation of rapid rock block disintegration by sodium chloride in a foggy coastal desert. - J. Arid Env. 40: 347-355.
- GOUDIE, A. S. & D. S. G. THOMAS (1985): Pans in southern Africa with particular reference to South Africa and Zimbabwe. - Z. Geomorph. N. F. 29: 1-19.
- GRAHAM, R. C., P. J. SCHOENEBERGER, M. A. ANDERSON, P. D. STERNBERG & K. R. TICE (1997): Morphology, porosity, and hydraulic conductivity of weathered granitic bedrock on overlying soils. - J. Soil Sci. Soc. Am. 61: 516-522.
- GREEN, F. (1860): Narrative of a journey to Ovamboland. - Cape Monthly Mag. 7 (May 1860): 302-307 + 353-363.
- GROSSARTH, G. (1932): Das Gebiet der Nordfelder zwischen Conceptionbai und Meob an der Küste Südwestafrikas. Unpubl. Typescript, Klein-Windhoeck, 8pp.
- GRUET, M. & E. ZELLE (1955): Découverte de spheres a Windhoek (South West Africa). - Actes du II^{me} Congrès Panafricaine de Préhistoire, Alger 1952, Paris: 457-460.
- GRUNER, F. (1910): Charakteristische Bodenarten aus der Umgebung von Habis in Südwestafrika. - Der Tropenpflanzer 14: 634-641.
- GUILCHER, A. (1982): Problèmes climato-océanographiques du désert côtier d'Angola, particulièrement à la baie des Tigres (16°35'S). - Norois 116: 507-517.
- GÜNSTER, A. (1995): Grass cover distribution in the central Namib - a rapid method to assess regional and local rainfall patterns of arid regions. - J. Arid Env. 29:107-114.
- GUNTHORPE, R. J. & A. D. BUERGER (1979): The Otjisazu Igneous Complex - a recently identified carbonatite locality in central South West Africa/Namibia. - Abstr. 18th Congr. Geol. Soc. S. Afr., Port Elizabeth 1978, Vol. 1: 161-163.
- (1986): Geology and economic evaluation of the Otjisazu alkaline igneous complex, central South West Africa/Namibia. - In: ANHAEUSER, C. R. & S. MASKE, eds.: Mineral Deposits of Southern Africa, Vol 2. Johannesburg (Geol. Soc. S. Afr.): 2255-2260.
- GÜRICH, G. (1930): Die Konglomerate von Usakos in Südwest-Afrika. - Z. Dt Geol. Ges. 82: 719-721.
- HAACKE, W. D. (1975): Herpetological investigations in the sand sea of the southern Namib. - Bull. Transvaal-Museum 15: 8-10.
- HAACKE, W. D. & F. J. ODENDAAL (1981): The distribution of the genus *Rhoptropus* (Reptilia, Gekkonidae) in the central Namib Desert. - Madoqua 12 (4): 199-215.
- HABER, W. (1979): Theoretische Anmerkungen zur „ökologischen Planung“. - Verh. Ges. Ökologie (Münster) 7: 19-30.
- HADDON, I. G. (1999): Tectonic and geological controls over Kalahari Group deposition. - In: LEE-THORP, J. & H. CLIFT, eds.: The Environmental Background to Hominid Evolution in Africa. Abstr. Vol. XV International Congress of the International Union for Quaternary Research Durban 1999, Poster+Abstract: 75.
- HAELBICH, J. W. (1964): First Report on a Preliminary Investigation of Clay Deposits in Central S. W. A.. Unpubl. Report, Geological Survey of South West Africa, Windhoek, 10pp.
- HAGEDORN, J. (1988): Silcretes in the western Little Karoo and their relation to geomorphology and palaeoecology. - Palaeoecology of Africa 19: 371-375.
- HAHN, C. H. & J. RATH (1859): Reise der Herren Hugo Hahn und Rath im südwestlichen Afrika, Mai bis September 1857. - Peterm. Geogr. Mitt. 5: 295-303.
- HAHN, J. (1869): Die Ovaherero. - Z. Ges. Erdk. Berlin 4: 226-258.

- HALENKE, H. (1942): Viehwirtschaft in Deutsch-Südwestafrika. Probleme der Akklimatisation und Tierzucht. – Mitt. der Gruppe dt. kolonialwirtsch. Unternehmungen 5, Berlin (deGruyter): 61-148.
- HALENKE, W. (1994): Archaeological sites at Hohewarte. – Mitt. Namibia Wiss. Ges. 35 (11-12): 149-153.
- HALLAM, C. D. (1964): The geology of the coastal diamond deposits of Southern Africa. - In: HAUGHTON, S. H., ed.: The Geology of some Ore Deposits in Southern Africa. Pretoria (Geol. Soc. S. Afr., Handbook 2): 671-728.
- HALLÉ, F., R. A. A. OLDEMAN & P. B. TOMLINSON (1978): Tropical Trees and Forests. An Architectural Analysis. Berlin (Springer), 441pp.
- HAMBLETON-JONES, B. B. (1976, 1984): The Geology and Geochemistry of some Epigenetic Uranium Deposits Near the Swakop River, South West Africa. Dissertation, Univ. of Pretoria. - Publ. in: Nuclear Development Corporation of South Africa (NUCOR) Pretoria, = PER Report 78, 308pp.
- HAMBLETON-JONES, B. B., M. LEVIN & G. F. WAGENER (1986): Uraniferous surficial deposits in Southern Africa. - In: ANHEUSSER, C. R. & S. MASKE, eds.: Mineral Deposits of Southern Africa I. Johannesburg (Geol. Soc. S. Afr.): 2269-2287.
- HAMBLETON-JONES, B. B. & P. D. TOENS (1978): The Geology and geochemistry of calcrete/gypcrete uranium deposits in Duricrust, Namib Desert, South West Africa. - Econ. Geol. 73 (8): 1407-1408.
- (1980): Preliminary Report on the Geology of a Calcrete Occurrence in South West Africa. Pretoria (Atomic Energy Board of South Africa) = PER-Report 52, 14pp.
- HAMILTON, W. R. & J. A. VAN COUVERING (1977): Lower Miocene mammals from South West Africa. - Transvaal Museum Bull./Namib Bull. Suppl. 2: 9-11.
- HARMSE, J. T. (1980): Die noortwartse begrensing van die Sentrale Namib duinsee langs die Benede-Kuiseb. Unpubl. M. A.- Thesis, Univ. of Stellenbosch, 229pp.
- HARMSE, J. T., P. G. OLIVIER & A. S. GOUDIE (1990): A Bibliography of Pans and Related Deposits. Johannesburg (Rand Afrikaans Univ. Pr.), 108pp.
- HARRISON, M. S. J. (1988a): The components of analogue concepts of southern African Quaternary climate variations: A critique. - Palaeoecology of Africa 19: 283-292.
- (1988b): The status of general circulation model simulations of southern African Quaternary climates. - Palaeoecology of Africa 19: 293-303.
- HART, O. O. & J. J. V. VAN ZIJL (1970): A Study of the Water Resources of the Omaruru River Delta in SWA. Report of the National Institute for Water Research, CSIR, Pretoria, 24pp.
- HART, T. J. & R. I. CURRIE (1960): The Benguela Current. - Cambridge Discovery Rep. 31: 123-298.
- HARTGE, K. H. & R. HORN (1989): Die physikalische Untersuchung von Böden. Stuttgart (Enke), 175pp.
- (1991): Einführung in die Bodenphysik. Stuttgart (Enke), 303pp.
- HARTLEB, J. W. O. (1988): The Langer Heinrich Uranium Deposit, South West Africa/Namibia. - Ore Geol. Rev. 3: 277-287.
- HAUGHTON, S. H. (1932a): The late Tertiary and recent deposits of the west coast of South Africa. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 34: 19-57.
- (1932b): The fossil Equidae of South Africa. - Ann. S. Afr. Museum 28: 407-427.
- (1969): Geological History of Southern Africa. Johannesburg (Geol. Soc. S. Afr.), 535pp.
- HAUGHTON, S. H., H. F. FROMMURZE, T. W. GEVERS, C. M. SCHWELLNUS & P. J. ROSSOUW (1939): The Geology and Mineral Deposits of the Omaruru Area, South West Africa. Explanation to Sheet 71 (Omaruru, S. W. A.). Johannesburg (Geol. Surv. S. Afr.), 151pp.
- HAY, W. W. (1993): Pliocene-Quaternary upwelling in the Southeastern Atlantic may reflect changes in water mass production. – Proc. 1st R. C. A. N. S. Congress, Lisboa 1992. = Ciências da Terra (UNL) 12: 191-201, Lisboa.
- HAY, W. W. & J. C. BROOK (1992): Temporal variations in intensity of upwelling off southwest Africa. – Geol. Soc. London Spec. Publ. 63: 463-497.

- HAYNES, G. (1996): Quaternary climate and environmental changes in Hwange National Park, Zimbabwe. - In: PWITI, G. & R. SOPER, eds.: Aspects of African Archaeology. = Proc. 10th Congr. Pan-African Ass. Prehistory and Related Studies, Harare 1995. Harare (Univ. of Zimbabwe): 71-81.
- HAYWOOD, J. M., V. RAMASWAMY & B. J. SODEN (1999): Tropospheric aerosol climate forcing in clear sky satellite observation over the oceans. - Science 283: 1299-1303.
- HEAD, K. H. (1992ff): Manual of Soil Laboratory Testing. 3 Vols.: Vol. 1: Soil Classification and Compaction Tests; Vol. 2: Permeability Shear Strength and Compressibility Tests, 442pp; Vol. 3: Effective Stress Tests, 428pp. Chichester (Wiley).
- HEDBERG, R. M. (1976): Stratigraphy of the Ovamboland Basin, South West Africa. Ph.D. Thesis (unpubl.). Harvard (Harvard Univ.), 538pp.
- (1979): Stratigraphy of the Ovamboland Basin, South West Africa. = Precambrian Res. Unit Bull. 24, Cape Town, 325pp.
- HEGENBERGER, W. (1987): Stand der geologischen Kenntnisse über das Kavangogebiet. - J.S.W.A. Wiss. Ges. 40/41: 97-114.
- (1993): Stratigraphy and Sedimentology of the Late Precambrian Witvlei an Nama Groups, East of Windhoek. = Geol. Surv. Namibia Mem. 17, 82pp.
- HEGENBERGER, W. & K. G. SEEGER (1980): The Geology of the Gobabis Area: Explanation of Sheet 2218, Scale 1:250.000. - Windhoek (Department of Economic Affairs/Geol. Surv.), 11pp.
- HEIDTKE, P. (1919): Die Niederschlagsverhältnisse von Deutsch-Südwestafrika. - Mitt. a. d. dt. Schutzgeb. 1919: 36-386.
- HEIM, D. (1990): Tone und Tonminerale. Stuttgart (Enke), 157pp.
- HEINE, K. (1978a): radiocarbon chronology of Late Quaternary lakes in the Kalahari, southern Africa. - Catena 5(2): 145-149.
- (1978b): Jungquartäre Pluviale und Interpluviale in der Kalahari (südliches Afrika). - Palaeoecology of Africa 10: 31-39.
- (1979): Reply to Cooke's discussion of: K. Heine: Radiocarbon chronology of Late Quaternary lakes in the Kalahari, southern Africa. - Catena 6 (3/4): 259-266.
- (1980): Wann hat es in der Kalahari geregnet?. - Umschau 80 (8): 250-251.
- (1981): Aride und pluviale Bedingungen während der letzten Kaltzeit in der Südwest-Kalahari (südliches Afrika). - Z. Geomorph. Suppl. 38: 1-37.
- (1982): The main stages of the Late Quaternary evolution of the Kalahari region, southern Africa. - Palaeoecology of Africa 15: 53-76.
- (1987a): Anthropogenetic sedimentological changes during the Holocene in southern Africa. - Striae 26: 41-50, Uppsala.
- (1987b): Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik in der Namib, Südwestafrika/ Namibia. - Z. Geomorph. Suppl. 66: 113-134.
- (1987c): Zum Alter jungquartärer Seespiegelschwankungen in der mittleren Kalahari, südliches Afrika. - Palaeoecology of Africa 18: 73-101.
- (1988a): Klimavariabilität und Bodenerosion in Südafrika. - Geogr. Rundschau 40 (12): 6-14.
- (1988b): Southern African palaeoclimates 35-25 ka ago: A preliminary summary. - Palaeoecology of Africa 19: 305-315.
- (1990a): Klimaschwankungen und klimagenetische Geomorphologie am Beispiel der Namib. - Berliner Geogr. Stud. 30: 221-234.
- (1990b): Some observations concerning the age of the dunes in the western Kalahari and palaeoclimatic implications. - Palaeoecology of Africa 21: 161-178.
- (1991): Paläoklima und Reliefentwicklung der Namibwüste im überregionalen Vergleich. - Geomethodica 16: 53-92.
- (1992): On the ages of humid Late Quaternary phases in southern African arid areas (Namibia, Botswana). - Palaeoecology of Africa 23: 149-164, Rotterdam.
- (1993): Zum Alter jungquartärer Feuchtphasen im ariden und semiariden südwestlichen Afrika. - Würzburger Geogr. Arb. 87: 149-162.

- (1995): Paläoklimatische Informationen aus südwestafrikanischen Böden und Oberflächenformen: Methodische Überlegungen. - *Geomethodica* 20: 27-74.
- HEINE, K. & M. A. GEYH (1984): Radiocarbon dating of Speleothems from the Rössing Cave, Namib Desert, and palaeoclimatic implications. - In: VOGEL, J. C., ed.: *loc. cit.*: 465-470.
- HEINE, K. & R. WALTER (1996): Gypcretes of the central Namib Desert, Namibia. - *Palaeoecology of Africa* 24: 173-201.
- (1997): Die Gipskrustenböden der Namib (Namibia) und ihr paläoklimatischer Aussagewert. - *Petern. Geogr. Mitt.* 140 (4): 237-253.
- HEISTERMANN, C. (1993): Geoarchäologische Untersuchungen zur holozänen Landschaft im saharanischen Nordosten der Republik Niger. Unpubl. Diplomarbeit, Geogr. Inst. Univ. Würzburg.
- HELGREN, D. M. & A. S. BROOKS (1983): Geoarchaeology at Gci, a Middle Stone Age and Later Stone Age site in the northwest Kalahari. - *J. Archaeol. Sci.* 10: 181-197.
- HENDEY, Q. B. (1978): The age of the fossils from Board's Quarry, Langebaanweg, South Africa. - *Ann. S. Afr. Museum* 75 (1): 1-24.
- (1981): Palaeoecology of the late Tertiary fossil occurrences in 'E' Quarry, Langebaanweg, South Africa, and a reinterpretation of their geological context. - *Ann. S. Afr. Museum* 84: 1-104.
- (1984): Southern African late Tertiary vertebrates. - In: KLEIN, R. G., ed.: *loc. cit.*: 81-106.
- HERDTFELDER, R. (1984): Der Etoscha-Nationalpark: Ein Leitfaden für ökologische und Verhaltenbeobachtungen. Windhoek (S. W. A. Wiss. Ges.), 187pp.
- HERMANN, E. (1914): Viehzucht und Bodenkultur in Deutsch-Südwestafrika. Berlin (Deutscher Kolonialverlag), 160pp.
- HERMANN, P. (1909): Beiträge zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika I: Die geologische Beschaffenheit des mittleren und nördlichen Teils der deutschen Kalahari. - *Z. prakt. Geol.* 17 (9): 372-396.
- (1910): Beiträge zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika II: Die chemische und petrographische Beschaffenheit der Kalaharikalke sowie ihre Fossilführung. - *Z. prakt. Geol.* 18: 260-262.
- HESS, S. (1989): Böden und Klima im Otjihaenena-Tal (Namibia). Beurteilung und Bewertung für Regenfeldbau, insbesondere Maisanbau. Unpubl. Dipl.-Arb., Geogr. Inst. Univ. Würzburg, 146pp.
- HINDORF, R. (1894): Die Bodenverhältnisse von Deutsch-Südwest-Afrika. Denkschrift betreffend das südwestafrikanische Schutzgebiet. Berlin (Mittler), 261pp.
- (1902): Der landwirtschaftliche Wert und die Besiedlungsfähigkeit Deutsch-Südwestafrikas. Berlin (Mittler), 88pp.
- HINES, C. J. H. (1992): An Ecological Study of the Vegetation of Eastern Bushmanland (Namibia) and its Implications for Development. M.Sc. Thesis, University of Natal, Pietermaritzburg, 160pp.
- HITCHCOCK, R. K. (1982): Prehistoric Hunter-Gatherer adaptations. - In: HITCHCOCK, R. R. & M. R. SMITH, eds.: *Proceedings of the Symposium on Settlement in Botswana, Gaborone 1980. Gaborone (Botswana Soc.):* 47-72.
- HOFFMANN, C. (1975): Der episodisch fließende Swakop und seine Deltabildungen. - *Natur + Museum* 105 (8): 245-250.
- HOLT, B. D., D. T. CUNNINGHAM & A. G. ENGELKEMIER (1978): Application of oxygen-18 analysis to the study of atmospheric sulphate formation. - *Bull. New Zealand Dept. of Scientific and Industrial Res.* 220: 105-109.
- HOOGHIEMSTRA, H. (1996): Aspects of Neogene-Quaternary environmental and climatic change in equatorial and Saharan Africa. - *Palaeoecology of Africa* 24: 115-132.
- HOPKINS, B. (1983): Successional processes. - in: BOURLIÈRE, F., ed.: *loc. cit.*: 605-615.
- HORSTHEMKE, E. (1992): Fazies der Karoosedimente in der Huab-Region, Damaraland, NW-Namibia. = *Göttinger Arb. Geol. Paläontol.* 55, 102pp.
- HORTA, J. C. de O. S. (1980): Calcrete, gypcrete and soil classification in Algeria. - *Engineering Geol.* 15: 15-52.
- HÖVERMANN, J. (1978): Formen und Formung in der Pränamib. - *Z. Geomorph. N. F. Suppl.* 30: 55-73.
- (1988): The Sahara, Kalahari and Namib deserts: A geomorphological comparison. - In: DARDIS, G. F. & B. P. MOON, eds.: *loc. cit.*: 71-83.
- HUNTLEY, B. J. (1982): Southern African Savannas. - In: HUNTLEY, B. J. & B. H. WALKER, eds.: *loc. cit.*: 101-119.

- , ed. (1985): The Kuiseb Environment: the Development of a Monitoring Baseline. = S. Afr. Nat. Sci. Progr. Rep. 106, Pretoria (CSIR) 135pp.
- , ed. (1991): Biotic Diversity in Southern Africa. Cape Town (Oxford Univ. Pr.), 380pp.
- HUNTLEY, B. J. & B. H. WALKER, eds. (1982): Ecology of Tropical Savannas. Berlin (Springer), 669pp.
- HÜSER, K. (1976a): Der Niederschlagsgang und die Niederschlagsverteilung im Gebiet des Erongo, mittleres Südwestafrika. - J. S. W. A. Wiss. Ges. 30: 7-24.
- (1976b): Kalkkrusten im Namib-Randbereich des mittleren Südwestafrika. - Mitt. Basler Afrika-Bibliogr. 15 (= Geomethodica 1): Methodisch-geomorphologische Probleme der ariden und semiariden Zone Südwestafrikas: 51-82.
- (1977): Namibrand und Erongo. Zur Geomorphologie zweier südwestafrikanischer Landschaften. = Karlsruher Geogr. H. 9, 214pp.
- (1979a): Die morphologische Entwicklung des Erongo und seiner Vorländer (Morphogenese). - In: BLÜMEL, W. D., K. HÜSER & R. EMMERMANN: Der Erongo. = Windhoek (Wiss. Ges.), Wiss. Forschg. S. W. A. 16: 79-86.
- (1979b): Reliefgenese in Südwestafrika als Beispiel für Formungsgeschichte in semiariden Zonen. - Z. Geomorph. N. F. Suppl. 33: 99-108.
- (1989): Die Südwestafrikanische Randstufe: Grundsätzliche Probleme ihrer geomorphologischen Entwicklung. - Z. Geomorph. N. F. Suppl. 74: 95-110.
- (1991): Über die Randstufe Südafrikas: Wissenschaftshistorischer Rückblick und heutiger Forschungsstand vorwiegend geomorphologischer Fragestellungen. - Geomethodica 16: 23-51.
- HÜSER, K., W. D. BLÜMEL & B. EITEL (1997): Geomorphologische Untersuchungen an Rivierterrassen im Mündungsbereich des Uniab (Skelettküste/NW-Namibia). - Zbl. Geol. Paläontol. Teil I (1/2): 1-21.
- (1998): Landschafts- und Klimageschichte des südwestlichen Afrika. - Geogr. Rundschau 50 (4): 238-244.
- HUTCHINGS, L., G. C. PITCHER, T. A. PROBYN & G. W. BAILEY (1995): The chemical and biological consequences of coastal upwelling. - In: SUMMERHAYES, C. P., K.-C. EMEIS, M. V. ANGEL, R. L. SMITH & B. ZEITSCHL, eds.: Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records. London (Wiley): 65-81.
- HUTCHINSON, P. (1995): The Climatology of Namibia and its Relevance to the Drought Situation. - in: MOORSOM, R. et al., eds.: *loc. cit.*: 17-38.
- HUYSER, D. J. (1979): 'n Intensiewe opname van waterbronne in die Kuisebopvangebied. Unpubl. Report, SWA Streeklaboratorium/Nasionale Instituut vir Watervorsing, 32pp.
- HYDE, L. W. (1971): Groundwater supplies in the Kalahari area, Botswana. - Botswana Notes and Rec., Spec. Ed. 1: 77-87.
- IMMENDORF, D. (1907): Über die Zusammensetzung einiger Bodenproben aus dem Gebiet der Reiseroute des Dr. Schulze. - In: SCHULZE, L.: Aus Namaland und Kalahari. Jena (Fischer): 684-687.
- INSKEEP, R. R. (1978a): The Peopling of Southern Africa. Cape Town (D. Philip), 160pp.
- (1978b): The Bushmen in Prehistory. - In: Tobias, P. V., ed.: The Bushmen. Cape Town (Human & Rousseau): 33-56.
- IRISH, J. (1991): Conservation aspects of karst waters in Namibia. - Madoqua 17 (2): 141-146.
- (1994): The Biomes of Namibia, as determined by objective categorisation. - Navors. Nas. Museum Bloemfontein 10(13): 550-592.
- IRISH, J., J. E. J. MARTINI & J. C. E. MARAIS (1991): Cave investigations in Namibia III. Some 1991 SWAKNO results. - Bull. S. Afr. Speleol. Ass. 32: 48-71.
- JACKSON, S. P. & P. D. TYSON (1971): Aspects of weather and climate over southern Africa: Occasional Paper 6, Environmental Studies. Department of Geography, University of the Witwatersrand, Johannesburg.
- JACOBSON, L. (1976): A critical review of the Damaraland Culture. - Cimbebasia Ser. B, Vol. 2 (8): 205-208.
- (1978): Report on archaeological and palaeoecological studies in the Gobabis district, South West Africa. - Palaeoecology of Africa 10: 93-94.
- (1979): The Brandberg: A re-investigation. - Mitt. S. W. A. Wiss. Ges. 19 (10/11): 17-19.
- (1987): The archaeology of the Kavango. - J. S. W. A. Wiss. Ges. 40/41: 149-157.
- JACOBSON, N. H. G. & H. MOSS (1987): A contribution to the flora of the Northern Namib. - Dinteria 19: 27-68.

- JACOBSON, P. J., K. M. JACOBSON, P. L. ANGERMEIER & D. S. CHERRY (2000): Hydrologic influences on soil properties along ephemeral rivers in the Namib Desert. - *J. Arid Env.* 45 (1): 21-34.
- JACOBSON, P. J., K. M. JACOBSON & M. K. SEELY (1995): Ephemeral Rivers and Their Catchments. Sustaining People and Development in Western Namibia. Windhoek (Desert Research Foundation of Namibia), 160pp.
- JAEGER, F. (1920): Die kulturgeographische Wandlung von Südwestafrika während der deutschen Herrschaft. - *Geogr. Z.* 26: 305-316.
- (1922): Die Ergebnisse meiner Forschungen in Deutsch-Südwestafrika 1914-1919. - *Verh. 20. dt Geogr. Tag Leipzig*. Berlin: 19-34.
- (1923): Die Grundzüge der Oberflächengestalt von Südwestafrika. - *Z Ges. Erdkunde* Berlin: 14-24.
- (1928): Das Windhoeker Hochland. - *Koloniale Studien (Hans-Meyer-Festschrift)*, Berlin: 109-131.
- (1930a): Probleme der Großformen Afrikas. - *Peterm. Geogr. Mitt. Ergh.* 209: 136-146.
- (1930b): Scheinbare Wiederbelebung der Erosion (Swakop). - *Peterm. Geogr. Mitt.* 76: 125-126.
- (1939): Trockenseen der Erde. - *Peterm. Geogr. Mitt. Ergh.* 236: 1-159, 1. Teil: Pfannen des südl. Afrika: 1-96.
- (1951): Die morphologische Erforschung der südafrikanischen Randstufe. - *Peterm. Geogr. Mitt.* 95 (1): 38-39.
- (1965): Geographische Landschaften Südwestafrikas. Windhoek (S. W. A. Wiss. Ges.), 251pp.
- JAEGER, F. & L. WAIBEL (1920): Beiträge zur Landeskunde von Südwestafrika, Teil I. = *Mitt. Dt. Schutzgeb. Ergh.* 14: 28-78.
- (1923): Beiträge zur Landeskunde von Südwestafrika, Teil II. = *Mitt. Dt. Schutzgeb. Ergh.* 15: 44-136.
- JANKOWITZ, W. J. & H. J. T. VENTER (1987): Die plantgemeenskape van die Waterberg-platopark. - *Madoqua* 15 (2): 97-146.
- JESSEN, O. (1943): Die Randschwellen der Kontinente. = *Peterm. Geogr. Mitt. Ergh.* 241, 205pp.
- JEUTTER, P. W. (1996a): The 1992 Drachenhauchloch Survey. - *Bull. S. Afr. Speleol. Ass.* 37: 4-5.
- , ed. (1996b): Otavi '95. = Report of the Speleological Expedition to the Otavi Mountains in Northern Namibia, February 1995. Bad Mitterndorf/Austria (Verein für Höhlenkunde in Obersteier), 108pp.
- , ed. (1998): Otavi '98. = Report of the Speleological Expedition to the Otavi Mountains in Northern Namibia, January 1998. Bad Mitterndorf/Austria (Verein für Höhlenkunde in Obersteier), 173pp.
- JONES, B. F. & E. GALAN (1988): Sepiolite and palygorskite. - In: BAILEY, S. W., ed.: *Hydrous phyllosilicates. = Mineralogical Society of America: Reviews in Mineralogy* 19: 631-674.
- JONES, G. A. (1977): Soil Classification for Engineering Purposes. - *Proc. 7th Nat. Congr. Soil Sci. Soc. S. Afr.*, Pretoria: 40-50.
- JOUBERT, A. M. (1995): Simulations of southern African climate by early generation general circulation models. - *S. Afr. J. Science* 91 (2): 85-91.
- JOUBERT, D. F. (1997): Grazing gradients in the Highland Savanna vegetation of Namibia - *Dinteria* 25: 69-86.
- JOUBERT, E. (1971): The physiographic, edaphic and vegetative characteristics found in the western Etosha National Park. - *Madoqua Ser. I*, 45-32.
- JUNG, F. (1932): Untersuchungen über Regenschwankungen und Häufigkeit unter Berücksichtigung des Anbaus, ausgeführt am Beispiel Südafrikas. Unpubl. Dissertation Philosophische Fakultät, Universität Giessen, 58pp.
- JÜRGENS, N. (1986): Untersuchungen zur Ökologie sukkulenter Pflanzen des südlichen Afrika. - *Mitt. Inst. Allg. Botanik Hamburg* 21: 139-365.
- (1991): A new approach to the Namib region: I. Phytogeographic subdivision. - *Vegetatio* 97: 21-38.
- (1997): Floristic biodiversity and history of African arid regions. - *Biodiversity and Conservation* 6: 495-514.
- (1999): Phytogeography of the Namib Desert Region. Patterns and Historical Processes. = *Africa Oecologica* 1. Köln (Heinrich-Barth-Institut), 592pp+maps.
- JÜRGENS, N. & A. NIEBEL (1991): The unknown Lichen Hill. - *Veld and Flora* 77 (1): 24-26.

- JÜRGENS, N. & A. NIEBEL-LOHMANN (1995): Geobotanical observations on lichen fields of the southern Namib Desert. - Mitt. Inst. Allg. Botanik Hamburg 25: 135-156.
- JURY, M. R. (1995): A review of research on ocean-atmosphere interactions and South African climate variability. -S. Afr. J. Science 91 (6): 289-294.
- JURY, M. R., J. A. LINDESAY & I. WITTMAYER (1993): Flood episodes in central South Africa from satellite and ECMWF data. - S. Afr. J. Science 89 (6): 263-269.
- JURY, M. R. & B. M. R. PATHACK (1993): Composite climatic patterns associated with extreme modes of summer-rainfall over southern Africa: 1975-1984. - Theoretical Appl. Climatol. 47: 137-145.
- KAHN, W. (1965): Die Felszeichnungen auf der Farm Etemba im Erongogebirge. Windhoek (S. W. A. Wiss. Ges.), 129pp.
- KAISER, E. (1923a): Kaolinisierung und Verkieselung als Verwitterungsvorgänge in der Namib Südwestafrikas. - Z. Kristallogr. Kristallgeom. 58: 125-146.
- (1923b): Abtragung und Auflagerung in der Namib, der südwestafrikanischen Küstenwüste. = Geol. Charakterbilder 27/28, 40pp (Berlin).
- (1926): Die Diamantenwüste Südwestafrikas. 2 Bände, Berlin (Reimer), 321, 533pp.
- (1930): Das Fischsterben in der Walfischbucht. - Palaeobiologica 3: 14-21.
- KASCH, K. W. (1988): Lithostratigraphy and structural geology of the upper Swakop River Area east of Okahandja, SWA/Namibia. - Comm. Geol. Surv. S. W. A./Namibia 4: 59-66.
- KATSIAMBIRTAS, E. E. (1987): The advantage of using the median instead of the arithmetic mean for „normal“ rainfall in a semi-arid climate region. Paper, 4th Ann. Conf. S. Afr. Soc. Atmosph. Sci., 13.-14.10.1987, Pretoria.
- (1988): Ten-day, monthly, yearly, early summer, late summer and seasonal rainfall statistics. Arithmetic mean, standard deviation, coefficient of variation and decile number values. = Climate of South West Africa/Namibia Ser. 2. Windhoek.
- (1989): Evaluating a simple water balance index for the northern agricultural area of South West Africa/Namibia. -in: Appl. Plant Sci. 3 (1): 31-33.
- KAYSER, K. (1970): Namib-Studien. Beobachtungen und Überlegungen auf einer Fahrt vom Naukluft-Gebirge zum Kuiseb und der Wüstenforschungsstation Gobabeb. - Dt. Geogr. Forsch. in der Welt von Heute, Festschrift für Erwin Gentz, Kiel: 181-192.
- (1973): Beiträge zur Geomorphologie der Namib-Küstenwüste. - Z. Geomorph. N. F. Suppl. 17: 156-167.
- KELLER, P. (1984): Tsumeb. - Lapis 9 (7/8): 13-63.
- KELLNER, K. (1986): 'n Plantekologiese Studie van die Daan Viljoen-Wildtuin en gedeltes van die plase Claratal an Neudam in die Hooglandsavanna van SWA. Unpubl. M.Sc. Thesis, Univ. of Christian Higher Education, Potschefstroom, 144pp.
- KEMPF, J. (1993): Probleme der Land-Degradation in Namibia. Unpubl. Dipl.-Arbeit, Univ. Würzburg, Geogr. Inst., 2 Vols., 258pp+App.
- (1994): Probleme der Land-Degradation in Namibia: Ausmaß, Ursachen und Wirkungsmuster - dargestellt anhand ausgewählter Untersuchungsgebiete. = Wüzbürger Geogr. Manusk. 31, 260pp.
- (1996a): Zur Reliefgeschichte von Kalkkrusten in Namibia. - Z. Geomorph. N. F. 40 (4): 519-523.
- (1996b): Land-Degradation in Namibia nördlich des Wendekreises: eine Problemskizze. - Die Erde 127 (4): 265-278.
- (1997): Land degradation in Namibia north of the Tropic of Capricorn: an outline of the problem. - Appl. Geogr. Developm. 50: 21-37.
- (1998): Umwelt- und Ressourcenschutz in Namibia. Der Beitrag des Namibia Land Degradation Project (NLDP) zur Erhaltung der naturräumlichen Produktionsgrundlagen. - Namibia Magazin 9 (3): 13-15.
- (1999a): Pedo-geomorphological studies in central Namibia. - In: Focus Africa. = Abstr. 3rd Biennial Intern. Conf. of the Society of South African Geographers, Windhoek 05.-09.07.1999: 39-40.
- (1999b): Geomorphological significance of pedological development in central Namibia. - In: The Environmental Background to Hominid Evolution in Africa. = XV International Congress of the International Union for Quaternary Research, Durban 03.-11.08.1999. Abstract Vol.: 95-96.

- KENNEDY, R. F., ed. (1961, 1964): *Journal of Residence in Africa, 1842-1853 by Thomas Baines*. 2 Vols. Cape Town (The Van Riebeeck Soc. Publ. 42 + 45).
- KENNET, J. P. (1977): Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic Ocean and their impact on global palaeoceanography. – *J. Geophys. Res.* 82: 3843-3860.
- (1985): Neogene palaeoceanography and plancton evolution. – *S. Afr. J. Science* 81: 251-253.
- KERS, L. E. (1967): The distribution of *Welwitschia mirabilis* Hook. – *Svensk Botanisk Tidskrift* 61: 97-125.
- KHRESAT, S. A. & A. Y. TAIMEH (1998): Properties and characterization of vertisols developed on limestone in a semi-arid environment. – *J. Arid Env.* 40 (3): 235-244.
- KILBURN, R. N. & A. J. TANKARD (1975): Pleistocene molluscs from the west and south coasts of the Cape Province, South Africa. – *Ann. S. Afr. Museum* 67: 183-226.
- KILGER, B. (1981): Die geohydrologische Karte von Südwestafrika. – *Mitt. S. W. A. Wiss. Ges.* 22 (6), Beilage: 1-4.
- KINAHAN, J., ed. (1984a): *Recent Archaeological Research Between the Orange and Kavango Rivers in Southwestern Africa*. – *Cimbebasia Ser. B* 4 (1-7). Windhoek (State Museum), 80pp.
- (1984b): The stratigraphy and lithic assemblages of Falls Rock Shelter, western Damaraland, Namibia. – In: KINAHAN, J., ed.: *loc. cit.*: 13-27.
- (1990): Four thousand years at the Spitzkoppe: changes in settlement and landuse on the edge of the Namib Desert. – *Cimbebasia* 12: 1-14.
- (1994): Field recording of archaeological sites in Namibia: the invaluable role of the observant amateur. – *Newsl. Namibia Scient. Soc.* 35 (11-12): 154-155.
- KINAHAN, J. & C. DEELIE (1990): A gazetteer of archaeological site locations in Namibia. – *Cimbebasia* 12: 15-22.
- KINAHAN, J., J. PALLETT, J. VOGEL, J. WARD & M. LINDEQUE (1991): The occurrence and dating of elephant tracks in the silt deposits of the lower !Khuiseb River, Namibia. – *Cimbebasia* 13: 37-43.
- KING, L. C. (1951, 1963): *South African Scenery. A Textbook of Geomorphology*. Edinburgh (Oliver & Boyd), 308pp.
- (1972): The coastal plain of southeast Africa: its form, deposits and development. – *Z. Geomorph. N. F.* 16: 239-251.
- (1976): Planation remnants upon highlands. – *Z. Geomorph. N. F.* 20: 133-148.
- (1978): The Geomorphology of central and southern Africa. – in: WERGER, M. J. A. ed.: *loc. cit.*: 1-17.
- KLAMMER, G. (1982): Alte Meeresstände an Küsten des atlantischen Typs und die Meeresspiegelkurve seit dem oberen Miozän. – *Würzburger Geogr. Arb.* 56: 131-150.
- KLEIN, R. G. (1980a): Environmental and ecological implications of large mammals from Upper Pleistocene and Holocene Sites in Southern Africa. – *Ann. S. Afr. Museum* 81 (7): 223-283.
- (1980b): The interpretation of mammalian faunas from Stone-Age archaeological sites, with special reference to sites in the Southern Cape Province, South Africa. – In: BEHRENSMEYER, A. K. & A. HILL, eds.: *Fossils in the Making*. Chicago (Univ. of Chicago Pr.): 223-246.
- , ed. (1984a): *Southern African Prehistory and Palaeoenvironments*. Rotterdam (Balkema), 416pp.
- (1984b): The large mammals of southern Africa: late Pliocene to recent. – In: KLEIN, R. G., ed.: *loc. cit.*: 107-146.
- KLENGEL, F. (1908): *Die Niederschlagsverhältnisse von Deutsch-Südwestafrika*. Leipzig.
- KLIMOWICZ, J. & G. HAYNES (1997): The Stone Age archaeology of Hwange National Park, Zimbabwe. – In: PWITI, G. & R. SOPER, eds.: *Aspects of African Archaeology*. = Proc. 10th Congr. Pan Afr. Ass. Prehist. Related Stud. 18-23 June 1995. Harare (Univ. of Zimbabwe): 121-128.
- KNABB, O. (1988): The deepest underwater caves in the world. – *Newsl. Cave Diving Group of Great Britain* 86: 3-4.
- KNAPP, R. (1973): *Die Vegetation von Afrika*. Stuttgart (Fischer), 626pp.
- KNETSCH, G. (1937): Beiträge zur Kenntnis von Krustenbildungen. – *Z. Dt. Geol. Ges.* 89 (4): 177-192.
- (1938a): Aus dem Sedimentstammbaum eines Trockengebietes: Beobachtungen aus der südlichen Namib. – *Geol. Rundschau* 29 (3/5): 334-347.

- (1938b): Über junge Meeresspiegelschwankungen und ihre Zeugen an der afrikanischen Westküste. –Z. Dt. Geol. Ges. 90 (3): 121-133.
- (1940): Zur Frage der Küstenbildung und der Entwicklung des Oranjetals in Südwestafrika. –Sonderveröff. 3, Geogr. Ges. Hannover: 181-270+Tafeln.
- KOCH, C. (1961): Some aspects of abundant life in the vegetationless sand of the Namib Desert dunes. –J. S. W. A. Sci. Soc. 15: 8-34.
- (1962): The Tenebrionidae of Southern Africa XXXI. Comprehensive notes on the tenebrionid fauna of the Namib Desert. - Scientific Pap. Namib Desert Res. Stat. 5: 61-106.
- KOEPPEL, K. (1919): Die Ursachen der Sandveldkrankheit (Lamziekte) und die Aussichten ihrer Bekämpfung. Ein Beitrag zur Besiedlungsfrage in Südwest. Swakopmund (Swakopmunder Buchhandlung), 127pp.
- KOERT, W. (1913): Südwestafrika. – Beitr. Geol. Erf. Dt. Schutzgeb. 1: 83-152.
- (1916): Der Krusteneisenstein in den deutsch-afrikanischen Schutzgebieten, besonders in Togo und im Hinterland von Tanga (Deutschostafrika). = Beitr. Geol. Erf. Dt. Schutzgeb. 13, 69pp.
- KOK, O. B. & J. A. J. NEL (1996): The Kuiseb river as a linear oasis in the Namib desert. - African J. Ecol. 34: 39-47.
- KOLBERG, H., W. GIESS, M. A. N. MÜLLER & B. STROHBACH (1992): List of Namibian Plant Species. = Dinteria 22, 121pp.
- KOLLMER, W. E. (1962): Über die Ursachen des Massensterbens von Meeresfischen. -Der Kreis 5: 173-175 (Windhoek).
- KÖPPEN, W. (1923): Die Klimate der Erde. Berlin (deGruyter), 369pp.
- KORN, H. (1938): Klima und Besiedlung der Namib während der letzten 600 000 Jahre. Unpubl. Manuskript eines Vortrags vor der S. W. A. Wiss. Ges. Windhoek, Typescript, 13pp.
- (1942): Die prähistorische Besiedlung der inneren Namib und der Vorescarpment-Felswüste im Kuisebbereich. Unpubl. Feldbuchaufzeichnungen (Feldtagebuch Nr. 20), 64pp+App..
- (1943): Die Felswüste des mittleren Kuiseb - Pleistozäne Entwicklung und prähistorische Besiedlung. Unpubl. Manuskript, Windhoek, 18pp+App.
- KORN, H. & H. MARTIN (1937): Die jüngere geologische und klimatische Geschichte Südwestafrikas (vorläufiger Bericht). - Zbl. Mineral. Geol. Paläontol. Reihe B 11: 456-473.
- (1939): Geological and Morphological Frame of the Palaeolithic Cultures of Western South West Africa. -Unpubl. Report, Dept. of Archaeology, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 45pp+App.
- (1957): The Pleistocene in South-West-Africa. - Proc. 3rd Pan-Afr. Congr. on Prehist., Livingstone 1955: 14-22.
- (1959): Gravity tectonics in the Naukluft Mountains of South West Africa. - Bull. Geol. Soc. Am. 70 (8): 1047-1078.
- KRAPF, C. (1998): Geomorphologische Satellitenbildkarte (GMSK) 1:250.000, der Karas-Region, Süd-Namibia. Beiheft. Unpubl. Dipl.-Arb., Geogr. Inst. Univ. Würzburg, 71pp.
- KRENKEL, E. (1928, 1934): Geologie Afrikas: 1. + 2. Teil: Südafrika. Berlin (Borntraeger), 537pp.
- (1938): Geologie Afrikas. 3. Teil. Berlin (Borntraeger), 918pp (1005-1923).
- (1939): Geologie der Deutschen Kolonien in Afrika. Berlin (Borntraeger), 272pp.
- KRUPARZ, H. (1966): Einstieg in die Karsthöhlen auf Farm Harasib bei Grootfontein. - Mitt. S. W. A. Wiss. Ges. 7 (7): 1-4.
- KRUSE, B. (1991): Ein 1-Schichtenmodell zur Bestimmung des äolischen Bodenabtrags auf Sandböden -Kurzbeschreibung einer 1. Modellversion. - Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. 65: 37-42.
- KUELLS, C., J. WRABEL, H. MAINARDY & P. UDLUFT (1997): Regionalization of groundwater recharge in the western Kalahari. - Landschaftsökologie und Umweltforschung 25: 137-140.
- KUKLA, P. A. (1992): Tectonics and Sedimentation of a Late Proterozoic Damaran Convergent Continental Margin, Khomas Hochland, Central Namibia. = Geol. Surv. Namibia Mem. 12, 95pp + App.
- LANCASTER, I. N. (1974): Pans of the southern Kalahari. - Botswana Notes and Records 6: 157-169.
- (1978a): The pans of the southern Kalahari, Botswana. - Geogr. J. 144: 81-98.
- (1978b): Composition and formation of southern Kalahari pan margin dunes. - Z. Geomorph. N. F. 22: 148-169.

- (1979): Evidence for a widespread Late Pleistocene humid period in the Kalahari. - *Nature* 279: 145-146.
- (1980): Dune systems and palaeoenvironments in southern Africa. - *Palaeontologica Africana* 23: 185-189.
- (1981): Palaeoenvironmental implications of fixed dune systems in southern Africa. - *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 33: 327-346.
- (1984a): Aeolian sediments, processes and landforms: a review. - *J. Arid Env.* 7: 249-254.
- (1984b): Aridity in southern Africa: age, origins and expression in landforms and sediments. - In: VOGEL, J.C., ed.: *loc. cit.*: 433-444.
- (1984c): Late Cenozoic fluvial deposits of the Tsondab Valley, central Namib Desert. - *Madoqua* 13 (4): 257-269.
- (1984d): Palaeoenvironments in the Tsondab valley, Central Namib Desert. - *Palaeoecology of Africa* 16: 411-419.
- (1984e): Characteristics and occurrence of wind erosion features in the Namib Desert. - *Earth Surface Processes and Landforms* 9: 469-478.
- (1985): Winds and sand movements in the Namib sand sea. - *Earth Surface Processes and Landforms* 10: 607-619.
- (1986a): Grain size characteristics of linear dunes in the southwestern Kalahari, southern Afrika. - *J. Sed. Petrol.* 56: 395-400
- (1986b): Pans in the southwestern Kalahari: a preliminary report. - *Palaeoecology of Africa* 17: 59-67.
- (1987a): Formation and reactivation of dunes in the southwestern Kalahari: Palaeoclimatic implications. - *Palaeoecology of Africa* 18: 103-110.
- (1987b): Grain-size characteristics of linear dunes in the southwestern Kalahari - reply. - *J. Sedim. Petrol.* 57 (3): 573-574.
- (1988): Development of linear dunes in the southwestern Kalahari, southern Africa. - *J. Arid Env.* 14: 223-244.
- (1989a): *The Namib Sand Sea: Dune Forms, Processes and Sediments.* Rotterdam (Balkema), 181pp.
- (1989b): Late Quaternary palaeoenvironments in the southwestern Kalahari. - *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 70 (4): 367-376.
- LANCASTER, N. & C. D. OLLIER (1983): Sources of sand for the Namib sand sea. - *Z. Geomorph. N. F. Suppl.* 45: 71-83.
- LANCASTER, J., N. LANCASTER & M. K. SEELY (1984): The climate of the central Namib. - *Madoqua* 14: 5-61.
- LANDON, J. R. (1991): *Booker Tropical Soil Manual.* London (Booker/Longman), 474pp.
- LANGFORD-SMITH, T. (1978): A select review of silcrete in Australia. - In: LANGFORD-SMITH, T., ed.: *Silcrete in Australia.* Armidale (Dept. of Geography/Univ. of New England): 1-12.
- LAU, B., ed. (1984/1985): *Carl Hugo Hahn: Diaries 1837-1860.* 5 Vols. = *Archeia* 1-5. Windhoek (Archive Services Division, Dep. of National Education), 1364pp.
- LEISTNER, O. A. (1961): Zur Verbreitung und Ökologie der Bäume der Kalaharidünen. - *J. S. W. A. Wiss. Ges.* 15: 35-40.
- (1967): *The Plant Ecology of the Southern Kalahari.* = *Bot. Surv. Mem.* 38. Pretoria (Government Pr.), 172pp.
- LE ROUX, C. J. G. (1980): *Vegetation Classification and Related Studies in the Etosha National Park.* Unpubl. D.Sc. Thesis, University of Pretoria, 323pp+app.
- LE ROUX, C. J. G., J. O. GRUNOW, J. W. MORRIS, G. J. BREDENKAMP & J. C. SCHEEPERS (1988): A classification of the vegetation of the Etosha National Park. - *S. Afr. J. Bot.* 54 (1): 1-10.
- LESER, H. (1971): *Landschaftsökologische Studien im Kalahari-Sandgebiet um Auob und Nossob (östliches Südwestafrika).* Wiesbaden (Steiner), 243pp.
- (1972): *Geoökologische Verhältnisse der Pflanzengesellschaften in den Savannen des Sandveldes um Schwarzen Nossob und Epukiro (östliches Südwestafrika, westliche Kalahari).* = *Dinteria* 6, 41pp.
- (1977): *Feld- und Labormethoden der Geomorphologie.* Berlin (deGruyter), 446pp.
- (1980): *Beobachtungen zur Sedimentation und Krustenbildung in Rivieren am Namib-Rand des südlichen Kaokoveldes (SWA/Namibia).* - *Tübinger Geogr. Stud.* 80: 143-182.
- (1982): *Namibia.* Stuttgart (Klett), 259pp.

- (1991): Das 16. „Basler Geomethodische Colloquium“: Paläoklima und pleistozän-holozäne Reliefentwicklung Namibias: Ein Fazit neuerer Forschungsergebnisse im überregionalen Vergleich. - *Geomethodica* 16: 7-22.
- (1995): Böden, Relief und Paläoklima: Methodische Probleme großräumiger Aussagen (Beispiel: Subkontinent Südafrika, Atlantik, Nordchile). - *Geomethodica* 20: 11-26.
- (1997): *Landschaftsökologie*. Stuttgart (Ulmer), 644pp.
- LEUSNER, H. (1936): Der abnorme Regenfall in Deutsch Südwestafrika 1933/34. - *Geogr. Z.* 42: 423-427.
- LINDER, H. P. (1985): Gene flow, speciation, and species diversity patterns in a species-rich area: the Cape Flora. - In: VRBA, E. S., ed.: *Species and Speciation*. = *Transvaal Museum Monograph* 4: 53-57.
- LINDER, H. P., M. E. MEADOWS & R. M. COWLING (1992): History of the Cape flora. - In: COWLING, R. M., ed.: *The Ecology of Fynbos*. Cape Town (Oxford Univ. Pr.): 113-134.
- LINNING, K. (1968): Die Stollingskomplexe Kaap Kruis, Suidwes Afrika. Unpubl. M.Sc. Thesis, University of Pretoria, 108pp.
- LIVINGSTONE, I. (1988): New models for the formation of linear sand dunes. - *Geography* 73: 105-115.
- (1990): Desert sand dune dynamics: review and prospect. - In: SEELY, M. K., ed.: *Namib Ecology*. = *Transvaal Museum Monograph* 7, Pretoria (Transvaal Museum): 47-54.
- LOGAN, R. F. (1960): *The Central Namib Desert*. = *Publ. Nat. Acad. Scient. Res. Council* 758 (Washington), 162pp.
- (1969): *Bibliography of South West Africa: Geography and Related Fields*. Windhoek (S. W. A. Scient. Soc.), 152pp.
- LONGHURST, A. (1998): *Ecological Geography of the Sea*. San Diego (Acad. Pr.), 398pp.
- LOUIS, H. (1973): Fortschritte und Fragwürdigkeiten in neueren Arbeiten zur Analyse pluvialer Landformung besonders in den Tropen. - *Z. Geomorph. N. F.* 17: 1-42.
- LOUW, G. N. & M. K. SEELY (1984): *Ecology of Desert Organisms*. London (Longman), 194pp.
- LOVEGROVE, B. G. (1991): Mima-like mounds (heuweltjies) of South Africa: the topographical, ecological and economic impact of burrowing animals. - *Symp. Zool. Soc. London* 63: 183-198.
- LOVEGROVE, B. G. & W. R. SIEGFRIED (1986): Distribution and formation of mima-like earth mounds in the western Cape Province. - *S. Afr. J. Science* 82: 432-436.
- LÜCK, A. H. (1996): *Satellitenbildunterstützte Regionalisierung von Wasserhaushaltsparametern im Einzugsgebiet des Omaruru, Namibia*. Dissertation, Geogr. Inst. Univ. Würzburg, 249pp.
- (1997): Wasserwirtschaftliche Rahmenplanung in Trockengebieten des südwestlichen Afrikas. Versorgungsproblematik und Zukunftsperspektiven im Einzugsgebiet des Omaruru, Namibia. - *Würzburger Geogr. Arb.* 92: 303-323.
- (1998a/b): Satellitenfernerkundung in der Wasserwirtschaft Namibias, Teil 1+2. - *Namibia Mag.* 9 (2): 28-29, 9 (3): 16-18.
- (1999a/b): Möglichkeiten und Probleme der namibischen Wasserversorgung für Küstenstandorte zwischen Benguelastrom und Namibwüste, Teil 1+2. - *Namibia Mag.* 9 (4): 18-21, 10 (1): 26-29.
- LÜCK, A. H., KEMPF, J., STENGEL, I. & R. GRÜN (1998): A new fossil diatomaceous lake deposit in the Otjozondjupa Region, Namibia: palaeoecological implications. Report (in prep.).
- LYLES, L. (1977): Wind erosion: Processes and effect on soil productivity. - *Transact. ASAE* 20: 880-884.
- MAACK, R. (1924): Die Tsondabwüste und das Randgebirge von Ababes in Südwestafrika. - *Z. Ges. Erdk. Berlin* 59 (1/2): 13-19.
- (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise durch das Kaokoveld. - *Die Erde* 94 (3-4): 247-264.
- (1969): *Kontinentaldrift und Geologie des südatlantischen Ozeans*. Berlin (de Gruyter), 164pp.
- MAARLEVELD, G. C. (1960): Über die pleistozänen Ablagerungen im südlichen Afrika. - *Erdkunde, Archiv wiss. Geogr.* 14 (1): 35-46.
- MABBUTT, J. A. (1952): The evolution of the middle Ugab valley, Damaraland, South West Africa. - *Transact. Royal Soc. S. Afr.* 33 (3): 333-365.
- (1955): Erosion surfaces in Little Namaqualand and the ages of surface deposits in the south-western Kalahari. - *Transact. Geol. Soc. S. Afr.* 58: 1-18.

- (1957): Physiographic evidence for the age of the Kalahari sands of the southwestern Kalahari. - In: CLARK, J.D. & S. COLE, eds.: Proc. 3rd Pan-Afr. Congr. Prehistory, Livingstone 1955, London: 123-126.
- MacCALMAN, H. R. (1962): The Middle Stone Age in South West Africa, Part I: Gungams, an early Middle Stone Age site in the Windhoek District. - *Cimbebasia* 3: 2-13.
- (1963): The Middle Stone Age in South West Africa, Part II: The Neuhoef-Kowas Middle Stone Age, Windhoek District. - *Cimbebasia* 7: 42-54.
- MacGREGOR, A. M. (1947): An Outline of the Geological History of Southern Rhodesia. = *Bull. S. Rhodesian Geol. Soc.* 38, 73pp.
- MACHEL, H. G. (1985): Fibrous gypsum and fibrous anhydrite in veins. - *Sedimentology* 32: 443-454.
- MACVICAR, C. N. (1978): Advances in soil classification and genesis in southern Africa. - Proc. 8th Nat. Congr. Soil Sci. Soc. S. Afr., Pietermaritzburg: 22-40.
- MACVICAR, C. N., J. M. DE VILLIERS, R. F. LOXTON, E. VERSTER, J. J. N. LAMBRECHTS, F. R. MERRYWEATHER, J. LE ROUX, T. H. VAN ROOYEN & H. J. von M. HARMSE (1977): Soil Classification. A Binomial System for South Africa. Pretoria (Department of Agricultural Technical Services), 150pp.
- MACVICAR, C. N. & Soil Classification Working Group (1991): Soil Classification. A Taxonomic System for South Africa. Pretoria (Department of Agricultural Development), 257pp.
- MÄCKEL, R. (1974): Dambos - a study in morphodynamic activity on plateau regions of Zambia. - *Catena* 1: 327-365.
- (1985): Dambos and related landforms in Africa - an example for the ecological approach to tropical geomorphology. - *Z. Geomorph. N. F. Suppl.* 52: 1-23.
- MAGLIO, V. J. (1973): Origins and Evolution of the Elephantidae. = *Transact. Am. Phil. Soc.* 63, 149pp.
- MAILLOT, H. & C. ROBERT (1984): Significance of clay mineralogical and geochemical data, Walvis Ridge, southeastern Atlantic, Leg 75, Deep Sea Drilling Project. - In: AMIDEI, R., ed.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 75. Washington (US Government Pr.): 854-856
- MARAIS, J. C. E., J. IRISH & J. E. J. MARTINI (1996): Cave investigations in Namibia V: 1993 SWAKNO results. - *Bull. S. Afr. Speleol. Ass.* 36: 58-78.
- MARKER, M. E. (1977): Aspects of geomorphology of the Kuiseb River, South West Africa. - *Madoqua* 10(3): 199-206.
- (1979): Relict fluvial terraces on the Tsondeb Flats, Namibia. - *J. Arid Env.* 2: 113-117.
- (1981): The geomorphological significance of some central Namib materials. - *J. S. W. A. Scient. Soc.* 34/35: 49-55.
- (1982): Aspects of Namib geomorphology: A doline karst. - *Palaeoecology of Africa* 15: 187-199.
- (1983): Fluvial deposits of the middle Kuiseb Valley, Namibia. - *J. Arid Env.* 6: 333-348.
- (1988): Tufa deposits of southern Africa: A review. - *Palaeoecology of Africa* 19: 377-389.
- MARKER, M. E. & D. MÜLLER (1978): Relict vlei silts of the middle Kuiseb river valley, South West Africa. - *Madoqua* 11 (2): 151-162.
- MARSH, A. & M. SEELY, eds. (1992): Oshanas: Sustaining People, Environment and Development in Central Owambo, Namibia. Windhoek (Nat. Planning Comm.), 56pp.
- MARTIN, H. (1950): Südwestafrika. - *Geol. Rundschau* 38: 6-14.
- (1961a): Abriß der geologischen Geschichte Südwestafrikas. - *J. S. W. A. Wiss. Ges.* 15: 57-66.
- (1961b): Hydrology and water balance in some regions covered by Kalahari Sands in South West Africa. - Commission de Cooperation Technique Africain: Inter-African Conf., Nairobi, = *Hydrology Publ.* 66: 450-455.
- (1962): Das artesische Becken der Südkalahari. - In: Wissenschaftliche Forschung in Südwestafrika: 1. Kongr. S. W. A. Wiss. Ges. Swakopmund 21.-23. April 1962. Windhoek (S. W. A. Wiss. Ges.): 87-98.
- (1963a): A suggested theory for the origin and a brief description of some gypsum deposits of South West Africa. - *Transact. Geol. Soc. S. Afr.* 66: 345-350.
- (1963b): Reply to discussion by R. A. P. Fockema and G. A. P. Fraser on paper - A suggested theory for the origin and a brief description of some gypsum deposits of South West Africa. - *Transact. Geol. Soc. S. Afr.* 66: 351-352.
- (1965): The Precambrian Geology of South West Africa. Cape Town (Precamb. Res. Unit, Univ. of Cape Town), 159pp.

- (1968): Paläomorphologische Formenelemente in den Landschaften Südwestafrikas. - Geol. Rundschau 58(1): 121-128.
- (1973a): Palaeozoic, Mesozoic and Cenozoic deposits on the coast of South West Africa. - In: BLANT, G., ed.: Sedimentary Basins of the African Coasts. Symp. Ass. Afr. Geol. Surv. 2: 7-15, Montreal.
- (1973b): The Atlantic margin of southern Africa between latitude 17° south and the Cape of Good Hope. - In: NARIN, A. E. M. & F. G. STEHLI, eds.: The Ocean Basins and Margins, Vol. 1: The South Atlantic. New York (Plenum Press): 277-300.
- (1975): Structural and palaeogeographical evidence for an Upper Palaeozoic sea between Southern Africa and South America. - Proc. Pap. of the 3rd Gondwana Symp., Canberra (Intern. Union Geol. Sci.): 37-51.
- (1976): A geodynamic model for the evolution of the continental margin of Southwestern Africa. - Anais Acad. Brasileira de Ciências Suppl. 48: 169-177.
- (1982): Die Trias im südlichen Afrika. - Geol. Rundschau 28: 224-228.
- MARTIN, H. & R. MASON (1954): A test trench in the Phillips Cave, Ameib, Erongo Mountains, South West Africa. - S. Afr. Archaeol. Bull. 9: 148-151.
- MARTINI, J. E. J. (1989): The 1987 Drachenhauchloch Survey. - Bull. S. Afr. Speleol. Ass. 30: 11-14.
- (1991): Some data on the chemistry of Karst water from the Otavi Mountainland, Namibia. - Bull. S. Afr. Speleol. Ass. 32: 74-78.
- (1994): The combustion of bat guano - a poorly known phenomenon. - Bull. S. Afr. Speleol. Ass. 33: 70-72.
- MARTINI, J. E. J. & IRISH (1986): Münsterlandhöhle - a „quartzite cave in limestone? - Bull. S. Afr. Speleol. Ass. 27: 77-79.
- MARTINI, J. E. J. & J. C. E. MARAIS (1996): Grottes hydrothermales dans le Nord-Ouest de la Namibie. Spéléogénèse et implication dans le développement des karsts en climat aride. - Karstologia 28 (2): 13-18.
- MARTINI, J. E. J., J. C. E. MARAIS & J. IRISH (1990): Kaokoveld Karst, Namibia. The 1990 SWAKNO Kaokoveld Speleological Expedition. - Bull. S. Afr. Speleol. Ass. 31: 25-41.
- MASON, R. J. (1961): The Acheulean Culture in South Africa. - S. Afr. Archaeol. Bull. 16 (63): 107-110.
- MASSMANN, U. (1976): Nach 90 Jahren. - Namib und Meer 7: 45-46.
- MATTIK, F. (1970): Flechtenbestände der Nebelwüste und Wanderflechten der Namib. - Namib und Meer 1: 35-43.
- MAUD, R. R. (1990): Sea level movements as evidence of late Quaternary environmental changes in southern Africa. - Palaeoecology of Africa 21: 27-34.
- MAUD, R. R. & T. C. PARTRIDGE (1987): Regional geomorphic evidence for climatic change in southern Africa since the Mesozoic. - Palaeoecology of Africa 18: 337-348.
- (1989): Erosion surfaces of southern Namibia and the north western Cape and their relationships to dunefields ancient and modern. - In: WARD, J. D., M. K. SEELY & A. McLA CHLAN, eds.: Geomorphology and Ecology of Desert and Coastal Dunes. = Abstr. Dunes '89 Symposium, Swakopmund 14.-17.08.1989: 14.
- MAXWELL, C. D. (1988): Harasib underground lake revisited: July 1988. - Bull. S. Afr. Speleol. Ass. 29: 17-19.
- (1989a): The underwater exploration of Dragon's Breath Lake. - Bull. S. Afr. Speleol. Ass. 30: 14-22.
- (1989b): Underwater exploration of Dragon's Breath Lake (1987). - In: KOSA, A., ed.: Proc. 10th Intern. Congr. Speleol. 1: 134-136 (Budapest).
- McGEE, E. S. & V. MOSSOTTI (1992): Gypsum accumulation on carbonate stone. - Atmospheric Env. 26B (2): 249-253.
- McKEE, E. D. (1982): Sedimentary structures in Dunes of the Namib Desert, South West Africa. = Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 188, 64pp.
- MEADOWS, M. E. (1985): Dambos and environmental change in Malawi, Central Africa. - Z. Geomorph. N.F. Suppl. 52: 147-169.
- (1988): Vlei sediments and sedimentology: A tool in the reconstruction of palaeoenvironments of southern Africa. - Palaeoecology of Africa 19: 249-258.
- MENAUT, J. C. (1983): The vegetation of African savannas. - In: BOURLIÈRE, F., ed.: *loc. cit.*: 109-150.
- MERTENS, R. (1955): Die Amphibien und Reptilien Südwestafrikas. - Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges. 490: 1-72.

- MERXMÜLLER, H., ed. (1966-1972): Prodrömus einer Flora von Südwestafrika. 35 Lieferungen. Lehre (J. Cramer).
- METZGER, F. (1998): Wassererschließung in Namibia. Windhoek (Namibia Wiss. Ges.), 32pp.
- MEYERS, P. A. (1992): Organic matter variations in sediments from DSDP sites 362 and 532: evidence of changes in the Benguela Current upwelling system. - In: SUMMERHAYES, C. P., W. L. PRELL & K. C. EMEIS, eds.: Upwelling Systems: Evolution since the early Miocene. = Geol. Soc. Spec. Publ. 64: 323-329.
- MICHAELSEN, H. (1910): Die Kalkpfannen des östlichen Damaralandes. - Globus 98 (24): 378-382.
- MICHEL, P. (1978): Nouvelles recherches sur les cuirasses ferrugineuses en Afrique occidentale, comparaison avec le sud-ouest Africain. - Palaeoecology of Africa 10: 57-63.
- (1980): Vergleichende Reliefentwicklung in der südlichen Sahara, im Sahel und in Südwest-Afrika. - Tübinger Geogr. Stud. 80: 95-111.
- MILLER, R. McG. (1980): Geology of a Portion of Central Damaraland, South West Africa/ Namibia. = Geol. Surv. S. Afr., South West Africa Ser. Mem. 6. Pretoria (Dept. of Mines), 78pp.
- , ed. (1983): Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/ Namibia. = Spec. Publ. 11, Johannesburg (Geol. Soc. S. Afr.), 515pp.
- MILLER, R. McG., S.-J. BARNES & G. BALKWILL (1983): Possible active margin deposits within the southern Damara Orogen: the Kuiseb Formation between Okahandja and Windhoek. - In: MILLER, R. McG., ed.: *loc. cit.*: 73-88.
- MILLER, R. McG. & M. K. SEELY (1976): Fluvio-marine deposits south-east of Swakopmund, South West Africa. - Madoqua 9 (3): 23-26.
- MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO, ed. (1982): Atlas Geográfico - República Popular de Angola, Vol 1. Stockholm (Esselte Map Service), 49pp.
- MOISEL, A. (1975): A Braun-Blanquet survey of the vegetation of the Welwitschia Plain. Unpubl. Report. Dept. of Botany, Univ. of Cape Town, 34pp.
- MOISEL, A. & E. J. MOLL (1981): A Braun-Blanquet survey of the vegetation of the Welwitschia Plain. - Dinteria 15: 1-72.
- MOISEL, L. (1982): Wanderungen im Brandbergmassiv mit einem Nachtrag zur Pflanzenliste des Brandbergs. - Dinteria 16: 21-26.
- MOLL, E. J. (1992): The Origin of Fairy Rings in Namibia. Unpubl. Report, Dept. of Botany, Univ. of Cape Town, 12pp.
- MØLLER, P. A. (1899): Reså i Afrika genom Angola, Ovampo och Damaraland. Stockholm (Billes), 216pp.
- MOON, B. P. & G. F. DARDIS, eds. (1988): The Geomorphology of Southern Africa. Johannesburg (Southern Book Publ.), 320pp.
- MORITZ, E. ed. (1915, 1916, 1918): Aus den ältesten Reiseberichten über Deutsch-Südwestafrika, Teil I, II + III. - Mitt. Dt. Schutzgeb. 28: 161-268, 29: 135-253, 31: 17-44.
- MORITZ, W. (1980): Erkundungsreise ins Ovamboland 1857: Tagebuch Carl Hugo Hahn. = Aus alten Tagen in Südwest 4. Windhoek (Selbstverlag), 48pp.
- MORLEY, J. J. & H. HAYS (1979): A transfer function for estimating paleoceanographic conditions based on deep-sea surface sediment distribution of radiolarian assemblages in the south Atlantic. - Quaternary Res. 12: 381-395.
- MORSE, J. W. & K. C. EMEIS (1992): Carbon/sulphur/iron relationships in upwelling systems. - In: SUMMERHAYES, C. P., W. L. PRELL & K. C. EMEIS, eds.: Upwelling Systems: evolution since the early Miocene. = Geol. Soc. Spec. Publ. 64: 247-255.
- MOSICH, G. (1966): Die Höhlen in Harasib. - Mitt. S. W. A. Wiss. Ges. 7 (11): 2-5.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1985): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrologischen Grundlagen. Frankfurt/M. (VLG), 579pp.
- MÜLLER, M. A. N. (1985): Grasses of South West Africa/Namibia. Windhoek (Direct. Agriculture and Forestry), 286pp.
- MUNSELL Corp., ed. (1967): Munsell Color Charts. Baltimore.
- NASH, C. R. (1972): Primary anhydrite in Precambrian gneisses from the Swakopmund District, South West Africa. - Contrib. Mineral. Petrol. 36 (1): 27-32.

- NEL, P. S. & D. P. J. OPPERMAN (1985): Vegetation types of the gravel plains. - In: HUNTLEY, B. J., ed.: The Kuiseb Environment. = CSIR Report 106: 118-125.
- NELSON, D. W. & L. E. SOMMERS (1982): Total carbon, organic carbon and organic matter. - In: BLACK, C. A., ed.: Methods of Soil Analysis, Part 2: Soil Chemistry. Madison (Am. Soc. Agron.): 570-571.
- NELSON, G. & L. HUTCHINGS (1983): The Benguela Upwelling Area. - Progr. Oceanography 12: 333-356.
- NETTERBERG, F. (1969a): Ages of calcretes in southern Africa. - S. Afr. Archaeol. Bull. 24: 88-92.
- (1969b): The interpretation of some basic calcrete types. - S. Afr. Archaeol. Bull. 24: 117-122.
- (1969c): The Geology and Engineering Properties of South African Calcretes. 4 Vols. Ph.D. Thesis, Johannesburg (Univ. of the Witwatersrand), 1070pp.
- (1974): Calcretes and Silcretes at Sambio, Okavangoland, South West Africa. - S. Afr. Archaeol. Bull. 29: 83-88.
- (1980): Geology of southern African calcretes: 1. Terminology, description, macrofeatures and classification. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 83: 255-283.
- (1982): Calcretes and their decalcification around Rundu, Okavangoland, South West Africa. - Palaeoecology of Africa 15: 159-169.
- NICHOLSON, S. E. (1981): The Historical Climatology of Africa. - In: WIGLEY, T. M. L., M. J. INGRAM & G. FARMER, eds.: Climate and History. Cambridge (Cambridge Univ. Pr.): 249-270.
- (1994): Recent rainfall fluctuations in Africa and their relationship to past conditions over the continent. - The Holocene 4 (2): 121-131.
- NICHOLSON, S. E. & H. FLOHN (1980): African environmental and climatic changes and the general atmospheric circulation in the late Pleistocene and Holocene. - Climatic Change 2: 313-348.
- NITSCHKE, G. J. R. (1913): Ovamboland. Versuch einer landeskundlichen Darstellung nach dem gegenwärtigen Stand unserer geographischen Kenntnis. Dissertation, Univ. Kiel (Donath), 154pp.
- NORD, A. G. & K. HOLENYI (1999): Sulfur deposition and damage on limestone and sandstone in Stockholm city buildings. - Water, Air and Soil Pollution 109 (1-4): 147-162.
- NORDENSTAM, B. (1970): Notes on the flora and vegetation of Etosha Pan, South West Africa. - Dinteria 5: 3-18.
- (1974): The Flora of the Brandberg. - Dinteria 11: 1-65.
- NORDENSTAM, B. (1982): The Brandberg revisited. - in: Dinteria 16: 3-5.
- NOTT, K. & M. J. SAVAGE (1985): Variation in seasonal and diurnal leaf water potential of a dune sukkulent (*Trianthema hereroensis*). - Madoqua 14 (2): 177-179.
- NOTT, T. B. & P. E. STANDER (1991): The monitoring of density and utilization of two tree species in the Etosha National Park, Namibia. - Madoqua 18 (1): 11-15.
- NYAMAPFENE, K. (1991): Soils of Zimbabwe. Harare (Nehanda), 179pp.
- OBERHÄNSLI, H. (1991): Upwelling signals at the northeastern Walvis Ridge during the past 500.000 years. - Paleoceanography 6: 53-71.
- OBST, E. & K. KAYSER (1949): Die Große Randstufe auf der Ostseite Südafrikas und ihr Vorland. = Geogr. Ges. Hannover, Sonderveröff. III, 342pp.
- O'DOWD, C. D., M. H. SMITH, I. E. CONSTERDINE & J. A. LOWE (1996): Marine aerosol, sea-salt, and the marine sulphur cycle: a short review. - Atmospheric Env. 31 (1): 73-80.
- OLIVIER, J. (1995): Spatial distribution of fog in the Namib. - J. Arid Env. 29: 129-138.
- OLIVIER, J. & P. A. J. VAN RENSBURG (1995): Links between the Southern Oscillation and hail in the Transvaal: a preliminary assessment. - S. Afr. J. Science 91 (3): 145-148.
- OLLIER, C. D. (1977): Outline geological and geomorphic history of the Central Namib Desert. - Madoqua 10(3): 207-212.
- (1978): Inselbergs of the Namib Desert. Processes and history. - Z. Geomorph. Suppl. 31: 161-176.
- OLLIER, C. & M. MARKER (1985): The Great Escarpment of southern Africa. - Z. Geomorph. N. F. Suppl. 54: 37-56.

- OLSEN, S. R. & L. A. DEAN (1965): Phosphorus. - In: BLACK C. A., ed.: Methods of Soil Analysis, Part 2: Soil Chemistry. Madison (Am. Soc. Agron.): 1044-1046.
- OLSZEWSKI, J. D. S. & R. MOORSOM (1995): Rainfall Records and the Analysis of Drought. - In: MOORSOM, R. et al., eds.: Coping with Aridity. Windhoek (NEPRU): 39-50.
- OSTERKAMP, W. R. & W. W. WOOD (1987): Playa-lake basins on the southern high plains of Texas and New Mexico. Part 1: Hydrologic, geomorphic and geologic evidence for their development. - Bull. Geol. Soc. Am. 99: 215-223.
- O'TOOLE, M. (1996): Namibia's marine environment. - In: TARR, P., ed.: Namibia Environment 1. Windhoek (Ministry of Environment and Tourism): 51-55.
- OTT, T. (1994): Tonmineralogische Untersuchungen an ausgewählten Vertisols und Leptosols des Etoscha-Nationalparks, Namibia. Auftreten der Ketten-Phyllosilikate Palygorskit und Sepiolit in Abhängigkeit von der physiogeographischen Ausstattung des Untersuchungsraumes. Unpubl. Diplomarbeit, Geogr. Inst. Univ. Regensburg, 101pp+App.
- PALGRAVE, K. C. (1992): Trees of Southern Africa. 2. Aufl., Cape Town (Struik): 959pp.
- PALGRAVE, W. C. (1877): Report of William Coates Palgrave, ESQ., Special Commissioner to the Tribes North of the Orange River, of His Mission to Damaraland and Great Namaqualand in 1876. - Cape Town (Dept. of Native Affairs/Cape Archives) File G 50-77 (publ. 1979).
- PALLET, J. (1994): Understanding the Oshana Environment. Windhoek (Gamsberg Macmillan), 50pp.
- (1995): The Sperrgebiet. Windhoek (DRFN and NAMDEB), 84pp.
- PALMER, E. & N. PITMAN (1972): Trees of Southern Africa. 3 Vols., Cape Town (Balkema), 2235pp.
- PAQUET, H. (1983): Stability, instability and significance of attapulgitic in the calcretes of the Mediterranean and tropical areas with marked dry season. - Sciences Géologiques Strasbourg Mem. 72: 131-140.
- PAQUET, H. & G. MILLOT (1973): Geochemical evolution of clay minerals in the weathered products in soils of Mediterranean climate. - In: SERRATOSA, J. M. et al., eds.: Proc. Intern. Clay Conf., Madrid 1972: 199-206.
- PARTRIDGE, T. C. (1985a): The palaeoclimatic significance of Cainozoic terrestrial stratigraphic and tectonic evidence from southern Africa: a review. - S. Afr. J. Science 81: 245-247.
- (1985b): Tertiary to recent deposits. - In: BRINK, A. B. A., ed.: Engineering Geology of Southern Africa, Vol. 4: Post-Gondwana Deposits. Pretoria (Building Publ.): 57-107.
- (1992): Cainozoic environmental change in southern Africa. - S. Afr. J. Science 86: 315-317.
- (1993): The evidence for Cainozoic aridification in southern Africa. - Quaternary International 17: 105-110.
- (1995): Palaeoclimates of the arid and semi-arid zones of southern Africa during the last climatic cycle. - Mem. Geol. Soc. France 167: 73-83.
- (1997): Cainozoic environmental change in southern Africa, with special emphasis on the last 200.000 years. - Progr. Phys. Geogr. 21 (1): 3-22.
- PARTRIDGE, T. C., D. M. AVERY, G. A. BOTHA, J. S. BRINK, J. DEACON, R. S. HERBERT, R. R. MAUD, L. SCOTT, A. S. TALMA & J. C. VOGEL (1990): Late Pleistocene and Holocene climatic change in southern Africa. - S. Afr. J. Science 86: 302-306.
- PARTRIDGE, T. C. & A. B. A. BRINK (1967): Gravels and terraces of the lower Vaal Basin. - S. Afr. Geogr. J. 49: 23-38.
- PARTRIDGE, T. C. & R. R. MAUD (1987): Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic. - S. Afr. J. Geol. 90: 179-208.
- (1988): The geomorphic evolution of Africa: A comparative review. - In: DARDIS, G. F. & MOON, B. P., eds.: *loc. cit.*: 5-15.
- (1989): The end-Cretaceous event: new evidence from the southern hemisphere. - S. Afr. J. Science 85: 428-430.
- PASSARGE, S. (1904): Die Kalahari, 2 Vols., Berlin (Reimer), 822pp + Maps.
- (1908): Südafrika. Leipzig (Quelle & Meyer), 355pp.
- (1911): Die pfannenförmigen Hohlformen der südafrikanischen Steppen. - Peterm. Geogr. Mitt. 57: 130-135.
- (1943): Die Kalkpfannen im Hereroland und in der Kalahari. - Beitr. Kolonialforschung 5: 106-132.

- PAUL, J. (1934): Wirtschaft und Besiedlung im südlichen Amboland. - Wiss. Veröff. Museum f. Länderkunde Leipzig, N. F. 2: 71-106.
- PECHUEL-LOESCHE, E. (1886): Zur Kenntnis der Hererolandes, 4 Teile. - Das Ausland 42 (4): 821-825, 43 (4): 849-852, 44: 869-872, 45: 889-892.
- PENCK, A. (1906): Südafrika und die Sambesifälle. - Geogr. Z. 12: 601-611.
- PENNEY, A. J. & C. D. MAXWELL (1988): Johan's Cave - a new cave on Aigamas Farm. - Bull. S. Afr. Speleol. Ass. 29: 1-4.
- PETERSON, L. C. & G. P. LOHMANN (1982): Major change in Atlantic deep and bottom waters 700.000 yr. ago: Benthonic foraminiferal evidence from the South Atlantic. - Quaternary Research 17 (1): 26-38.
- PETHER, J. (1986): Late Tertiary and early Quaternary marine deposits of the Namaqualand coast, Cape Province: new perspectives. - S. Afr. J. Science 82: 464-470.
- (1994): Molluscan evidence for enhanced deglacial advection of Agulhas water in the Benguela current, off southwestern Africa. - Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 111: 99-117.
- PETRIDES, G. A. (1974): The overgrazing cycle as a characteristic of tropical savannas and grasslands in Africa. - in: VAN DOBBEN, W. H., ed.: Unifying Concepts in Ecology. = Proc. 1st Intern. Congr. Ecol., Wageningen. The Hague (Junk): 86-91.
- PFEIFFER, L. (1991): Schwermineralanalysen an Dünenstränden aus Trockengebieten mit Beispielen aus Südsahara, Sahel und Sudan sowie der Namib und der Taklamatan. = Bonner Geogr. Abh. 83, Bonn (Dümmler), 235pp.
- PFISTER, K. H. (1982): Relieftypen in der zentralen Namib. Zulassungsarbeit zur Staatsprüfung für Lehramt, Geogr. Inst, Univ. Würzburg. Unpubl. thesis, 82pp.
- PICAUT, J. (1985): Propagation and seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. - In: McCREARY, J.P., D.W. MOORE, J. M. WHITE, eds.: Recent Progress in Equatorial Oceanography: A Report of the Final Meeting of SCOR Working Group 47. Fort Lauderdale (NYIT Press): 271-281.
- PICKFORD, M. (1992): Age of the supergene ore bodies at Berg Aukas and Harasib 3a, Namibia. - Comm. Geol. Surv. Namibia 8: 147-150.
- (1994): Arrisdrift. - Namibia Yearbook 4: 11-13.
- (1998): Onland Tertiary marine strata in southwestern Africa: eustasy, local tectonics and epeirogenesis in a passive continental margin setting. - S. Afr. J. Science 94 (1): 5-8.
- PICKFORD, M. & B. SENUT (1997): Cainozoic mammals from coastal Namaqualand, South Africa. - Palaeontologica Africana 34: 199-217.
- PICKFORD, M., B. SENUT, P. MEIN & G. CONROY (1993): Premiers gisements fossilifères post-miocènes dans le Kaokoland, nord-ouest de la Namibie. - C. R. Acad. Sciences Paris Sér. III 317: 719-720.
- PICKFORD, M., B. SENUT & Y. DAUPHIN (1995): Biostratigraphy of the Tsondab Sandstone (Namibia) based on gigantic avian eggshells. - Geobios 28 (1): 85-98.
- PIKE, J. G. (1971): Rainfall over Botswana. - Botswana Notes and Records Spec. Ed. 1: 69-76.
- POMEL, S. & E. SCHULZ (1992): Les sols des savanes anthropogènes du Cameroun. - Würzburger Geogr. Arb. 84: 289-324.
- PRESTON-WHYTE, R. A. & P. D. TYSON (1988, 1993): The Atmosphere and Weather of Southern Africa. Cape Town (Oxford Univ. Pr.), 374pp.
- PYE, K. (1981): Rate of dune reddening in a humid tropical climate. - Nature 290: 582-584.
- RANGE, P. (1927): Die Küstenwüste zwischen Lüderitzbucht und Swakopmund in Südwestafrika. - Peterm. Geogr. Mitt. 77: 344-353.
- REHBOCK, T. (1898): Deutsch-Südwestafrika, seine wirtschaftliche Erschließung unter besonderer Berücksichtigung der Nutzbarmachung des Wassers. Berlin (Reimer), 237pp.
- REMMERT, H. (1991): The Mosaic-cycle concept of ecosystems - an overview. - In: REMMERT, H., ed.: The Mosaic-Cycle Concept of Ecosystems. = Ecol. Stud. 85: 1-21, Berlin (Springer).
- (1992): Ökologie. Berlin (Springer), 363pp.

- RENGER, M. (1971): Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte. – Z. f. Pflanzenernährn. Düngung und Bodenk. 130 (1): 53-67.
- REUNING, E. (1913): Eine Reise längs der Küste Lüderitzbucht-Swakopmund im Februar-März 1912. -Mitt. Dt. Schutzgeb. 26: 118-126.
- (1923): Geologische Übersichtskarte des mittleren Teils von Südwestafrika 1:1.000.000. Berlin (Deutsche Kolonialges.), 1.
- (1925): Gediegen Schwefel in der Küstenzone Südwestafrikas. – Zbl. Mineral. Geol. Paläont. Reihe A 3: 86-94.
- (1931): The Pomona-Quartzite and Oyster-Horizon on the West Coast north of the mouth of the Oliphants River, Cape Province. - Transact. Royal Soc. S. Afr. 19: 205-214.
- RICHTER, J. (1984): Messum 1: A Later Stone Age pattern of mobility in the Namib Desert. - In: KINAHAN, J., ed.: *loc. cit.*: 1-12.
- (1990): Messum 1, Zentrale Namib. Prähistorische Jäger in extrem arider Umwelt. - Beitr. Allg. Vergl. Archäol. 9/10: 281-358.
- (1991): Studien zur Urgeschichte Namibias (Holocene Stratigraphies in the Brandberg Area). Köln (H.-Barth-Inst.), 345pp.
- (1994): „Zu wenig Chalzedon“ - kritischer Rohstoffmangel bei prähistorischen Wildbeutern in Namibia. - In: BOLLIG, M. & F. KLEES, eds.: *loc. cit.*: 179-186.
- RIMANN, E. (1914): Zur Entstehung von Kalaharisand und Kalaharikalk, insbesondere der Kalkpfannen. –Zbl. Mineral. Geol. Paläontol. 13: 394-400 u. 14: 443-448.
- RINGROSE, S. (1996): The geomorphological context of calcrete deposition in the Dalmore Downs area, Northern territory, Australia. – J. Arid Env. 33: 291-307.
- ROBERT, C. & R. CHAMLEY (1986): La kaolinite des sédiments est-atlantiques, témoin des climats et environnements cénozoïques. – C. R. Acad. Sciences Paris 303 (Ser. II) 17: 1563-1568.
- ROBERTS, B. R. (1985): Stability in savanna lands. - In: TOTHILL, J. C. & J. C. MOTT, eds.: *loc. cit.*: 195-196.
- ROBERTS, N. & R. LAMBERT (1990): Degradation of Dambo Soils and Peasant Agriculture in Zimbabwe. - in: BOARDMAN, J., I. D. L. FOSTER & J. A. DEARING, eds.: Soil Erosion on Agricultural Land. Chichester (Wiley): 537-558.
- ROBINSON, E. R. (1976): A Plant Ecological Study of the Namib Desert Park. Unpubl. M.Sc. Thesis, Pietermaritzburg (University of Natal), 220pp.
- (1977a): List of plant species from the Mirabib Hill area. - Madoqua 10 (4): 295-297.
- (1977b): Phytogeography of the Namib Desert of South West Africa (Namibia) and its significance to discussions of the age and uniqueness of the desert. - Palaeoecology of Africa 10: 67-74.
- ROBINSON, M. D. & M. K. SEELY (1980): Physical and biotic environments of the southern Namib dune ecosystem. –J. Arid Env. 3: 183-203.
- RODENBERG, H. (1931): Die Kulturen der Hirten, Jäger und Sammler Südwestafrikas in ihrer Abhängigkeit von der Landschaft. Diss. Univ. Hamburg. Bad Segeberg (Wäser), 181pp
- ROGERS, A. W. (1920): Geological survey and its aims; and a discussion of the origin of the Great Escarpment. -Transact. Geol. Soc. S. Afr. 22: 19-33.
- (1922): Post-Cretaceous climates of South Africa. – S. Afr. J. Science 19: 1-31.
- (1928): Morphology. - In: ROGERS, A. W., A. L. HALL, P. A. WAGNER & S. H. HAUGHTON: The Union of South Africa. = Handbuch der Regionalen Geologie 7 (7a): 2-14, Heidelberg.
- (1934): The build of the Kalahari. – S. Afr. Geogr. J. 17: 3-12.
- (1937): Surface geology of the Kalahari. - Transact. Royal Soc. S. Afr. 24: 57-80.
- ROGERS, J. (1990): Evidence of environmental change in Quaternary marine sediments off southern Africa. -Palaeoecology of Africa 21: 3-16.
- ROGERS, J. & J. M. BREMNER (1991): The Benguela Ecosystem. Part VII: Marine geological aspects. -Oceanogr. Marine Biol. Ann. Rev. 29: 1-85.

- ROHDE, R. F. (1997): Looking into the past: interpretations of vegetation change in western Namibia based on matched photography. - *Dinteria* 25: 121-149.
- ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. - *Eiszeitalter und Gegenwart* 21: 81-96.
- (1989): *Landschaftsökologie - Geomorphologie*. Cremlingen-Destedt (Catena), 220pp.
- ROHDENBURG, H. & U. SABELBERG (1969): Kalkkrusten und ihr klimatischer Aussagewert - neuere Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. - *Göttinger Bodenkundl. Ber.* 7: 3-26.
- ROHRBACH, P. (1907): *Deutsche Kolonialwirtschaft I: Südwestafrika*. Berlin (Hilfe), 510pp.
- ROUX, A. J. (1998): The Pahl Fault. B. Tech (Geol.) Thesis, Pretoria (Technikon, Faculty of Natural Sciences), 43pp.
- ROUX, J. (1968): Sur le comportement des axes aéens chez quelques plantes à rameaux végétatifs polymorphs. Le concept des rameau plagiotrope. - *Ann. Sci. Nat. Bot. (Paris)*, Sér. 12 (9): 109-256.
- RUDNER, I. & J. RUDNER eds.: (1998): *The Journal of Gustaf de Vylder 1873-1875*. Cape Town (Van Riebeeck Soc. 28), 292pp.
- RUDNER, J. (1957): The Brandberg and its archaeological remains. - *J. S. W. A. Scient. Soc.* 12: 7-44.
- RUST, U. (1970): Beiträge zum Problem der Inselberglandschaften aus dem mittleren Südwestafrika. = *Hamburger Geogr. Stud.* 23, 280pp.
- (1975): Das Spektrum der geomorphologischen Milieus und die Relieftypendifferenzierung in der Zentralen Namib. -in: *Würzburger Geogr. Arb.* 43: 79-110.
- (1979): Über Konvergenzen im Wüstenrelief am Beispiel der südwestafrikansichen Namibwüste (Skelettküste und zentrale Namib). - *Mitt. Geogr. Ges. München* 64: 201-216.
- (1985): Die Entstehung der Etoschapfanne im Rahmen der Landschaftsentwicklung des Etoscha Nationalparks (nördliches Südwestafrika/Namibia). - *Madoqua* 14 (3): 197-266.
- (1987): Geomorphologische Forschungen im südwestafrikanischen Kaokoveld: zum angeblich vollariden quartären Kernraum der Namibwüste. - *Erdkunde* 41 (2): 118-133.
- (1989a): (Paläo-) Klima und Relief: Das Reliefgefüge der südwestafrikanischen Namib-Wüste (Kunene bis 27° s. Br.). = *Münchener Geogr. Abh. Reihe B* 7, München (Geobuch), 158pp.
- (1989b): Reliefanalyse jungpleistozäner und holozäner Klimaschwankungen in der Namib. - *Z. Geomorph. N.F. Suppl.* 74: 127-145.
- (1989c): Grundsätzliches über Flußterrassen als paläoklimatische Zeugen in der südwestafrikanischen Namibwüste. - *Palaeoecology of Africa* 20: 119-132.
- (1991): Klima, Klimaschwankungen und Relief in der randtropischen Namib. - *Geomethodica* 16: 123-168.
- (1996): Zur angeblichen Bedeutung des Tsondab-Sandsteins für die Geomorphogenese der atlantischen Abdachung Namibias - eine Erörterung. - *Die Erde* 127 (4): 253-263.
- RUST, U. & H. H. SCHMIDT (1981): Der Fragenkreis jungquartärer Klimaschwankungen im südwestafrikanischen Sektor des heute ariden südlichen Afrika. - *Mitt. Geogr. Ges. München* 66: 141-174.
- RUST, U., H. SCHMIDT & K. DIETZ (1984): Palaeoenvironments of the present day arid south western Africa 30.000 - 5000 BP: results and problems. - *Palaeoecology of Africa* 16: 109-148.
- RUST, U. & J. C. VOGEL (1988): Late Quaternary environmental changes in the northern Namib es evidenced by fluvial landforms. - *Palaeoecology of Africa* 19: 127-137.
- RUST, U. & F. WIENEKE (1973): Grundzüge der quartären Reliefentwicklung der zentralen Namib, Südwestafrika. - *J.S. W. A. Wiss. Ges.* 27: 5-30.
- (1974): Studies on gramadulla formation in the middle part of the Kuiseb River, South West Africa. - *Madoqua Ser. II* 3 (69-73): 5-15.
- (1976): *Geomorphologie der küstennahen Zentralen Namib (Südwestafrika)*. = *Münchener Geogr. Abh.* 19, 74pp + App.
- (1980): A reinvestigation of some aspects of the evolution of the Kuiseb river valley upstream of Gobabeb, South West Africa. - *Madoqua* 12 (3): 163-173.

- RUTHERFORD, M. C. (1972): Notes on the flora and vegetation of the Omuverume Plateau-Mountain, Waterberg, South West Africa. - *Dinteria* 8: 3-55.
- (1975): Aspects of Ecosystem Function in a Woodland Savanna in South West Africa. Unpubl. Ph.D. Thesis, University of Stellenbosch, 261pp.
- RUTHERFORD, M. C. & R. H. WESTFALL (1986): Biomes of southern Africa - an objective categorization. - *Mem. Bot. Surv. S. Afr.* 54: 1-98.
- RUXTON, L. (1846): Notes on the south-west coast of Africa, communicated by Co. Jackson, Sec. R. G. S. - *Nautical Magazine* 1846: 4-16.
- SACS, ed (1980): Stratigraphy of South Africa. Pretoria (South African Committee for Stratigraphy) = *Geol. Surv. S. Afr. Handbook* 8: 690pp.
- SAKKO, A. (1998): Biodiversity of marine habitats. - In: BARNARD, P., ed.: *Biological Diversity in Namibia - a country study*. Windhoek (Namibian National Biodiversity Task Force): 189-226.
- SAMPSON, C. G. (1974): *the Stone Age Archaeology of Southern Africa*. New York (Adademic Pr.): 518pp.
- SANDELOWSKY, B. H. (1977): Mirabib - an archaeological study in the Namib. - *Madoqua* 10 (4): 221-281.
- (1983): Archaeology in Namibia. - *American Scientist* 71: 606-615.
- SANDELOWSKY, B. H. & R. G. CAMBY (1988): Namibia yesterday, today and tomorrow. - In: WHITEHEAD, E. et al., eds.: *Arid Lands. Today and Tomorrow*. = *Proc. Intern. Res. Developm. Conf. Tucson* (Westview Pr.): 1121-1125.
- SANDELOWSKY, B. H. & A. VIREECK (1969): Supplementary Report on the Archaeological Expedition of 1962 to the Erongo Mountains of South West Africa. = *Cimbebasia Ser. B, Vol. 1* (1), 43pp.
- SANDMANN, B. (1901): *Das Klima der Walfischbai*. = *Beilage zum 77. Jahresbericht über das Kgl. Gymn. Theodorianum, Paderborn* (Junsermann), 36pp+App.
- SARMIENTO, G. & M. MONASTERIO (1983): Life forms and phenology. - In: BOURLIÈRE, F., ed.: *loc. cit.*: 79-108.
- SARNTHEIN, M. (1978): Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. - *Nature* 272: 43-46.
- SAUER, E. G. F. (1966): Fossil eggshell fragments of a giant Struthious bird (*Struthio oshanai*, sp. nov.) from Etosha Pan, South West Africa. - *Cimbebasia* 14: 1-51.
- (1968): Calculations of Struthious egg sizes from measurements of shell fragments and their correlation with phylogenetic aspects. - *Cimbebasia A1* (2): 27-55.
- SCHALK, K. E. L. (1983): Geologische Geschichte des Gamsberg-Gebietes. - *J. S. W. A. Wiss. Ges.* 38: 7-15.
- SCHEFFER, F. & P. SCHACHTSCHABEL (1992): *Lehrbuch der Bodenkunde*. 13. Aufl. Stuttgart (Enke), 491pp.
- SCHENCK, A. (1901): Über eine im vorigen Jahr in der Walfischbucht neue entstandene und wieder verschwundene Insel. - *Z. Dt. Geol. Ges.* 53: 55-56.
- (1906): Die Kalahari (nach S. Passarge). - *Geogr Z.* 72: 519.
- SCHIEFERSTEIN, B. (1989): *Ökologische Untersuchungen an den Flechtenfeldern der Namib-Nebelwüste*. Unpubl. Diplomarb., Stuttgart-Hohenheim (Bot. Inst.), 180pp.
- (1991): *Ökologische Untersuchungen an den Flechtenvorkommen der Namib-Nebelwüste*. - *Namibund Meer* 11: 5-20.
- SCHIEFERSTEIN, B. & K. LORIS (1992): Ecological investigations on lichen fields of the Central Namib. - *Vegetatio* 98: 111-128.
- SCHINZ, H. (1888-1890): *Beiträge zur Kenntnis der Flora von Deutsch-Südwestafrika und der angrenzenden Gebiete, Teil I, II, III + IV*. - *Verh. bot. Ver. Prov. Brandenburg* 29: 44-64, 30: 138-186 + 229-276, 31: 179-230.
- (1891): *Deutsch-Südwestafrika*. Oldenburg (Schultze), 568pp.
- SCHLETTWEIN, C. (1907): *Der Farmer in Deutsch-Südwestafrika*. Wismar (Hinstorff), 273pp.
- SCHLICHTING, E., H.-P. BLUME & K. STAHR (1995): *Bodenkundliches Praktikum*. Berlin (Blackwell), 295pp.
- SCHNEIDER, A. (1983): The chemical composition of the common metamorphic sediments of the Damara Orogen. - In: MARTIN, H. & F. W. EDER, eds.: *Intracontinental Fold Belts*. Berlin (Springer): 655-677.

- SCHNEIDER, G. I. C. & M. B. SCHNEIDER (1989): Grundlagen zur geographischen und geologischen Ausgangssituation Südwestafrika/Namibias. - Frankfurter Wirtschafts- und Sozialgeogr. Schr. 53: 37-56.
- SCHNEIDER, R. R. (1995): Wechselwirkungen zwischen der Oberflächenzirkulation im östlichen Südatlantik und dem westafrikansichen Monsunsystem während des Spätquartärs. - Geomethodica 20: 125-161.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1929): Das Otavibergland und seine Erzlagerstätten. - Z. prakt. Geol. 37: 87-116.
- SCHOEMAN, A. (1996): Skeleton Coast. Halfway House (Southern Books), 148pp.
- SCHOLZ, H. (1963): Studien über die Bodenbildung zwischen Rehoboth und Walvis Bay. Dissertation (Landwirtschaftl. Fak., Univ. Bonn), 184pp.
- (1965): Tonverlagerung in einigen südwestafrikanischen Böden. - Mitt. Dt. Bodenkundl. Ges. 4: 83-90.
- (1968a): Die Böden der Wüste Namib/Südwestafrika. - Z. Pflanzenern. Bodenk. 119 (2): 91-107.
- (1968b): Die Böden der Halbwüste Südwestafrikas. - Z. Pflanzenern. Bodenk. 120 (2): 105-118.
- (1968c): Die Böden der trockenen Savanne Südwestafrikas. - Z. Pflanzenern. Bodenk. 120 (2): 118-130.
- (1968d): Die Böden der feuchten Savanne Südwestafrikas. - Z. Pflanzenern. Bodenk. 120 (3): 209-221.
- (1971): Calcretes and their formation. A survey based on observations in South-West-Africa. - Pedologia 21: 170-180.
- (1972): Some typical soils of South West Africa. Unpubl. Vortragsmanuskript, 5th Nat. Congr. S. Afr. Soc. Soil Science, Salisbury/Rhodesia, Februar 1972, 6pp.
- SCHREIBER, U. M. (1996): The Geology of the Walvis Bay Area. Windhoek (Geol. Surv.), 50pp.
- SCHREUDER, W. (1988): Dieback of Blackthorn (*Acacia mellifera* Subsp. *detinens*) in South West Africa. MSc. Thesis in Agric., Univ. Stellenbosch, 61pp.
- SCHUBERT, E. (1913): Landwirtschaft und ihre Nebenbetriebe in Südwestafrika. Dissertation Univ. Heidelberg (Winter), 112pp.
- SCHULTZE-JENA, L. (1907): Aus Namaland und Kalahari. Jena (Fischer), 752pp.
- (1914): Südwestafrika. - In: MEYER, H., ed.: Das Deutsche Kolonialreich 2 (2), Leipzig (Bibliogr. Inst.): 129-298.
- SCHULZ, H. N., T. BRINKHOFF, T. G. FERDELMANN, M. HERNÁNDEZ MARINÉ, A. TESKE & B. B. JØRGENSEN (1999): Dense populations of a giant sulfur bacterium in Namibian shelf sediments. - Science 284: 493-495.
- SCHULZE, B. R. (1969): South Africa. - In: H. E. LANDSBERG, ed.: World Survey of Climatology 10 (Africa), Amsterdam (Elsevier): 501-555.
- SCHULZE, E. D., H. ZIEGLER & W. STICHLER (1976): Environmental control of Crassulacean Acid Metabolism in *Welwitschia mirabilis* Hook. fil. in its range of natural distribution in the Namib Desert. - Oecologia 24: 323-334.
- SCHWARZ, E. H. L. (1919): The Kalahari or Thirstland Redemption. Cape Town (T. Maskew Miller), 163pp.
- SCHWEGLER, H. (1981): Stabilitätsbegriffe für biologische Systeme. - Angew. Bot. 55: 129-137.
- SCLATER, J. G. & D. P. MCKENZIE (1973): Paleobathymetrie of the South Atlantic. - Geol. Soc. Am. Bull. 84: 3203-3215.
- SCOTT, L. (1984): Palynological evidence for Quaternary palaeoenvironments in southern Africa. - In: KLEIN, R. G., ed.: Southern African Prehistory and Palaeoenvironments. Rotterdam (Balkema): 65-80.
- (1993): Palynological evidence for late Quaternary warming episodes in southern Africa. - Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 101: 229-236.
- SEELY, M. K. (1978): The Namib dune desert: an unusual ecosystem. - J. Arid Env. 1: 117-128.
- SEELY, M. K., W. H. BUSHKIRK, W. J. HAMILTON & J. E. W. DIXON (1981): Lower Kuiseb perennial vegetation survey. - J. S. W. A. Wiss. Ges. Windhoek 34/35: 57-86.
- SEELY, M. K., M. P. DE VOS & G. N. LOUW (1977): Fog imbibition, satellite fauna and unusual leaf structure in a Namib Desert dune plant (*Trianthema hereroensis*). - S. Afr. J. Science 73: 169-172.
- SEELY, M. K. & W. J. HAMILTON III (1978): Durability of vehicle tracks on three Namib Desert substrates. - S. Afr. J. Wildl. Res. 8: 107-111.
- SEELY, M. K. & B. H. SANDELOWSKI (1974): Dating the regression of a river's end point. - S. Afr. Archaeol. Bull. Goodwin Ser. 2: 61-64.

- SEFTON, M., J. MARTINI & R. ELLIS (1986): Cave descriptions. - Bull. Speleol. Ass. S. Afr. 27 (2): 86-97.
- SEINER, F. (1904): Bergtouren und Steppenfahrten im Hererolande. Berlin (Süßerott), 278pp.
- SEINER, F. (1909): Pflanzegeographische Beobachtungen in der Mittel-Kalahari. - In: Beiträge zur Flora von Afrika 38. - In: Engler's Bot. Jb. 46: 1-56.
- SELBY, M. J. (1976): Some thoughts on the geomorphology of the Central Namib Desert. - In: Bulletin of the Desert Ecological Research Unit 1 = Namib Bull. Transvaal Museum 1: 5-6.
- (1977a): Bornhardts of the Namib Desert. - Z. Geomorph. N. F. 21: 1-13.
- (1977b): Palaeowind directions of the Central Namib Desert, as indicated by ventifacts. - Madoqua 10: 195-198.
- (1982): Form and origin of some Bornhardts of the Namib Desert. - Z. Geomorph. N. F. 26: 1-15.
- SELBY, M. J., C. H. HENDY & M. K. SEELY (1979): A late Quaternary lake in the central Namib Desert, southern Africa, and some implications. - Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 26: 37-41.
- SENUT, B., M. PICKFORD, P. MEIN, G. CONROY & J. VAN COUVERING (1992): Découverte de douze sites fossilifères néogènes dans les paléokarsts des Monts Otavi en Namibie. - C. R. Acad. Sci. Paris Sér. II 314: 727-733.
- SERTON, P., ed. (1954): The Narrative and Journal of Gerald McKiernan in South West Africa 1874-1879. Cape Town (Van Riebeeck Soc.), 197pp.
- SETH, B. & C. KÜLLS (1998): Entstehung und hydrologische Funktion von Hexenringen in der Giribesvlakte. - in: OKRUSCH, M., ed.: Arbeitsbericht zur zweiten Projektphase des Graduiertenkollegs „Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika“. Fak. für Geowiss. Univ. Würzburg (unpubl.): 120-121.
- SEYDEL, R. (1951): Das Schwemmland im Swakoptal 1913-1943. - J. S. W. A. Wiss. Ges. 8: 13-43.
- SHACKLETON, N. J. & J. P. KENNETT (1975): Palaeotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in D. S. D. P. sites 277, 279 and 281. - In: KENNETT, J. P. et al., eds.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 29: 743-755.
- SHACKLEY, M. L. (1980): An Acheulean site with *Elephas recki* fauna from Namib IV, South West Africa/Namibia. - Nature 284: 340-341.
- (1982): Namib IV and the Acheulean technocomplex in the central Namib Desert (South West Africa). - Palaeoecology of Africa 14: 151-158.
- (1985): Palaeolithic archaeology of the central Namib Desert. = Cimbebasia Memoir 6, Windhoek, 84pp.
- (1986): A macrolithic factory site at Massari, Kavango (South West Africa/ Namibia): affinities and interpretation. - S. Afr. Archaeol. Bull. 41: 69-80.
- SHANNON, L. V. (1985): The Benguela ecosystem, part 1: Physical features and processes. - Oceanogr. Marine Biol. Ann. Rev. 23: 105-182.
- (1989): The physical environment. - In: PAYNE, A. I. L. & R. J. M. CRAWFORD, eds.: Oceans of Life off Southern Africa. Cape Town (Vlaeberg): 12-27.
- SHANNON, L. V., A. J. BOYD, G. B. BRUNDRIT & J. TAUNTON-CLARK (1986): On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela system. - J. Marine Res. 44 (3): 495-520.
- SHANNON, L. V. & G. NELSON (1996): The Benguela: large scale features and processes and system variability. - In: WEFER, G. W. H. BERGER, G. SIEDLER & D. J. WEBB, eds.: The South Atlantic Past and Present Circulation. Berlin (Springer): 163-210.
- SHANNON, L. V. & M. J. O'TOOLE (1998): Integrated Overview of the Oceanography and Environmental Variability of the Benguela Current Region. = Synthesis and Assessment of Information on Benguela Current Large Marine Ecosystem (BCLME) Thematic Report 2. UNDP/GEF, Cape Town, 57pp.
- SHAW, P. A. (1988): Lakes and pans. - In: MOON, B. P. & G. F. DARDIS, eds.: *loc cit.*: 120-140.
- SHILLINGTON, F. P. (1998): The Benguela Upwelling System off Southwestern Africa, coastal segment. - In: ROBINSON, A. R. & K. H. BRINK, eds.: The Sea, Vol. II: 583-604.
- SIESSER, W. G. (1977): Upper Eocene age of marine sediments at Bogenfels, South West Africa, based on calcareous nannofossils. - Bull. Geol. Surv. S. Afr. 60: 72-74.

- (1978): Aridification of the Namib Desert: evidence from oceanic cores. - In: VAN ZINDEREN BAKKER, E. M., ed.: Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments. Rotterdam (Balkema): 105-113.
- (1980): Late Miocene origin of the Benguela upswelling system. - *Science* 208: 283-285.
- SIESSER, W. G. & R. V. DINGLE (1981): Tertiary sealevel movements around southern Africa. - *J. Geol.* 89: 523-536.
- SIESSER, W. G. & J. ROGERS (1976): Authigenic pyrite and gypsum in South West African continental slope sediments. - *Sedimentology* 23: 567-577.
- SIESSER, W. G. & D. SALMON (1979): Eocene marine sediments in the Sperrgebiet, South West Africa. - *Ann. S. Afr. Museum* 79: 9-34.
- SIMMONS, R. (1998): Areas of high species endemism. - In: BARNARD, P., ed.: Biological Diversity in Namibia - a country study. Windhoek (Namibia National Biodiversity Task Force): 72-74.
- SINGER, A., W. KIRSTEN & C. BÜHMANN (1995): Fibrous clay minerals in the soils of Namaqualand, South Africa: characteristics and formation. - *Geoderma* 66: 43-70.
- SMALE, D. (1973): Silcrete and associated silica diagenesis in southern Africa and Australia. - *J. Sedim. Petrol.* 43: 1077-1089.
- SMETTAN, U. (1987): Typische Böden und Bodengesellschaften der Extrem-Wüste Südwest-Ägyptens. = *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen* 83, 190pp.
- SMITH, A. G. (1985): Dambos, pediments and fragile equilibria on the Zambian plateau. - *Z. Geomorph. N. F. Suppl.* 52: 171-186.
- SMITH, D. A. M. (1965): The Geology of the Area around the Khan and Swakop Rivers in South West Africa. = *Memoirs of the Geological Survey of South Africa, SWA Series* 3, 113pp.
- SMITH, D. D. & W. H. WISCHMEIER (1957): Factors affecting sheet and rill erosion. - *Transact. Am. Geophys. Union* 38 (6): 889-896.
- SMITH, G. F., ed. (1998): *Mesembria of the World*. Pretoria (Briza), 405pp.
- SMITH, R. A. (1983): *Soil Analysis: Instrumental Techniques and Related Procedures*. New York (Dekker), 562pp.
- SMITH, R. M. H., T. R. MASON & J. D. WARD (1993): Flashflood sediments and ichnofacies of the late Pleistocene Homeb silts, Kuiseb River, Namibia. - *Sediment. Geol.* 85: 579-599.
- SOIL SURVEY STAFF, ed. (1975): *Soil Taxonomy. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. = *Agricultural Handbook* 436. Washington D. C. (US Dept. Agric.).
- SOUTH AFRICAN COMMITTEE FOR STRATIGRAPHY (SACS), ed. (1980): *Stratigraphy of Southern Africa, Part 1: Lithostratigraphy of South Africa, South West Africa/Namibia and the Republics of Bophuthatswana, Transkei and Venda*. = *Handbook Geol. Surv. S. Afr.* 8. Pretoria, 690pp.
- SPÖNEMANN, J. (1989): Rumpfflächenstockwerke in Ost- und Südwestafrika und ihre Bedeutung für eine Theorie der Rumpfflächenbildung. - *Bayreuther Geowiss. Arb.* 14: 141-157.
- (1995): Some results of recent morphotectonic studies in south-western Africa. - In: BARTON, J. M. & Y. E. COPPERTHWAIT, eds.: *Ext. Abst. Centennial Geocongr.* (April 3-7, 1995). *Geol. Soc. S. Afr.*, Vol. 1: 479-482.
- (1997): Zur Morphotektonik eines passiven Kontinentalrandes: Die Highveldstufe in der südwestlichen Kapregion (Südafrika). - *Göttinger Geogr. Abh.* 100: 43-61.
- (1999): Die Vertikalgliederung des Festlandes und der Schelfsedimente als morphogenetische Indikatoren im südwestlichen Afrika, Abstract. - In: GK GEOWISS. FORSCHUNG IN AFRIKA, ed.: *Jahrestreffen der Afrikagr. deutscher Geowissenschaftler (AdG)*, Würzburg: 36.
- SPÖNEMANN, J. & E. BRUNOTTE (1989): Zur Reliefgeschichte der südwestafrikanischen Randschwelle zwischen Huab und Kuiseb. - *Z. Geomorph. N. F. Suppl.* 74: 111-125.
- (1992): Zur Morphotektonik im südlichen Namibia. - *Zbl. Geol. Paläont., Teil I* (3/4): 230-233.
- SPONHOLZ, B. (1989): Karsterscheinungen in nichtkarbonatischen Gesteinen der östlichen Republik Niger. = *Würzburger Geogr. Arb.* 75, 265pp.
- SPREITZER, H. (1963): Die Zentrale Namib. - *Mitt. Österr. Geogr. Ges. Wien* 105 (3): 340-356.

- (1966a): Beobachtungen zur Geomorphologie der zentralen Namib und ihrer Randgebiete. – J. S. W. A. Wiss. Ges. 20: 69-94.
- (1966b): Landschaft und Landformung der zentralen Namib (mit Fragen der Wasserversorgung). – Abh. dt. Akad. Naturf. Leopoldina N. F./Nova Acta Leopoldina 176 (31): 131-138.
- SSSSA, ed. (1990): Handbook for Standard Soil Testing Methods for Advisory Purposes. Pretoria (Soil Science Society of South Africa), 35 parts.
- STAHL, A. (1940): Die Otaviformation des Etoschabogens (Südwest-Afrika). – Beitr. Geol. Erf. Dt. Schutzgeb. 22: 1-66.
- STALS, E. L. P., ed. (1991): The Commissions of W. C. Palgrave, Special Emissary to South West Africa 1876-1885. = Second Series 21. Cape Town (Van Riebeeck Society): 441pp.
- STANDER, G. H. (1964): The Benguela Current off South West Africa. Investigational Reports of the Marine Research Laboratories of South West Africa 12, 43pp.
- STAPFF, F. M. (1887): Karte des untern !Kuissebtales. – Peterm. Geogr. Mitt. 33: 202-214.
- STENGEL, H. W. (1964a): Die wasserwirtschaftliche Entwicklung einer Farm in Südwestafrika. – J. S. W. A. Wiss. Ges. 17: 37-102.
- (1964b): Die Riviere der Namib und ihr Zulauf zum Atlantik, Teil 1: Kuiseb und Swakop. Scientific Papers of the Namib Desert Research Station, Original Print 22, Windhoek, 50pp
- (1966a): Die Riviere der Namib und ihr Zulauf zum Atlantik, Teil 2: Omaruru und Ugab. Scientific Papers of the Namib Desert Research Station, Original Print 30, Windhoek, 35pp
- (1966b): Der Schwarze Nosob. Windhoek (S. W. A. Wiss. Ges.), 60pp.
- (1970): Die Riviere der Namib und ihr Zulauf zum Atlantik, Teil 3: Tsondab, Tsams und Tsauchab. Unpubl. Report, Department of Water Affairs, Windhoek, 120pp + App.
- (1976): Die große Flut in Swakopmund. – Namib und Meer 7: 47-64.
- STENGEL, I. (1992): Zur äolischen Morphodynamik von Dünen und Sandoberflächen. = Würzburger Geogr. Arb. 83, 363pp.
- (1997): Fossil landslides in Southern Namibia - first results. – Würzburger Geogr. Arb. 92: 269-284.
- (2000): Der Einfluß spätproterozoischer Verwitterung auf die post-Gondwana-zeitliche Reliefgenese im Rooirand-Bereich zwischen Helmeringhausen und Bethanien (Südnamibia). – Zbl. Geol. Paläontol. Teil I (5/6): 623-640.
- STENGEL, I. & D. BUSCHE (1992): Zur geomorphologischen Entwicklung des Gross Brukkaros (S-Namibia) und seiner Umgebung. – Zbl. Geol. Paläontol., Teil I 1992 (3/4): 244-249.
- STERN, C. & B. LAU (1990): Namibian Water Resources and Their Management: a Preliminary History. = Archeia 15. Windhoek (National Archives), 79pp.
- STOCKEN, C. G. (1962): The diamond deposits of the Sperrgebiet, South West Africa: Excursion Guide of the 5th Congr. Geol. Soc. S. Afr.. Pretoria, 15pp.
- STOCKING, M. A. (1972): Relief analysis and soil erosion in Rhodesia using multivariate techniques. – Z. Geomorph. N.F. 16: 432-443.
- (1983): Field and Laboratory Handbook for Soils. = Manuals and Reports in Development Studies 17. Norwich (Univ. of East Anglia, School of Development Studies), 86pp.
- (1984): Rates of erosion and sediment yield in the African environment. – In: WALLING, D. E., S. S. D. FOSTER & P. WURZEL, eds.: Challenges in African Hydrology and Water Resources. = Publication 144, Intern. Ass. Sci. Hydrol. (Proc. Harare Symp.): 463-473.
- (1987a): A Methodology for Erosion Hazard Mapping of the SADCC Region. Paper prepared for the Workshop on Erosion Hazard Mapping Lusaka, Zambia, April 1987. Maseru/Lesotho (S. Afr. Developm. Coord. Conf.), 33pp.
- (1987b): Measuring land degradation. – In: BLAIKIE, P. & H. BROOKFIELD, eds.: Land Degradation and Society. London (Methuen): 49-63.
- STOCKING, M. A., Q. K. CHAKELA & H. ELWELL (1988): An improved methodology for erosion hazard mapping, part I: the technique. – Geografiska Annaler 70 A (3): 169-180.

- STROHBACH, M. M. (1991): The Kuiseb River Environment: a description. B. Sc. (Hons.) Thesis, Department of Botany, Univ. of Port Elizabeth: 96pp.
- STUUT, J.-B. W., N. SHI, J. H. F. JANSEN & G. POSTMA (1999): Late Quaternary southwest African terrestrial-climate signals in the marine record of Walvis Ridge, SE Atlantic Ocean. - In: LEE-THORP, J. & H. CLIFT, eds.: The Environmental Background to Hominid Evolution in Africa. Abstr., INQUA, XV Internat. Congr. Durban: 174-175.
- SULLIVAN, L. A. (1990): Micromorphology and genesis of some calcite pseudomorphs after lenticular gypsum. - Australian J. Soil Res. 28: 483-485.
- SUMMERFIELD, M. A. (1982): Distribution, nature and probable genesis of silcrete in arid and semi-arid southern Africa. - In: YAALON, D. A., ed.: Aridic Soils and Geomorphic Processes. = Catena Suppl. 1: 37-66.
- (1983a): Silcrete. - In: GOUDIE, A. S. & K. PYE, eds.: Chemical Sediments and Geomorphology. London (Academic Pr.): 59-92.
- (1983b): Silcrete as a palaeoclimatic indicator: evidence from southern Africa. - Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 41: 65-79.
- SUMMERHAYES, C. P., G. F. BIRCH, J. ROGERS & R. V. DINGLE (1973): Phosphate in sediments off south-western Africa. - Nature 243: 509-511.
- SWANEVELDER, C. J. (1974): 'n Morphometriese studie van die Tsauchabvallei van die sentrale Namib. - S. Afr. Geographer 4 (4): 325-334.
- SWEETING, M. M. & N. LANCASTER (1982): Solutional and wind erosion forms on limestone in the Central Namib Desert. - Z. Geomorph. N. F. 26 (2): 197-207.
- SYDOW, W. (1969): The discovery of a Boskop skull at Otjiseva near Windhoek, S. W. A. - S. Afr. J. Science 56 (3): 77-81.
- (1970): Report on Some Fossil Remains from Otjiseva, S. W. A. = Scientific Res. in South West Africa 9, Windhoek (S. W. A. Scient. Soc.), 48pp.
- TABLER, E. C. (1973): Pioneers of South West Africa and Ngamiland, 1738-1880. Cape Town (Balkema), 142pp.
- TANKARD, A. J. (1974): Varswater-Formation of the Langebaanweg-Saldanha area, Cape Province. - Transact. Geol. Soc. S. Afr. 77 (3): 265-283.
- (1975): Thermally anomalous Pleistocene molluscs from the south-western Cape Province, South Africa. - Ann. S. Afr. Museum 69: 17-65.
- TANKARD, A. J., K. A. ERIKSSON, D. R. HUNTER, M. P. A. JACKSON & W. E. L. MINTER (1982): Crustal Evolution of Southern Africa: 3.8 Billion Years of Earth History. New York (Springer), 523pp.
- TANKARD, A. J. & J. ROGERS (1978): Late Cenozoic palaeoenvironments on the west coast of Southern Africa. - J. Biogeogr. 5: 319-337.
- TELLER, J. T. & N. LANCASTER (1986a): History of sediments at Khommabes, central Namib Desert. - Madoqua 14(4): 409-420.
- (1986b): Lacustrine sediments at Narabeb in the central Namib Desert, Namibia. - Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 56 (3/4): 177-195.
- (1987): Description of Late Cenozoic sediments of Narabeb, central Namib Desert. - Madoqua 15 (2): 163-167.
- TELLER, J. T., N. RUTTER & N. LANCASTER (1990): Sedimentology and palaeohydrology of Late Quaternary lake deposits in the northern Namib sand sea, Namibia. - Quaternary Science Rev. 9 (4): 343-364.
- TELLER, J. T., M. RYBAK, I. RYBAK, N. LANCASTER, N. W. RUTTER & J. D. WARD (1988): Diatoms and other fossil remains in calcareous lacustrine sediments of the northern Namib Sand Sea, South West Africa/Namibia. - In: DARDIS, G. F. & B. P. MOON, eds.: *loc. cit.*: 159-174.
- THERON, G. K. & N. VAN ROOYEN (1980): Vegetation of the lower Kuiseb River. - Madoqua 11 (4): 327-345.
- THERON, G. K., N. VAN ROOYEN & M. W. VAN ROOYEN (1985a): Vegetation of the lower Kuiseb River. - In: HUNTLEY, B. J., ed.: The Kuiseb Environment. = CSIR Report 106: 73-80.
- THERON, G. K., N. VAN ROOYEN, M. W. VAN ROOYEN & W. J. JANKOWITZ (1985b): Vegetation structure and vitality in the lower Kuiseb. - In: HUNTLEY, B. J., ed.: The Kuiseb Environment. = CSIR Report 106: 81-91.

- THIENE, H. (1907): Untersuchungen von Gesteinen aus dem Gebiete der Reiseroute. - In: SCHULZE-JENA, L.: Aus Namaland und Kalahari. Jena (Fischer): 679-683.
- THOMAS, D. S. G. (1988a): Analysis of linear dune sediment-form relationships in the Kalahari dune desert. - In: Earth Surface Processes and Landforms 13: 545-553.
- (1988b): The biogeomorphology of arid and semi-arid environments. - In: VILES, H. A., ed.: Biogeomorphology. Oxford (Basil Blackwell): 193-221.
- (1988c): The nature and depositional setting of arid and semi-arid Kalahari sediments, southern Africa. - J. Arid Env. 14: 17-26.
- (1988d): The geomorphological role of vegetation in the dune systems of the Kalahri. - In: DARDIS, G. F. & B. P. MOON, eds.: *loc. cit.*: 145-158.
- THOMAS, D. S. G. & P. A. SHAW (1991): The Kalahari Environment. Cambridge (Cambridge Univ. Pr.), 284pp.
- (1993): The evolution and characteristics of the Kalahari, Southern Africa. - J. Arid Env. 15: 97-108.
- THOMAS, M. F. & A. S. GOUDIE, eds. (1985): Dambos: small channelless valleys in the Tropics. = Z. Geomorph. Suppl. 52, 225pp
- THORNES, J. B. (1985): The ecology of erosion. - Geography 70 (3): 222-236.
- (1987): The palaeoecology of erosion. - In: WAGSTAFF, J. M., ed.: Landscapes and Culture. London (Blackwell): 37-55.
- , ed. (1990a): Vegetation and Erosion: Processes and Environments. Chichester (Wiley).
- (1990b): The interaction of erosional and vegetational dynamics in land degradation. - In: THORNES, J. B., ed.: *loc. cit.*: 41-53.
- THORNTHWAITE, C. W. & J. R. MATHER (1955): The role of evapotranspiration in climate. - Archives for Meteorol. Geophys. Bioclimatol. Ser. B 3: 16-39.
- TIDMARSH, C. E. M. & C. M. HAVENGA (1955): The Wheel-Point Method of Survey and Measurement of Semi-open Grasslands and Karoo Vegetation in South Africa. = Mem. Bot. Surv. S. Afr. 29. Pretoria (Dept. Agric.).
- TINDALL, B. A., ed. (1959): The Journal of Joseph Tindall - Missionary in South West Africa 1839-55. Cape Town (Van Riebeeck Soc.), 221pp.
- TORQUATO, J. R. (1972): Origin and evolution of the Moçamedes Desert. - In: DESSAUVAGIE, T. F. J. & A. J. WHITEMAN, eds.: African Geology. = Proc. Conf. Afr. Geol., Univ. Ibadan 1970: 449-459.
- TOTHILL, J. C. & J. C. MOTT, eds. (1985): Ecology and Management of the World's Savannas. Canberra (Australian Academy of Sciences), 384pp.
- TROLLOPE, W. S. W. (1982): Ecological effects of fire in south African savannas. - In: HUNTLEY, B. J. & B. H. WALKER, eds.: *loc. cit.*: 292-306.
- TUCKER, M. E. (1978): Gypsum crust (gypcrete) and patterned ground from northern Iraq. - Z. Geomorph. N. F. 22: 89-100.
- TWIDALE, C. R. (1988): The missing link: Planation surfaces and etch forms in southern Africa. - In: DARDIS, G. F. & B. P. MOON, eds.: *loc. cit.*: 31-46.
- TYSON, P. D. (1969): Atmospheric Circulation and Precipitation over South Africa. = Environmental Studies Occasional Paper 2. Johannesburg (Department of Geography, Univ. of the Witwatersrand), 22pp.
- (1978): Rainfall changes over South Africa during the period of meteorological record. - In: WERGER, M. J. A., ed.: *loc. cit.*: 53-69.
- (1980): Temporal and spatial variation of rainfall anomalies in Africa south of latitude 22° during the period of meteorological record. - Climatic Change 2: 363-371.
- (1981): Climate and desertification in southern Africa. - Geo Journal Suppl. 2: 3-10.
- (1986): Climatic Change and Variability in Southern Africa. Cape Town (Oxford Univ. Pr.), 220pp.
- (1990): Modelling climatic change in southern Africa: a review of available methods. - S. Afr. J. Science 86: 318-330.
- (1993): Recent developments in the modelling of the future climate of southern Africa. - S. Afr. J. Science 89 (10): 494-505.

- TYSON, P. D. & M. K. SEELY (1980): Local winds over the Central Namib. – S. Afr. Geogr. J. 62 (2): 135-150.
- UHLMANN, R. (1974): Neuentdeckung von Höhlen im Otavi-Bergland. - Mitt. S. W. A. Wiss. Ges. 15 (9/10): 13-16.
- VAHRMEIJER, J. (1987): Gifplante van Suider-Afrika wat veeverliese veroorsaak. Kaapstad (Tafelberg Publ.), 168pp.
- VAIL, P. R. & J. HARDENBOL (1979): Sea-level changes during the Tertiary. - Oceanus 22: 71-79.
- VAIL, P. R., R. M. MITCHUM & S. THOMPSON (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part IV: global cycles of relative changes of sea level. - Mem. Am. Ass. Petroleum Geol. 26: 83-97.
- VALETON, I. (1982): Klimaperioden lateritischer Verwitterung und ihr Anteil in den synchronen Sedimentationsräumen. – Z. dt. Geol. Ges. 134: 413-452.
- VAN DER MERWE, J. H. (1983): National Atlas of South West Africa (Namibia). Cape Town (Univ. Stellenbosch/ Directorate Development Co-ordination SWA), 92 Maps.
- VAN DER POEL, P. (1980): Rainfall erosivity and its use for soil loss estimation. Gaborone (Department of Agriculture: Division of Land Utilization), 35pp.
- VAN DER WESTHUIZEN, W. A. (1984): The Nature, Genesis and Geochemistry of the Supergene Vanadium Ores of the Otavi Mountain Land. Unpubl. PhD Thesis, University of the Orange Free State, Bloemfontein: 196pp.
- VAN DER WESTHUIZEN, W. A., E. A. W. TORDIFFE, J. C. LOOCK & H. DE BRUYN (1988): Quaternary karstification and vanadium mineralization in the Otavi Mountain Land, South West Africa/Namibia. - Palaeoecology of Africa 19: 391-400.
- VAN GILS, H., S. GROTEN, H. HUIZING, W. VAN WIJNGAARDEN, D. VAN DER ZEE & I. S. ZONNEVELD (1991): Land Ecology and Landuse Survey. ITC Lecture Series N9, Parts B-E Enschede, Netherlands (International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC), Department of Land Resources Surveys and Rural Development).
- VAN OUDTSHOORN, F. & E. VAN WYK (1992): Guide to Grasses of South Africa. Arcadia (Briza Publ.), 301pp.
- VAN RIET LOWE, C. R. (1932): The archaeology of the Vaal River Basin. - Mem. Geol. Surv. S. Afr. 35: 61-184.
- (1952a): The development of the hand-axe culture in South Africa. - Proc. First Pan-Afr. Congr. Prehist., Nairobi 1947: 167-177.
- (1952b): The Vaal River chronology. An up-to-date summary. – S. Afr. Archaeol. Bull. 7: 135-149.
- VAN ROOYEN, N., G. J. BREDENKAMP & G. K. THERON (1991): Kalahari vegetation: veld condition trends and ecological status of species. - Koedoe 34 (1): 61-72.
- VAN WYK, B. E. & G. SMITH (1996): Guide to the Aloes of South Africa. Pretoria (Briza), 302.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (1975): The origin and palaeoenvironment of the Namib Desert biome. – J. Biogeogr. 2: 65-73.
- (1976): The evolution of Late Quaternary palaeoclimates of southern Africa. - Palaeoecology of Africa 9: 160-202.
- , ed. (1978a): Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironment. Rotterdam (Balkema).
- (1978b): Quaternary vegetation changes in southern Africa. - In: WERGER, M. A. J., ed.: *loc. cit.*: Vol. 1: 131-143.
- (1982): African palaeoenvironments 18 000 yrs BP. - Palaeoecology of Africa 15: 77-99.
- (1984a): Palynological evidence for late Cainozoic arid conditions along the Namibia coast from holes 532 and 530A, LEG 75, DSDP. - In: HAY, W. W. & J. C. SIBUET, eds.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 75. Washington (Government Pr.): 217-235.
- (1984b): A late- and post-glacial pollen record from the Namib desert. - Palaeoecology of Africa 16: 421-428.
- (1984c): Aridity along the Namibian coast. - Palaeoecology of Africa 16: 149-160.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. & M. MÜLLER (1987): Pollen studies in the Namib desert. - Pollen and Spores 29 (2/3): 185-206.
- VAN ZUIDAM, R. A. (1975): Calcrete: A review of concepts and an attempt to a new genetic classification. - In: VOGT, T., ed.: Comptes Rendus de l'Colloque „Types de Crôutes Calcaires et leur Répartitions Régionales“, Strasbourg (Univ. Louis Pasteur): 92-93.
- VEDDER, H. (1930): Die Bergdama in Südwest-Afrika. - Afrika 3 (2): 178-190.

- (1934): Das alte Südwestafrika. Berlin (Warneck), 666pp.
- VERDCOURT, B. (1969): The arid corridor between the north-east and south-west areas of Africa. - *Palaeoecology of Africa* 4: 140-144.
- VERGES-BELMIN, V. (1994): Pseudomorphism of gypsum after calcite, a new textural feature accounting for the marble sulphation mechanism. - *Atmospheric Env.* 28 (2): 295-304.
- VERHAGEN, B. T. (1990): On the nature and genesis of pans - A review and an ecological model. - *Palaeoecology of Africa* 21: 179-194.
- VERSTER, E. (1981): Die Aard en Genese van die Gronde van die Etoshawildtuin, Suidwes-Afrika. - Proc. 9th National Congr. Soil Science Soc. S. Afr., Durban 1980. Technical Comm. 174. Pretoria (Dept. Agric. + Fish.): 116-123.
- VIERECK, A. (1960): Vorgeschichte auf Neuhoof-Kowas. - *J. S. W. A. Wiss. Ges.* 14: 67-75.
- (1966a): Steinzeitkulturen in der Namib. - *Mitt. S. W. A. Wiss. Ges.* 7 (4/5): 1-7.
- (1966b): Altsteinzeitkultur am Brandberg. - Die Muschel 1966, Swakopmund (F. Stich): 64-66.
- (1966c): Streiflichter aus der Vorgeschichte im südlichen Teil von Südwest-Afrika. - *Mitt. S. W. A. Wiss. Ges.* 7 (9): 1-12.
- (1967a): The Damaraland Culture. - *J. S. W. A. Wiss. Ges.* 21: 13-32.
- (1967b): Radiocarbonatierung auf Farm Neuhoof-Kowas. - *Mitt. S. W. A. Wiss. Ges.* 7 (10): 4.
- (1968): Die Spuren der alten Brandbergbewohner. = *Wissenschaftliche Forschung in Südwestafrika* 6. Windhoek (S. W. A. Wiss. Ges.), 80pp.
- (1971a): Ein interessanter Einzelfund. - *Mitt. S. W. A. Wiss. Ges.* 12 (3): 7.
- (1971b): Steinbeile der Altsteinzeit auf Neuhoof-Kowas. - *Mitt. S. W. A. Wiss. Ges.* 12 (8/9): 8-17.
- (1972): Vorgeschichte am Wüstenrand. - *Mitt. S. W. A. Wiss. Ges.* 13 (9-10): 7-14.
- (1973): Ein unbekannter Vorgeschichtsfundplatz auf Farm Gaus, Bez. Gobabis. - *Mitt. S. W. A. Wiss. Ges.* 14 (1): 12-18.
- VILES, H. A., ed. (1988): *Biogeomorphology*. Oxford (Basil Blackwell), 365pp.
- (1990): 'The Agency of Organic Beings': a selective review of recent work in biogeomorphology. - In: THORNES, J. B., ed.: *loc. cit.*: 5-24.
- VINES, R. G. (1980): Analyses of South African rainfall. - *S. Afr. J. Science* 76 (9): 404-409.
- VOGEL, C. H. (1989): A documentary-derived climatic chronology for South Africa 1820-1900. - *Climatic Change* 14: 291-307.
- VOGEL, J. C. (1982): The age of the Kuiseb river silt terrace at Homeb. - *Palaeoecology of Africa* 15: 201-209.
- , ed. (1984): Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere. = Proc. SASQUA Intern. Symp., Swaziland, 29.08.-02.09.1983. Rotterdam (Balkema), 520pp.
- (1989a): Evidence of past climatic change in the Namib Desert. - *Palaeogeogr. Palaeoclima. Palaeoecol.* 70 (4): 355-366.
- (1989b): Thermoluminescence dating of Namib dune sand. - In: WARD, J. D., M. K. SEELY & A. McLACHALAN, eds.: *Geomorphology and Ecology of Desert and Coastal Sand Dunes*. = Abstracts of the Dunes '89 Symposium, Swakopmund 14.-17.08.1989: 23.
- VOGEL, J. C. & U. RUST (1987): Environmental changes in the Kaokoloand Namib Desert during the present millenium. - *Madoqua* 15 (1): 5-16.
- VOGELSANG, R. (1998): Middle Stone Age Fundstellen in Südwest-Namibia. = *Africa Praehistorica* 11. Köln (Heinrich-Barth-Institut), 351pp.
- VOGT, T. (1984a): Croûtes calcaires: Types et Genèse. Exemples d'Afrique du Nord et de France Mediterraneenne. Strasbourg (Univ. Louis Pasteur, Inst. de Géographie), 239pp.
- (1984b): Problèmes de genèse des croûtes calcaires quaternaires. - Centre de la Recherches Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Bull. 8 (1): 209-221.
- VOIT, F. W. & G. D. STOLLREITHER (1905): Beiträge zur Geologie der Kupfererzgebiete in Deutsch-Südwest-Afrika. - *Jb. Preußischen Geol. Landesanst. Bergakad. Berlin* 25 (3): 384-430.
- VOLK, O. H. (1966a): Die Florengebiete von Südwestafrika. - *J. S. W. A. Wiss. Ges.* 20: 25-58.

- (1966b): Einfluß von Mensch und Tier auf die natürliche Vegetation im tropischen Südwest-Afrika. - In: Beiträge zur Landespflege 2, Stuttgart (Ulmer): 108-131.
- VOLK, O. H. & E. GEYGER (1970): „Schaumböden“ als Ursache der Vegetationslosigkeit in ariden Gebieten. - Z. Geomorph. N. F. 14 (1): 79-95.
- VOLK, O. H. & H. LEIPPERT (1971): Vegetationsverhältnisse im Windhoeker Bergland, Südwestafrika. - J.S.W.A. Wiss. Ges. 25: 5-44.
- VOLMAN, T. P. (1984): Early prehistory of southern Africa. - In: KLEIN, R. G., ed.: *loc. cit.*: 169-220.
- VON BREITENBACH, F. (1995): Nasionale Lys van Inheemse Bome. Pietermaritzburg (Dedrologiese Stigting), 371pp.
- VON THÜMEN, H. (1919): Zusammenstellung der von den meteorologischen Stationen in Deutsch-Südwestafrika gemachten Niederschlags-Messungen: Berichtsjahre 1898-1918. = Arb. Landwirtschaftsges. S. W. A. 1 (Windhoek), 19pp.
- VON WILLERT, D. J., B. M. ELLER, E. BRINKMANN & R. BAASCH (1982): CO₂-gas exchange and transpiration of *Welwitschia mirabilis* Hook. fil. in the Namib Desert. - *Oecologia* 55: 21-29 (Berlin).
- VON WREDE, P. & W. H. GARNY (1968): Die Höhlen der Farm Nooitgedag. - Arbeitsber. Verein für Höhlenforschung Windhoek 4: 1-6.
- VRBA, E. (1980): The significance of Bovid remains as indicators of environment and predation patterns. - In: BEHRENSMEYER, A. K. & A. P. HILL, eds.: *Fossils in the Making*. Chicago (Univ. of Chicago Pr.): 247-271.
- WADLEY, L. (1979): Big Elephant Shelter and Its Role in the Holocene Prehistory of Central South West Africa. = Cimbebasia Ser. B 3 (1), 76pp.
- (1984): On the move: a look at prehistoric food scheduling in central Namibia. - In: KINAHAN, J., ed.: *loc. cit.* = Cimbebasia B4 (4): 41-50.
- WAHLBERG, J. A. (1855-1856): Anteckningsbok från resorna i Sydafrika, 3 Vols.; unpubl. Diary of Johan August Wahlberg, Botanist. Stockholm (Universitetsbibliotek).
- WAIBEL, L. (1922): Winterregen in Deutsch-Südwestafrika. = Abhandlungen aus dem Gebiet der Auslandskunde 9, Reihe C 4. Hamburg (Friederichsen), 112pp.
- WALDRON, F. W. (1901): On the appearance and disappearance of a mud island at Walfish Bay. - *Transact. S. Afr. Phil. Soc.* 11 (3): 185-188.
- WALKER, B. H. & I. NOY-MEIR (1982): Aspects of the stability and resilience of savanna ecosystems. - In: HUNTLEY, B. J. & B. H. WALKER, eds.: *loc. cit.*: 556-590.
- WALLMÜLLER-HOCH, J. (1995): Geomorphologische Beobachtungen im Gebiet der Gamanas Pan, südliches Namibia. Unpubl. Dipl.-Arb., Geogr. Inst. Univ. Erlangen-Nürnberg, 28pp+App.
- WALTER, H. (1936a): Die Periodizität von Trocken- und Regenjahren in Deutsch-Südwestafrika aufgrund von Jahresringmessungen an Bäumen. - *Ber. Dt. Bot. Ges.* 45: 608-620.
- (1936b): Die ökologischen Verhältnisse in der Namib-Nebelwüste (Südwestafrika) unter Auswertung der Aufzeichnungen des Dr. G. Boss (Swakopmund). - *Jb. Wiss. Bot.* 84: 58-222.
- (1939): Grasland, Savanne und Busch der arideren Teile Afrikas in ihrer ökologischen Bedingtheit. - *Jb. Wiss. Bot.* 87: 750-860.
- (1940, 1941): Die Landwirtschaft in Deutsch-Südwestafrika: ihre biologischen Grundlagen. 5 Hefte: Klima (1), Weidewirtschaft (2), Ackerbau (3), Gräser und Futter (4), Natürliche Weideflächen (5). Berlin (Parey).
- (1954a): Die Verbuschung, eine Erscheinung der subtropischen Savannengebiete und ihre ökologischen Ursachen. - *Vegetatio* 5: 6-10.
- (1954b): Grundlagen der Weidewirtschaft in Südwestafrika: Teil: Weide als Grundlage der Tierernährung. - In: WALTER, H. & O. H. VOLK: *loc. cit.*: 9-107. Stuttgart (Ulmer).
- (1964): Productivity in arid countries: the savanna problem and bush encroachment after overgrazing. - In: *L'Ecologie de l'Homme dans le Milieu Tropical*. = IUCN Publication N. S. 4. International Union for Conservation of Nature and Natural Resources: 221-229.
- (1971): *Ecology of Tropical and Subtropical Vegetation*. Edinburgh (Oliver & Boyd), 539pp.
- (1976): Gibt es in der Namib Nebelpflanzen?. - *Namib und Meer* 7: 5-13.

- (1983): The Namib Desert. - In: EVENARI, M., I. NOY-MEIR & D. W. GOODALL, eds.: Hot Desert and Arid Shrublands B. - In: GOODALL, D. W., ed.: Ecosystems of the World 12B. Amsterdam (Elsevier): 245-281.
- WALTER, H. & S.-W. BRECKLE (1984): Ökologie der Erde 2: Spezielle Ökologie der tropischen und subtropischen Zonen. Stuttgart (Ulmer), 461pp.
- WALTER, H. & VOLK, O. H. (1954): Die Grundlagen der Weidewirtschaft in Südwest-Afrika. Stuttgart (Ulmer), 281pp.
- WARD, J. D. (1982): Aspects of a suite of Quaternary conglomeratic sediments in the Kuiseb Valley, Namibia. - Palaeoecology of Africa 15: 211-218.
- (1984): A reappraisal of the Cenozoic stratigraphy in the Kuiseb Valley of the central Namib Desert. - In: VOGEL, J.C., ed.: *loc. cit.*: 455-463.
- (1987): The Cenozoic Succession in the Kuiseb Valley, Central Namib Desert. = Geol. Surv. Mem. 9, Windhoek, 124pp.
- (1988a): On an interpretation of the Oswater Conglomerate Formation, Kuiseb Valley, Namib Desert. - Palaeoecology of Africa 19: 119-125.
- (1988b): Eolian, fluvial and pan (playa) facies of the Tertiary Tsondeb Sandstone Formation in the Central Namib Desert, Namibia. - In: HESP, P. & S. G. FRYBERGER, eds.: Eolian Sediments. = Sedimentary Geology 55: 143-162.
- (1988c): Geomorphology of the Central Namib Desert. - In: BECKEDAHL, H., B. P. MOON & G. F. DARDIS, eds.: Southern African Landscapes: A geomorphological field guide. = Post-Symposium Field Excursion Guide Book. Symposium on the Geomorphology of Southern Africa, Umtata 11.-25.04.1988: 117-134.
- WARD, J. D. & I. CORBETT (1990): Towards an age for the Namib. - In: SEELY, M. K., ed.: Namib Ecology. = Transvaal Museum Monograph 7: 17-26.
- WARD, J. D. & M. K. SEELY (1989): Geomorphological Aspects of Dunes in the Central Namib Desert. = Field Guide: Dunes '89 Excursion 1A, 08.-12.08.1989, 93pp.
- WARD, J. D., M. K. SEELY & N. LANCASTER (1983): On the antiquity of the Namib. - S. Afr. J. Science 79: 175-183.
- WARD, J. D. & J. T. TELLER (1989): On the association between aeolian and pan deposits in the Tertiary Tsondeb Sandstone Formation, Central Namib Desert. - In: WARD, J. D., M. K. SEELY & A. McLACHLAN, eds.: Geomorphology and Ecology of Desert and Coastal Sand Dunes. = Abstr. Dunes '89 Symp., Swakopmund 14.-17.08.1989: 24.
- WARD, J. D. & V. VON BRUN (1985a): Geological history of the Kuiseb valley west of the escarpment. - In: HUNTLEY, B. J., ed.: *loc. cit.*: 21-25.
- (1985b): Sand dynamics along the lower Kuiseb River. - in: HUNTLEY, B. J., ed.: *loc. cit.*: 51-72.
- WATSON, A. (1979): Gypsum crusts in deserts. - J. Arid Env. 2: 3-20.
- (1983): Gypsum crusts. - In: GOUDIE, A. S. & K. PYE, eds.: Chemical Sediments and Geomorphology. London (Academic Pr.): 133-161.
- (1985a): Structure, chemistry and origins of the gypsum crusts in southern Tunisia and the Central Namib Desert. - Sedimentology 32: 855-876.
- (1985b): Reply to comment on „The palaeoenvironmental interpretation of colluvial sediments and palaeosols of the Late Pleistocene Hypothermal in southern Africa“. - Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. 52: 159-163.
- (1988): Desert gypsum crusts as paleoenvironmental indicators: A micropetrographic study of crusts from southern Tunisia and the central Namib desert. - J. Arid Env. 15: 19-42.
- WATSON, I. & R. R. LEMON (1985): Geomorphology of a coastal desert: The Namib, South West Africa/Namibia. - J. Coastal Res. 1 (4): 329-342.
- WATTS, N. L. (1978): Displacive calcite: evidence from recent and ancient calcretes. - Geology 6: 699-703.
- (1980): Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis. - Sedimentology 27: 661-686.
- WAYLAND, E. J. (1953): More about the Kalahari. - Geographical J. 119: 49-56.
- (1954): Outlines of prehistory and Stone Age climatology in the Betschuanaland Protectorate. - Memoires d'Académie Royale des Sciences Coloniales: Sér. Sciences Nat. Medic. 25: 1-47.

- (1981): Past climates and present groundwater supplies in the Betchuanaland Protectorate. - Botswana Notes and Records 13: 13-18, Gaborone.
- WENDT, W. E. (1972): Preliminary Report on an Archaeological Research Programme in South West Africa. = Cimbebasia Ser. B 2 (1), 61pp.
- (1975a): Ein Rekonstruktionsversuch der Besiedlungsgeschichte des westlichen Groß-Namalandes seit dem 15. Jahrhundert. - J. S. W. A. Wiss. Ges. 29: 23-54.
- (1975b): Hinweise auf das frühere Vorkommen einiger Großwildarten im westlichen Groß-Namaland. - Afrikanischer Heimatkalender 1976: 55-65.
- WERGER, M. J. A., ed. (1978a): Biogeography and Ecology of Southern Africa, 2 Vols., The Hague (Junk), 1439pp.
- (1978b): Biogeographical division of southern Africa. - In: WERGER, M. J. A., ed.: *loc. cit.*: Vol.1: 145-170.
- (1978c): The Karoo-Namib Region. - In: WERGER, M. J. A., ed.: *loc. cit.*: Vol. 1: 231-299.
- WERGER, M. J. A. & B. J. COETZEE (1978): The Sudano-Zambesian Region. - In: WERGER, M. J. A., ed.: *loc. cit.*: 301-462.
- WESSELS, D. C. J. (1989a): Lichens of the Namib Desert, South West Africa/Namibia. - Dinteria 20: 3-32.
- (1989b): Lichens. - In: CRAVEN, P. & C. MARAIS: Waterberg Flora. Windhoek (Gamsberg): 132-135.
- WHITAKER, A. (1984): Dust Transport by Bergwinds off the Coast of South West Africa. Unpubl. B.Sc. (Hons.) Thesis, University of Cape Town, 31pp.
- WHITE, F. (1990): *Ptaeroxylon obliquum* (Pteroxylaceae), some other disjuncts, and the Quaternary history of African vegetation. - Adansonia 4: 139-185.
- WHITE, K., J. WALDEN, N. DRAKE, F. ECKARDT & J. SETTLE (1997): Mapping the iron oxide content of dune sands, Namib Sand Sea, Namibia, using Landsat Thematic Mapper Data. - Remote Sensing and Environment 62: 30-39.
- WHITLOW, J. R. (1985): Dambos in Zimbabwe: a review. - Z. Geomorph. N. F. Suppl. 52: 115-146.
- WIEDER, M., A. YAIR & A. ARZI (1985): Catenary soil relationships on arid hillslopes. - In: JUNGERIUS, P. D., ed.: Soils and Geomorphology. = Catena Suppl. 6: 41-57.
- WIENEKE, F. (1975): Entwicklung und Differenzierung des Reliefs der Küste der Zentralen Namib. - Würzburger Geogr. Arb. 43: 111-143.
- WIENEKE, F. & RUST (1972): Das Satellitenbild als Hilfsmittel zur Formulierung geomorphologischer Arbeitshypothesen (Beispiel: Zentrale Namib, Südwestafrika). = Wiss. Forsch. in S. W. A. 11, Windhoek (S. W. A. Wiss. Ges.), 16pp.
- (1973): Klimageomorphologische Phasen in der Zentralen Namib (Südwestafrika). - Mitt. Geogr. Ges. München 58: 79-96.
- (1975): Zur relativen und absoluten Geochronologie der Reliefentwicklung an der Küste des mittleren Südwestafrika. - Eiszeitalter und Gegenwart 26: 241-251.
- WILKINSON, M. J. (1981): Terrestrial Origin of the Gypsums in the Central Namib Desert: An Alternative Hypothesis. Unpubl. Paper, presented at the Meeting of the International Soil Science Society, May 1981, Jerusalem, 3pp.
- (1988a): Linear dunes in the central Namib desert: Theoretical and chronological perspectives from wind streaks. - In: DARDIS, G. F. & B. P. MOON, eds.: *loc. cit.*: 85-113.
- (1988b): The Tumas Sandstone Formation of the central Namib Desert - Palaeoenvironmental implications. - Palaeoecology of Africa 19: 139-150.
- (1988c): Tertiary events in the Tumas River Basin, Central Namib Desert: Geology and geomorphology of the Naarip Plain. - In: BECKEDAHL, H., B. P. MOON & G. F. DARDIS, eds.: Southern African Landscapes: A geomorphological field guide. = Post-Symposium Field Excursion Guide Book, Symposium on the Geomorphology of Southern Africa, Umtata 11.-25.04.1988: 137-165.
- (1990): Palaeoenvironments in the Namib Desert. The Lower Tumas Basin in the Late Cenozoic. = Univ. Chicago Geogr. Res. Pap. 231: 196pp.
- WILKINSON, M. J., D. R. HELMS & V. S. WHITEHEAD (1992): Albedo patterns and gypsum generations in the Central Namib Desert: Land, sea and air interactions on an arid west coast. - In: Proc. Intern. Geoscience + Remote Sensing Symp. (IBARSS '92), 26.-29.05.1992, Houston, Vol. II: 1565-1567.

- WILLIAMS, T. P. (1989): Controls on Mineralisation of the Namib Mine. Zinc and Lead (Namibia) Pfy Ltd., Swakopmund Namibia. Unpubl. B.Sc. (Hons.) Thesis. Johannesburg (Univ. of the Witwatersrand), 96pp.
- WILLIAMSON, G. (1997): Preliminary account of the Floristic zones of the Sperrgebiet (Protected Diamond Area) in southwest Namibia. - *Dinteria* 25: 1-68.
- WISCHMEIER, W. H. & D. D. SMITH (1978): Predicting Rainfall Erosion Losses - A Guide to Conservation Planning. = Agriculture Handbook 537. Washington D. C. (US Department of Agriculture).
- WOLF, A. (1991): Eine Dokumentation über die zwei bedeutendsten Höhlen auf der Harasib-Farm in den Otavi-Bergen Namibias. - *Der Schlaz* 65: 22-54.
- WOPFNER, H. (1983): Environment of silcrete formation: a comparison of examples from Australia and the Cologne Embayment, West Germany. - In: WILSON, R. C., ed.: Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials. = Geol. Soc. London Spec. Publ. 11: 151-158.
- WUETHRICH, B. (1999): Giant sulfur-eating microbe found. - *Science* 284: 415.
- YAALON, D. H. (1987): Is gullying associated with highly sodic colluvium? Further comment to the environmental interpretation of southern African Dongas. - *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 58: 121-123.
- YAALON, D. H. & J. D. WARD (1982): Observations on calcrete and recent calcic horizons in relation to landforms, Central Namib Desert. - *Palaeoecology of Africa* 15: 183-186.
- YEATON, R. I. (1988): Structure and function of the Namib dune grasslands: characteristics of the environmental gradients and species distribution. - *J. Ecol.* 76: 744-758.
- YIN, F., D. GROSJEAN & J. H. SEINFELD (1986): Analysis of atmospheric photooxidation mechanisms for organosulfur compounds. - *J. Geophys. Res.* 91: 14.417-14.438.
- ZHOU, G. & K. TAZAKI (1996): Seasonal variation of gypsum in aerosol and its effect on the acidity of wet precipitation on the Japan Sea side of Japan. - *Atmospheric Env.* 30 (19): 3301-3308.
- ZÖLLER, A. & J. BÖHM (1929): *Cassidaria zölleri* n. sp. aus einem vermutlichen Eozänkonglomerat von Usakos unweit Swakopmund. - *Z. Dt. Geol. Ges.* 81: 471-475.
- ZUCCHINI, W., P. T. ADAMSON & L. McNEILL (1991): A family of stochastic models for droughts. - *S. Afr. J. Plant and Soil* 8 (4): 206-211.
- ZUCCHINI, W., P. ADAMSON & L. McNEILL (1992): A model of southern African rainfall. - *S. Afr. J. Science* 88: 103-109.

ANHANG

Abbildungen,
Meßdaten,
Bodenprofile,
Fototafeln

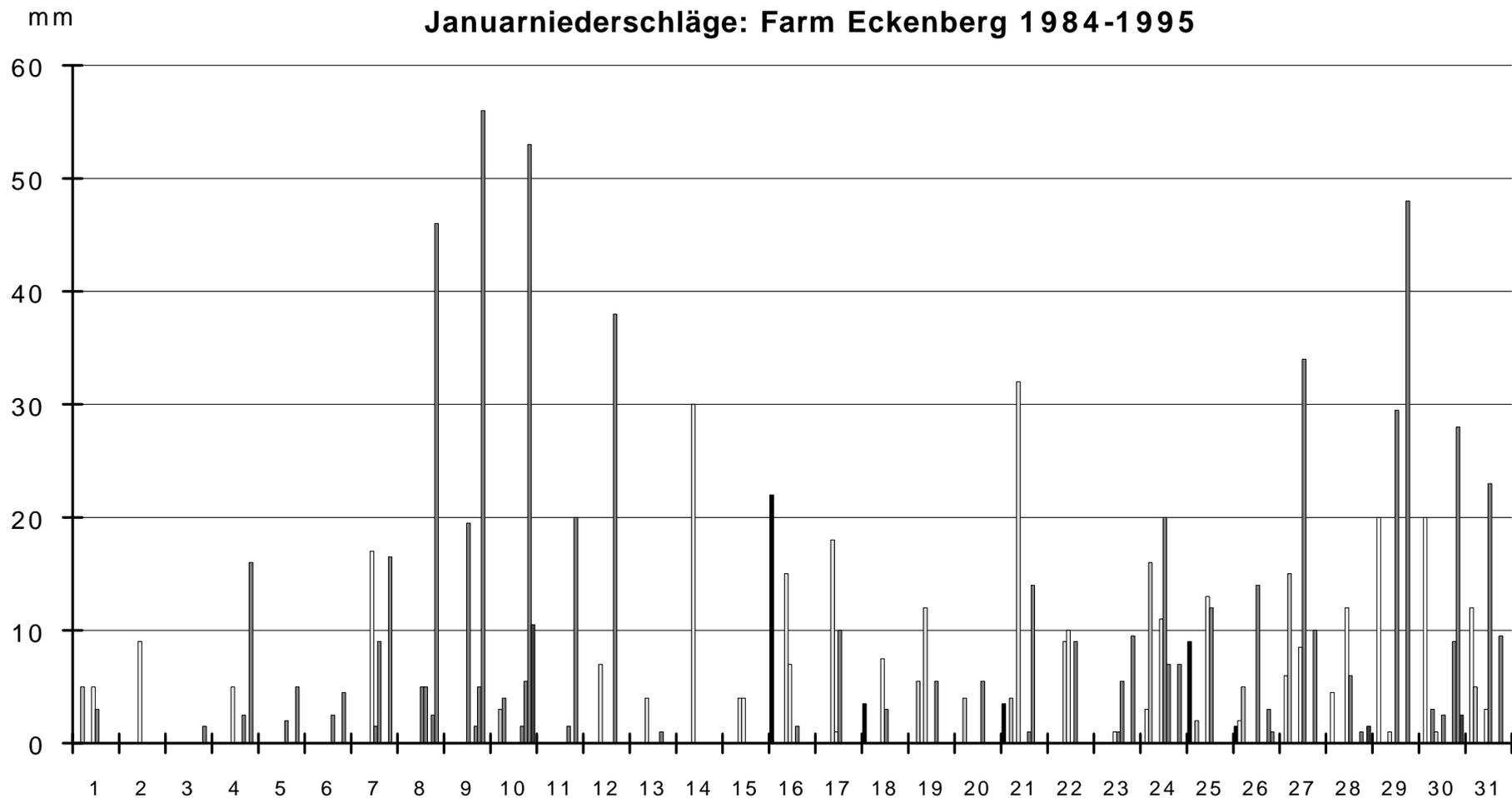


Abbildung 22: Verteilung der Januar-Niederschläge an der Station Eckenberg in 12 Meßjahren (1984-1995). Eine deutliche Häufung der Niederschläge ist vom 7. bis 10. und von 21. bis 31. Januar zu erkennen. In den ersten, dritten und vierten Pentaden ist Regenfall sehr selten. So fiel z. B. von allen 12 Meßjahren nur in einem einzigen Fall am 3. Januar (2 mm) Regen. Die höchsten und intensivsten Niederschläge im Meßzeitraum fielen dagegen am Ende der zweiten und in der sechsten Pentade. Bei Betrachtung des Verlaufs von Einzeljahren erscheinen die Niederschläge jedoch erratisch und regellos.

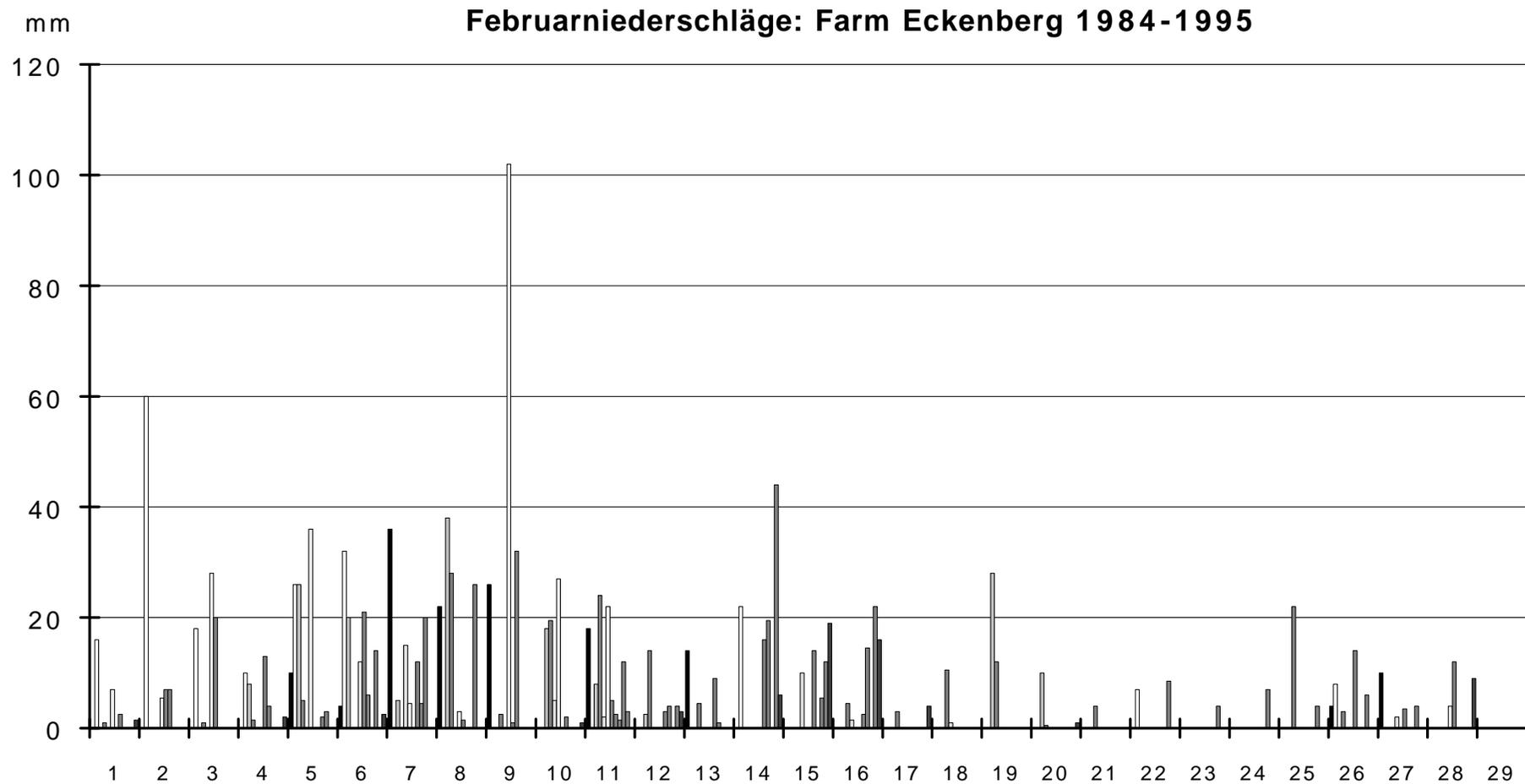
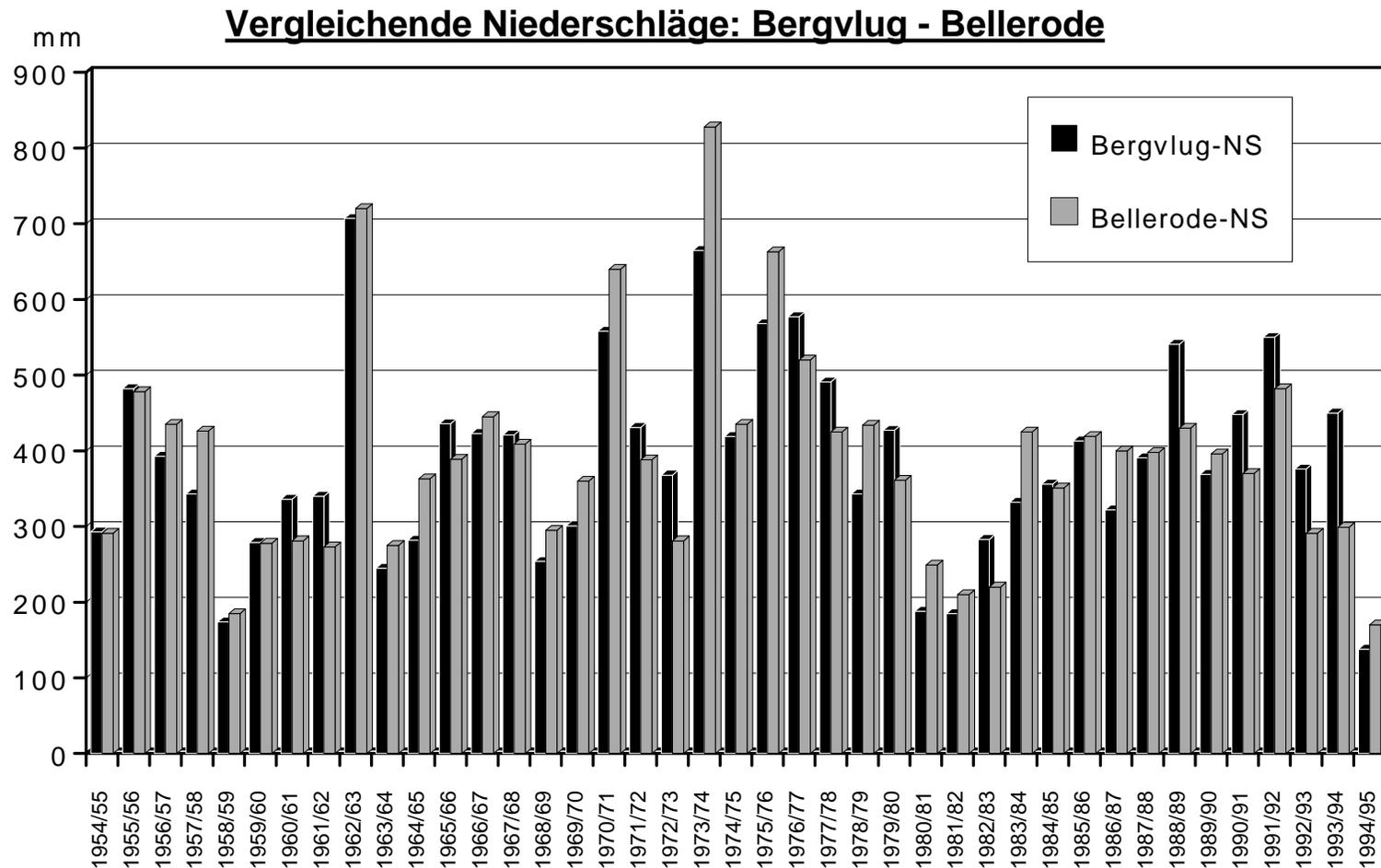


Abbildung 23: Verteilung der Februar-Niederschläge an der Station Eckenberg in 12 Meßjahren (1984-1995). Die achte und neunte Pentade von 5. bis 11. Februar zeigt eine deutliche Häufung der Niederschläge, die elfte Pentade erhält extrem selten Niederschläge, obwohl der Februar der statistisch regenreichste Monat des Jahres an der Station Eckenberg ist. Der Extremwert von 102,0 mm am 9. Februar 1989 bedeutete in der regenreichen Saison 1988/89 ca. 40 % der Februar-Monatssumme und 18 % der Jahressumme. Er entspricht ca. 84 % des langjährigen Monatsmittels für Februar (122,2 mm) und über 25 % des langjährigen Saisondurchschnitts.



Entwurf und Zeichnung: J. Kempf 1998

Abbildung 25: Vergleich der Niederschlagsmeßwerte zweier eng benachbarter Stationen (Berglug - Bellerode) auf dem Neudammer Hochland. Erkennbar sind teilweise erhebliche Unterschiede in der Regenmenge der jeweiligen Saison, obwohl beide Stationen fast das gleiche langjährige Mittel aufweisen (Berglug 387,8 mm; Bellerode 390,0 mm). In der regenreichen Saison 1973/74 betrug der Unterschied sogar 163 mm, über 40 % des Durchschnittswerts.

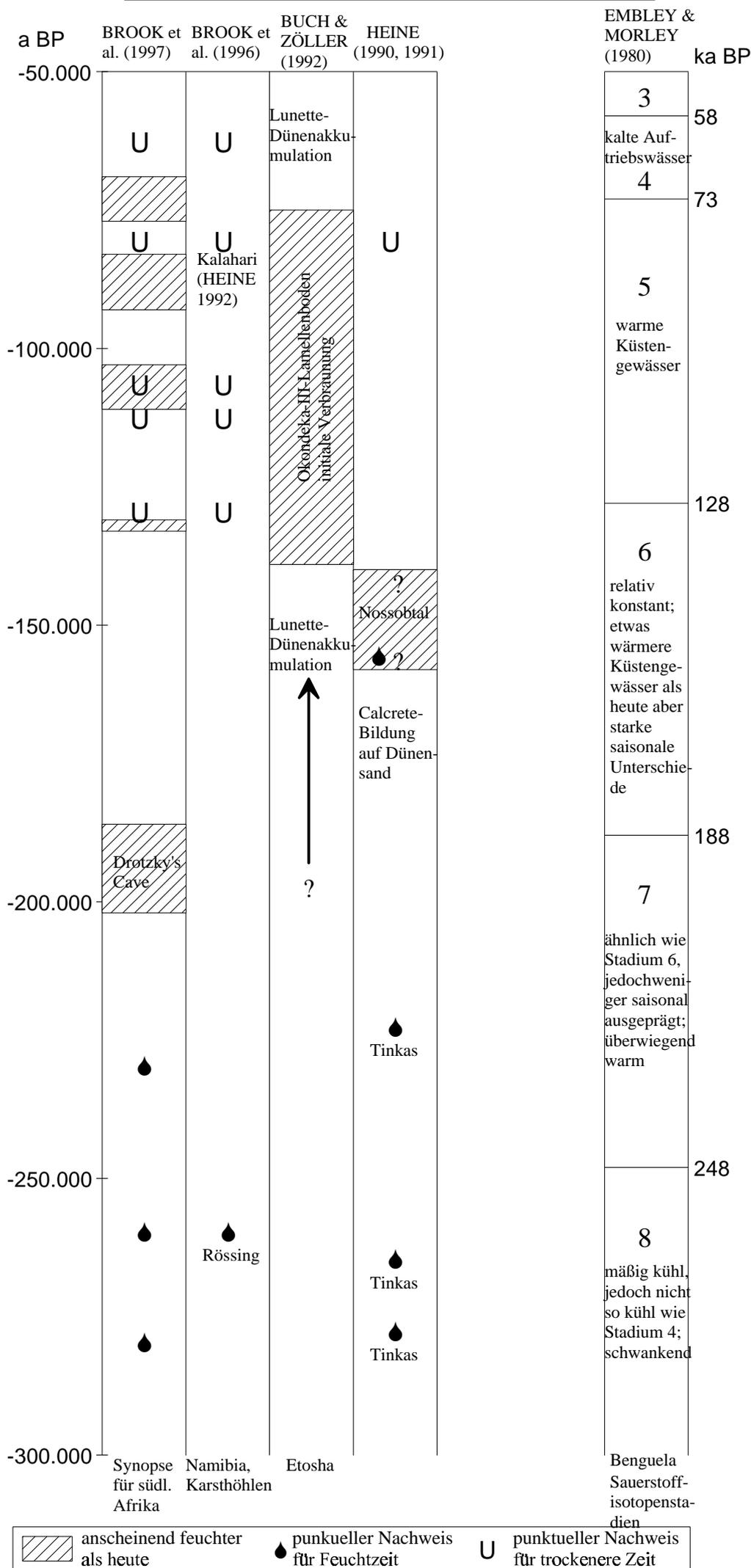


Abbildung 129

Pr.-Nr.	Horiz.	t	fU	mU	gU	fS	mS	gS	> 2 mm	Klasse	pH	pH	Ca	K	P	Mg	Na	EC	Carbon	Org. M.
		%	%	%	%	%	%	%	%		KCl	H ₂ O	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	μS/cm	ppm	%
KH1	Ah	2,4	2,4	3,1	7,9	39,1	20,6	24,4	65	Su2	6,03	6,53	566	194	12	156	15	134	6977	1,20
	Bv	4,6	2,0	4,1	9,2	31,8	17,5	30,8	80	Su2	5,91	6,41	996	172	24	108	21		2327	0,40
KH2	Ah/Ai	5,0	4,0	3,6	10,1	44,1	22,9	10,3	88	SI2	6,05	6,57	110	252	11	67	14	146	5811	0,99
	Cv	6,7	4,1	3,2	5,8	30,2	25,6	24,3	95	SI2	6,20	6,59	65	138	<1	45	36		576	0,10
KH3	Aih	4,6	2,1	4,0	11,1	44,9	20,4	12,9	76	Su2	5,33	6,09	440	198	10	88	46	388	3575	0,61
KH4	Ah(Ai)	3,2	3,1	5,7	8,6	27,8	20,0	31,6	35	Su2	7,64	8,19	782	297	22	231	53	352	6501	1,12
	Bv	12,2	8,2	7,7	8,9	24,1	20,6	18,3	87	SI4	7,64	8,21	1067	254	24	290	47		3712	0,64
	IIBu	10,7	5,9	9,0	14,8	38,0	10,6	10,9	14	SI3	7,81	8,55	1755	301	22	108	26		550	0,09
KH5	Ah	1,1	0,9	3,8	8,7	34,4	32,1	19,0	74	Su2	4,89	5,56	765	68	32	108	16	46	2789	0,48
	Bu(-Bv)	5,2	5,1	2,6	7,7	29,9	31,8	17,6	55	SI2	6,00	6,50	1006	101	16	97	27		559	0,10
KH6	Ah	1,4	1,0	1,6	5,9	26,9	40,2	22,9	46	mSfs	6,45	7,01	694	61	29	56	10	42	2633	0,45
	Bv	4,1	1,6	2,1	7,0	31,2	36,0	18,0	35	Su2	6,43	7,02	312	105	28	31	9		598	0,10
	IIBv	4,1	2,2	3,5	6,8	32,6	32,5	18,3	31	Su2	6,40	6,96	496	98	7	29	14		211	0,04
KH7	Ai	6,9	2,1	2,3	11,1	25,5	31,6	21,5	35	SI2	7,22	7,96	2245	191	18	46	16	108	6280	1,08
	Bv	9,2	3,3	2,1	9,5	24,8	33,0	18,1	30	SI3	7,29	7,99	1780	208	17	66	35		1951	0,34
	II(M-)Bv	12,2	4,5	4,5	10,0	20,6	26,4	21,8	76	SI4	7,20	7,91	1850	187	17	42	25		201	0,03
	IIIBu/Bj	15,5	4,1	3,0	9,2	18,9	26,4	22,9	6	SI4	7,30	7,98	1542	198	9	34	22		151	0,03
KH8	Ah/Ai	5,5	4,3	4,0	14,0	31,7	22,8	17,7	40	SI2	4,95	6,19	633	252	1	354	52	457	4022	0,69
	Bv	12,8	3,8	2,9	9,1	27,6	23,0	20,8	24	SI4	4,22	6,11	1131	222	<1	244	43		1121	0,19
	IIIBu/Bj	19,9	2,1	1,0	6,0	24,8	24,5	21,6	19	SI3	4,90	6,22	2418	156	<1	130	44		242	0,04
	II Cvs(j)	11,3	1,9	3,7	9,1	26,0	27,2	20,7	20	SI3	6,55	7,36	4228	212	<1	154	12			
KH9	Ai	4,9	6,3	6,5	7,9	24,4	27,0	22,9	56	Su2	6,05	6,95	755	337	11	38	24	312	7011	1,21
	Bv	4,1	3,5	6,6	8,2	25,6	24,7	27,3	35	Su2	5,89	6,41	271	231	4	34	11		3211	0,56
	IIIBu/Bj	12,0	3,9	3,1	6,9	26,2	22,0	25,9	23	SI4	6,22	7,20	318	266	7	22	10		512	0,09
	IIIBu(j)t	14,0	6,3	3,1	7,8	25,3	19,2	24,3	27	SI4	6,11	6,85	310	269	7	14	59		340	0,06
KH10	IIB-Ccv	11,9	6,5	8,2	9,6	22,1	18,9	22,8	55	SI3	8,42	9,20	1095	311	<1	89	28			
	Ah/Ai	9,5	9,9	5,7	8,1	20,0	28,1	18,7	62	SI3	6,25	7,00	1567	169	14	161	35	111	3998	0,69
	Bv	15,1	7,3	7,1	7,6	21,1	26,4	15,4	23	SI4	6,89	7,67	1064	188	<1	87	22	118	3909	0,67
	IIBj	18,7	7,0	6,2	7,1	17,8	21,2	21,9	15	Ls4	6,87	7,61	4011	166	2	86	48		466	0,08
	IIBjt	25,3	3,6	5,6	6,1	18,2	17,1	24,1	6	Lts	7,15	7,77	3410	143	<1	140	21		187	0,03
	IICjtc	28,9	4,2	5,0	5,0	17,9	12,9	26,1	56	Ts4	7,02	7,53	3648	110	<1	101	33		126	0,02
KH11	IICvs	16,6	5,0	5,5	7,8	19,4	17,3	28,4	ca. 70	SI4	7,02	7,53	5674	103	3	93	30			
	(Sw-)Ai	14,4	12,9	11,9	10,8	20,5	10,6	18,9	0	SI4	5,05	6,12	2256	436	13	54	1609	2994	5887	1,01
	sSew	42,6	8,8	6,7	7,2	11,5	10,1	13,0	0	Lts	4,91	5,80	6490	412	16	55	692	1670	5180	0,89
	rSdc	45,1	6,1	5,3	3,0	14,1	12,6	13,8	0	Ts2	6,56	7,11	4614	291	6	82	714	1428	2770	0,48
KH12	Ah/Ai	10,1	7,9	8,0	9,7	22,4	15,0	26,9	51	SI3	4,90	5,88	2105	266	10	59	22	245	2332	0,40
	Bv	16,6	6,0	6,0	6,5	22,4	17,8	24,7	46	SI4	5,34	5,99	1640	264	<1	69	11		215	0,04
	IIIBu/Bj	22,4	3,5	2,2	10,3	20,9	14,1	26,6	15	Ls4	5,21	6,02	1156	170	<1	25	10		202	0,03
KH13	Aih	5,2	0,8	1,2	5,6	47,9	21,0	18,3	3	SI2	7,22	7,65	1022	150	5	174	35	95	6681	1,15
	Bv	6,0	0,5	2,4	4,9	43,1	20,9	22,2	2	SI2	7,25	7,70	560	164	4	86	29		2412	0,41
	Bvt	7,5	3,8	2,2	5,7	36,9	20,6	23,3	15	SI2	7,28	7,69	563	168	4	44	18		415	0,07
	ICckv	1,8	3,0	4,5	8,9	35,0	22,8	24,1	8	Su2	6,54	7,86	887	119	7	64	25		140	0,02
KH14	Ai	0,3	0,9	3,6	2,2	38,2	30,6	24,2	0	gSfs	5,40	6,12	803	99	<1	30	189	488	993	0,17
	ICn	0,8	1,2	2,3	4,1	40,8	28,7	22,1	0	gSfs	5,81	6,44	322	20	<1	19	118	293	615	0,11

Pr.-Nr.	Horiz.	t	fU	mU	gU	fS	mS	gS	> 2 mm	Klasse	pH	pH	Ca	K	P	Mg	Na	EC	Carbon	Org. M.	
		%	%	%	%	%	%	%	%		KCl	H ₂ O	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	µS/cm	ppm	%	
KH15	Ai	2,6	4,1	2,1	5,3	34,1	21,0	30,8	72	Su2	5,49	6,44	622	103	8	160	10	104	6850	1,18	
	Bv	4,1	6,1	3,0	3,9	30,9	20,8	31,2	85	Su2	5,93	6,44	701	91	< 1	162	17		5355	0,92	
KH16	Ai	3,4	1,8	2,8	3,2	30,6	21,3	36,9	68	gSfs		6,40	751	108	< 1	39	128	401	3902	0,67	
	Bv(-M)	4,9	0,9	4,9	3,8	22,7	31,0	31,8	49	gSms		6,14							2515	0,43	
	IIfBj	21,8	6,1	3,3	3,2	24,3	20,3	21,0	11	St2		5,98							1199	0,21	
KH17	Ail	12,4	4,7	2,1	6,8	20,3	22,6	31,1	47	Sl4	7,96	8,30	722	114	2	140	24	298	4711	0,81	
	rBjt	21,1	7,3	5,6	4,1	25,1	21,8	15,0	8	Ls4	8,01	8,26	520	63	< 1	101	12	86	2598	0,45	
KH18	Bv	3,1	4,0	2,8	6,2	31,9	18,4	33,6	73	Su2	5,55	5,72	1017	301	9	122	41	300	5875	1,01	
KH19	rBv	5,9	7,1	3,5	3,5	25,4	32,2	22,4	64	Sl2	6,45	6,78	712	140	6	153	26	318	15620	2,69	
KH20	Bv	10,1	9,1	5,9	8,3	27,3	16,0	23,3	42	Sl3	5,83	6,07							6454	1,11	
	fBj	18,6	11,3	4,1	4,8	30,6	12,9	17,7	9	Ls4	5,63	5,98							2744	0,47	
KH21	Bv(A)	7,3	2,8	2,2	1,7	26,5	28,0	31,5	82	St2	5,85	6,09	891	103	3	77	19	222	6408	1,10	
KH22	Bv(A)	4,6	2,3	3,1	6,1	21,0	17,7	45,2	29	Su2	5,30	5,57	618	57	< 1	56	47	310	2147	0,37	
KH23	Aih	5,2	1,7	2,0	7,7	31,8	29,3	22,3	64	Sl2	5,91	6,38	1003	167	10	88	39	145	7460	1,28	
KH24	Bv	4,9	5,4	7,3	7,2	20,6	28,3	26,1	83	Su2	5,52	5,99	834	164	22	98	30	358	11055	1,90	
KH25	Bv	10,4	4,3	4,2	6,8	24,2	30,8	19,3	71	Sl3	7,67	7,93	634	223	15	111	22	289	12776	2,20	
KH26	Ah	3,8	2,8	3,4	8,2	26,4	34,9	20,5	5	Su2	4,92	5,18	216	64	3	72	16	210	3421	0,59	
	aM-Bv	4,7	3,9	2,8	8,0	30,8	30,3	19,5	10	Su2	5,55	5,62	312	182	2	104	24	344	2160	0,37	
	aM-Bt	7,7	4,2	3,0	6,9	28,2	31,4	18,6	12	Sl2	6,77	6,84	1012	410	< 1	204	828	1488	2385	0,41	
	IIfMt	14,2	7,9	7,2	6,4	27,7	29,0	7,6	2	Sl4	6,92	7,09	901	610	10	251	1419	2422	700	0,12	
KH27	Ai	Keine Probe								ca. 10											
	aM-Bv	18,4	5,1	3,2	4,6	31,8	18,8	18,1	14	St3	7,18	7,44	980	317	20	266	86	465	6898	0,67	
KH28	Ah	12,9	10,7	11,6	9,3	20,0	19,3	16,2	4	Sl4	7,04	7,32	360	106	8	108	57	612	5879	1,01	
	(f)kM	26,6	14,3	9,6	7,0	15,7	14,3	12,5	8	Lt2	7,08	7,34	702	207	4	87	74		2485	0,43	
KH29	IIfkMt	14,8	13,0	7,9	8,0	19,6	19,0	17,7	24	Sl4	5,70	5,88	680	261	6	101	52	455	3593	0,62	
	IIIIfkM	21,6	12,7	10,1	8,9	19,8	16,2	10,7	30	Ls3	6,02	6,38	722	191	3	77	49		1734	0,30	
KH30	Ah(i)	11,6	12,0	8,1	6,4	17,3	26,6	18,0	27	Sl3		7,48								4695	0,81
	rkM-Bv	25,4	7,1	6,7	9,1	12,8	25,9	13,0	1	Lts		7,32								2044	0,35
	IIfBj	28,2	4,3	7,5	7,5	13,3	28,1	11,1	7	Lts		6,07								941	0,16
KH31	rkM-Bt	19,6	6,1	3,1	7,2	30,6	16,0	17,4	4	Ls4	6,89	7,22	2281	109	18	401	177	512	11210	1,93	
KH32	rkM	21,7	8,2	3,0	6,1	32,0	14,7	14,3	4	Ls4	6,89	7,30	1683	267	19	186	102	261	9425	1,62	
	IIfBj/u	28,1	4,2	7,6	3,8	22,6	15,9	17,8	16	Lts	5,91	6,44	468	86	< 1	66	17	111	976	0,17	
KH33	Ah	18,0	11,0	12,2	7,1	21,4	19,6	10,7	3	Ls3		7,26	622	107	14	201	681	1711	12838	2,21	
	aM-Bv	19,6	9,1	6,3	4,5	30,6	17,7	12,2	0	Ls4		7,17	533	218	28	144	712	1855	8024	1,38	
	faM	22,8	7,3	8,4	6,0	27,8	17,1	10,6	0	Ls4		6,90	544	360	49	186	388	912	5851	1,01	
	Sw-faM	20,8	5,2	12,1	5,1	32,2	16,2	8,4	3	Ls4		6,01	268	488	24	103	210	834	7332	1,26	
KH34	Ai	Keine Probe								ca. 5											
	fkm-Bv	14,1	7,3	3,6	3,2	32,4	20,7	18,7	78	Sl2	6,98	7,32	622	104	19	186	74	612	5860	1,01	
	fkm	16,2	7,1	4,5	4,6	30,8	22,5	14,3	12	Sl2	6,92	7,38	432	74	12	201	118	799	4770	0,82	
KH35	rkM-Bv	12,7	6,3	6,8	4,1	24,3	20,8	25,0	15	Sl4	6,82	7,21	320	76	12	87	21	87	7062	1,21	
	fkm	25,6	12,1	8,1	7,8	17,3	17,8	11,4	6	Lts	6,94	7,24	420	212	4	84	34		3888	0,67	
KH36	Ah	Keine Probe								5											
	raM-Bv	18,2	4,9	7,3	10,1	24,3	20,6	14,6	8	Ls4	6,78	6,99	820	109	12	274	61	45	3867	0,67	
	fa/kM	19,4	4,0	7,1	8,0	26,1	19,7	15,7	73	Ls4	6,85	7,14	780						2561	0,44	
	IIfa/kM	26,1	6,7	3,1	9,5	26,5	17,0	11,1	40	Lts	5,77	6,01	450						1020	0,18	
	IIIIfBj/u	19,7	5,0	6,2	6,3	21,2	22,4	19,2	5	Ls4	5,20	5,50	210						305	0,05	

Pr.-Nr.	Horiz.	t	fU	mU	gU	fS	mS	gS	> 2 cm	Klasse	pH	pH	Ca	K	P	Mg	Na	EC	Carbon	Org. M.	
		%	%	%	%	%	%	%	%		KCl	H ₂ O	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	μS	ppm	%	
KH37	Ah	5,7	1,8	4,2	2,1	24,0	26,8	35,4	62	St2		6,10	534	88	20	60	31	230	12450	2,14	
KH38	Ai	4,2	2,1	1,6	4,0	26,2	31,6	30,3	38	gSfs	5,50	5,70	834	122	8	90	17	49	9664	1,61	
	kM-Bv	8,9	2,5	2,5	1,9	31,0	27,2	26,0	4	St2	6,20	6,56	1280	184	8	118	34	151	6910	1,19	
	IIfBu/j	12,4	5,2	3,0	4,5	21,6	30,3	23,0	36	Sl4	5,21	5,49	489	87	< 1	67	10		1031	0,18	
KH39	Ai	4,6	3,0	2,9	6,8	22,0	21,4	39,3	66	Su2	7,78	8,07	2012	196	5	104	15	149	9370	1,61	
	Bv	7,3	2,1	3,0	5,1	28,0	26,3	28,2	45	Sl2	7,81	8,12	1877	121	4	118	17		5177	0,89	
KH40	Bv	7,5	5,5	1,8	2,7	18,6	27,9	36,0	65	Sl2	5,21	5,71	867	101	2	86	14	124	7061	1,21	
	IIfBu	11,1	8,2	4,3	5,0	19,8	21,8	29,8	18	Sl3	5,35	5,63	463	96	< 1	62	20		3875	0,67	
KH41	Aih-Bv	6,1	2,7	0,9	3,8	34,7	27,3	24,5	31	St2	6,25	6,38	512	206	3	103	17	116	3369	0,58	
KH42	Bv(t)	12,5	6,2	8,3	8,3	25,0	18,2	21,5	56	Sl4	6,22	6,42	312	66	12	78	52	189	5355	0,92	
KH43	Ai	4,1	2,1	1,8	4,8	14,8	29,4	43,0	72	gSms	7,02	7,31	310	97	4	72	18	80	6405	1,10	
KH44	xBv	7,0	4,1	1,1	1,2	18,7	31,6	36,2	93	St2	5,82	6,00	212	66	2	40	18	60	2708	0,47	
	IIfBv	9,4	4,1	3,5	2,4	24,6	21,3	34,7	67	Sl3	6,22	6,49	189	43	< 1	41	12		3273	0,56	
KH45	Ai	8,2	5,0	3,8	3,9	20,7	26,3	32,1	83	Sl3	5,63	5,83	312	54	< 1	44	20	66	4126	0,71	
	xBv	Quarzschotter, keine Probe								94											
	IIfBv	10,4	4,1	6,2	0,7	24,3	24,8	29,5	40	Sl3	6,39	6,72	660	123	2	102	12	40	6455	1,11	
KH46	Ai	6,3	1,8	4,0	2,1	22,2	28,6	35,0	ca. 90	St2	5,82	6,00	312	212	6	54	17		4777	0,82	
	xBv	Quarzschotter, keine Probe								ca. 99											
	Cvs	Verwitterte Schiefer, keine Probe								100											
	Bv(t)	13,1	4,0	6,8	6,7	29,8	21,5	18,1	8	Sl4	6,49	6,69	488	158	2	109	36		5390	0,93	
KH47	Ah/Ai	3,2	1,8	2,9	8,3	30,4	25,3	28,1	ca. 90	Su2	5,18	5,24	618	40	8	131	18		3720	0,64	
	xkM-B	19,9	5,8	3,2	7,3	19,7	24,0	20,1	81	Ls4	5,59	5,82	268	41	0	139	25		1601	0,28	
	IIfBj	6,0	4,1	1,7	2,6	36,4	23,8	25,4	2	St2	6,79	6,80	412	63	< 1	216	70		3592	0,62	
	IICvs	Verwitterte Schiefer, keine Probe								100											
	IIIIfBv	8,2	5,3	7,2	4,7	25,5	25,3	23,8	5	Sl3	7,03	7,18	302	66	< 1	153	41		2200	0,38	
KH48	xAih	5,5	1,3	4,2	4,0	21,9	18,9	44,2	ca. 90	St2	5,27	5,37	268						5272	0,91	
	xkM-B	7,9	3,9	4,7	8,2	20,0	21,6	33,7	70	Sl2	5,12	5,26	312						2499	0,43	
	IIfkM	8,1	8,2	6,8	7,1	22,0	24,3	23,5	79	Sl3	5,92	6,25	101						905	0,16	
	IIIIfBv	13,8	10,1	8,4	6,3	21,2	20,7	19,5	14	Sl4	6,61	6,90	656						2565	0,44	
KH49	rBv	4,9	0,9	1,6	1,8	34,9	26,1	29,8	87	gSfs	4,89	5,09	412						6874	1,18	
	Cvs	Verwitterte Schiefer, keine Probe								99											
	IIBv(t)	10,6	6,2	3,0	3,1	28,2	25,5	23,4	4	Sl3	5,77	5,87	318						2333	0,40	
KH50	Ai-Bj	14,0	6,7	5,8	5,8	24,5	21,3	21,9	79	Sl4		6,03	252	67	4	44	19	81	4115	0,71	
KH51	Ah	6,1	4,5	4,4	4,4	32,6	19,6	28,4	78	Sl2	6,52	6,82	812	181	10	54	29	128	5579	0,96	
	Bv	6,1	3,9	4,9	3,5	34,0	22,6	25,0	67	Sl2	6,79	6,94	598	106	3	61	31		2895	0,50	
	IIfBj	25,2	7,3	6,9	5,0	19,6	17,4	18,6	8	Lts	4,87	5,14	200	44	< 1	34	15			0,12	
KH52	Bv(-Bj)	15,2	7,0	8,6	7,7	24,9	19,3	17,3	69	Sl4		6,41	381	63	4	46	18	81	3618	0,62	
KH53	Bv(-Bj)	10,1	5,1	4,6	4,5	23,0	19,0	33,7	28	Sl3		6,08	409	118	3	40	18	83	671	0,61	
KH54	Ai/Bv	7,3	5,6	3,1	2,7	26,3	22,7	32,3	22	Sl2		6,10	234	81	2	55	20	61	2732	0,47	
KH55	Ai	12,5	10,2	8,6	4,0	21,6	20,3	22,8	38	Sl4		8,31	321	171	4	46	18	49	4084	0,70	
	kM-Bv	11,1	8,9	7,3	6,5	23,3	18,7	24,2	25	Sl3		8,42	468	178	< 1	19	12		2385	0,41	

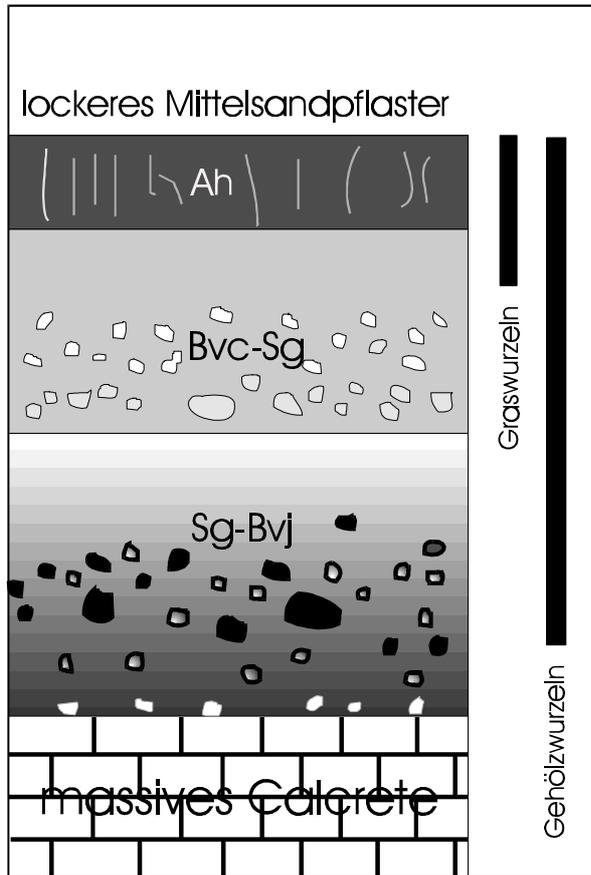
Pr.-Nr	Horiz	t	fU	mU	gU	fS	mS	gS	> 2 cm	Klasse	pH	pH	Ca	K	P	Mg	Na	EC	Carbon	Org. M.
		%	%	%	%	%	%	%	%		KCl	H ₂ O	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	µS/cm	ppm	%
NH1	Ah	8,2	7,3	4,1	4,7	26,4	22,8	26,5	4	SI3	7,20	7,40	827	104	12	47	14	97	7390	1,27
	kM-Bv	12,3	14,3	5,5	6,2	19,3	14,6	27,8	1	SI4	7,11	7,18	712	157	8	42	24		13582	2,34
	kM	11,6	14,1	6,7	5,9	18,3	16,2	27,2	0	SI3	7,42	7,58	318	80	17	44	18		3830	0,66
	IIfkM	10,3	9,2	6,1	13,7	19,4	20,6	20,7	0	SI3	6,73	6,99	266	73	3	82	89		4775	0,82
NH2	Aih	7,9	10,2	8,7	6,8	22,2	18,3	25,9	2	Su3	7,38	7,52	812	144	10	113	27		8547	1,47
	kM-Bv	10,6	9,2	9,1	13,7	19,4	20,1	18,0	0	SI3	6,77	6,90	624	222	12	111	41		8324	1,43
NH3	Ai	8,2	9,4	8,6	10,9	20,9	22,3	19,7	17	SI3	7,93	8,27	677	80	15	129	17	121	7491	1,29
	kM-Bv	10,0	9,6	10,7	11,8	19,7	19,9	18,3	2	SI3	7,11	7,41	322	100	13	127	60		5649	0,97
	IIfkM	13,6	12,7	8,9	14,2	17,8	21,2	11,6	3	SI4	6,65	6,98	412	145	4	82	89		2795	0,48
NH4	Ai	8,1	6,7	7,0	8,3	25,9	23,0	20,9	76	SI3		6,35	634	103	5	44	34	100	4819	0,83
NH5	Ah	6,2		16,4				77,4	70	SI2		6,93	802	117	5	44	15	69	6599	1,13
	Bv	4,6		15,3				80,1	49	Su2		7,77	873	79	3	57	29		3890	0,67
NH6	Ahl	8,3		12,6				79,1	15	SI3		6,07	944	140	12	79	124	622	7022	1,21
	kM-Bv	10,6		14,0				75,4	8	SI3		6,03	612	88	4	76	216		6339	1,09
	IIfkM-B	18,1		23,7				58,2	0	Ls4		6,69	422	212	6	61	178		2785	0,48
NH7	Ai	6,2		17,9				75,9	72	SI2		5,05	423	268	14	103	156			
NH8	Ail	8,4		27,6				64,0	<1	SI3		6,37	288	168	14	168	191	713	8205	1,41
	kM-Bt	10,5		26,7				62,8	<1	SI3		6,55	424	154	10	144	254		3880	0,67
	IIfkM	12,9		31,7				55,4	<1	SI4		7,25	489	169	3	143	259		1788	0,31
NH9	Ai	3,8		15,0				81,2	82	Su2		6,21	388	131	8	44	17	61	4542	0,78
NH10	Ai	5,5	6,3	3,7	8,6	26,5	23,0	26,4	30	SI2		6,18	618	141	8	71	17	38	7035	1,21
	Bv	7,2	7,4	4,0	6,6	27,2	20,3	27,3	26	SI2		6,27	512	140	3	41	24		5153	0,89
NH11	rxBv	2,4	6,8	7,2	7,9	30,8	25,0	19,9	91	Su2		5,97	308	96	2	44	19	72	3599	0,62
NH12	Ai	3,8	7,2	5,4	2,9	28,7	22,6	29,4	ca. 90	Su2		6,41	407	111	4	48	27	78	4134	0,71
	xBv	3,0	8,1	6,0	4,2	27,8	25,4	25,5	91	Su2		6,22	357	65	> 1	44	31		1137	0,20
NH13	Aih	1,8	4,3	7,2	6,9	30,8	21,6	27,4	80	Su2		6,81	361	96	7	66	41	121	4419	0,76
	xBv	2,5	2,5	7,5	9,3	28,0	24,3	25,9	76	Su2		6,62	412	91	2	52	19	79	2500	0,43
NH14	kAi	Keine Probe							< 5											
	kM-Bv	8,0	9,7	10,6	13,0	21,2	18,4	19,1	3	Su3		5,82	781	157	8	44	48	212	8204	1,41
	IIfxkM	Stone Line, keine Probe							40											
	IIfkM-B	14,9	8,7	9,4	10,8	20,9	17,7	17,6	3	SI4		5,92	310	162	9	62	42		3888	0,67
	IIIIfkM	9,1	8,3	10,9	11,7	25,3	18,6	16,1	<1	SI3		6,45	341	66	9	91	98		3795	0,65
	IVIfkM-	15,3	7,1	7,4	5,0	24,9	17,3	23,0	<1	SI4		6,48	212	76	3	34	106		2335	0,40
	VIfkM	12,3	6,9	9,0	7,1	23,6	19,4	21,7	<1	SI4		6,98	200	61	< 1	68	144		1895	0,33
	VIIfkM	7,4	8,1	10,3	10,0	21,3	19,6	23,3	<1	Su3		6,81	224	64	< 1	72	103		905	0,16
NH15	kAhl	6,2	7,0	5,4	11,1	25,0	24,7	20,6	5	SI2	6,57	6,81	408	166	12	45	144	399	7270	1,25
	kM-Bt	17,2	8,4	9,6	9,1	17,1	19,0	19,6	<1	Ls4	6,39	6,71	371	169	8	64	169		4634	0,80
	IIfkM	13,4	6,2	8,8	5,4	21,0	22,1	23,1	<1	SI4	5,40	5,72	285	141	8	86	112		4776	0,82
NH16	Bv(-Bj)	15,3	6,4	5,1	4,3	29,3	20,0	19,6	70	SI4	5,47	5,89	414	113	2	131	26		2474	0,43
NH17	Ai	6,2		19,3				74,5	66	SI2	6,21	6,41	550	189	2	100	22		2990	0,51
	Bv	4,1		23,4				72,5	62	Su2	5,65	5,88	401	151	0	90	19		2160	0,37
NH18	Bj	8,5		28,6				62,9	78	SI3	5,98	6,21	712	80	< 1	24	28	66	3666	0,63

Pr.-Nr.	Horiz.	t	fU	mU	gU	fS	mS	gS	> 2 mm	Klasse	pH	pH	Ca	K	P	Mg	Na	EC	Carbon	Org. M.	
		%	%	%	%	%	%	%	%		KCl	H ₂ O	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	μS/cm	ppm	%	
NH19	Ah	3,2	17,4			79,4			68	Su2	6,73	6,98	422	121	3	48	24	89	6785	1,17	
	Bv	2,9	21,6			75,5			64	Su2	6,74	7,10	212	120	< 1	22	12		2738	0,47	
NH20	Ah/Ai	8,4	18,2			73,8			88	Sl3	6,22	6,25	601	62	5	54	28	85	5684	0,98	
	kM-Bv	9,9	22,9			67,2			19	Sl3	6,24	6,40	558	101	6	47	24		8261	1,42	
	IIfBvt	12,5	27,4			60,1			35	Sl4	6,73	6,93	314	61	2	31	17		2197	0,38	
NH21	aM	11,6	24,3			64,1			4	Sl3	7,21	7,39	312	108	10	143	111		5176	0,89	
NH22	kM-Bv1	8,5	21,6			69,9			0	Sl3	8,43	8,53	424	68	24	24	812		5411	0,93	
	IIkM-Bt	15,4	31,6			53,0			0	Sl4	8,27	8,42	586	28	22	42	706		4705	0,81	
	IIIfkM	12,8	24,3			62,9			0	Sl4	8,61	8,98	212	117	17	33	1613		2511	0,43	
NH23	Ah	4,7	6,2	8,4	3,9	27,2	21,3	28,3	12	Su2		6,41	521	86	12	64	31	104	5900	1,01	
	Bv(j)-1	6,7	4,8	12,2	6,3	26,3	20,1	23,6	28	Sl2		6,53	429	102	12	69	19		5168	0,89	
	Cvs-1	Keine Probe, plattiger Saproлит								95											
	Bv(j)t-2	14,0	10,6	8,2	9,9	28,3	16,1	12,9	55	Sl4		6,38	218	64	4	28	19		1951	0,34	
	Cvs-2	Keine Probe, plattiger Saproлит								95											
	Bv(j)t-3	13,3	11,2	6,4	12,5	25,3	12,8	18,5	57	Sl4		6,21	110	34	1	44	18		1511	0,26	
	Cvs-3	Keine Probe, Saproлит								95											
	fBv(j)-4	21,4	11,0	7,3	7,8	23,0	12,1	17,4	13	Ls4		5,89	173	58	0	24	19		557	0,10	
NH24	Ah	3,8	6,3	5,2	2,7	34,6	21,7	25,7	71	Su2	6,18		288	131	10	57	17	91	6849	1,18	
	Bv	5,5	6,2	5,4	6,1	31,0	20,3	25,5	61	Sl2	6,08		312	86	4	48	19		2733	0,47	
NH25	Ai	6,4	10,3	12,2	7,0	21,9	24,3	17,9	35	Su3	6,27		551	120	10	70	41	186	7998	1,38	
	kM	7,9	12,7	13,6	10,8	24,2	17,4	13,4	19	Su3	6,78		361	77	10	49	59		4011	0,69	
NH26	Bv	8,1	4,1	2,6	3,8	28,7	24,9	27,8	76	Sl3	6,27		318	98	5	19	17	63	4557	0,78	
NH27	kMc	9,4	12,5	10,5	7,3	26,1	20,1	14,1	44	Sl3	8,03		1146	120	9	224	24	141	4072	0,70	
	kM	10,1	11,4	11,3	8,9	21,9	18,2	18,2	8	Sl3	7,82		634	86	3	161	22		2850	0,49	
NH28	kM-Bv	7,7	12,2	13,6	14,1	20,3	16,1	16,0	<1	Su3	5,12		418	107	9	48	24	99	3650	0,63	
	IIfkM-B	9,8	10,3	9,7	12,7	21,0	17,3	19,2	<1	Sl3	5,55		360	221	14	69	14		4880	0,84	
	IIfM	10,5	11,0	8,3	6,7	21,3	20,2	21,9	6	Sl3	4,64		260	98	7	77	7	52	1787	0,31	
	IVfkM	8,2	14,3	14,0	9,5	19,7	24,1	10,2	8	Sl3	4,73		268	34	10	42	19		1625	0,28	
	VfkM-	13,2	14,4	11,4	12,8	17,6	20,3	10,3	<1	Sl4	5,18		201	38	3	44	22		1040	0,18	
	VfkM	7,4	8,3	9,1	13,3	22,4	19,4	20,1	12	Su3	5,03		248	42	4	51	16		1098	0,19	
	VIfBj	18,4	15,1	12,9	8,1	17,4	11,3	16,8	25	Ls3	4,72		196	17	0	39	11		352	0,06	
NH29	rBj	20,1	6,7	4,8	8,2	24,5	16,1	19,6	9	Ls4	4,81		282	134	9	78	12	54	3555	0,61	
NH30	Ah	4,8	5,3	5,4	6,7	26,0	22,7	29,1	8	Su2	5,03		612	158	14	183	28	83	5399	0,93	
	rBj	15,5	7,3	5,0	4,3	31,6	18,4	17,9	4	Sl4	4,77		421	163	4	171	15		2386	0,41	
NH31	kM-B(j)	14,7	12,1	13,4	6,9	24,1	14,0	14,8	3	Sl4	5,12	5,20	553	66	7	22	19		3141	0,54	
	IIkxM-	21,3	10,5	8,3	8,7	18,1	15,6	17,3	80	Ls4	4,94	5,07	216	24	2	23	37		1789	0,31	
	IIIfaM	12,2	8,7	4,9	6,0	24,9	16,8	26,5	21	Sl4	4,99	5,11	210	36	1	36	31		1630	0,28	
	IVfBj	20,0	10,8	5,5	8,9	19,7	14,9	20,2	9	Ls4	5,34	5,55	191	41	0	46	20		795	0,14	
NH32	Aih	6,4	7,2	7,1	3,8	15,9	27,6	32,0	5	Sl2		5,82	618	81	3	60	39	144	9177	1,58	
	kM-Bv	7,1	5,8	7,4	4,5	19,7	24,3	31,1	4	Sl2		5,73	316	51	< 1	40	37		3908	0,67	
	IIfk/aM	9,7	10,4	8,1	7,3	24,5	17,0	23,0	11	Sl3		5,92	251	67	< 1	20	19		2553	0,44	
NH33	Ah/Ai	7,4	8,1	5,3	12,0	21,6	29,4	16,2	46	Su3	5,83	6,02	710	104	12	65	17	90	6460	1,11	
	kM-Bv1	10,4	12,1	8,3	11,1	19,6	21,2	17,3	20	Sl3	5,94	6,10	280	93	8	28	34		3376	0,58	
	IIkM-Bt	16,2	10,0	7,1	9,6	17,4	16,3	23,4	7	Sl4	5,88	6,11	294	61	2	17	51		2965	0,51	

Pr.-Nr.	Horiz.	t	fU	mU	gU	fS	mS	gS	> 2 mm	Klasse	pH	pH	Ca	K	P	Mg	Na	EC	Carbon	Org. M.	
		%	%	%	%	%	%	%	%		KCl	H ₂ O	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	μS/cm	ppm	%	
NH34	Ah	3,6	1,2	4,3	2,7	34,2	20,3	33,7	31	gSfs		5,83	822	107	12	74	26	340	10455	1,80	
NH35	Ai	0,7	2,1	2,4	3,6	28,2	37,0	26,0	3	gSfs		6,50	781	158	25	100	721	1555	10218	1,76	
	Bt	5,3	3,0	1,8	1,9	27,0	31,6	29,4	<1	Sl2		5,98	622	306	16	86	401	860	4696	0,81	
	IC(v)	1,1	1,4	2,9	3,1	24,2	34,5	32,8	0	gSms		5,22	388	412	4	62	456	924	2513	0,43	
NH36	rBj	19,1	7,6	5,5	8,1	17,6	20,7	21,4	13	Ls4	4,93	5,21	308	62	1	45	19	61	3540	0,61	
NH37	Ah	2,8	6,1	6,0	3,6	21,3	20,9	39,3	17	Su2	4,71	4,91	612	24	2	40	19	100	8538	1,47	
	Bv	3,6	7,4	3,9	5,1	22,9	18,0	39,1	10	Su2	4,93	5,11	403	35	6	75	17		2451	0,42	
	Bj	17,3	8,2	4,8	9,0	18,4	22,6	19,7	10	Ls4	4,87	4,89	209	61	0	39	31		1044	0,18	
NH38	Ah	6,1	4,3	3,2	7,4	26,7	22,6	29,7	37	Sl2		6,18	677	80	11	46	17	111	9536	1,64	
NH39	A/Bv	7,1	2,4	3,6	1,9	31,4	25,0	28,6	69	Sl2	7,62	7,80	824	102	3	72	14	140	4714	0,81	
NH40	Ah	6,5	8,1	4,4	3,7	26,4	24,3	26,6	55	Sl2	7,82	7,99	874	113	6	71	19	100	2802	0,48	
NH41	Aihl	4,4	3,6	7,8	4,5	22,9	30,4	26,4	0	Su2	8,73	9,04	368	212	21	101	698	1870	4696	0,81	
	aM-Bt	18,2	10,1	8,4	12,3	15,7	20,6	15,7	0	Ls3	8,71	8,94	304	108	8	70	784	2022	4311	0,74	
NH42	Ah	10,1	2,6	1,8	3,9	31,8	21,3	28,5	9	Sl2	4,96	5,54	935	196	14	112	34	281	4295	0,74	
	Bv	12,8	2,7	1,9	4,2	30,6	18,2	29,6	3	Sl2	5,26	5,83	1089	183	12	186	49		3200	0,55	
	IIfBj	17,7	4,9	7,7	3,8	23,7	16,4	25,8	<1	Ls4	5,41	5,90	1641	145	16	78	67		1313	0,23	
NH43	Ah	8,9	2,7	1,8	4,6	29,4	24,2	28,4	6	Sl2	6,02	6,66	967	181	20	68	20	198	4712	0,81	
	Bv	14,6	3,0	2,4	6,9	32,1	23,8	17,2	3	Sl4	6,38	6,93	1671	130	21	69	71		3076	0,53	
	IIBj-Cj	18,2	4,2	4,1	8,7	34,6	17,7	12,5	<1	Ls4	6,72	7,08	2089	109	10	47	78		2149	0,37	
NH44	Aih	4,5		9,7			85,8		71	Ss		5,38	403	58	8	70	19		9752	1,68	
	Bv	6,4		18,2			75,4		81	Sl2		5,92	444	64	4	24	21		5874	1,01	
NH45	aM	13,0		21,4			65,6		<1	Sl4		6,83	677	103	12	66	564		5391	0,93	
	IIfAh	Keine Probe, nur reliktsch erhalten								ca. 20											
	IIfaM-S	17,4		32,0			50,6		<1	Ls3		6,11	378	319	2	79	1161		2734	0,47	
	IIIfaM-	19,3		35,8			44,9		<1	Ls3		6,79	512	201	<1	55	608		1813	0,31	
NH46	Ah	8,0	10,2	8,7	7,4	21,9	26,4	17,4	4	Su3		5,35	823	286	18	184	17	61	6222	1,07	
	Bj	12,1	8,7	9,2	11,6	22,6	19,3	16,5	4	Sl4		6,29	1066	254	6	174	19	89	5156	0,89	
NH47	Ail	11,8	4,1	3,6	12,9	30,0	21,2	16,4	3	Sl3	6,84	7,07	687	192	17	128	381		3547	0,61	
	aM(-Bt)	19,3	8,1	10,3	7,7	24,6	16,1	13,9	1	Ls4	6,58	6,95	1412	247	12	126	412		1602	0,28	
NH48	Aix-M	27,1	2,6	3,9	1,9	31,2	17,3	16,0	<1	Ts4	5,41	6,00	824	173	18	63	27	141	2997	0,52	

Hinweis: Bei einigen Proben aus dem Jahr 1994 stand zur Texturanalyse lediglich ein Hydrometer-Verfahren zur Verfügung, das die weitere Untergliederung der Schluff- und Sandfraktionen nicht erlaubte. Manche Profile wurden mehrfach beprobt.

Profil-Nr.: OC01	Topogr. Karte: 1918CB	Einzugsgebiet: Omuramba	Koordinaten	
Topos: Farm Lahn bei Berg Aukas Wasserscheidenregion	Oliewenhof	Ovambo, Ovambo-Becken	Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Kalaharirand	Hangneigung: 1°	18°19'56"E	19°34'15"S
	Kalkkrustenfläche	Exposition: E	Höhe über NN: 1312 m	



Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	Lockeres Sandpflaster, organische Streu
Ah (0-15)	Einzelkorn- bis Subpolyedergefüge, sehr gut durchwurzelt, Oberfläche sandig (Mittelsand), darunter lehmig; bei Trockenheit hart; leicht verschlämmbaar; Farbe 10YR 3/1 very dark grey (feucht), Horizontuntergrenze eben
Bvc-Sg (15-49)	zeitweise haftnasser Verwitterungshorizont mit Bleich- und Rostflecken (Farbe 10YR 5/8 yellowish brown); kleine Nodulen aus Sekundärcarbonat; sandig-lehmig, Einzelkorngefüge, stellenweise verkittet; Matrixfarbe wie oben; gut durchwurzelt; Horizontuntergrenze eben
Sg-Bvj (49-82)	Häufiger haftnasser Stauwasserhorizont mit häufigen dunklen Oxidationsflecken (Farbe 10YR 2/1 black); Sandkörner angeätzt, mit dunkelroten Toncutanen und Eisenkonkretionen; erheblich tonreicher als hangende Horizonte; kaum durchwurzelt; Anzeichen von autochthoner fersialitischer Verwitterung; Farbe 10YR 4/3 dark brown (feucht), Horizontuntergrenze eben
mCc (> 82)	massive, teilweise angelöste Kalkkruste als Stauwasserhorizont;

Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Bvc-Sg	Sl2	12	4					
Sg-Bvj	St3	3	4					

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,99 %		6,00		105	1669	468	173	10	1		
0,34 %		5,81		99	2475	505	80	20	< 1		

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):

Cambi-chromic Arenosol, gleyic phase
Tukulu Form - Dikeni Family (orthic A over non-luvic neocutanic B over unspecified material with signs of wetness)
oder: Molopo Form - Kalkfontein Family (orthic A over yellow brown apedal B over soft carbonate horizon with signs of wetness)

USDA-Klassifikation:

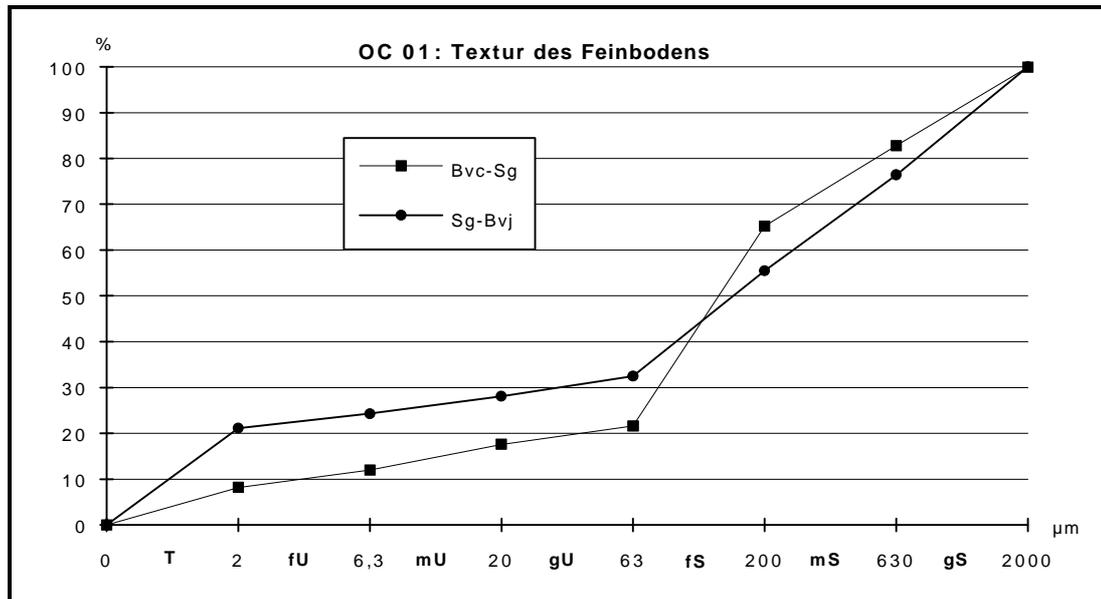
Ultisol - Cambaqualt (?)

Erosionsgrad:

nicht erodiert

Geologischer Standort

Kalahari-Kalk (Calcrete)



Klimatischer Standort

Köppen: BShgw; warmes Savannenklima (Sommerregen)

NS: 520 mm, Verdunstung 2600-2800 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Bergsavanne des Karstfelds im Übergang zur Trockenwald-Savanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *Dichrostachys cinerea*, *Hyphaene petersiana*

Grasschicht: *Aristida pilgeri*, *A. stipitata*, *Eragrostis cylindriflora*, *E. trichophora*

Bedeckungsgrad:

95 % (08.06.93)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:

Gehölze ca. 75 %

Vegetationsschäden:

starke Verbuschung durch *Acacia* und *Dichrostachys*

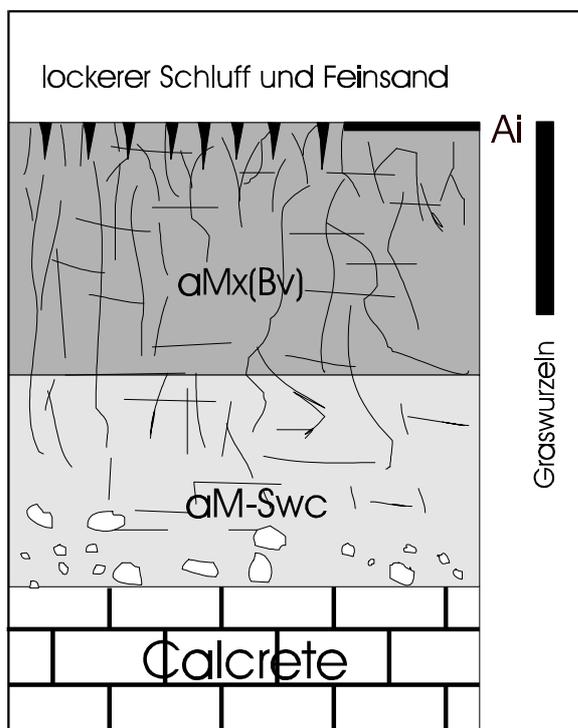
Nutzung:

Weideland

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

mindestens 100 Jahre

Profil-Nr.: OC 10	Topogr. Karte: 1918BA	Einzugsgebiet: Omuramba	Koordinaten	
Topos: Farmteil Groot Huis von Farmblock Neitsas	Klein Huis	Ovambo (endorheisch)	Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Rumpffläche mit Calcrete	Hangneigung: 0°	18°43'40"E	19°21'30"S
		Exposition: -	Höhe über NN: 1223 m	



Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	leicht ausblasbarer, lockerer Feinsand und Schluff (angewehtes Äolium), Trockenrisse
Ai (0-1)	stellenweise angedeuteter initialer Humus-Horizont; Farbe 10 YR 4/1 dark grey
aMx(Bv) (0/1-21)	schwach selbmulchender Alluvialhorizont mit Material der umliegenden, ca. 70 cm höheren Calcrete-Fläche; Krümelstruktur, bei Trockenheit sehr hart verbacken; Farbe 2,5Y 5/2 greyish brown (feucht); Untergrenze eben
aM-Swc (21-47)	durch Stauwasser pseudovergleyter, gebleichter Horizont aus dem hangenden Material; krümelig bis kohärent; zum Liegenden hin vermehrt noduläre Kalkkrusten; Bleichflecken, Schmitzen; Toncutanen; neigt leicht zu Versalzung; Farbe 5YR 7/2 pinkish grey (feucht); Untergrenze eben
IICc (> 47)	hart verbackene Kalkkruste

Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
aMx(Bv)	Sl4	0	4					
aM-Swc	Ls4	< 5	5					

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
2,87 %		7,96		344	4127	281	204	43	7		
1,87 %		9,33		2660	3624	193	206	1705	2		

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Cambic/stagnic Gleysol
 Katspruit Form - Slangspruit-Familie (orthic A over calcareous gleyic G)
 Typic Hydraquent

Erosionsgrad:

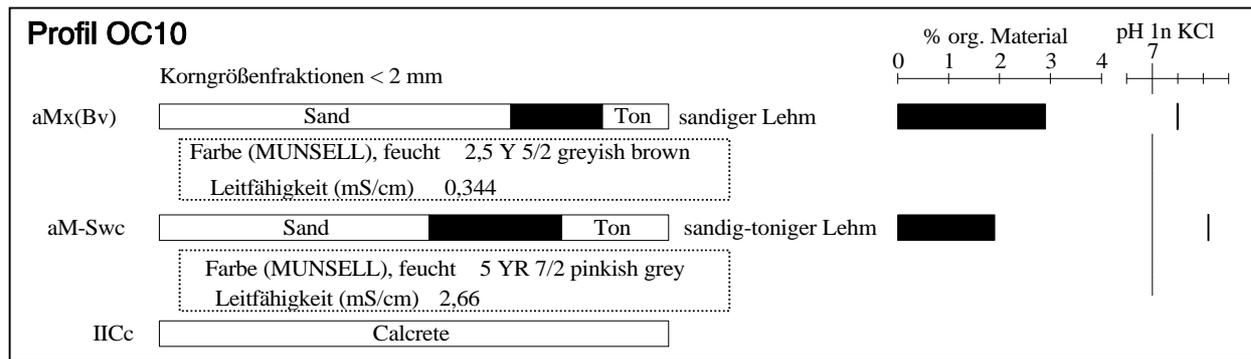
nicht erodiert

Geologischer Standort

Calcrete über Damara-Dolomiten

Klimatischer Standort

Köppen: BShgw, Warmes Savannenklima mit Temperaturmaximum im Frühsommer
 NS: ca. 540 mm Sommerregen



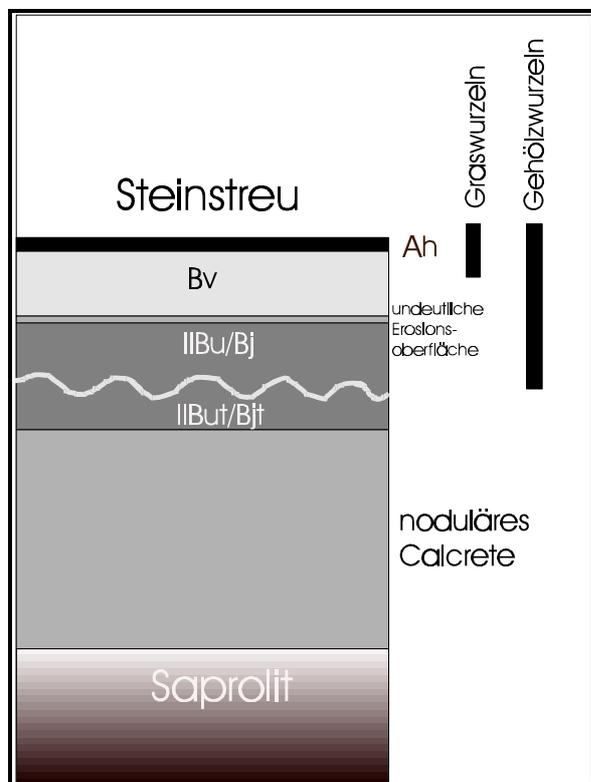
Textur und andere Bodendaten von Profil OC10 nach KEMPF (1993: Abb. 34), verändert

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Pflanze innerhalb der Palmvlakte; Baumsavanne/Trockenwald
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: -
 Grasschicht: *Eragrostis rotifer*, *Cynodon dactylon*, *Sporobolus fimbriatus*
Bedeckungsgrad: 12,4 % (10.06.1993)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: keine Verbuschung, nur Vleigräser
Vegetationsschäden: starker Verbiß der Gräser
Nutzung: intensive Weide der nahen Herero-Siedlung
Dauer der jetzigen Nutzungsart: ca. 10 Jahre, vorher kommerzielles Farmland

Profil-Nr.: KH 9	Topogr. Karte: 2316BA	Einzugsgebiet: Oanob - Tsebris -Kanenusis Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Rothenstein Wasserscheidenbereich des Kuiseb-Oanob-Systems	Reliefposition: Rumpffläche Khomas-Niveau	Hangneigung: 1-2°	Rechtswert	Hochwert
		Exposition: S	16°33'28"	23°14'58"
			Höhe über NN: 1850 m	

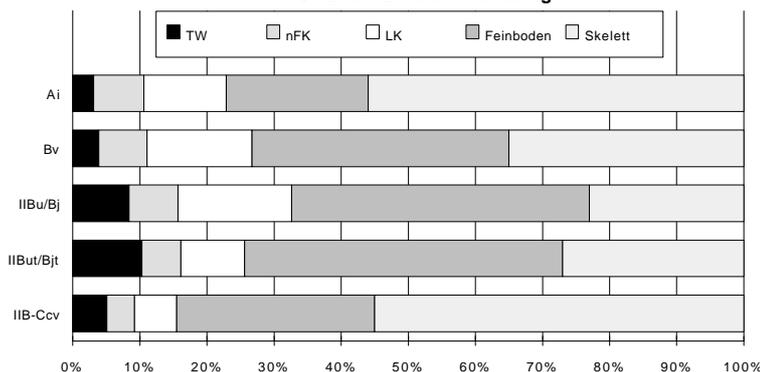
Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	dünne Quarzstreu, kaum org. Mat.
Ai (0-3)	lockeres Einzelkorngefüge, leicht blasbar, grob- bis mittelporig, gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 5/4 yellowish brown (feucht), Untergrenze eben wo vorhanden
Bv (3-18)	Kitt- bis Krümelgefüge, teilweise polyedrisch, mittelporig mit Rissen, mäßig bis gut durchwurzelt, vereinzelte tonig-schluffige Einschwemmungen, Farbe 10 YR 4/4 dark yellowish brown (feucht), Untergrenze eben bis leicht wellig
IIBu/Bj (18-32)	Gefüge eher kohärent, verdichtet, Infiltration gehemmt, kaum Wurzelröhren, dünne Risse, Farbe 7,5 YR 5/6 strong brown (feucht), Untergrenze eben,
IIBut/Bjt (32-50)	Kohärentgefüge, keine Wurzeln, feinporig, keine Risse, Tönhäutchen, <i>oxic horizon</i> , Farbe 7,5 YR 5/4 brown (feucht), Untergrenze taschenförmig bis wellig
IIB-Ccv (50-91)	saprolitisch verwitterter Übergangshorizont, nodulär aufgekalkt, verbacken, Fe-Konkretionen, Toncutanen auf grusig-sandigen Reliktquarzen
IICvs (>91)	Saprolit, stark zersetzte Schiefer

KH 9: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%]	Porenvol. [%] GPV
Ai	Su2	56	2	24,0	17,0	28,0	< 7,0	52,0
Bv	Su2	35	3	17,0	11,0	24,0	< 6,0	41,0
IIBu/Bj	S14	23	3	20,5	9,5	22,0	<11,0	42,5
IIBut/Bjt	S14	27	5	22,0	8,0	13,0	<14,0	35,0
IIB-Ccv	S13	55	5	20,5	9,0	14,0	<11,5	34,5

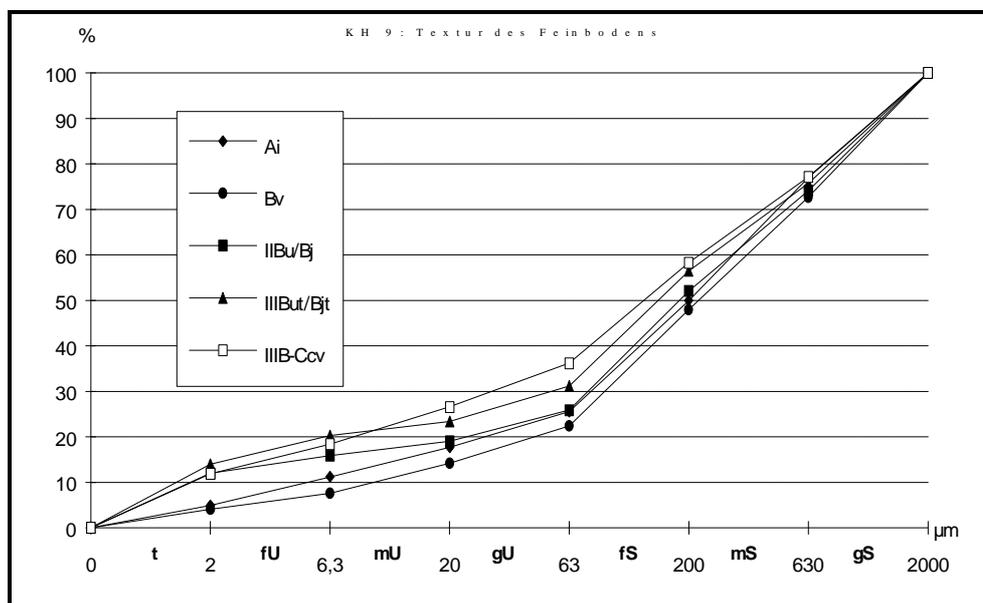
Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μ S/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	S-Wert [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
1,21 %		6,95	6,05		755	38	337	24	11	5,04	
0,56 %	13,28	6,41	5,89	312	271	34	231	11	4	2,27	
0,09 %		7,20	6,22		318	22	266	10	7	2,49	
0,06 %		6,85	6,11		310	14	269	59	2	2,60	
			8,42		1095	89	311	28		7,10	

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Dystric Cambisol über Rhodi-Calcic Latosol
 Traval Form - Roelf Family
 Aridisol - Haplargid over Oxisol



Erosionsgrad:

mäßig flächenhaft abgetragen, rezente Rinnen und beginnende Gullybildung, gelegentlich Wurzelhügel bis 15 cm Höhe.

Geologischer Standort

Chuos-Formation: Quarzglimmerschiefer, Quarzit, Mixtit

Klimatischer Standort

Köppen: BWkw (Kühles Wüstensteppenklima) im Grenzbereich zu BSkw
 NS: 280 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge; Evap. 3400-3500 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Kurzstrauchsavanne im Grenzbereich zur Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: *Catophracte alexandri*, *Rhigozum trichotomum*, *Parkinsonia africana*, *Acacia karroo*, *A. mellifera* subsp. *detinens*, *Stipagrostis obtusa*, *Schmidtia pappophoroides*, *Eragrostis rigidor*, *Aristida congesta*

Bedeckungsgrad: 22,3 % (29.08.94)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: Gabbabusch etwas verdichtet, Gehölzanteil ca. 30 %

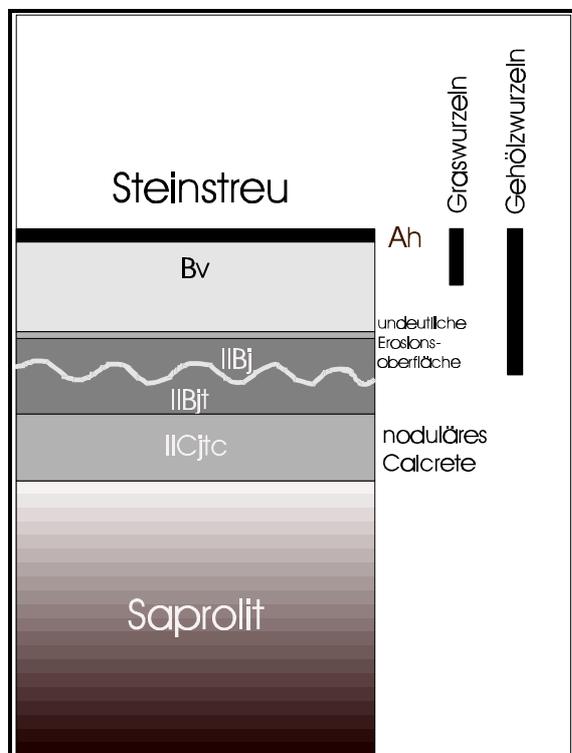
Vegetationsschäden: Verbiß an *Rhigozum* und *Catophractes*, Gräser mittelmäßig beweidet

Nutzung: Weideland, Notweide, Wildweide

Dauer der jetzigen Nutzungsart: ca. 90 Jahre (?)

Profil-Nr.: KH 10	Topogr. Karte: 2316AD	Einzugsgebiet: Kuiseb, Gaub - Hoornkrantz Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Weissenfels Khomas Hochland	Reliefposition: Rumpffläche Pediment	Hangneigung: 2°	Rechtswert 16°28'04"	Hochwert 23°18'44"
		Exposition: S	Höhe über NN: 1775 m	

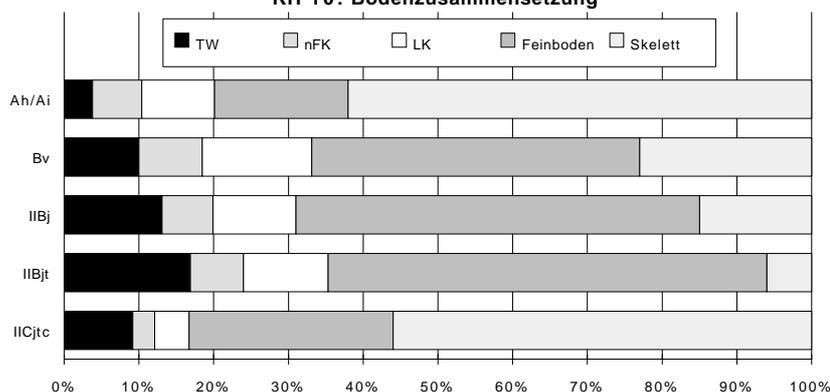
Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	Block- und Schuttstreu, teilw. Strukturkrusten
Ah/Ai (0-3)	lockeres Einzelkorngefüge, gut durchwurzelt, grob- bis mittelporig, Basis teilweise etwas verdichtet, Farbe 10 YR 5/4 yellowish brown (feucht), <i>orthic</i> , Horizontuntergrenze eben
Bv (3-31)	festeres Krümelgefüge, subpolyedrisch, nachträglich verbraunter Horizont aus Latosol-Erosionsrest, gut durchwurzelt, mittelporig, Farbe 10 YR 4/4 dark yellowish brown (feucht), Horizontuntergrenze eben bis leicht wellig
IIBj (31-38)	kompakt, Kohärentgefüge, feinporig, kaum durchwurzelt, Farbe 7,5 YR 4/4 dark brown (feucht), vereinzelt Calcrete-Nodulen, <i>neocarbonate</i> , Horizontuntergrenze diffus,
IIBjt (38-58)	fest, kohärent, kaum Feinporen, ohne Wurzeln, gelegentlich noduläres Calcrete, Farbe 7,5 YR 5/4 brown (feucht), Untergrenze klüftig-taschenförmig, Basis leicht kalkverbacken, <i>neocarbonate horizon</i>
IICjt (58-71)	kaum Hohlräume, kohärent, kalkverbacken, tonige Matrix, <i>soft carbonate horizon</i>
IICvs (>71)	grusiger, saprolitisch verwitterter Schiefer, Calcrete in Kluffüllungen

KH 10: Bodenzusammensetzung

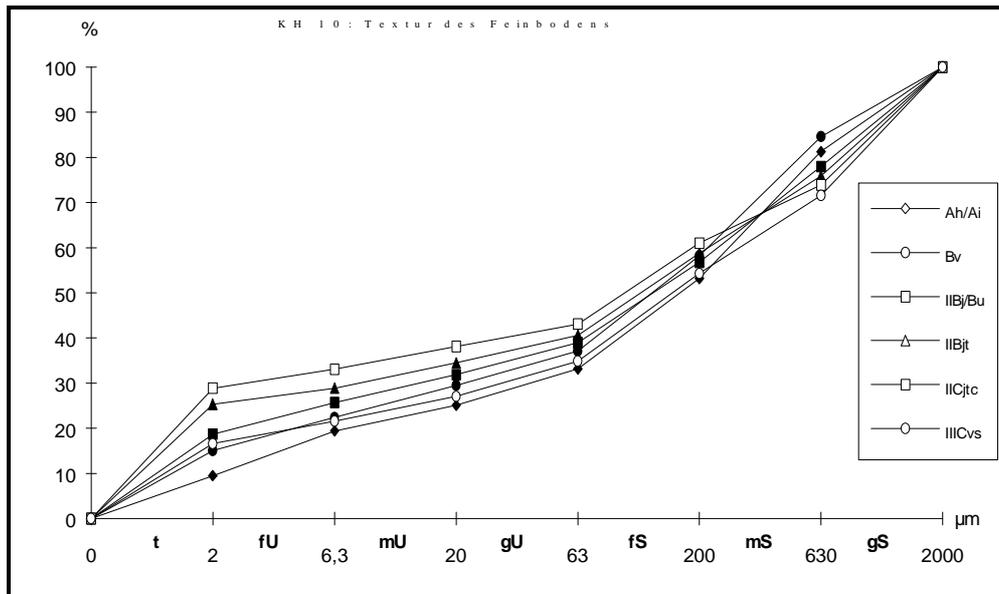


Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Proenvol. GPV [%]
Ah/Ai	Sl3	62	2	27,5	17,5	25,5	< 10,0	53,0
Bv	Sl4	23	3	24,0	11,0	19,0	< 13,0	43,0
IIBj	Ls4	15	4	23,5	8,0	13,0	< 15,5	36,5
IIBjt	Lts	6	5	25,5	7,5	12,0	< 18,0	37,5
IICjt	Ts4	56	5	27,5	6,5	10,5	< 21,0	38,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	S-Wert [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,69 %		7,00	6,25		1567	161	169	35	14	9,71	
0,67 %	14,21	7,67	6,89	118	1064	87	188	22	<1	6,59	
0,08 %		7,61	6,87	34	4011	86	166	48	2	21,32	
0,03 %		7,77	7,15		3410	140	143	21	<1	18,59	
0,02 %		7,53	7,02		3648	101	110	33		19,42	



Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:

Ochric Cambisol über Ferralitic Latosol (Ferralsol)

South African Soil Taxonomy (1991):

Addo Form - Walkraal Family (oder Trawal Form - Graatjie Family)

USDA-Klassifikation:

Aridisol - Camborthid over Palaeo-Oxisol

Erosionsgrad:

aktuelle Erosion gering, Boden unterlag mindestens einer früheren Erosionsphase und einer Akkumulationsphase

Geologischer Standort

Chuos-Formation, Blaukrans-Formation: Quarzglimmerschiefer, Quarzit, Graphitschiefer, Mixtit

Klimatischer Standort

Köppen: BWkw (kühles Wüstensteppenklima)

NS: 230 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge; Evap.: 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Kurzstrauchsavanne im Übergangsbereich zur Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Baum- und Strauchschicht: *Catophractes alexandri*, *Rhigozum trichotomum*, *Acacia karroo*, *Acacia mellifera* subsp. *detinens*
 Grasschicht: *Stipagrostis obtusa*, *Stipagrostis uniplumis*, *Aristada congesta*, *Eragrostis spec.*

Bedeckungsgrad:

25,4 % (29.08.49)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:

Gehölze kaum verdichtet, Gehölzbedeckung ca. 20 %

Vegetationsschäden:

starker Verbiß aller Gräser

Nutzung:

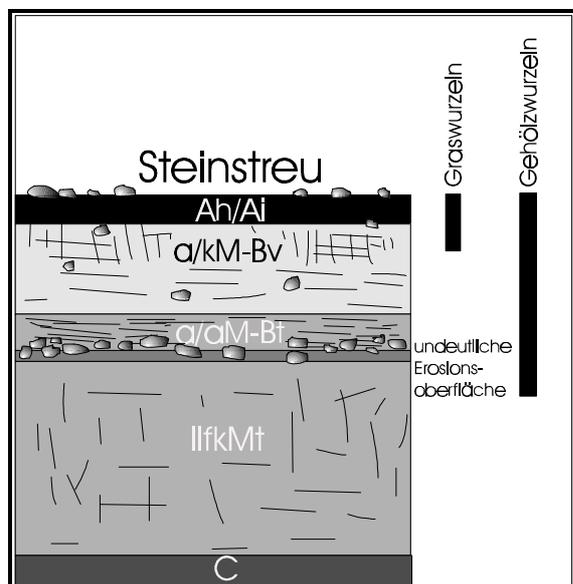
kommerzielles Weideland, Wildweide

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

ca. 80 Jahre

Profil-Nr.: KH 26 Topos: Daan Viljoen Wildpark	Topogr. Karte: 2216DB Daan Viljoen Wildtuin	Einzugsgebiet: Swakop - Otjiseva - Choub Rivier	Koordinaten	
	Reliefposition: Riviertal Mittelterrasse	Hangneigung: 3° Exposition: S	Rechtswert 16°56'18"	Hochwert 22°32'47"
			Höhe über NN: 1670 m	

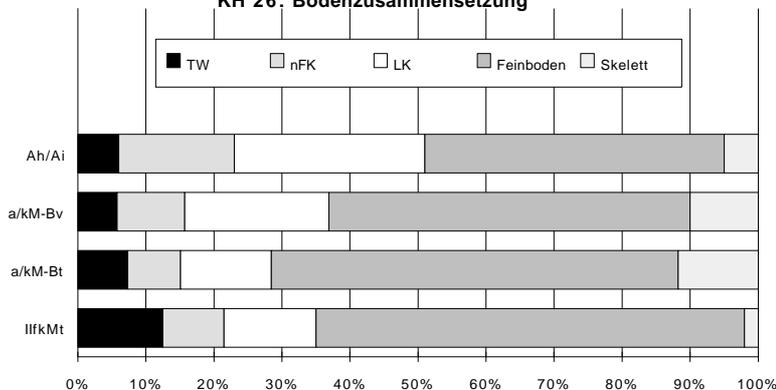
Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	Hangschutt-Steinstreu, schwache Sandpflaster
Ah/Ai (0-5)	Krümelgefüge, subpolyedrisch, grobporig, gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 6/4 light yellowish brown (feucht), Untergrenze eben
a/kM-Bv (5-21)	Einzelkorngefüge, mittelporig, dicht gelagert, wenig Wurzeln, Farbe 10 YR 5/3 brown (feucht), Untergrenze eben
a/kM-Bt (21-34)	Einzelkorngefüge, stellenweise etwas verkittet, nicht schäumend im HCl-Test, Fe-Konkretionen (Schmitzen), kaum Wurzeln, Matrixfarbe 10 YR 4/4 dark yellowish brown (feucht), Untergrenze eben bis wellig
IIfkMt (>34)	Gefüge kohärent-plattig, Textur feiner, feinporig, keine Wurzeln, Farbe 7,5 YR 5/2 brown (feucht), Untergrenze nicht bestimmbar
C	Ausgangsgestein nicht aufgeschlossen

KH 26: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ah/Ai	Su2	5	2	23,0	17,0	28,0	< 6,0	51,0
a/kM-Bv	Su2	10	3	17,5	11,0	23,5	< 6,5	41,0
a/kM-Bt	Sl2	12	4	17,5	9,0	15,5	< 8,5	33,0
IIfkMt	Sl4	2	4	21,5	9,0	13,5	< 12,5	35,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{eff} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,59 %	6,34	5,18	4,92	210	216	72	64	16	3	3,32	57,3 %
0,37 %		5,62	5,55	344	312	104	182	24	2	6,08	49,0 %
0,41 %		6,84	6,77	1488	1012	204	410	828	<1	17,76	54,0 %

0,12 %		7,09	6,92	2422	901	251	610	1419	10	27,52	51,9 %
--------	--	------	------	------	-----	-----	-----	------	----	-------	--------

-

Bodentyp

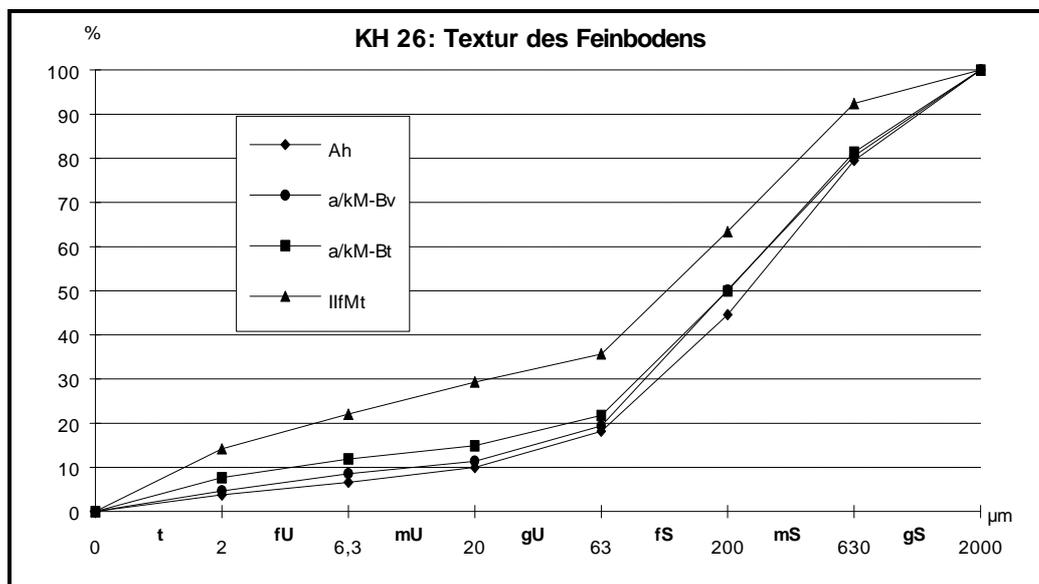
Erweiterte FAO-Klassifikation: Cambic Kolluvisol/Dystri-cambic Fluvisol, luvic phase
South African Soil Taxonomy (1991): Dundee Form - Sabie Family (*orthic over stratified alluvium*)
USDA-Klassifikation: Entisol - Xerofluvent/Ustifluvent

Erosionsgrad:

Akkumulationsform, rezent kaum erodiert, Wurzelhügelbildung kommt vor (vor allem abseits der Rivierkante), insgesamt relativ leicht erodierbar

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze



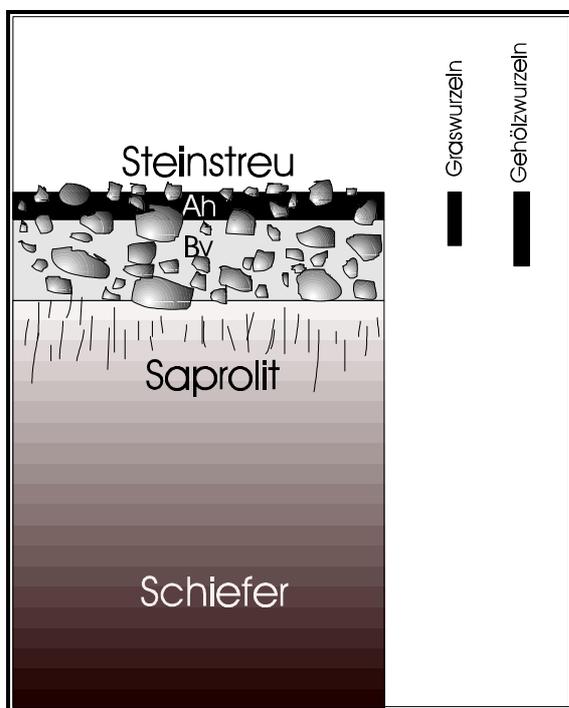
Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima) im Grenzbereich zu BSkw (kühles Steppenklima)
 NS: 350 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge; Evap.: 3200-3400 mm)

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Rhus lancea*, *Acacia karroo*, *Acacia erioloba*,
 Grasschicht: *Aristida congesta*, *Stipagrostis spec.*, *Schmidtia pappophoroides*
Bedeckungsgrad: 16,9 % (19.09.95)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: kaum verbuscht, hohe Gehölze in Riviernähe, Gehölzbedeckung ca. 10 %
Vegetationsschäden: kaum Verbiß an Gräsern
Nutzung: Wildweide, Naturpark
Dauer der jetzigen Nutzungsart: seit 1962, davor Kommunales Weideland der Damara (Aukeigas-Reservat)

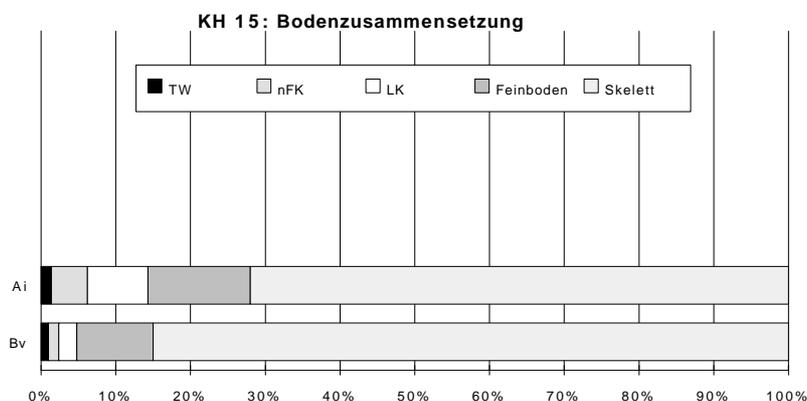
Profil-Nr.: KH 15 Topos: Farm Us	Topogr. Karte: 2216CD Ammams	Einzugsgebiet: Kuiseb Hangneigung: 12° Exposition: W	Koordinaten	
	Reliefposition: Oberhang, Kuiseb-Tal		Rechtswert 16°28'29"	Hochwert 22°57'55"
			Höhe über NN: 1620 m	



Profilbeschreibung

Horizont

- Oberfläche** grobe Steinstreue, überwiegend Quarze, kaum organisches Material
- Ai (0-3)** staubiges Einzelkorngefüge, leicht ausblasbar, grob- bis mittelporig, schwach bis mäßig durchwurzelt, Farbe 10 YR 1/3 brown (feucht), Horizontuntergrenze wellig
- Bv (3-18)** Gefüge krümelig-subpolyedrisch, kaum durchwurzelt, mittelporig, gelegentlich fester als A-Horizont, stellenweise an der Oberfläche, Farbe 10 YR 3/3 dark brown (feucht), Horizontuntergrenze wellig
- Cvs (>18)** stark verwitterter rötlicher Schiefer, zerbröckelnd, Saprolit

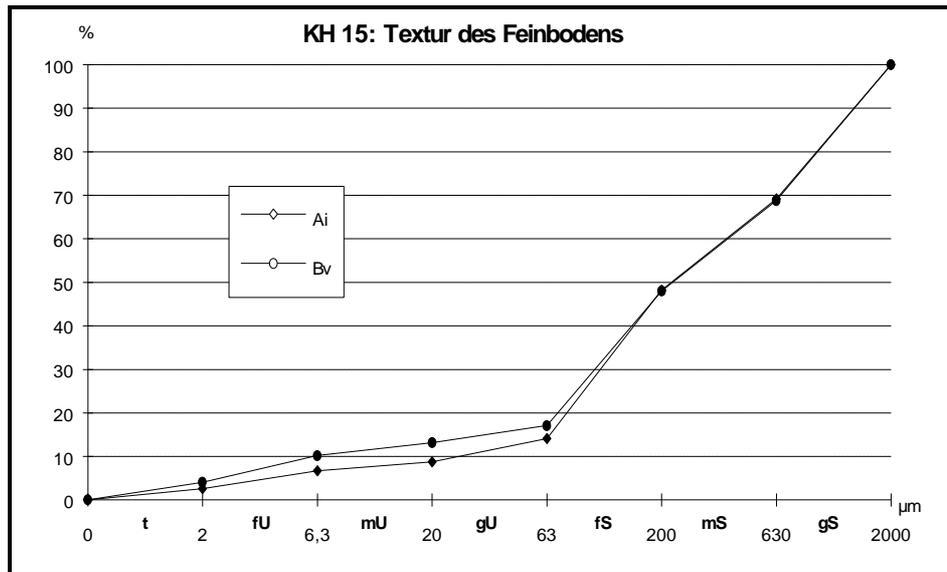


Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ai	Su2	72	2	22,0	17,0	29,0	< 5,0	51,0
Bv	Su2	85	4	16,0	9,0	16,0	< 7,0	32,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
1,18 %		6,44	5,99		622	160	103	10	8	12,83	36,8 %
0,92 %		6,44	5,93	104	701	162	91	17	<1	10,73	47,8 %



Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Saprolithic Leptosol aus extrem gekapptem Latosolprofil
 Mispah Form - Myhill Family (*orthic over hard rock*)
 Lithic Entisols - Xerorthent

Erosionsgrad:

stark erodiert, Pflasterbildung, aktuell nicht mehr stark erodierbar

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Schiefer, Quarze

Klimatischer Standort

Köppen: BWkw (kühles Wüstensteppenklima) im Übergangsbereich zu BWhw (heißes Wüstensteppenklima)
 NS: 170 mm, Sommerregen, sehr selten Winterniederschläge; Evap.: 3200-2400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne im Übergangsbereich zur Randstufenzone mit Elementen der Halbwüste (v. a. Sukkulenten)

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *A. reficiens* subsp. *reficiens*, *Ziziphus mucronata*
 Grasschicht: *Stipagrostis uniplumis*, *Aristida meridionalis*

Bedeckungsgrad: 30,8 % (03.09.94)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: mäßig bis stark verbuscht, Gräser ca. 30 %

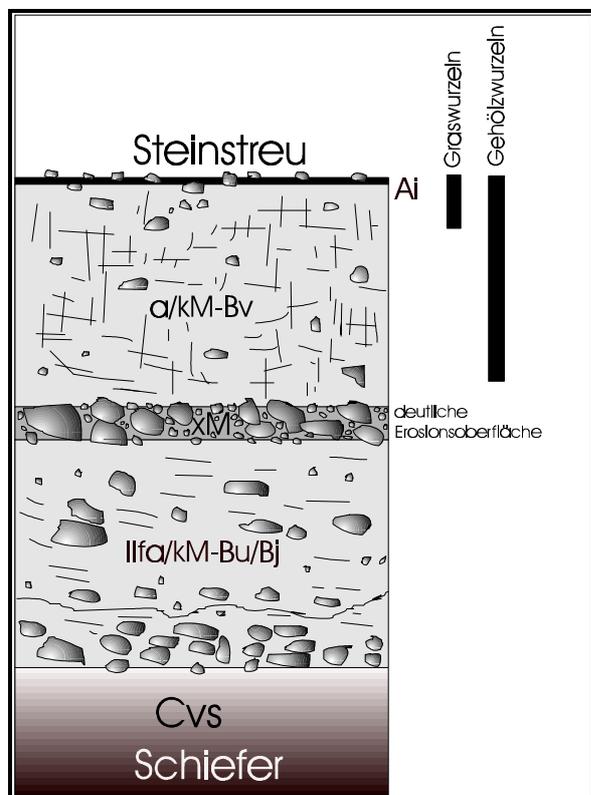
Vegetationsschäden: Gräser verbissen, Akazien teilweise mit Pilzbefall, Defoliation durch Heuschrecken

Nutzung: kommerzielles Weideland, Wildweide

Dauer der jetzigen Nutzungsart: ca. 70 Jahre

Profil-Nr.: KH 27	Topogr. Karte: 2217CA	Einzugsgebiet: Usip	Koordinaten	
Topos: Kleinsiedlung Hopewell, Little Valley	Windhoek	endorheisch	Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Talverfüllung	Hangneigung: 4°	17°05'53"	22°42'20"
	Auasberge	Exposition: E-SE	Höhe über NN: 1880 m	

Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	vereinzelt Gerölle (Quarze), org. Streu
Ai (0-1)	krümelig bis kohärent, gut durchwurzelt, mittel- bis feinporig, Horizont häufig fehlend, Farbe 7,5 YR 4/6 strong brown (feucht), Untergrenze eben
a/kM-Bv (1-78)	kohärentes Gefüge, feinporig, kompakt, mäßig bis gut durchwurzelt, nach unten Durchwurzelung stark abnehmend, effektiver Wurzelraum We = 5 dm, Farbe 7,5 YR 5/6 strong brown (feucht), Horizontuntergrenze wellig bis eben
Stoneline (78-94)	Erosionsoberfläche
fa/kM (-Bu/Bj) (78-144)	Kolluvialmaterial eines fossilen Latosolprofils mit großen Blockschottern, teilweise gut zugerundet (Quarze, Schiefer, vulk. Brekzien), Matrix tonig-schluffig, Matrixfarbe 5 YR 5/8 yellowish red (feucht), an Basis noch Reste des Latosolprofils in situ vorhanden, Horizontuntergrenze wellig bis taschenförmig
Cvs (>144)	saprolitisch verwitterte Schiefer, leicht grabbar,

Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
a/kM-Bv	St3	14	4	22,0	7,0	13,0	< 5,0	35,0
fa/kM(-Bu)	tonig		4					

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,67 %		7,44	7,18	465	980	266	317	86	20	10,95	75,4 %

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:

Cambic Kolluvisol (Dystri-cambic Fluvisol) über fossilem Ferralic Kolluvisol über gekapptem Ferralsol (Latosol)

South African Soil Taxonomy (1991):

Dundee Form - Nonoti Family (*orthic over stratified alluvium*)

USDA-Klassifikation:

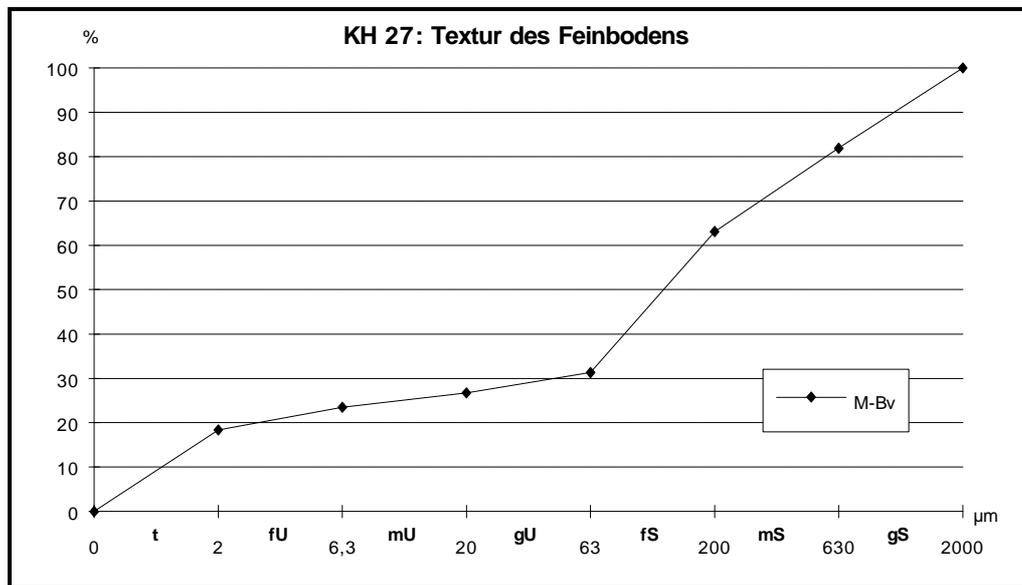
Entisol - Ustifluent/Torrifluent

Erosionsgrad:

sehr leicht fluvial erodierbar, Kolloidzerfall bei Durchfeuchtung, Aufgeschlossen durch mächtige Dongas bis ins saprolitisierte Anstehende, Oberfläche mit bis zu 50 cm hohen Wurzelhügeln

Geologischer Standort

Auas-Formation: Quarzit, Graphitschiefer, Quarzglimmerschiefer



Klimatischer Standort

Köppen: BSkw (kühles Steppenklima)

NS: 360 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge; Evap. 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *A. karroo*, *A. hebeclada*, *A. tortilis*, *Albizia anthelmintica*

Grasschicht: *Eragrostis nindensis*, *Antephora pubescens*, *Aristida* spec., *Eragrostis* spec., *Schmidtia pappophoroides*, *Panicum* (?)

Bedeckungsgrad:

20,3 % (03.10.95)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:

Weißdorn etwas verdichtet, sonst kaum verbuscht, Gehölzanteil ca. 10%

Vegetationsschäden:

kaum Verbiß

Nutzung:

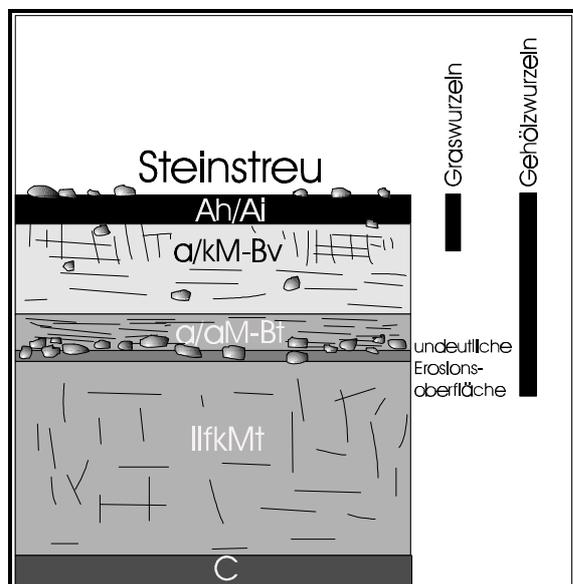
kommerzielles Weideland auf Kleinsiedlung, momentan scheinbar ungenutzt (brach)

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

max. 5 Jahre, vorher kommerzielles Weideland (Kleinsiedlung)

Profil-Nr.: KH 26 Topos: Daan Viljoen Wildpark	Topogr. Karte: 2216DB Daan Viljoen Wildtuin	Einzugsgebiet: Swakop - Otjiseva - Choub Rivier	Koordinaten	
	Reliefposition: Riviertal Mittelterrasse	Hangneigung: 3° Exposition: S	Rechtswert 16°56'18"	Hochwert 22°32'47"
			Höhe über NN: 1670 m	

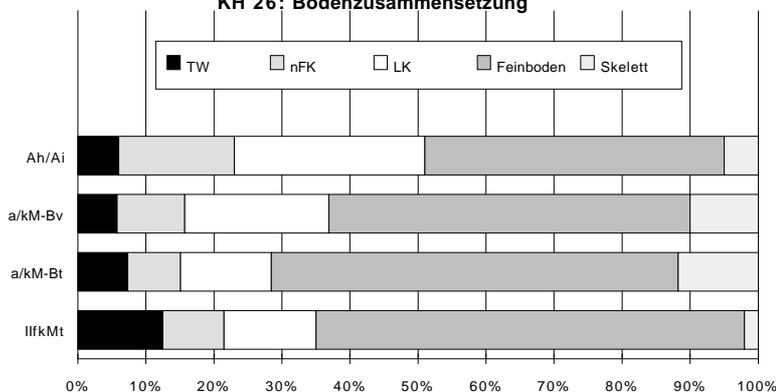
Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	Hangschutt-Steinstreu, schwache Sandpflaster
Ah/Ai (0-5)	Krümelgefüge, subpolyedrisch, grobporig, gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 6/4 light yellowish brown (feucht), Untergrenze eben
a/kM-Bv (5-21)	Einzelkorngefüge, mittelporig, dicht gelagert, wenig Wurzeln, Farbe 10 YR 5/3 brown (feucht), Untergrenze eben
a/kM-Bt (21-34)	Einzelkorngefüge, stellenweise etwas verkittet, nicht schäumend im HCl-Test, Fe-Konkretionen (Schmitzen), kaum Wurzeln, Matrixfarbe 10 YR 4/4 dark yellowish brown (feucht), Untergrenze eben bis wellig
IIfkMt (>34)	Gefüge kohärent-plattig, Textur feiner, feinporig, keine Wurzeln, Farbe 7,5 YR 5/2 brown (feucht), Untergrenze nicht bestimmbar
C	Ausgangsgestein nicht aufgeschlossen

KH 26: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ah/Ai	Su2	5	2	23,0	17,0	28,0	< 6,0	51,0
a/kM-Bv	Su2	10	3	17,5	11,0	23,5	< 6,5	41,0
a/kM-Bt	Sl2	12	4	17,5	9,0	15,5	< 8,5	33,0
IIfkMt	Sl4	2	4	21,5	9,0	13,5	< 12,5	35,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{eff} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,59 %	6,34	5,18	4,92	210	216	72	64	16	3	3,32	57,3 %
0,37 %		5,62	5,55	344	312	104	182	24	2	6,08	49,0 %
0,41 %		6,84	6,77	1488	1012	204	410	828	<1	17,76	54,0 %

0,12 %		7,09	6,92	2422	901	251	610	1419	10	27,52	51,9 %
--------	--	------	------	------	-----	-----	-----	------	----	-------	--------

-

Bodentyp

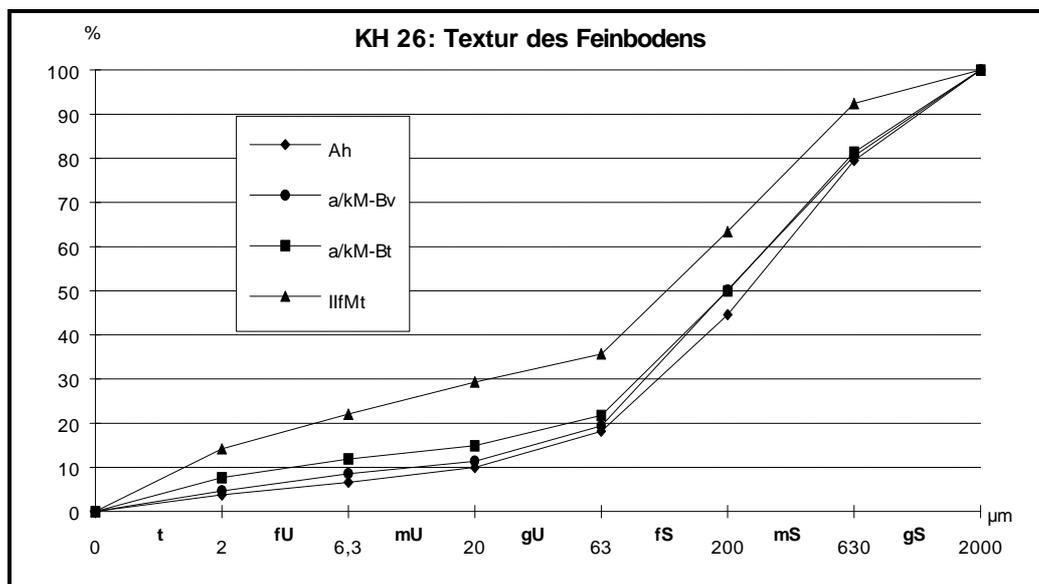
Erweiterte FAO-Klassifikation: Cambic Kolluvisol/Dystri-cambic Fluvisol, luvic phase
South African Soil Taxonomy (1991): Dundee Form - Sabie Family (*orthic over stratified alluvium*)
USDA-Klassifikation: Entisol - Xerofluvent/Ustifluvent

Erosionsgrad:

Akkumulationsform, rezent kaum erodiert, Wurzelhügelbildung kommt vor (vor allem abseits der Rivierkante), insgesamt relativ leicht erodierbar

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze



Klimatischer Standort

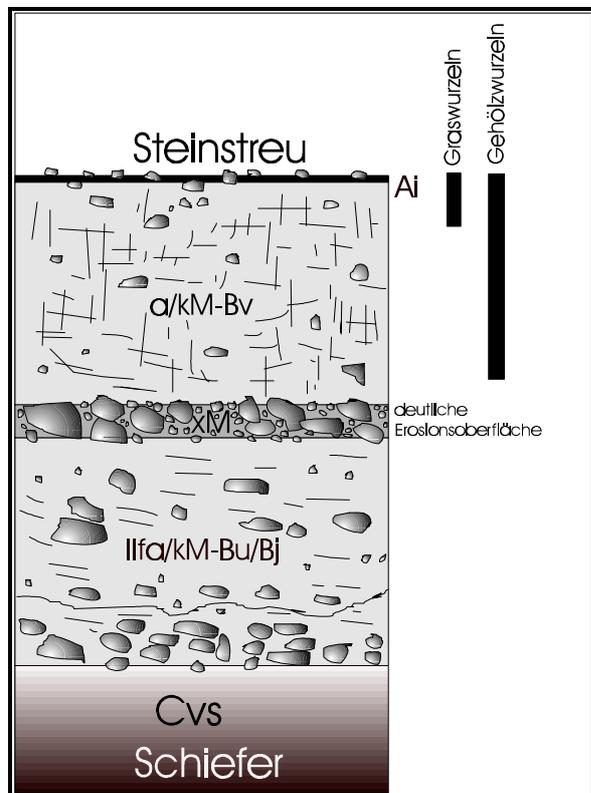
Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima) im Grenzbereich zu BSkw (kühles Steppenklima)
 NS: 350 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge; Evap.: 3200-3400 mm)

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Rhus lancea*, *Acacia karroo*, *Acacia erioloba*,
 Grasschicht: *Aristida congesta*, *Stipagrostis spec.*, *Schmidtia pappophoroides*
Bedeckungsgrad: 16,9 % (19.09.95)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: kaum verbuscht, hohe Gehölze in Riviernähe, Gehölzbedeckung ca. 10 %
Vegetationsschäden: kaum Verbiß an Gräsern
Nutzung: Wildweide, Naturpark
Dauer der jetzigen Nutzungsart: seit 1962, davor Kommunales Weideland der Damara (Aukeigas-Reservat)

Profil-Nr.: KH 27	Topogr. Karte: 2217CA	Einzugsgebiet: Usip	Koordinaten	
Topos: Kleinsiedlung Hopewell, Little Valley	Windhoek	endorheisch	Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Talverfüllung	Hangneigung: 4°	17°05'53"	22°42'20"
	Auasberge	Exposition: E-SE	Höhe über NN: 1880 m	

Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	vereinzelt Gerölle (Quarze), org. Streu
Ai (0-1)	krümelig bis kohärent, gut durchwurzelt, mittel- bis feinporig, Horizont häufig fehlend, Farbe 7,5 YR 4/6 strong brown (feucht), Untergrenze eben
a/kM-Bv (1-78)	kohärentes Gefüge, feinporig, kompakt, mäßig bis gut durchwurzelt, nach unten Durchwurzelung stark abnehmend, effektiver Wurzelraum We = 5 dm, Farbe 7,5 YR 5/6 strong brown (feucht), Horizontuntergrenze wellig bis eben
Stoneline (78-94)	Erosionsoberfläche
fa/kM (-Bu/Bj) (78-144)	Kolluvialmaterial eines fossilen Latosolprofils mit großen Blockschottern, teilweise gut zugerundet (Quarze, Schiefer, vulk. Brekzien), Matrix tonig-schluffig, Matrixfarbe 5 YR 5/8 yellowish red (feucht), an Basis noch Reste des Latosolprofils in situ vorhanden, Horizontuntergrenze wellig bis taschenförmig
Cvs (>144)	saprolitisch verwitterte Schiefer, leicht grabbar,

Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
a/kM-Bv	St3	14	4	22,0	7,0	13,0	< 5,0	35,0
fa/kM(-Bu)	tonig		4					

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,67 %		7,44	7,18	465	980	266	317	86	20	10,95	75,4 %

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:

Cambic Kolluvisol (Dystri-cambic Fluvisol) über fossilem Ferralic Kolluvisol über gekapptem Ferralsol (Latosol)

South African Soil Taxonomy (1991):

Dundee Form - Nonoti Family (*orthic over stratified alluvium*)

USDA-Klassifikation:

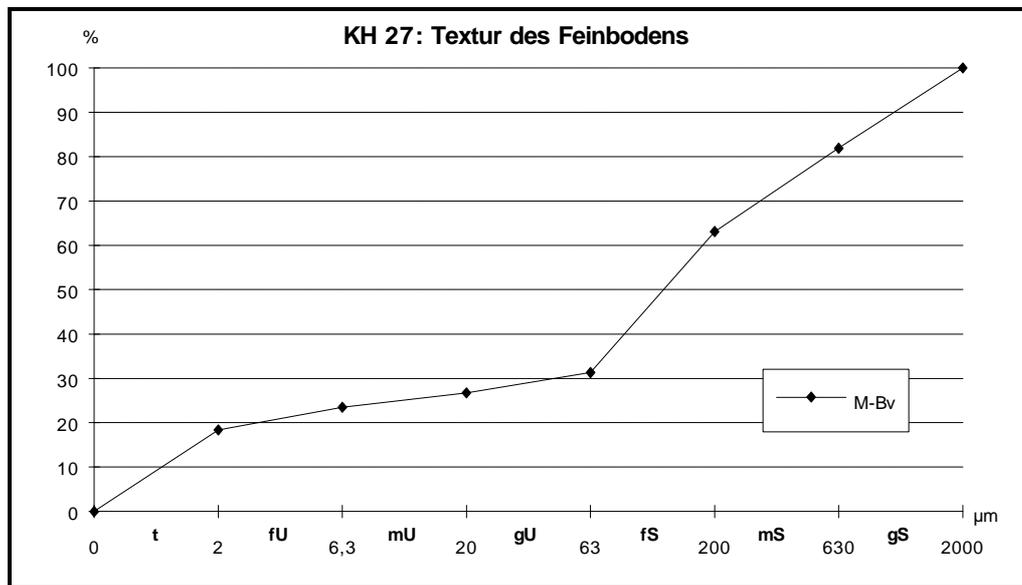
Entisol - Ustifluent/Torrifluent

Erosionsgrad:

sehr leicht fluvial erodierbar, Kolloidzerfall bei Durchfeuchtung, Aufgeschlossen durch mächtige Dongas bis ins saprolitisierte Anstehende, Oberfläche mit bis zu 50 cm hohen Wurzelhügeln

Geologischer Standort

Auas-Formation: Quarzit, Graphitschiefer, Quarzglimmerschiefer



Klimatischer Standort

Köppen: BSkw (kühles Steppenklima)

NS: 360 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge; Evap. 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *A. karroo*, *A. hebeclada*, *A. tortilis*, *Albizia anthelmintica*

Grasschicht: *Eragrostis nindensis*, *Antephora pubescens*, *Aristida* spec., *Eragrostis* spec., *Schmidtia pappophoroides*, *Panicum* (?)

Bedeckungsgrad:

20,3 % (03.10.95)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:

Weißdorn etwas verdichtet, sonst kaum verbuscht, Gehölzanteil ca. 10%

Vegetationsschäden:

kaum Verbiß

Nutzung:

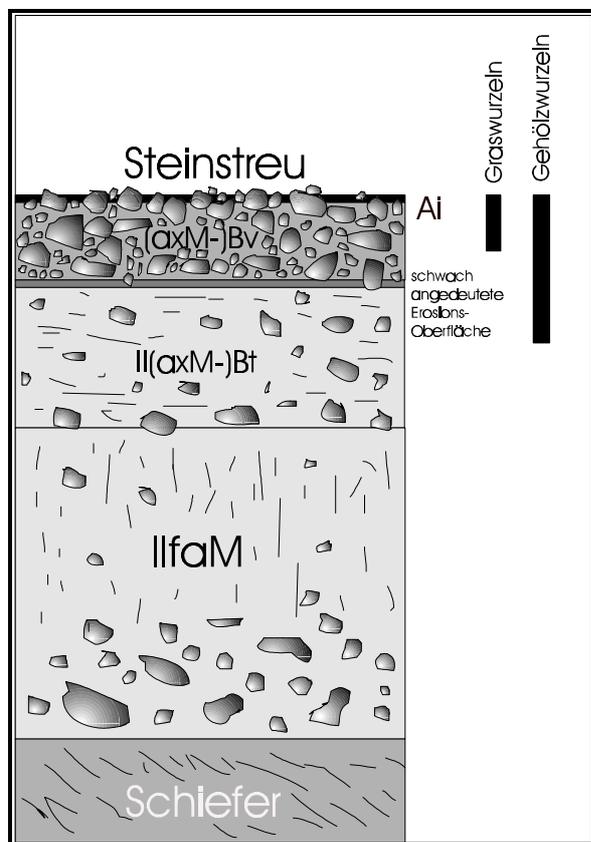
kommerzielles Weideland auf Kleinsiedlung, momentan scheinbar ungenutzt (brach)

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

max. 5 Jahre, vorher kommerzielles Weideland (Kleinsiedlung)

Profil-Nr.: KH 29	Topogr. Karte: 2217CA	Einzugsgebiet: Swakop - Klein-Windhoek-Rivier	Koordinaten	
Topos: Avis Damm, Klein-Windhoek-Tal, Windhoek	Windhoek	Hangneigung: 4°	Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: ältere Rivierterrasse, Dammauslauf	Exposition: W-SW	17°07'40"	22°34'35"
			Höhe über NN: 1700 m	

Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	dichte Steinstreu (v. a. Quarze), Pflaster
xAi (0-1)	größtenteils abgetragen, Gefüge krümelig, skelettreich, mäßig durchwurzelt, mittel- bis feinporig, unbepflanzt, Farbe 7,4 YR 4/3 dark brown (feucht), Untergrenze wellig bis eben
(axM)-Bv (1-12)	krümelig bis kohärent, mäßig durchwurzelt, Feinboden nur als Matrix, sehr skelettreich mit groben Blockgeröllen, Matrix feinporig, Matrixfarbe 7,5 YR 4/4 dark brown (feucht), Horizontuntergrenze wellig bis eben
II(aM)-Bt (12-38)	Tonverlagerungshorizont aus verwittertem Kolluvium, Gefüge aus verkitteten sandigen Einzelkörnern, Tonige Linsen vereinzelt vorkommend, kaum durchwurzelt (Gehölze), fein- bis mittelporig, Farbe 2,5 YR 4/8 red (feucht), Untergrenze wellig bis eben
IIfaM (38-188)	Alluvium mit zahlreichen Geröllen, Kohärentgefüge, keine Wurzeln, feinporig, Farbe 5 YR 4/6 yellowish red (feucht), Untergrenze eben
IIIc(vs) (>188)	teilweise stark verwittertes Anstehendes, kaum grabbar

Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
xAi		ca. 80						
(axM)-Bv		ca. 95						
II(aM)-B[3]	Sl4	24	4	23,0	10,0	12,0	< 13,0	35,0
IIfaM [4]	Ls3	31	4	27,0	9,5	10,5	< 17,5	37,5

Horizontdaten (Bodenchemie)

H.	Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{eff} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
[3]	0,62 %		5,88	5,70		680	101	261	52	6	11,54	44,3 %
[4]	0,30 %		6,38	6,02		722	77	191	49	3	8,41	58,6 %

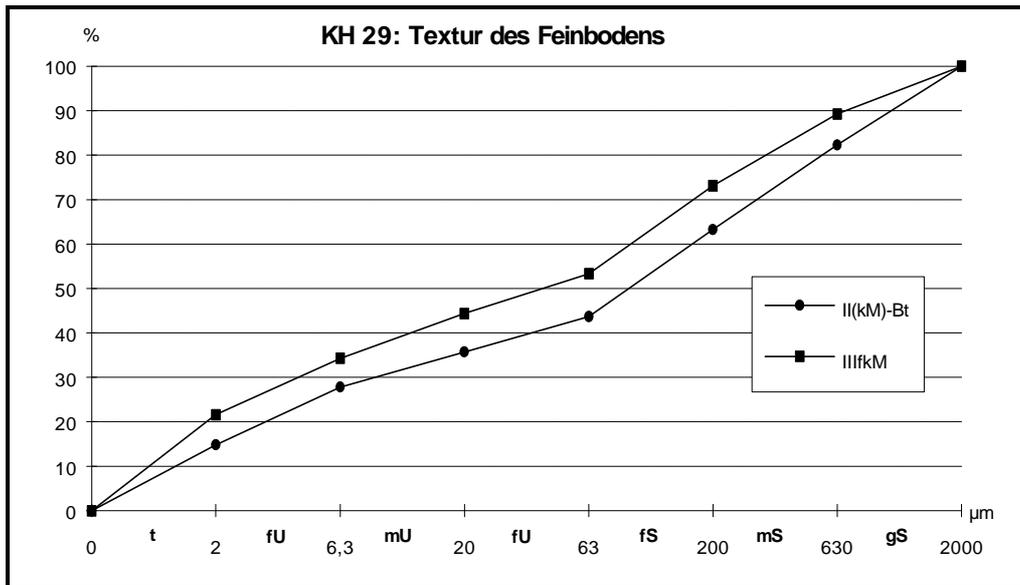
Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Cambic Kolluvisol über Ferralic Kolluvisol (Fluvisol), mehrfach gekappt
 Dundee Form - Nonoti Family über Marico Family
 Entisol - Torrifluvent over Palaeo-Udifluvent

Erosionsgrad:

sehr stark abgetragen, nur noch als Reliktterrasse vorhanden, (sehr) leicht erodierbar, Dongabildung



Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

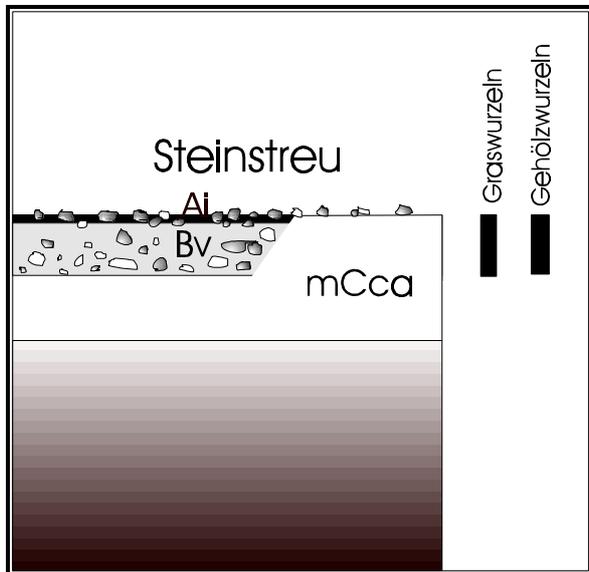
Köppen: BSkw (kühles Steppenklima) im Grenzbereich zu BShw (warmes Steppenklima), Savannenklima
 NS: 360 mm, Sommerregen, gelegentlich Winterniederschläge; Evap.: 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Acacia erioloba*, *Acacia karroo*, *Catophractes alexandri*, *Aloe spec.*,
 Grasschicht: *Dactylothenium spec.*, *Cynodon dactylon*, *Aristida spec.*
Bedeckungsgrad: 13,2 % (06.04.96)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: kaum Gehölze, Gehölzbedeckung ca. 5 %
Vegetationsschäden: keine erkennbar
Nutzung: keine landwirtschaftliche Nutzung, nahe Naherholungsgebiet, Städtisches Gebiet (Wasserwirtschaft), vorher kommerzielles Kleinsiedlungsgebiet mit Gartenbau
Dauer der jetzigen Nutzungsart: ca. 30 Jahre ungenutzt

Profil-Nr.: KH 39	Topogr. Karte: 2316BB	Einzugsgebiet: Oanob endorheisch	Koordinaten	
Topos: Farm Geelkop Rehoboth Kommunalgebiet	Reliefposition: Abdachungsfläche zum Rehob. Becken	Hangneigung: 3°	Rechtswert	Hochwert
		Exposition: SW	16°53'58"	23°08'03"
			Höhe über NN: 1620 m	

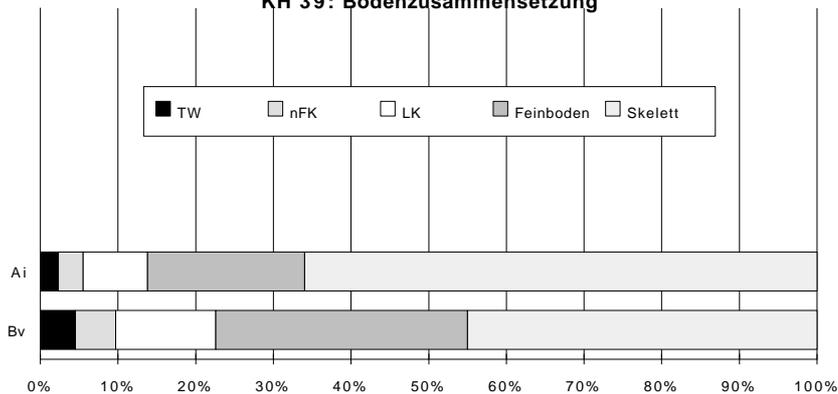
Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	harte Oberflächenkruste, teilw. Calcrete
Ai (0-2)	lockeres Einzelnkorngefüge, wenig krümelig, Grob- bis Mittelporen, gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 6/3 pale brown (trocken), 10 YR 3/3 dark brown (feucht), Horizontuntergrenze wellig
Bv (2-12)	Krümelgefüge, Mittelporen, gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 3/3 dark brown (trocken), 10 YR 4/3 dark brown (feucht), Horizont tritt teilweise an die Oberfläche, Horizontuntergrenze wellig
mCca (>12)	Calcrete, sekundäre Karbonatanreicherung, teilweise sehr hart verbacken, Lösungsformen auftretend
C (?)	nicht aufgeschlossen

KH 39: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ai	Su2	66	3	16,0	9,5	24,5	< 6,5	40,5
Bv	Sl2	45	3	17,5	9,5	23,5	< 8,0	41,0

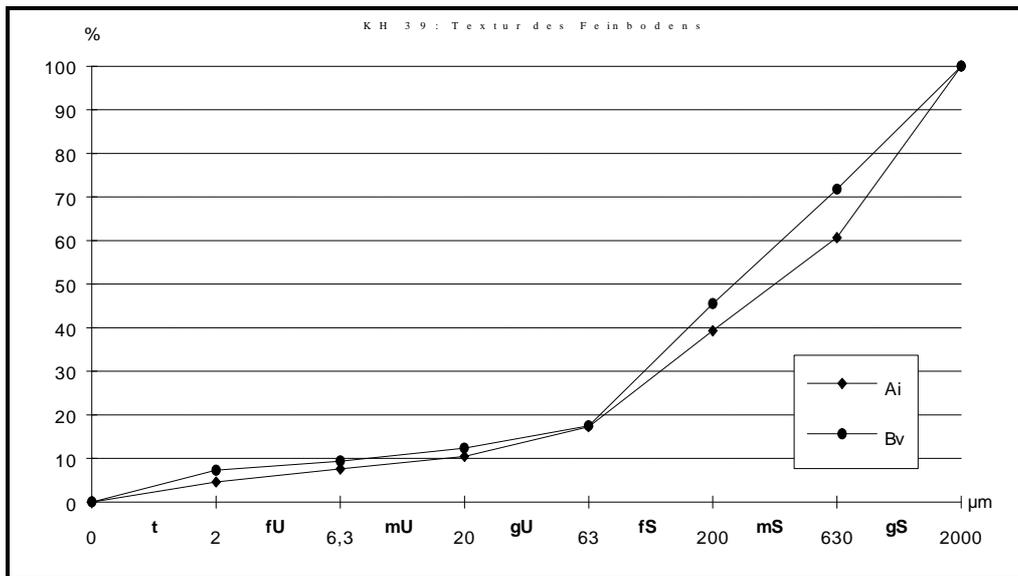
Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
1,61 %	10,53	8,07	7,78	149	2012	104	121	15	5	11,82	96,8 %
0,89 %		8,12	7,81	149	1877	118	196	17	4	11,48	93,2 %

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Lithic Leptosol, calcaric phase
Mispah Form - Carnarvon Family
Entisol - Calciorthent



Erosionsgrad:

Profil gekappt, stark flächenhaft erodiert, insgesamt relativ leicht erodierbar bis Cca-Horizont, Bei Trockenheit leicht ausblasbar

Geologischer Standort

Duruchaus Formation: glimmerreiche Meta-Ton- und -Siltsteine, Arkosen, lokal Dolomite

Klimatischer Standort

Köppen: BWkw (kühles Wüstensteppenklima)

NS: 200 mm, Sommerregen, gelegentlich Winterniederschläge; Evap.: 3400-3600 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Kurzstrauchsavanne mit Elementen der Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Acacia reficiens* subsp. *reficiens*, *Acacia karroo* in niedriger Buschform, *Rhigozum trichotomum*, *Catophractes alexandri*
 Grasschicht: *Stipagrostis obtusa*, *Erogrostis porosa*, *Chloris virgata*,
Aristida congesta (?)

Bedeckungsgrad:

25,6 % (10.08.94)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: kaum verbuscht, Gehölzanteil ca. 20 %

Vegetationsschäden:

Gräser sehr stark verbissen, Gabbabusch gelegentlich ebenfalls verbissen (deutet auf Schaf- bzw. Ziegenhaltung hin)

Nutzung:

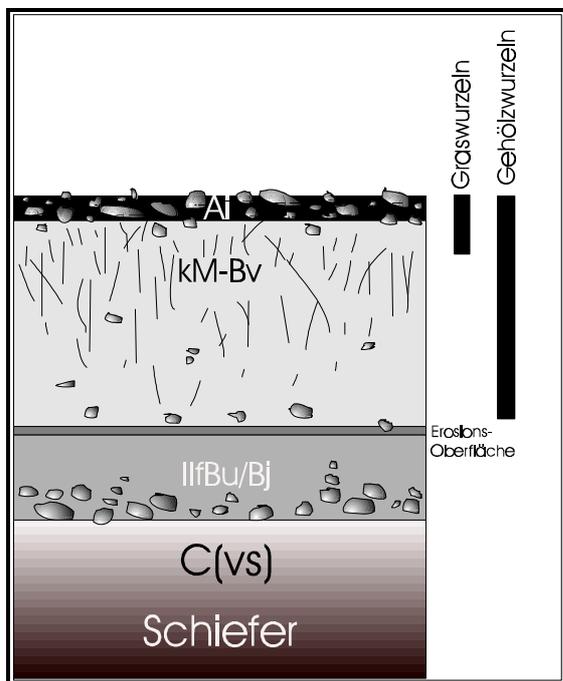
semi-privates Weideland, kommunales Bastergebiet mit Familien-Nutzungsrecht

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

seit ca. 1880

Profil-Nr.: KH 38	Topogr. Karte: 2216DA	Einzugsgebiet: Kuiseb - Heusis Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Neu-Heusis beim Klipdam	Neu-Heusis		Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: wannenförm. Becken auf Khomas-Rumpf	Hangneigung: 3°	16°41'23"	22°37'17"
		Exposition: N-NW	Höhe über NN: 1700 m	

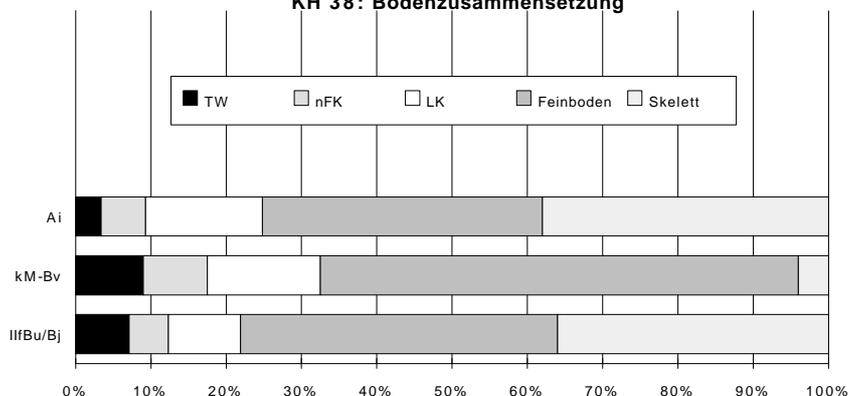
Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	dünne, weiche Oberflächenkruste
Ai (0-8)	Einzelkorngefüge, leichte Krümelbildung, grob- bis mittelporig, gut durchwurzelt, Farbe 7,5 YR 6/6 reddish yellow (feucht), Untergrenze wellig
kM-Bv (8-63)	eingeschwemmtes Kolluvialmaterial, leicht verwittert, krümeliges bis leicht verkittetes Einzelkorngefüge, mittelporig, obere Bereiche gut, nach unten nur noch mäßig durchwurzelt, effektiver Wurzelraum We = 5 dm, Farbe 7,5 YR 4/4 dark brown (feucht), Horizontuntergrenze eben
IIfBu/Bj (63-92)	Kohärentgefüge, feinporig, kompakt, keine Wurzelröhren, Farbe 2,5 YR 5/6 red (feucht), Horizontuntergrenze taschenförmig bis wellig
C(vs) (>92)	saprolitisch (?) verwittertes Anstehendes

KH 38: Bodenzusammensetzung

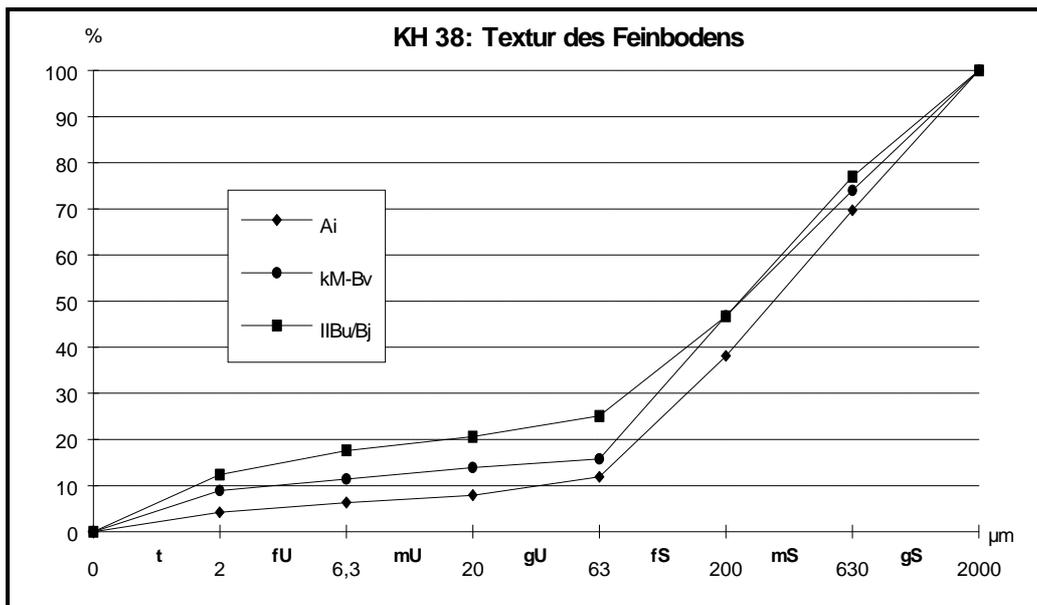


Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ai	gSfs	38	3	15,0	9,5	25,0	< 5,5	40,0
kM-Bv	St2	4	4	17,5	8,5	15,0	< 9,0	32,5
IIfBu/Bj	Sl4	36	4	19,0	8,0	15,0	< 11,0	34,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
1,61	10,98	5,70	5,50	49	834	90	122	17	8		
1,19		6,56	6,20	151	1280	118	184	34	8	12,33	64,6 %
0,18		5,49	5,21		489	67	87	10	<1	6,34	51,3 %



Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation: initialer Cambic Kolluvisol über Relikt-Ferralsol (Paläo-Latosol)
South African Soil Taxonomy (1991): Dundee Form - Visrivier Family über Hutton Form
(orthic over stratified alluvium/colluvium over red apedal B)
USDA-Klassifikation: Entisol - Ustifluvent over Palaeo-Oxisol

Erosionsgrad:

Akkumulationsform, zu den Tiefenlinien hin etwas Gullybildung, sonst kaum erodiert; insgesamt aber leicht erodierbar

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima) im Grenzbereich zu den wärmeren und kühleren Steppen- und Wüstenklimaten (BSkw, BWkw, BWhw)
 NS: 310 mm, Sommerregen, seltener Winterniederschläge; Evap.: 3200-3400 mm

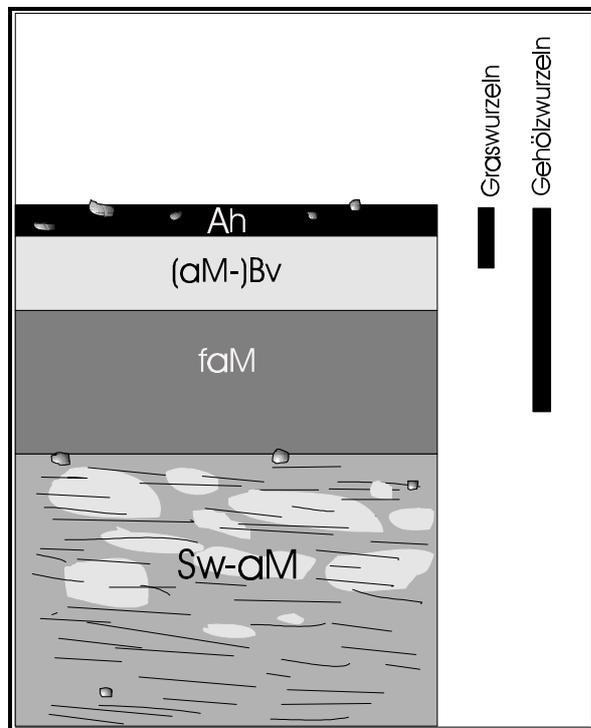
Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Baum- und Krautschicht: *Acacia erioloba*, *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *Boscia albitrunca*, *Boscia foetida*
 Grasschicht: *Aristida congesta*, *Schmidtia pappophoroides*, *Eragrostis curvula* (?), *Stipagrostis* spec.

Bedeckungsgrad: 42,3 % (01.08.94)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: keine nennenswerte Gehölzverdichtung; diese erfolgt erst zu den flachen Hängen hin
Vegetationsschäden: Gräser etwas verbissen
Nutzung: (kommerzielles) Weideland nahe Staudamm
Dauer der jetzigen Nutzungsart: ca. 100 Jahre

Profil-Nr.: KH 33	Topogr. Karte: 2217CA	Einzugsgebiet: Swakop - Klein Windhoek-Rivier	Koordinaten	
Topos: Avis-Damm Klein-Windhoek-Tal oberhalb Dammzulauf	Windhoek		Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Mittelterrasse	Hangneigung: 3°	17°08'15"	22°34'40"
	Klein-Windhoek-Rivier	Exposition: SW	Höhe über NN: 1720 m	

Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	Strukturkrusten, Spülfäche
Ah (0-12)	Gefüge kohärent bis krümelig, fein- bis mittelporig, gut durchwurzelt, Farbe 7,5 YR 4/2 dark brown (feucht), Horizontuntergrenze wellig bis eben
(aM-)Bv (12-34)	Verwittertes Kolluvium, Kohärentgefüge, feinporig, kompakt, gut durchwurzelt, Farbe 7,5 YR 4/4 dark brown (feucht), Horizontuntergrenze eben
faM (34-86)	Alluvium, Kohärentgefüge, feinporig, kaum durchwurzelt, Farbe 7,5 YR 4/6 strong brown (feucht), Horizontuntergrenze eben
Sw-aM (86->150)	Stauwasserhorizont, häufig stehendes Grundwasser, gebleicht, Konkretionen, insgesamt kohärentes Gefüge, in hangenden Bereichen Salzausblühungen (Koch- und Bittersalze), Farbe 7,5 YR 6/4 light brown (feucht) Untergrenze unbestimmt
k/aM-C ?	vermutlich anstehende Schiefer mit Wasserstauendem Horizont

Horizontdaten (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelett- anteil [%]	Lagerungs- dichte (Ld)	Feldkapazi- tät [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazi- tät [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ah	Ls3	3	4	24,5	9,5	11,5	< 15,0	36,0
(aM-)Bv	Ls4	0	5	24,0	8,0	12,5	< 16,0	36,5
faM	Ls4	0	5	25,5	7,5	11,5	< 18,0	37,0
Sw-aM	Ls4	3	4	29,0	12,0	8,0	< 17,0	37,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N- Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensätti- gung (BS)
2,21 %	17,12	7,26		1711	622	201	107	681	14	9,25	86,3 %
1,38 %		7,17		1855	533	144	218	712	28	9,01	83,2 %
1,01 %		6,90		912	544	186	360	388	49	9,22	74,3 %
1,26 %		6,01		834	268	103	488	210	24	7,83	55,5 %

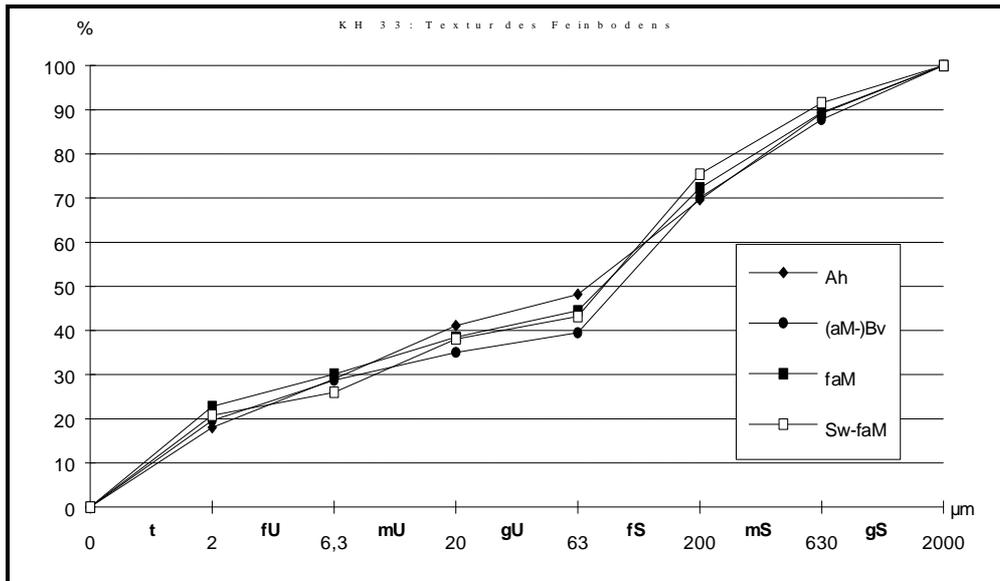
Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Gleyic Fluvisol, sodic phase
Dundee Form - Mtamvuna Family
Entisol - Fluvaquent

Erosionsgrad:

mäßig erodiert, Spülfäche mit Wurzelhügeln bis 20 cm Höhe, Gullybildung in Hauptabflußlinien



Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

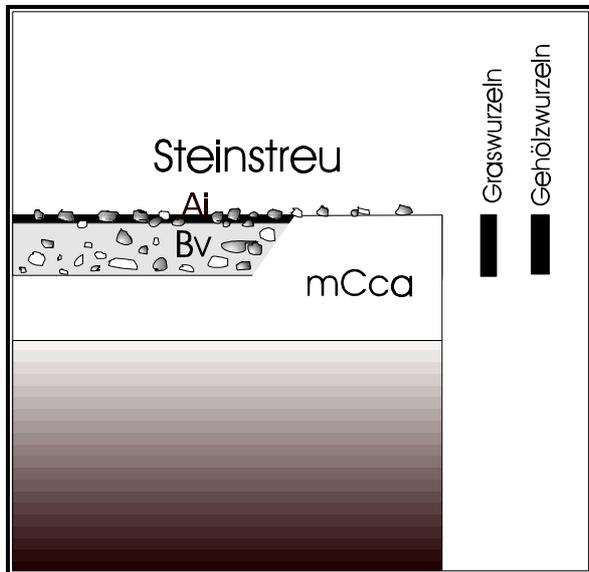
Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima) im Übergangsbereich zu BSkw (kühles Steppenklima)
 NS: 360 mm, Sommerregen, gelegentlich Winterniederschläge; Evap.: 3200-2400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Ricinus communalis*, *Asclepias fruticosa*, *Blumea decurrens*
 Grasschicht: *Enneapogon cenchroides*, *Elionurus muticus*, *Hyparrhenia hirta*, *Setaria verticillata*
Bedeckungsgrad: 89,2 % (20.03.95)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: über 90 % Gräser und Kräuter, unverbuscht
Vegetationsschäden: Trampelpfade
Nutzung: Naherholungsgebiet, in extrem niederschlagsreichen Jahren partiell überflutet, ansonsten Brache
Dauer der jetzigen Nutzungsart: seit 1935, vorher kommerzielles Farmland mit Gartenbau

Profil-Nr.: KH 39	Topogr. Karte: 2316BB	Einzugsgebiet: Oanob endorheisch	Koordinaten	
Topos: Farm Geelkop Rehoboth Kommunalgebiet	Reliefposition: Abdachungsfläche zum Rehob. Becken	Hangneigung: 3°	Rechtswert	Hochwert
		Exposition: SW	16°53'58"	23°08'03"
			Höhe über NN: 1620 m	

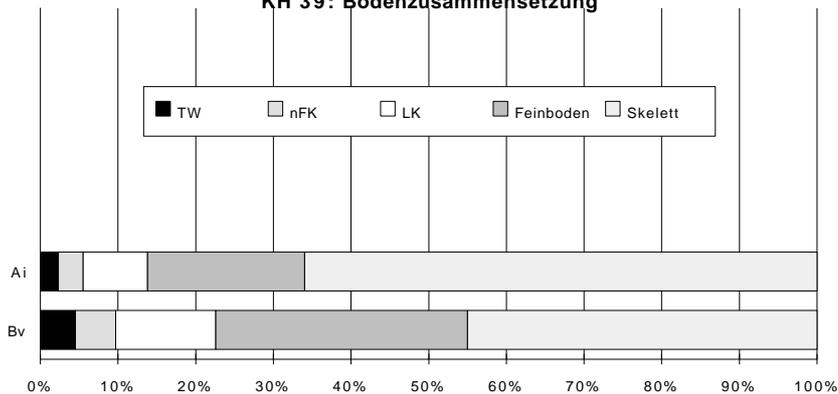
Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	harte Oberflächenkruste, teilw. Calcrete
Ai (0-2)	lockeres Einzelkorngefüge, wenig krümelig, Grob- bis Mittelporen, gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 6/3 pale brown (trocken), 10 YR 3/3 dark brown (feucht), Horizontuntergrenze wellig
Bv (2-12)	Krümelgefüge, Mittelporen, gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 3/3 dark brown (trocken), 10 YR 4/3 dark brown (feucht), Horizont tritt teilweise an die Oberfläche, Horizontuntergrenze wellig
mCca (>12)	Calcrete, sekundäre Karbonatanreicherung, teilweise sehr hart verbacken, Lösungsformen auftretend
C (?)	nicht aufgeschlossen

KH 39: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ai	Su2	66	3	16,0	9,5	24,5	< 6,5	40,5
Bv	Sl2	45	3	17,5	9,5	23,5	< 8,0	41,0

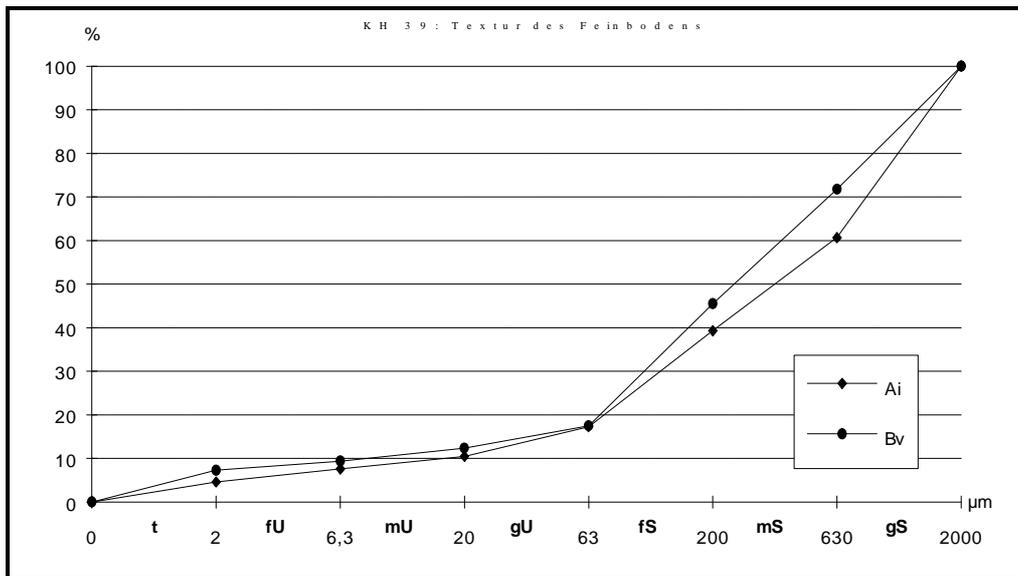
Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
1,61 %	10,53	8,07	7,78	149	2012	104	121	15	5	11,82	96,8 %
0,89 %		8,12	7,81	149	1877	118	196	17	4	11,48	93,2 %

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Lithic Leptosol, calcaric phase
Mispah Form - Carnarvon Family
Entisol - Calciorthent



Erosionsgrad:

Profil gekappt, stark flächenhaft erodiert, insgesamt relativ leicht erodierbar bis Cca-Horizont, Bei Trockenheit leicht ausblasbar

Geologischer Standort

Duruchaus Formation: glimmerreiche Meta-Ton- und -Siltsteine, Arkosen, lokal Dolomite

Klimatischer Standort

Köppen: BWkw (kühles Wüstensteppenklima)

NS: 200 mm, Sommerregen, gelegentlich Winterniederschläge; Evap.: 3400-3600 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Kurzstrauchsavanne mit Elementen der Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Acacia reficiens* subsp. *reficiens*, *Acacia karroo* in niedriger Buschform, *Rhigozum trichotomum*, *Catophractes alexandri*
 Grasschicht: *Stipagrostis obtusa*, *Erogrostis porosa*, *Chloris virgata*,
Aristida congesta (?)

Bedeckungsgrad:

25,6 % (10.08.94)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: kaum verbuscht, Gehölzanteil ca. 20 %

Vegetationsschäden:

Gräser sehr stark verbissen, Gabbabusch gelegentlich ebenfalls verbissen (deutet auf Schaf- bzw. Ziegenhaltung hin)

Nutzung:

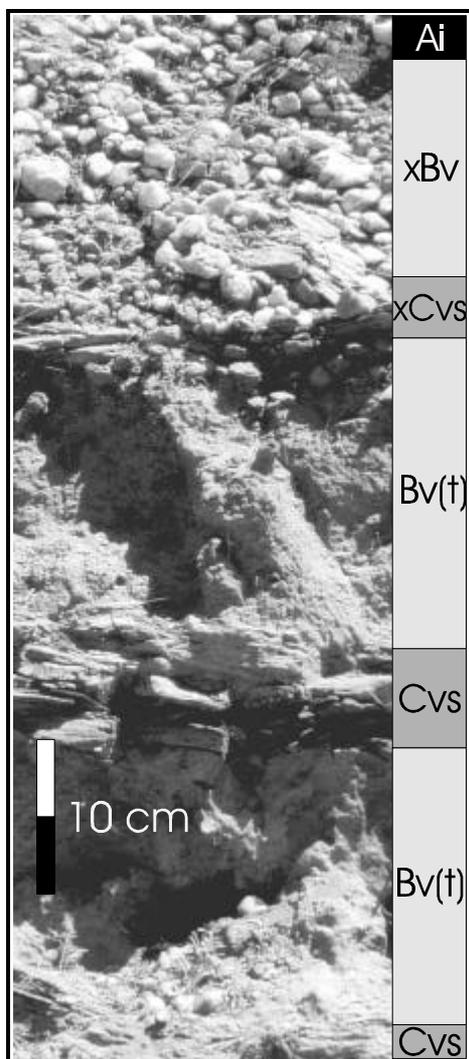
semi-privates Weideland, kommunales Bastergebiet mit Familien-Nutzungsrecht

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

seit ca. 1880

Profil-Nr.: KH 46	Topogr. Karte: 2216DB	Einzugsgebiet: Swakop -	Koordinaten	
Topos: Daan Viljoen Wildpark	Daan Viljoen-Wildtuin	Otjiseva - Aretaragas Rivier	Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Oberhang im Übergang zur Rumpffläche	Hangneigung: 3°	16°55'47"	22°31'54"
		Exposition: W	Höhe über NN: 1780 m	

Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	mehrlagige Schotterstreu
Ai (0-2)	Einzelkorngefüge, leicht blasbar, mäßig durchwurzelt, grob- bis mittelporig, Farbe 10 YR 5/3 brown (feucht), Untergrenze wellig
xBv (2-30)	Skeletthorizont (<i>stone line</i>) aus Quarz- und Schieferschotter, mehrlagig, grobporig, kaum durchwurzelt, Matrixfarbe 10 YR 4/4 dark yellowish brown (feucht), Horizontgrenze wellig bis taschenförmig
xCvs (30-68)	stark verwittertes Anstehendes, gegliedert: 30-45: saprolitisierte Schiefer, permeabel 45-58: massiver Quarzgang, stauend 58-68: saprolitisierte Schiefer Matrixfarbe der Schieferschichten 7,5 YR 3/2 dark brown (feucht), Untergrenze wellig
Bv(t) (68-81)	weit ausladende Feinmaterialtasche, angelehnt an die ursprüngliche Schieferung, von weniger verwittertem C-Horizont überdeckt, Kohärenzgefüge, feinporig, keine Wurzeln, Termitenaktivität (?), Farbe 7,5 YR 5/6 strong brown (feucht), Untergrenze wellig bis taschenförmig
Cvs (>81)	stark verwittertes Anstehendes

Aufschlußfoto ca. 2 m westlich des Referenzprofils;



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelett- anteil [%]	Lagerungs- dichte (Ld)	Feldkapazi- tät [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazi- tät [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ai	St2	ca. 90	4	16,0	8,5	16,5	< 7,5	32,5
xBv		ca. 98	5					< 1
xCvs		ca. 99	5					< 1
Bv(t)	Sl4	8	4	20,5	8,5	13,5	< 12,0	34,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μ S/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{eff} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,82 %	11,94	6,00	5,82		312	54	212	17	6	4,29	60,9 %
-											
-											
0,93 %	29,94	6,69	6,49		488	109	158	36	2	5,25	74,1 %

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:

Saprolithic Leptosol aus Ferralic Cambisol (gekappt)

South African Soil Taxonomy (1991):

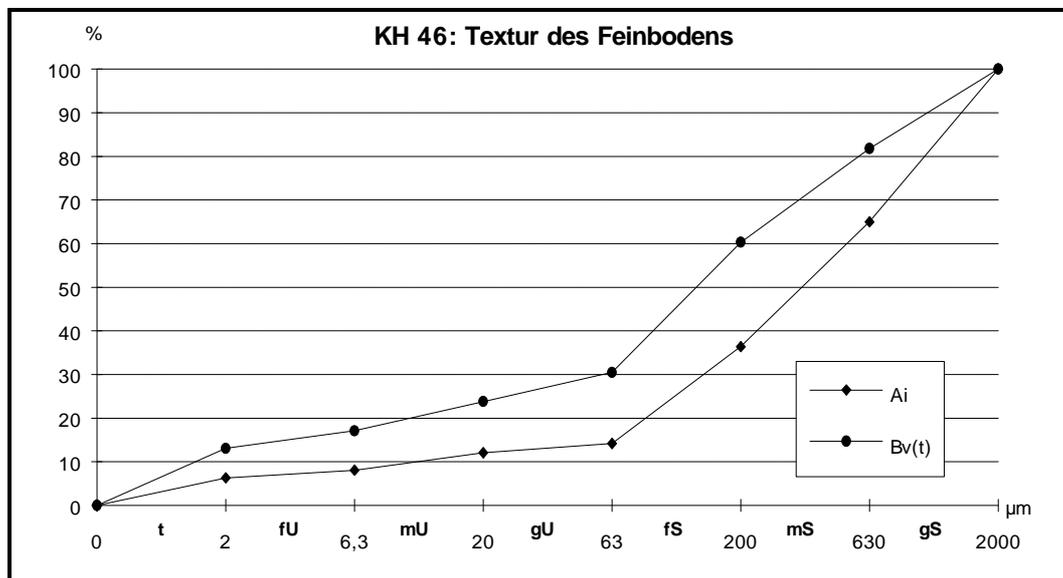
Glenrosa Form - Dumisa Family (?)

USDA-Klassifikation:

Inceptisol - Lithic Xerochrept

Erosionsgrad:

mehrfach stark erodiert, Pflasterbildung, stellenweise Wurzelhügel, nicht mehr weiter erodierbar



Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima) im Grenzbereich zu BSkw (kühles Steppenklima)

NS: 360 mm, Sommerregen, gelegentlich Winterniederschläge; Evap.: 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Rhus lancea*, *Acacia karroo*, *Ziziphus mucronata*

Grasschicht: *Stipagrostis uniplumis*, *Eragrostis spec.*

Bedeckungsgrad:

13,3 % (07.09.96)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:

nicht verbuscht, Gehölzanteil ca. 10 %

Vegetationsschäden:

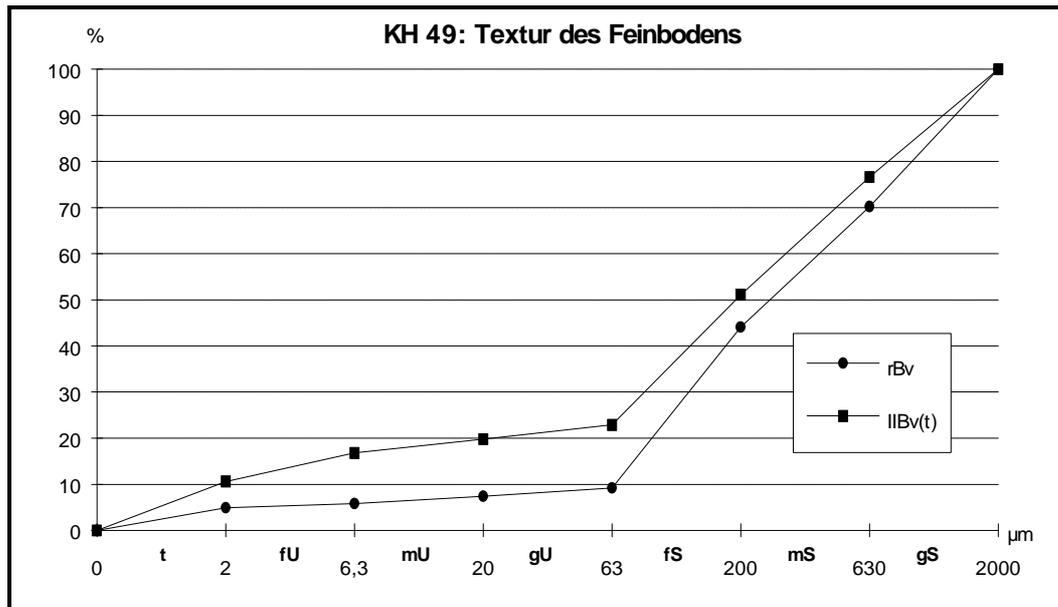
Starker Verbiß der Gräser

Nutzung:

Wildweide, Naturreservat, Tourismus

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

seit 1962, vorher kommunales Weideland der Damara (Aukeigas-Reservat)



Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Dystric Leptosol aus erodiertem Cambisol und Acrisolrelikt
 Glenrosa Form - Tsende Family (?)
 Inceptisol - Lithic Dystrichrept

Erosionsgrad:

sehr stark erodiert, kaum weiter erodierbar

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima), im Grenzbereich zu BSkw (kühles Steppenklima)
 NS: 360 mm, Sommerregen, gelegentlich Winterniederschläge; Evap.: 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Ziziphus mucronata*, *Geigeria ornativa*
 Grasschicht: *Stipagrostis* spec.

Bedeckungsgrad: 18,1 % (07.09.96)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: nicht verbuscht, Gehölzanteil < 10 %
Vegetationsschäden: Gräser sehr stark verbissen

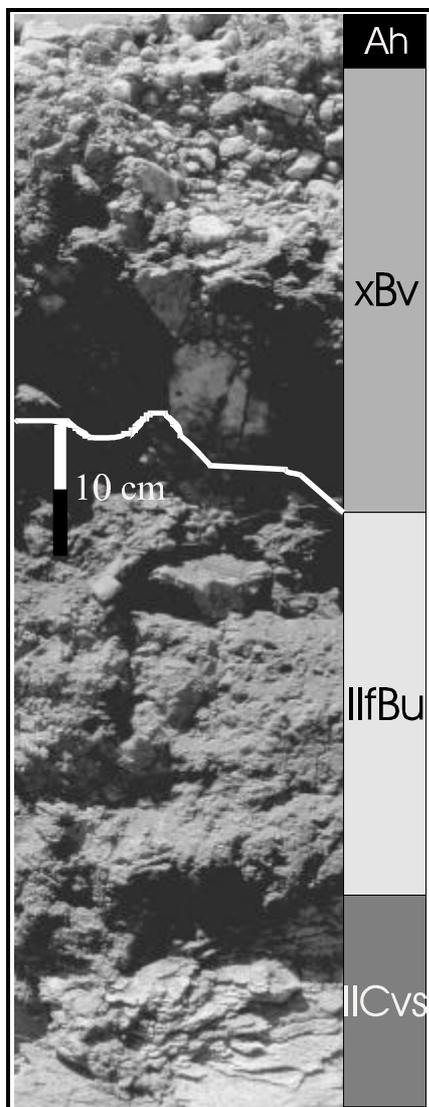
Nutzung: Wildweide, Naturreservat, Tourismus
Dauer der jetzigen Nutzungsart: seit 1962, vorher kommunales Weideland der Damara (Aukeigas-Reservat)

Profil-Nr.: KH51	Topogr. Karte: 2216BC	Einzugsgebiet: Swakop - Otjombawa - Okariro Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Khomaskop an der Kuiseb-Swakop-Wasserscheide	Reliefposition: Oberhang Khomas-Rumpffläche	Hangneigung: 4°	Rechtswert	Hochwert
		Exposition: N	16°40'37"	22°29'59"
		Höhe über NN: 1970 m		

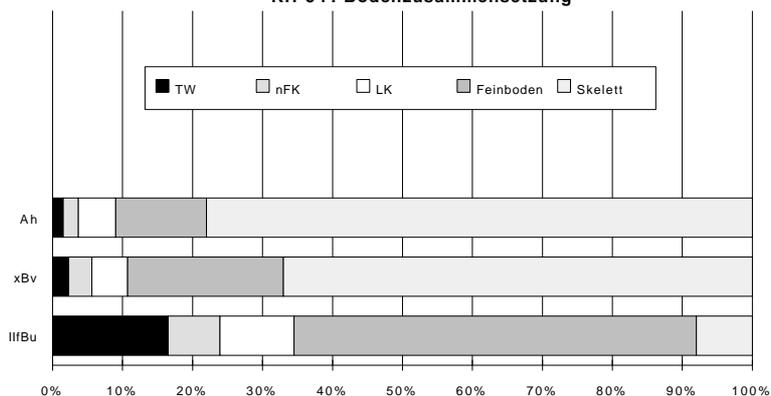
Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	Steinstreu, org. Mat
Ah (0-8)	Einzelkorngefüge, leicht krümelig, mittel-bis grobporig, gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 5/4 yellowish brown (feucht), Untergrenze eben
xBv (8-42)	Krümelgefüge, zur Basis hin stärker verkittet, subpolyedrisch, mittelporig, in den oberen 3 Dezimetern gut durchwurzelt, nach unten abnehmend, Farbe 10 YR 4/3 dark brown (feucht), Untergrenze wellig
IIfBu (42-60)	Kohärentgefüge, feinporig, undurchwurzelt, Farbe 5 YR 5/8 yellowish red (feucht), Untergrenze taschenförmig
IICvs (>60)	saprolitisch verwittertes Anstehendes, grabbar



KH 51: Bodenzusammensetzung

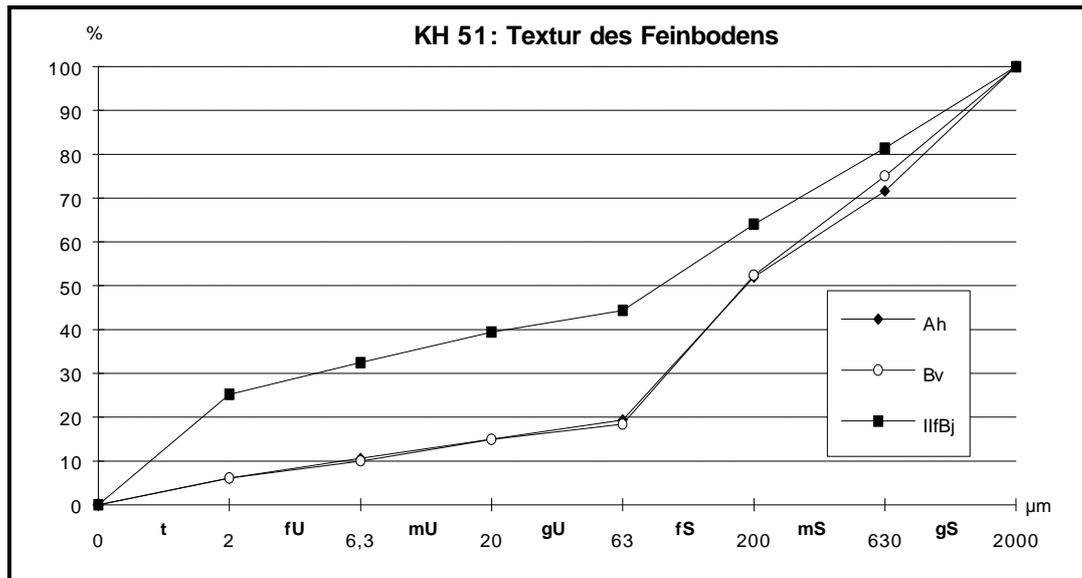


Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ah	S12	78	3	17,0	10,0	24,0	< 7,0	41,0
xBv	S12	67	4	17,0	10,0	15,5	< 7,0	32,5
IIfBu	Lts	8	4	26,0	8,0	11,5	< 18,0	37,5

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{eff} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,96 %	10,14	6,82	6,52	128	812	54	181	29	10	7,18	70,7 %
0,50 %		6,94	6,79		598	61	106	31	3	5,36	72,5 %
0,12 %		5,14	4,87		200	34	44	15	<1	4,39	33,1 %



Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:

Eutri-Lithic Cambisol auf Paläo-Acrisol/Ferralsol

South African Soil Taxonomy (1991):

Griffin Form - Maritzdrif Family

USDA-Klassifikation:

Ultisol - Xerult

Erosionsgrad:

mäßig bis stark erodiert, mittelmäßig erodierbar

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima)

NS: 270 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge, gelegentlich Fröste; Evap.: 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Acacia karroo*, *Acacia hereroense*, *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *Catophractes alexandri*

Grasschicht: *Stipagrostis ciliata*, *S. obtusa*, *S. uniplumis*, *Aristida congesta*

Bedeckungsgrad:

24,5 % (16.04.96)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:

mäßig verbuscht, Gehölzanteil ca. 20 %

Vegetationsschäden:

Gräser leicht verbissen

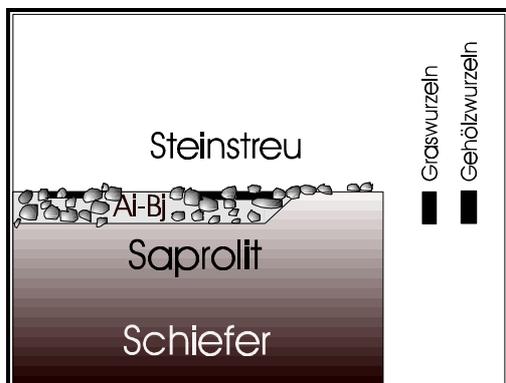
Nutzung:

kommerzielles Weideland

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

ca. 90 Jahre

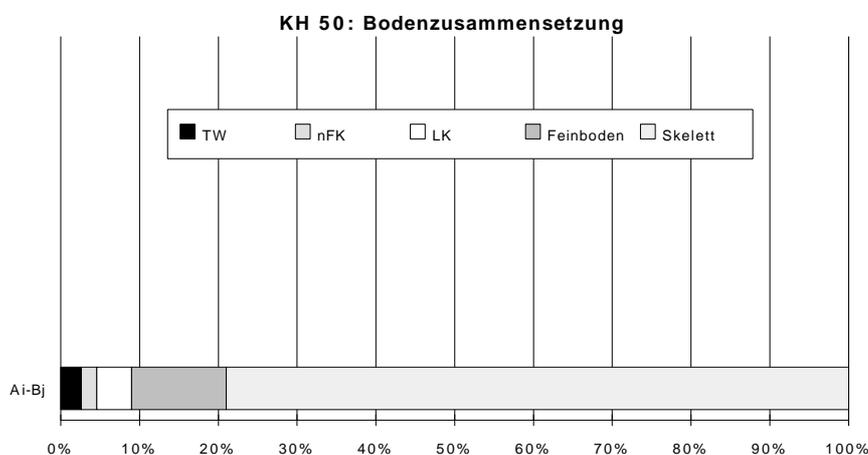
Profil-Nr.: KH 50	Topogr. Karte: 2316AD	Einzugsgebiet: Kuiseb - Djab - Habusib Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Hopefield	Reliefposition: Escarpment-Oberhang	Hangneigung: 4°	Rechtswert	Hochwert
		Exposition: NW	16°19'10"	23°15'48"
			Höhe über NN: 1750 m	



Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	Stein- und Blockstreu (überwiegend Quarze)
Ai-Bj (0-3)	gekappter Latosolhorizont mit initialer dünner Horizontierung, Gefüge plattig-krümelig, in Taschen kohärent, mäßig durchwurzelt, mittelporig, Farbe 7,5 YR 4/4 dark brown (feucht), Untergrenze wellig, Horizont oft fehlend
Cvs (>3)	stark verwittertes Anstehendes (Saprolit)



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ai-Bj	Sl4	79	3	22,0	9,5	21,0	< 12,5	43,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{eff} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS) [%]
0,71		6,03	5,55	81	252	44	67	19	4	3,52	53,2 %

Bodentyp

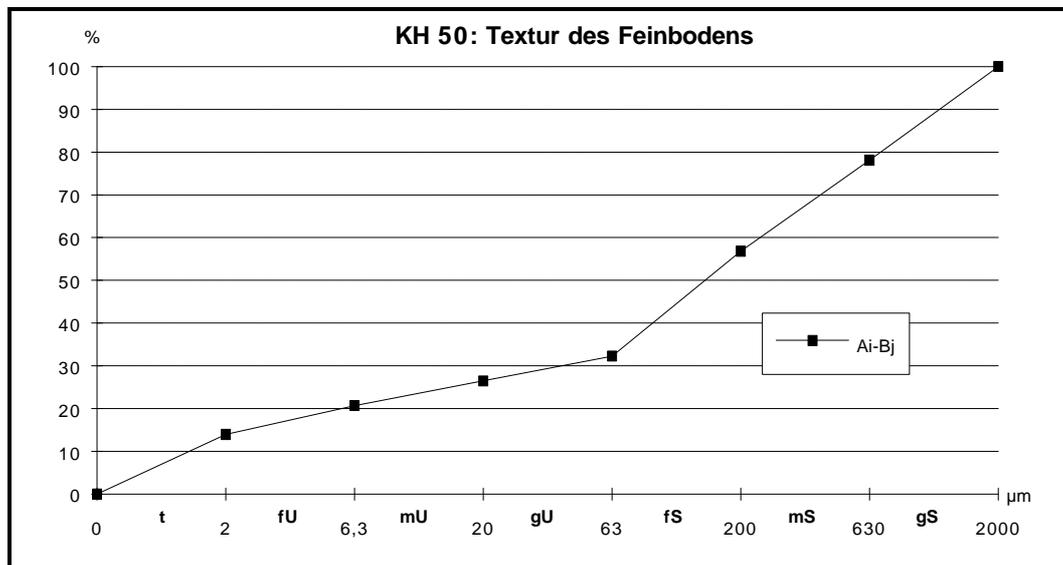
Erweiterte FAO-Klassifikation:	Saprolithic Leptosol
South African Soil Taxonomy (1991):	Mispah Form - Myhill Family
USDA-Klassifikation:	Aridisol - Paleorthid

Erosionsgrad:

sehr stark erodierter Paläoboden, kaum weiter erodierbar

Geologischer Standort

Chuos-Formation: Quarzglimmerschiefer, Quarzit, Mixtit



Klimatischer Standort

BWkw (kühles Wüstensteppenklima)

NS: 180 mm, Sommerregen, sehr selten Winterniederschläge; Evap.: 3400-3500 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne im Übergangsbereich zur Randstufenzone mit Elementen der Halbwüste (Savannenübergangszone)

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Acacia hereroense*, *Acacia hebeclada*, *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *Ziziphus mucronata*, *Boscia albitrunca*
Grasschicht: *Stipagrostis uniplumis*

Bedeckungsgrad: 17,2 % (21.08.95)

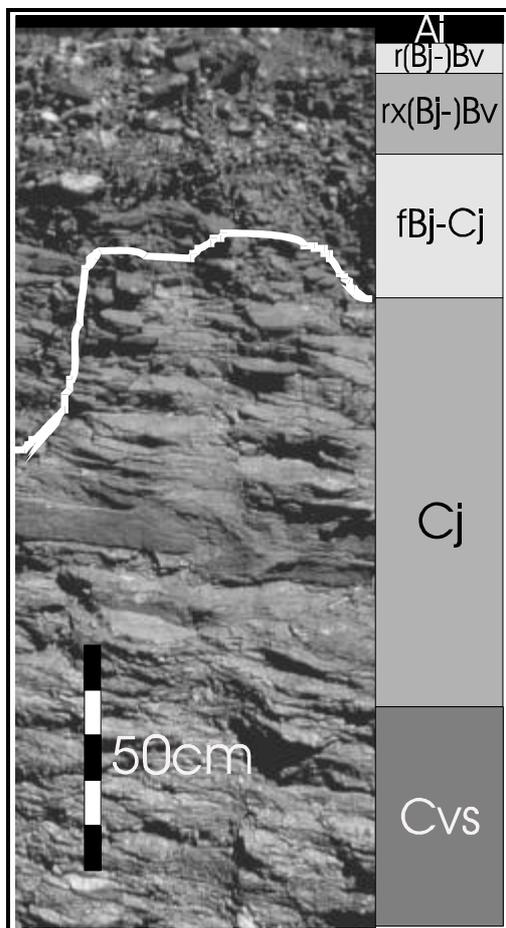
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: kaum verbuscht, Gehölzanteil ca. 25 %

Vegetationsschäden: Gräser stark verbissen

Nutzung: kommerzielles Weideland, Ziegenweide

Dauer der jetzigen Nutzungsart: ca. 70 Jahre

Profil-Nr.: KH 56	Topogr. Karte: 2217CA Windhoek	Einzugsgebiet: Swakop - Otjivera - Klein Windhoek	Koordinaten	
Topos: Windhoek - Ludwigs- dorf, Townlands, am Avis- sporn	Reliefposition: Oberhang Klein-Windhoek-Tal	Hangneigung: 5°	Rechtswert	Hochwert
		Exposition: NW	17°07'16"	22°34'24"
			Höhe über NN: 1750 m	

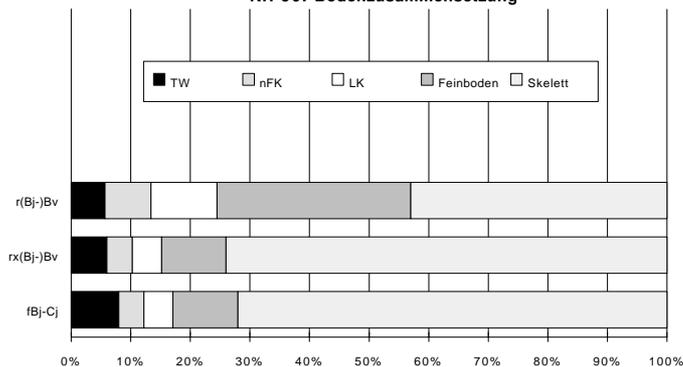


Profilbeschreibung

Horizont

- Oberfläche** Steinstreu, stellenweise Pflaster
- Ai** Horizont nicht überall vorhanden, schwach krümeliges Einzelkorngefüge, hoher Skelettanteil (steinig), grob- bis mittelporig, kaum bis mäßig durchwurzelt, Matrixfarbe 5 YR 4/6 yellowish red (feucht), Horizontuntergrenze wellig bis diffus
- r(Bj-)Bv** (2-8) reliktscher, nachträglich leicht verbraunter Rest eines ehemaligen Latosolhorizonts mit vom Oberhang eingebrachten Skelettanteil, Matrixgefüge polyedrisch/subpolyedrisch, krümelig, mittelporig, rissig, kaum bis mäßig durchwurzelt, Matrixfarbe 5 YR 4/6 yellowish red (feucht), Horizontuntergrenze stark wellig
- rx(Bj-)Bv** (8-21) sehr leicht verbraunter, reliktscher Latosolhorizont mit sehr hohem Skelettanteil aus vom Oberhang verlagertem Material und stark angewitterten autochthonen Gangquarzen, in Taschen, Matrix tonig (knetbar), Gefüge kohärent, kaum durchwurzelt, Matrixfarbe 2,5 YR 3/6 dark red (feucht), lokal auch 2,5 YR 4/6 red (feucht), Horizontuntergrenze ausladend taschenförmig
- fBj-Cj** (21-45) reliktscher Latosol-Übergangshorizont, Matrix tonig, Skelettanteil aus stark angewittertem, schiefrigen Ausgangsgestein, Kohärentgefüge, kaum durchwurzelt, in Taschen bis in über 200 cm Tiefe reichend, Matrixfarbe 2,5 YR 4/6 red (feucht), Horizontuntergrenze ausladend tschenförmig
- Cj** (45-136) stark angewitterte rötliche Schiefer, glimmerreiche Schichten tonig aufgelöst, Schieferung noch erhalten, Verwitterungsfront im Fallen der Schieferung, Matrixfarbe wie oben, undurchwurzelt, Untergrenze wellig, stellenweise ausladend taschenförmig
- Cvs** (>136) stark saprolitisierte Schiefer, noch grabbar, glimmerreiche Schichten noch erhalten

KH 56: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
r(Bj-)Bv	Sl3	43	3	23,5	13,5	19,5	< 10,0	43,0
rx(Bj-)Bv	Lt2	74	4	39,5	16,5	19,0	< 23,0	58,5
fBj-Cj	Ts3	72	5	43,5	15,0	17,5	< 28,5	61,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μ S/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,45 %		7,22		86							
0,30 %		6,44									
0,11 %		6,02									

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:

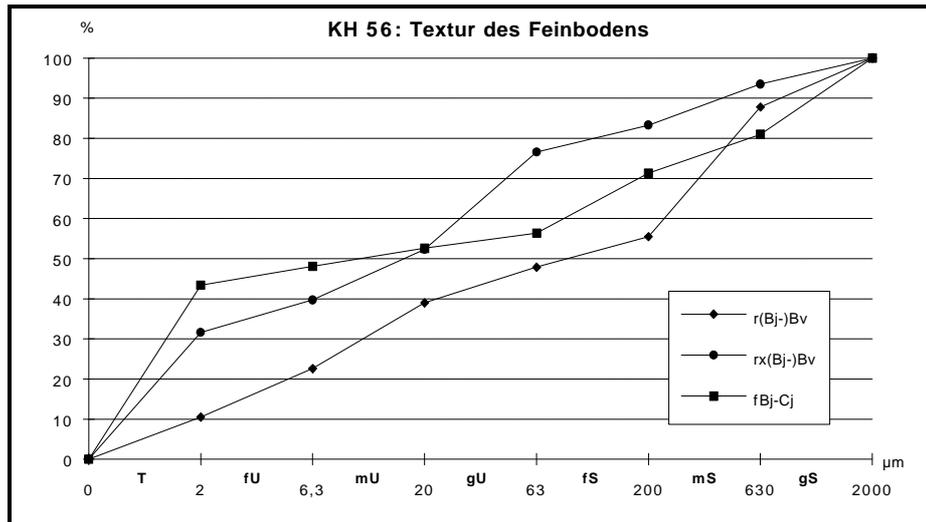
Lithi-cambic Ferralsol im Übergang zum saprolithic Leptosol

South African Soil Taxonomy (1991):

Swartland Form - Mtini Family

USDA-Klassifikation:

Alfisol - Typic Rhodoxeralf



Erosionsgrad:

beträchtlich erodiert, stellenweise Pflasterbildung, nicht mehr stark erodibel

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation (undifferenziert): Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

Köppen: BSkw (kühles Steppenklima) im Übergangsbereich zu BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima)

NS: 370 mm, Sommerregen, gelegentlich Winterniederschläge, Fröste; Evap.: 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *Acacia karroo*, *Datura stramonium*

Grasschicht: *Enneapogon cenchroides*, *Eragrostis* spec.

Aufschluß ansonsten unbesiedelt

Bedeckungsgrad:

5,5 % (22.08.95)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: unverbüsch, Gehölze nur spärlich entwickelt

Vegetationsschäden:

Trampelschäden

Nutzung:

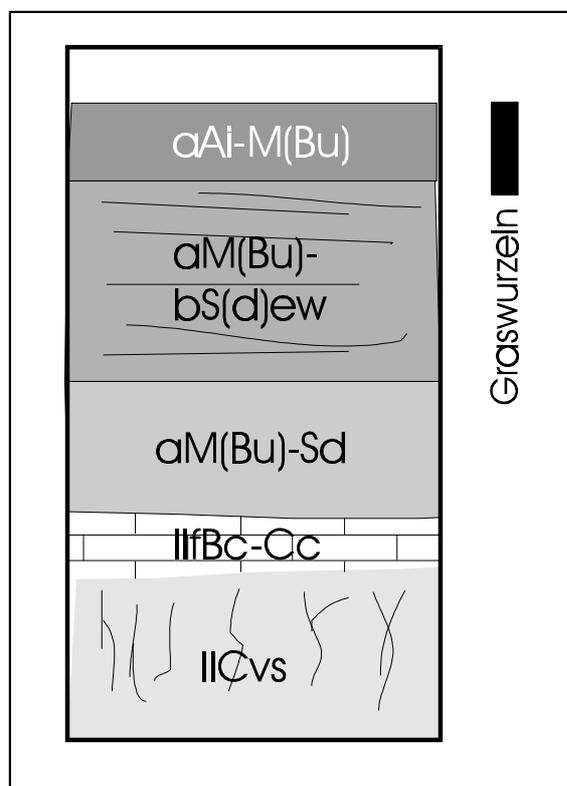
Bauland

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

seit 1995, vorher ungenutztes städtisches Gebiet

Profil-Nr.: KH57	Topogr. Karte: 2316BC	Einzugsgebiet: Aroams Riv.	Koordinaten	
Topos: Farm Barnardespan Rehoboth-Gebiet	Göllschau	- Kubitsaus - Goma Aib	Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Pfanne Barnardespan	Hangneigung: 0°	16°43'40"E	23°28'25"S
		Exposition: -	Höhe über NN: 1630 m	

Profilbeschreibung



Horizont

- Oberfläche Tonkruste mit Trockenrißpolygonen
- aAi-M(Bu) Paläo-Latosolsediment mit sehr schwacher sekundärer Bodenentwicklung, stark verschlammmt, mit groben Trockenrissen, bei Durchfeuchtung Kolloidzerfall, nicht ausblasbar; Gefüge sehr kohärent; Farbe 7,5 YR 6/6 reddish yellow (trocken); Horizontuntergrenze eben
- aM(Bu)-bS(d)ew Paläo-Latosolsediment mit gelegentlich brackiger Staunässe; verschlammmt, kaum Hohlräume; sehr kohärentes Gefüge; stellenweise Bleichflecken und durch Eisenhäutchen verbackene Einzelkörner (Schmitzenfarbe: 7,5 YR 4/6 - 5/6 strong brown); Matrixfarbe 5 YR 7/6 reddish yellow (trocken); Horizontuntergrenze eben
- aM(Bu)-Sd sehr kompakter Stauhazient aus verdichtetem Sediment, extrem kohärent; Calcrete-Nodulen an der ebenen Horizontuntergrenze
Farbe 5 YR 5/6 yellowish red (trocken)
- IfBC-Cc fossiler, bankartiger Kalkkrustenhazient; Farbe 5 YR 8/3 pink (trocken)
- IICvs saprolitisch verwitterte anstehende Quarzite (?) (> 141)

Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
aAi-M(Bu)	Ls4	< 1	5					
aM-bSew	Tl	< 1	5					
aM(Bu)-Sd	Lts	ca. 3	5					
IfBC-Cc								

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	CaCO ₃ [%]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,51 %		6,64	6,01	1024	2,4						
0,22 %		6,03	5,40	1222	0,6						
0,08 %		7,99	6,90	831	5,9						
					ca. 85						

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):

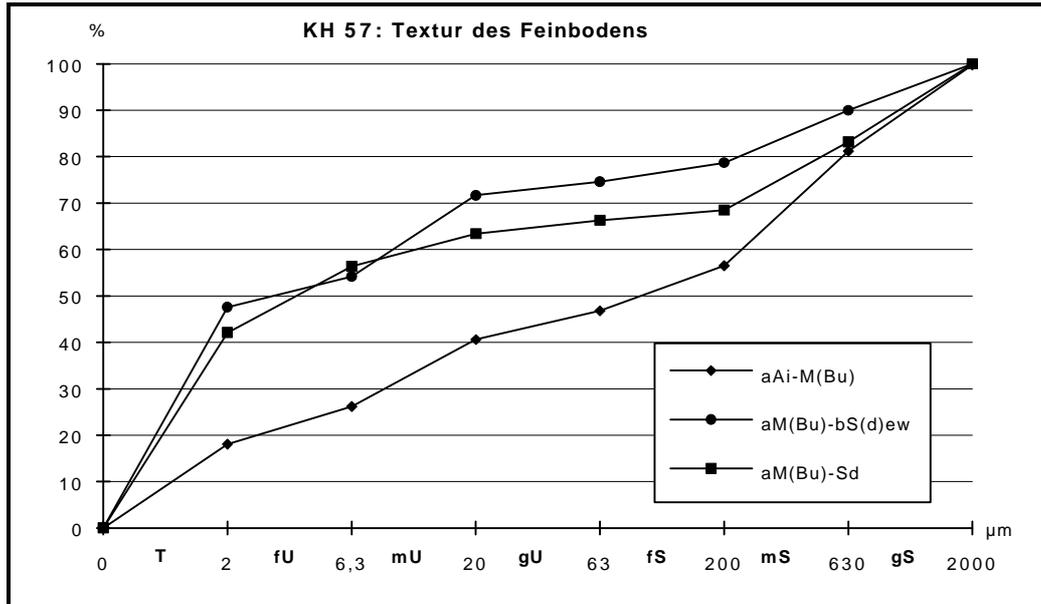
Gleyic Fluvisol im Übergang zum Calci-luvic Gleysol (Pffannengley)
Dundee Form (?) - Olifants Family (orthic A over red stratified alluvium with signs of wetness)

USDA-Klassifikation:

Gleyic Xerofluvent

Erosionsgrad:

nicht erodiert; Akkumulationsbereich



Geologischer Standort

Quarzite und Paragneise der Grauwasser-Formation (Mokolian)

Klimatischer Standort

Köppen: BWkw (kühles Halbwüstenklima)

NS: 230 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Halbwüsten-Savannen-Übergangszone

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: keine

Grasschicht: einige degenerierte, unbestimmbare Gräser am Pfannenrand

Bedeckungsgrad:

< 0,5 % (nicht gemessen)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:

keine Gehölze

Vegetationsschäden:

Gräser geschädigt

Nutzung:

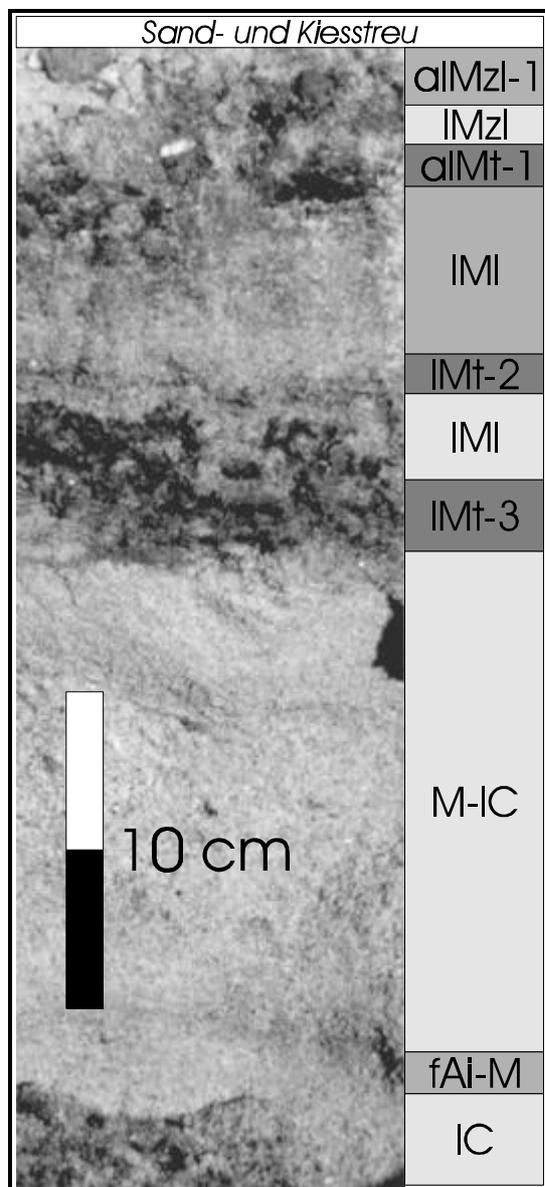
Privates Farmland im Rehoboth-Gebiet (Basterfarm), Beweidung vermutlich sehr selten möglich

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

seit ca. 1870

Profil-Nr.: NA01	Topogr. Karte: 2214AB	Einzugsgebiet: Omaruru	Koordinaten	
Topos: Omaruru-Mündung, Nordufer, Oberkante Kliff	Reliefposition: Schwem- fläche, 18-m-Strandterrasse	Hangneigung: 2°	Rechtswert	Hochwert
		Exposition: W	14°15'21"	22°05'22"
			Höhe über NN: 18 m	

Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	Kies- und Grobsandpflaster
alMzl-1 (0-1)	alluvial eingebrachtes Feinmaterial (lehmig), haline Salzanreicherung, kaum Verbackungen, Farbe 10 YR 3/4 dark yellowish brown (trocken), glänzend, Untergrenze wellig
IMzl-2 (1-3)	gebleichte grobe äolische Lockersande, haline Salzanreicherung, kaum Verbackungen, Farbe 10 YR 8/2 white (trocken), Untergrenze wellig
alMzt-1 (3-5)	anscheinend alluvial eingebrachtes, stratifiziertes Feinmaterial (lehmig/tonig), schwache haline Sekundärsalzanreicherung, Farbe: 10 YR 3/6 dark yellowish brown (trocken), Untergrenze schwach wellig bis eben
IMI-1 (5-14)	älterer grobporiger Flugsandhorizont als Durchgangshorizont für vertikalen Feinmaterialtransport, sekundäre Ton- und Schluffhäutchen als Porenverfüllungen oder -auskleidungen, Farbe 10 YR 6/8 brownish yellow (trocken), Untergrenze eben
Mt-2 (14-15)	schwach ausgeprägter Anreicherungshorizont von vertikal transportiertem Feinmaterial (tonig/lehmig), Farbe 10 YR 4/4 dark yellowish brown (trocken), Untergrenze eben bis leicht wellig
IMI-2 (15-16)	vgl. IMI-1, sehr ähnlich
IMt-3 (16-29)	Anreicherungshorizont von vertikal transportiertem Feinmaterial (tonig/lehmig) mit teilweise vollständiger Porenblockade, deutlich stratifiziert, Farbe 10 YR 3/6 dark yellowish brown (trocken), Untergrenze wellig
M-IC (20-36)	lockere gebleichte Flugsanddecke, Farbe 10 YR 7/4 very pale brown (trocken), Untergrenze eben
fAi-M (36-37)	schwach bis sehr schwach angedeutetes Relikt eines fossilen Ai- oder Regosol-Bv-Horizonts, Farbe 10 YR 5/3 brown (trocken), Untergrenze eben
IC (>37)	lockere gebleichte Flugsanddecke, Farbe 10 YR 7/4 very pale brown (trocken)

Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
IMI	Sl4	0	1	30,0	18,0	23,5	< 12,0	53,5
IMt-3	Tu2	0	3	45,0	14,0	8,5	< 31,0	53,5
M-IC	mSfs	0	2	21,5	16,5	29,0	< 5,0	50,5

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μ S/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
			7,89	1264					14		
			8,00	1291					12		
			6,09	1118							

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:

Dystric-luvic Regosol, sodic phase

South African Soil Taxonomy (1991):

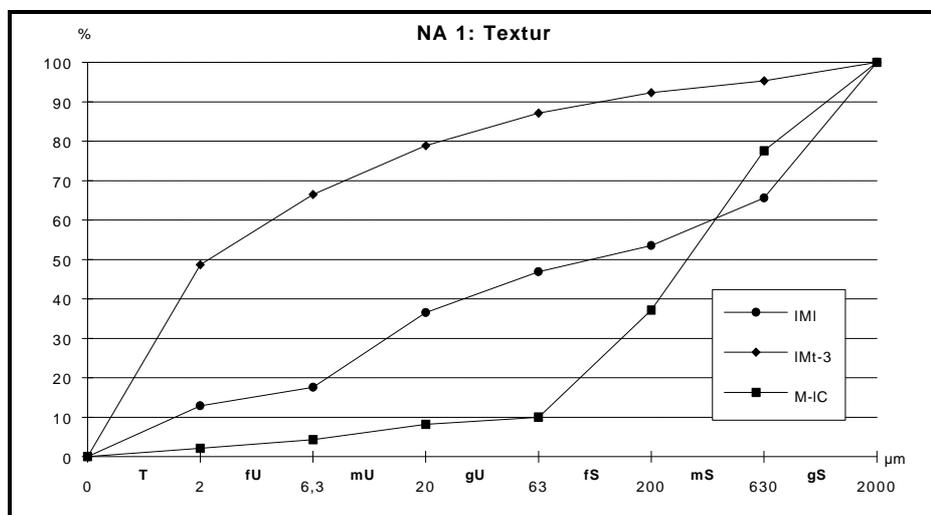
Namib Form - Nortier Family (*orthic over non-red regic sand*)

USDA-Klassifikation:

Entisol - Xerosamment

Erosionsgrad:

Steinpflaster zeigt erheblichen äolischen Abtrag an, fluvial im gegebenen Klima nicht erodierbar; maritimer Abtrag an Strandterrasse (Kliff)



Geologischer Standort

Damara (undifferenziert): Glimmerschiefer, Quarzite; Quartär: Alluviale und äolische Sande

Klimatischer Standort

Köppen: BWkln (kühles Nebelwüstenklima)

NS: 10 mm, Nebelniederschläge, Regen zu allen Jahreszeiten möglich, frostfrei; Evap.: 3000 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Wüstenformationen der Zentral-Namib

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Tamarix usneoides*, *Zygophyllum stapffi*,

Orphanthera albida, *Tetragonia reduplicata*

Grasschicht: *Stipagrostis* spec. (vereinzelt)

Flechtenrasen

Bedeckungsgrad:

1-2 % (18.09.94)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: zumeist niedere Gehölze oder Büsche

Vegetationsschäden: keine erkennbar

Nutzung:

Nationales Touristenerholungsgebiet Westküste, staatlich,

keine landwirtschaftliche Nutzung

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

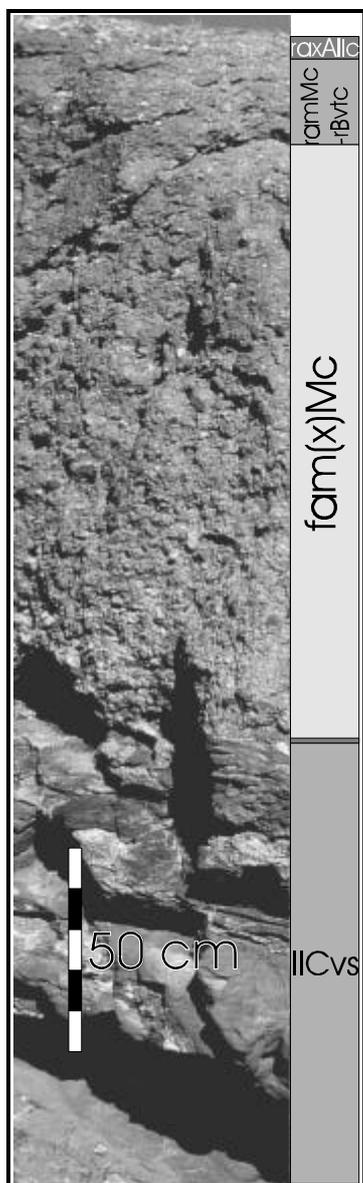
außer von Strandgutsammlern und Touristen immer ungenutzt

Profil-Nr.: NA02	Topogr. Karte: 2114DB	Einzugsgebiet: Omaruru	Koordinaten	
Topos: ca. 2 km westlich von Farm Ootmoed, Omaruru Mittellauf	Lêwater		Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Oberlauf kurzes Seitental	Hangneigung: 5,5°	14°51'45"	21°34'23"
		Exposition: W	Höhe über NN: 650 m	

Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	Steinstreu, Gerölle, Wüstenpflaster
raxAilc (0-5)	reliktischer angedeuteter A-Horizont eines alten Alluviums mit Kolluvialanteilen, sehr hart carbonatimprägniert, verwittert, abgrusend und absandend, Feinmaterial leicht ausblasbar, Farbe 7,5 YR 6/4 light brown (trocken), Untergrenze eben
ramMc-rBvtc (5-28)	reliktischer Tonanreicherungshorizont einer schwachen älteren Bodenbildung, sehr hart carbonatverbacken, angeschnittene Oberfläche mit Mikrokarren, verwitternd, abschuppend, jüngere Kluftbildungen, Farbe 7,5 YR 4/6 strong brown (trocken), Untergrenze eben bis leicht wellig
fam(x)Mc (28-149)	fossiles Alluvium mit Kolluvialanteilen, sehr hart carbonatverbacken (stark schäumend), Anschnitt jünger verwitternd mit Alveolenbildung (genetisch gleiche Alluvialbereiche der näheren Umgebung zeigen auch Bildung von „Schildkrötanzern“ und Tafonis), Farbe 7,5 YR 5/4 brown (trocken), Untergrenze eben, im Talverlauf geneigt
IICvs (>149)	stark saprolitisch verwittertes Damara-Festgestein (hier Graphitschiefer, Quarzit), mit Sekundärkalkausscheidungen (Regolith-Calcrete), stellenweise auch fossilisierte Reste einer alten Verwitterungsfront (vermutlich fBu-Cu-Horizont) mit Kernsteinen als Basal-Konglomerat



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
raxAilc	schluffig	ca. 25	5					
ramMc-rBv	eher tonig	ca. 5-10	5					
fam(x)Mc	schluffig	ca. 15	5					

Horizontdaten (Bodenchemie): keine Daten erhoben

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:

reliktischer Luvi-chromic Fluvisol, calcic phase aus ehemals ferralitischem oder fersialitischem Solumsediment, Duplex-Boden

South African Soil Taxonomy (1991):

Palaeo-Oakleaf Form - Dipene Family

USDA-Klassifikation:

Palaeo-Inceptisol - Palaeo-Torrifluvept, Aridisol - Calcifluvid

Erosionsgrad:

Oberflächliche ehemalige Spülfläche äolisch abgetragen, Solum bis weit in den Saprolit von tiefen Gullies zerschnitten, nicht mehr sehr erodierbar, keine rezente Bodenbildung, sondern Wüstenpflasterbildung

Geologischer Standort

Damara (undifferenziert): Graphitschiefer, Quarzite

Klimatischer Standort

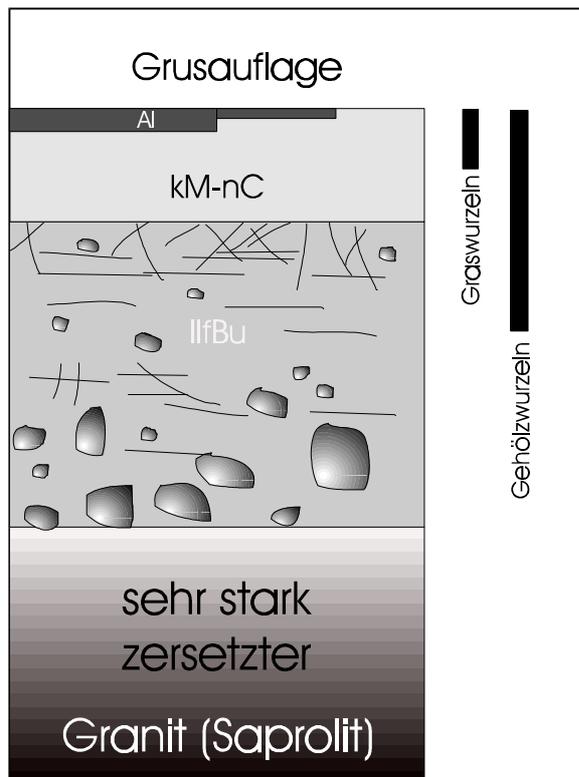
Köppen: BWhw (warmes Wüstenklima)

NS: ca. 60 mm, überwiegend Sommerregen, starke äolische Aktivität, frostfrei; Evap. 3000-3200 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):	Wüstenformationen der Zentralen Namib nahe des Übergangsbereichs zur Halbwüsten- und Savannenübergangszone
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:	Gehölz- und Krautschicht: <i>Acacia erioloba</i> , <i>Faidherbia albida</i> , <i>Tamarix usneoides</i> , <i>Euphorbia virosa</i> , <i>Aloe asperifolia</i> , <i>Arthroerua leubnitziae</i> Grasschicht: <i>Stipagrostis ciliata</i> , <i>Stipagrostis obtusa</i> stellenweise Flechtenrasen
Bedeckungsgrad:	ca. 3 %
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:	kaum Gehölze, Bäume im nahen Omaruru-Flußbett
Vegetationsschäden:	keine feststellbar, Gräser kaum verbissen
Nutzung:	sehr extensives kommunales Weideland (Uis-Kommune)
Dauer der jetzigen Nutzungsart:	nie kommerziell befarmt

Profil-Nr.: NA05	Topogr. Karte: 2215DB	Einzugsgebiet: Swakop - Tsaobis - Witwater Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Kaltenhausen Donkerhuk-Flächenpaß	Komuanab		Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Pediment. Spülfläche in Granit	Hangneigung: 2°	15°53'15"	22°37'18"
		Exposition: NW	Höhe über NN: 1150 m	



Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	lockere Grusauflage
Ai (0-2)	Einzelkorngefüge, grusig-grobsandig, initiale Bodenbildung, kaum blasbar, Farbe 10 YR 7/6 yellow (trocken)
kM-nC (2-10)	grusiges Kolluvium vom nahen Schildinselberg (dominant Feldspäte), schwach verwittert, Farbe 10 YR 6/6 brownish yellow (trocken), stellenweise gebleicht, schwach anlehmig, überwiegend Einzelkorngefüge
IIfBu-Cu (10-44)	fossiler Latosolhorizont mit hohem Anteil an Granitzersatz, in den hangenden Bereichen grusige Komponenten teilweise durch Sekundärkalk verbacken, Toncutanen an Quarz- und Feldspatanteil, Quarzkörner teilweise angeätzt, Matrix kohärent, bröckelig (trocken), Farbe 7,5 YR 5/4 reddish yellow (trocken),
Cvs (> 44)	stark saprolitisiertes Ausgangsgestein, in hangenden Bereichen grabbar Farbe 2,5 YR 5/4 reddish brown

Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
kM-nC	Su2	78 (Grus)	2					
IIfBu-Cu	Lts	66	4					

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,2 %		6,44	6,24	112							
0,2 %		6,04	5,96	165							

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):

Regic Kolluvisol über fossilem, gekaptem Palaeo-Ferralsol, calcic Phase Namib Form - Beachwood Family (orthic A over calcareous regic sand) over Palaeo-Hutton Form (Red Apedal); nicht korrekt ansprechbar.

USDA-Klassifikation:

Aridisol - Durorthid over Palaeo-Acrisol

Erosionsgrad:

kaum erodiert, kolluviale Akkumulation

Geologischer Standort:

Donkerhoek-Granit

Klimatischer Standort:

Köppen: BWhw (heißes Wüstenklima)
NS: 120 mm

Vegetation und Landnutzung:

Vegetationsformation nach GIESS (1971):	Halbwüsten- und Savannenübergangszone
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:	Gehölz- und Krautschicht: <i>Acacia reficiens</i> subsp. <i>reficiens</i> , <i>Geigeria</i> spp Grasschicht: <i>Stipagrostis uniplumis</i> , <i>S. ciliata</i> , <i>S. obtusa</i>
Bedeckungsgrad:	12,8 % (02.08.1994)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:	nicht bestimmt, keine Gehölzverdichtung
Vegetationsschäden:	Grasschicht stark geschädigt, Sträucher stark beweidet
Nutzung:	kommerzielles Weideland, Wildweide
Dauer der jetzigen Nutzungsart:	ca. 70 Jahre

Profil-Nr.: NH08	Topogr. Karte: 2217AC	Einzugsgebiet: Wit Nossob - Otjihase Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Bergvlug Otjihase-Seitental	Reliefposition: Talboden	Hangneigung: 2°	Rechtswert	Hochwert
		Exposition: NE (Talverlauf)	17°14'31"	22°27'59"
			Höhe über NN: 1950 m	

Profilbeschreibung

Horizont

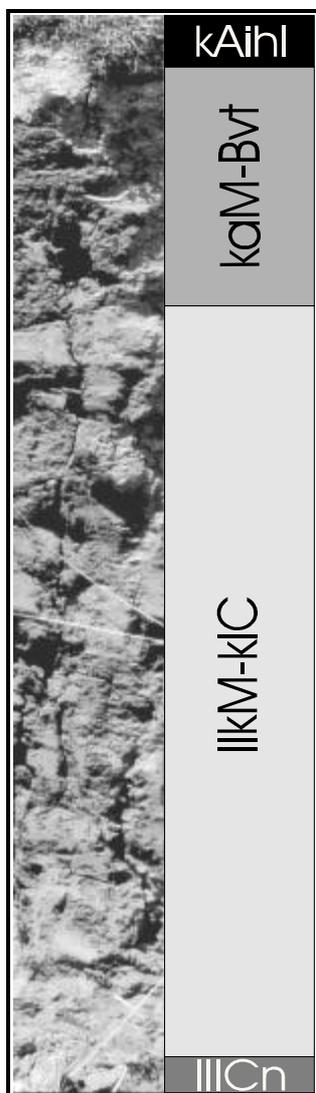
Oberfläche Spülfläche

kAihl
(0-5) krümeliges Gefüge, zur Basis hin kohärent, sehr gut durchwurzelt, Termitenaktivität, mittel- bis feinporig, Trockenrisse (Breite bis 1 cm), *vertic* Eigenschaften, Farbe 10 YR 5/2 greyish brown (feucht), Untergrenze eben bis leicht wellig

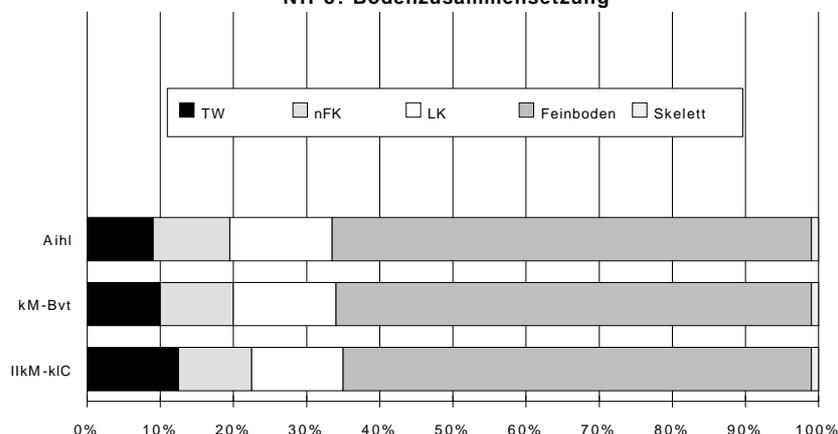
kM-Bvt
(5-25) Kolluvialhorizont mit Tonverlagerung, *vertic* Eigenschaften, Kohärentgefüge, gut durchwurzelt, feinporig, schwache Ausbildung von Scherflächen, Farbe 10 YR 5/1 grey (feucht), Untergrenze eben

IIkM-kIC
(25-87) Kolluvialhorizont, Kohärentgefüge, kaum durchwurzelt, zur Basis hin Wurzeln stark abnehmend, feinporig, Farbe 10 YR 4/2 dark greyish brown (feucht), Untergrenze eben bis wellig

IIICn
(>87) unverwittertes Anstehendes



NH 8: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Aihl	S13	<1	4	19,5	10,5	14,0	< 9,0	33,5
kM-Bvt	S13	<1	5	20,0	10,0	14,0	< 10,0	34,0
IIkM-kIC	S14	<1	5	22,5	10,0	12,5	< 12,5	35,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N- Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	S-Wert [cmol _c /kg]	Basensätti- gung (BS)
1,41 %		6,37		713	288	168	168	191	14	4,08	
0,67 %		6,55			424	144	154	254	10	4,79	
0,31 %		7,25			489	143	169	259	3	5,17	

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation: Cambic Kolluvisol, vertic phase
in Spanien wohl als Rambla-Paternia bezeichnet

South African Soil Taxonomy (1991): Oakleaf Form - Buchuberg Family

USDA-Klassifikation: Vertisol - Xerofluvert

Erosionsgrad:

sehr intensive Badlandbildung, Grabenreißen (Dongas, Dongatore), Subrosion/Piping durch Erdwühlerbauten, Wurzelhügel auf Spülfläche, insgesamt sehr leicht erodierbar

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima) im Grenzbereich zu BSkw (kühles Steppenklima)
NS: 390 mm, Sommerregen, gelegentlich Winterniederschläge, Fröste; Evap.: 3200 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Acacia karroo*, *Asclepias fruticosa*
Grasschicht: *Schmidtia pappophoroides*, *Cenchrus ciliaris*, *Panicum maximum*, *Themeda triandra*, *Antephora pubescens*, *Aristida spec.*, *Eragrostis spec.*

Bedeckungsgrad: 81,9 % (28.07.94)

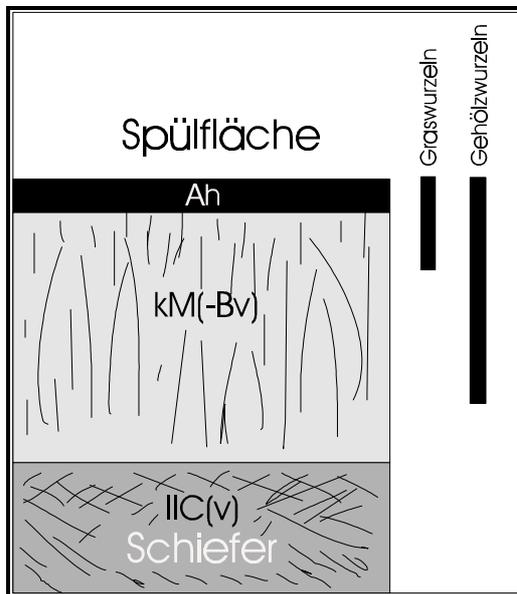
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: unverboscht, Gehölze < 10% Bedeckung

Vegetationsschäden: Gräser sehr wenig verbissen

Nutzung: extensives Weideland, staatliche Quarantäne- und Versuchsstation, Wildweide

Dauer der jetzigen Nutzungsart: ca. 30 Jahre, vorher kommerzielles Weideland

Profil-Nr.: NH02	Topogr. Karte: 2217AC	Einzugsgebiet: Wit Nossob - Otjihase Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Bergvlug Otjihase-Tal	Reliefposition: Talboden	Hangneigung: 2,5°	Rechtswert	Hochwert
		Exposition: NE (Talverlauf)	17°13'19"	22°28'42"
			Höhe über NN: 1970 m	

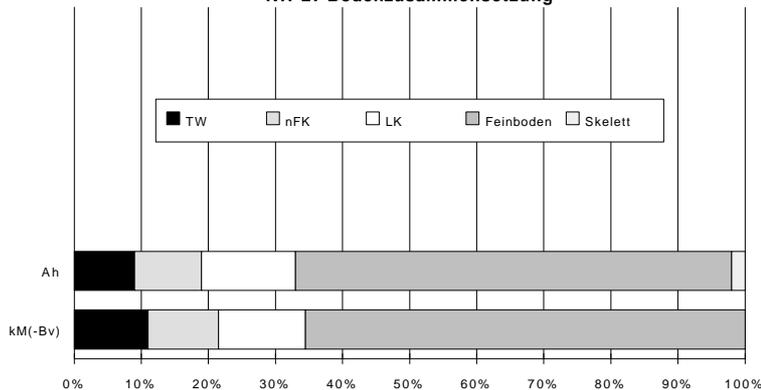


Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	Spülfläche mit Wurzelhügeln, org. Streu
Aih (0-8)	Gefüge krümelig bis kohärent, sehr gut durchwurzelt, mittel- bis feinporig, Farbe 10 YR 4/2 dark greyish brown (feucht), Untergrenze eben bis wellig
kM(-Bv) (8-60)	unstratifiziertes Kolluvium, Kohärentgefüge, sehr kompakt, feinporig, oberer Bereich gut durchwurzelt, effektiver Wurzelraum (der Gräser) We = 4 dm, nur wenige Tiefwurzler, Termitenaktivität, Bodenwühler, Farbe 10 YR 5/1 grey (feucht), Untergrenze eben
IIC(v) (>60)	kaum verwittertes Anstehendes (Schiefer), nicht grabbar

NH 2: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Aih	Su3	2	4	19,0	10,0	14,0	< 9,0	33,0
kM(-Bv)	Sl3	0	5	21,5	10,5	13,0	< 11,0	34,5

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
1,42 %	14,01	7,52	7,38		812	113	144	27	10	5,76	94,8 %
1,43 %		6,90	6,77		624	111	222	41	12	4,84	98,4 %

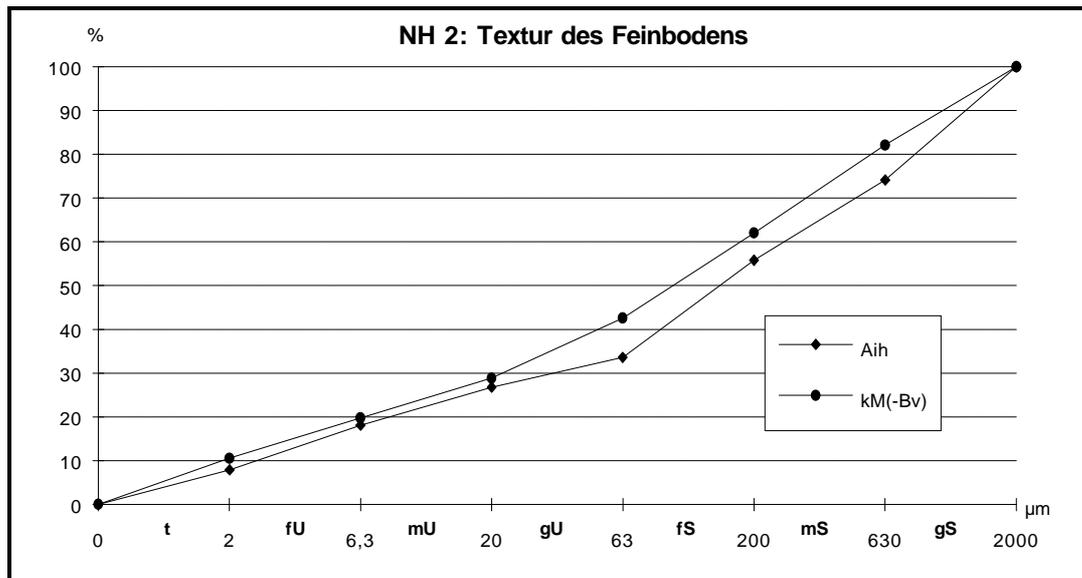
Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Eutri-cambic Kolluvisol (Fluvisol)
 Oakleaf Form - Buchberg Family (*orthic over luvic neocutanic B*)
 Entisol - Torrifluent

Erosionsgrad:

starkes Grabenreißen, Badlandbildung, Spülflächen mit Wurzelhügeln, Subrosion/*piping*, sehr leicht erodierbar



Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze

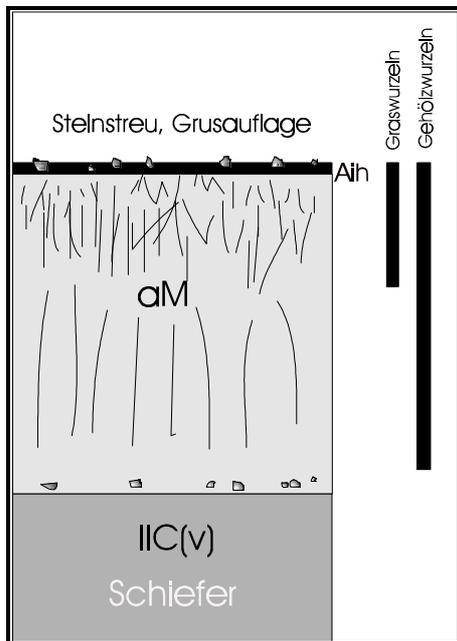
Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima) im Grenzbereich zu BSkw (kühles Steppenklima)
NS: 390 mm, Sommerregen, gelegentlich Winterniederschläge, Fröste; Evap.: 3200 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Acacia karroo*, *Catophractes alexandri*
Grasschicht: *Brachraia nigropedata*, *Aristida spec.*, *Stipagrostis ciliata*, *Schmidtia pappophoroides*, *Melinis repens*
Bedeckungsgrad: 67,9 % (27.07.94)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: keine Verbuschung, Gehölzdichte < 10 %
Vegetationsschäden: schwacher Verbiß an Gräsern
Nutzung: Weideland, Wildweide, staatliche Quarantänestation
Dauer der jetzigen Nutzungsart: seit ca. 30 Jahren, vorher kommerzielles Weideland

Profil-Nr.: NH21	Topogr. Karte: 2217AD	Einzugsgebiet: Seis Rivier - Neudamm Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Neudamm	J. G. Strijdom		Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Rivierterrasse	Hangneigung: 2°	17°18'25"	22°27'54"
	Seis-Niveau, Talboden	Exposition: SW	Höhe über NN: 1840 m	

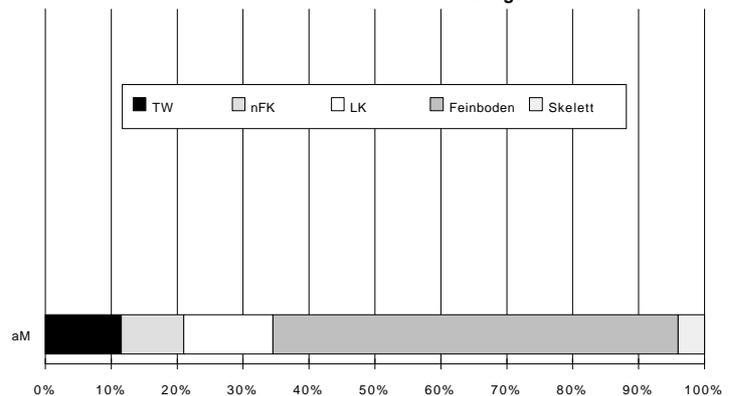


Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	lockere Stelinstreu, Sand- und Feingrusauflage
Aih (0-4)	Einzelkorngefüge, stellenweise leicht krümelig, mittelporig, gut durchwurzelt, Skelettanteil 11 %, Lagerungsdichte 4, Farbe 10 YR 5/2 greyish brown (feucht), Untergrenze wellig bis eben
aM (4-108)	Talkolluvium, nicht detaillierter stratifiziert, vereinzelt Sandlinsen oder Sandbänder, carbonatarm, Termitenaktivität, feinporig, sehr kompakt, gut durchwurzelt, effektiver Wurzelraum We = 5 dm, Durchwurzelung nach unten stark abnehmend, Farbe 10 YR 4/2 dark greyish brown (feucht), Untergrenze eben bis wellig
IIC(v) (>108)	schwach angewittertes Anstehendes, nicht grabbar, kaum abgrusend

NH 21: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
aM	Sl3	4	5	21,0	9,5	13,5	< 11,5	34,5

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,89 %		7,39	7,21		312	143	108	111	10	4,52	77,1 %

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Cambic Kolluvisol/Fluvisol
Oakleaf Form - Patrysdal Family
Entisol - Torrifluent

Erosionsgrad:

Spüflfläche überwiegend intakt, leichte Wurzelhügelbildung, Tiefenlinien zeigen Gullybildung bis zum Anstehenden, insgesamt sehr leicht erodierbar

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

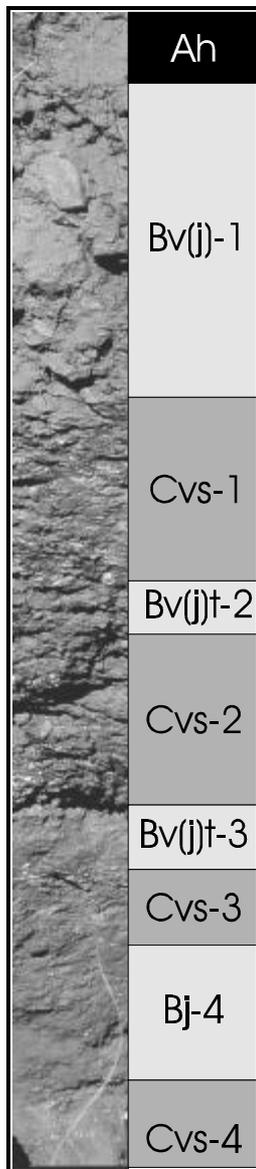
Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima) im Grenzbereich zu BSkw (kühles Steppenklima)
NS: 390 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge, Fröste; Evap.: 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):	Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:	Gehölz- und Krautschicht: <i>Acacia karroo</i> Grasschicht: <i>Sporobolus fimbriatus</i> , <i>Dichanthium papillosum</i> , <i>Cynodon dactylon</i> , <i>Schmidtia pappophoroides</i> , <i>Antephora schinzii</i> , <i>Aristida congesta</i>
Bedeckungsgrad:	51,3 % (30.07.94)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:	unverbuscht, Gehölzanteil < 10 %
Vegetationsschäden:	Gräser etwas verbissen, Trampelspuren
Nutzung:	Wildweide, Rinderweide der staatlichen Forschungs- und Versuchsfarm
Dauer der jetzigen Nutzungsart:	ca. 60 Jahre, vorher kommerzielles Weideland

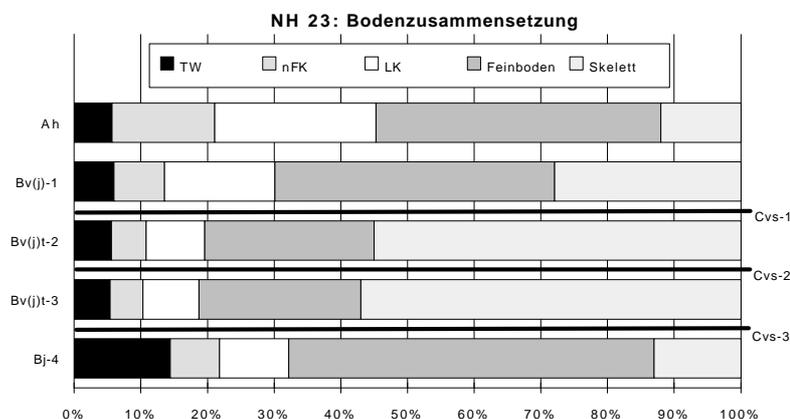
Profil-Nr.: NH23	Topogr. Karte: 2217AD	Einzugsgebiet: Seis Rivier - Neudamm Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Neudamm Kamp H17 südl. Neudamm-Kuppe	J. G. Strijdom	Hangneigung: 6° Exposition: NW	Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Stufenoberhang		17°18'08"	22°26'54"
			Höhe über NN: 1890 m	

Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	lockere Steinstreu, org. Mat.
Ah (0-8)	Einzelkorngefüge, zur Basis etwas verkittet, grob- bis mittelporig, gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 3/3 dark yellowish brown (feucht), ausblasbar, Untergrenze wellig bis eben, geneigt
Bv(j)-1 (8-34)	Polyedergefüge, krümelig, mittelporig, mäßig bis gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 4/3 dark yellowish brown (feucht), Untergrenze wellig
Cvs-1 (34-50)	stark saprolitisch verwittertes Anstehendes, angelehnt an Fallrichtung der ursprünglichen Schieferung, Untergrenze wellig-klüftig
Bv(j)t-2 (50-58)	bräunliche Bodenbildung unterhalb des Saprolits, Polyedergefüge, mittel- bis feinporig, kaum durchwurzelt, Farbe 7,5 YR 4/4 dark brown (feucht), Untergrenze wellig
Cvs-2 (58-74)	stark saprolitisch verwittertes Anstehendes, angelehnt an ursprüngliche Schieferstruktur, plattig, Untergrenze wellig bis taschenförmig
Bv(j)t-3 (74-78)	bräunliche Bodenbildung unterhalb des Saprolits, Polyedergefüge, feinporig, undurchwurzelt, Farbe 7,5 YR 4/6 strong brown (feucht), Untergrenze wellig-klüftig
Cvs-3 (78-85)	stark saprolitisch verwittertes Anstehendes, angelehnt an ursprüngliche Schieferstruktur, plattig, Untergrenze wellig bis taschenförmig
Bj-4 (85-96)	Fersialithorizont, leicht verbraunt, Kohärentgefüge, feinporig, undurchwurzelt, Farbe 5 YR 4/4 reddish brown (feucht), Untergrenze taschenförmig
Cvs(j) (>96)	stark saprolitisch verwittertes Anstehendes, grabbar

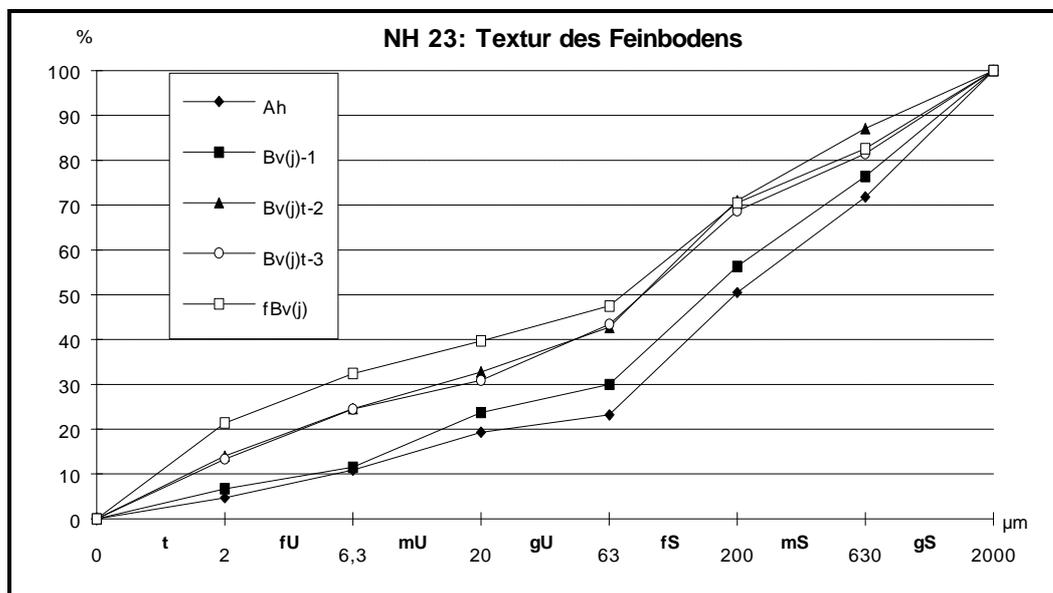


Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ah	Su2	12	2	24,0	17,5	27,5	< 6,5	51,5
Bv(j)-1	Sl2	28	3	19,0	10,5	23,0	< 8,5	42,0
Bv(j)t-2	Sl4	55	3	24,0	11,5	19,5	< 12,5	43,5
Bv(j)t-3	Sl4	57	3	24,0	11,5	19,5	< 12,5	43,5
Bj-4	Ls4	13	4	25,0	8,5	12,0	< 16,5	37,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	S-Wert [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
1,01 %	9,52	6,41		104	521	64	86	31	12	3,47	
0,89 %	16,15	6,53			429	69	102	19	12	3,05	
0,34 %		6,38			218	28	64	19	4	1,56	
0,26 %		6,21			110	44	34	18	1	1,07	
0,10 %		5,89			173	24	173	19	<1	1,29	



Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:

Cambic Ferralsol, Ochric Cambisol (?)

South African Soil Taxonomy (1991):

Glencoe Form - Leeupan Family oder Glenrosa Form - Tsende Family

USDA-Klassifikation:

Inceptisol - Lithic Xerochrept

Erosionsgrad:

mäßig erodiert, leichte Pflasterbildung, mittelmäßig bis schwer erodierbar, sehr kompakt

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima) im Grenzbereich zu BSkw (kühles Steppenklima)

NS: 390 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge, Fröste; Evap.: 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

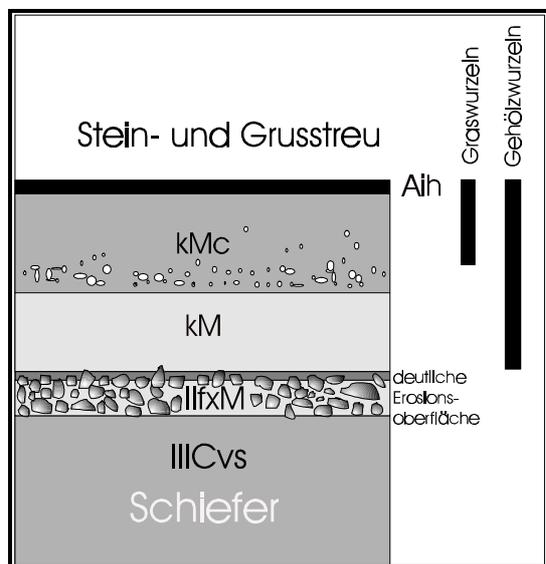
Gehölz- und Krautschicht: *Acacia hereroensis*, *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *Ziziphus mucronata*, *Indigofera alternans* (?)

Grasschicht: *Antephora pubescens*, *Melinis repens* subsp. *repens*, *Stipagrostis uniplumis*, *Eragrostis rigidior*

Bedeckungsgrad: 29,9 % (27.08.96)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: mäßig verbuscht, Gehölzbedeckung ca. 20 %
Vegetationsschäden: leichter Verbiß der Gräser
Nutzung: Wildweide, Rinderweide der staatlichen Versuchs- und Forschungsstation
Dauer der jetzigen Nutzungsart: ca. 60 Jahre, vorher kommerzielles Weidland

Profil-Nr.: NH27 Topos: Farm Sonnleiten	Topogr. Karte: 2217CB Bismarckberge	Einzugsgebiet: Seis Rivier - Bismarck Rivier	Koordinaten	
	Reliefposition: Pediment, Terrasse einer Abflußrinne	Hangneigung: 2,5° Exposition: W-N	Rechtswert 17°24'14"	Hochwert 22°31'18"
			Höhe über NN: 1770 m	

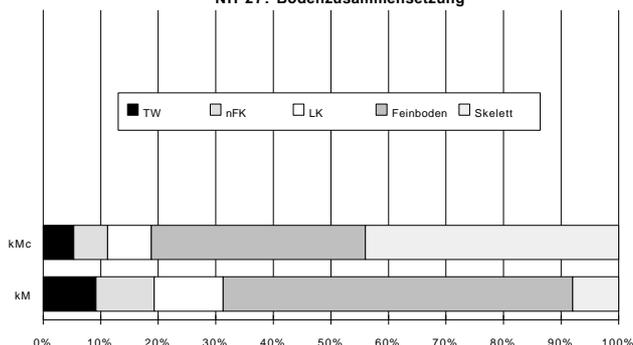
Profilbeschreibung



Horizont

- Oberfläche Spülfäche, lockere Stein- und Grusstreu
- Aih (0-3) Einzelkorngefüge, mittel- bis grobporig, Skeletgehalt bis 80%, mäßig bis kaum durchwurzelt, Horizont nicht überall vorhanden
Farbe 7,5 YR 4/6 strong brown (feucht), Untergrenze wellig
- kMc (3-25) Pedimentkolluvium, mittel carbonathaltig, Kohärentgefüge, feinporig, mäßig bis kaum durchwurzelt, CaCO₃-Konkretionen mit bis zu 3 cm Durchmesser, *soft calcrete*,
Farbe 5 YR 4/4 reddish brown (feucht), Untergrenze eben
- kM (25-46) Pedimentkolluvium, schwach karbonathaltig, keine Konkretionen, Kohärentgefüge, feinporig, kaum durchwurzelt,
Farbe 5 YR 4/4 reddish brown (feucht), Untergrenze eben
- IIfxM (46-59) Geröllhorizont, *stone line*, Matrix kohärent, wie kM
- IIIc(vs) (>59) stark saprolitisch verwittertes Anstehendes mit Resten eines fossilen Bj- oder Bu-Horizonts in Taschen und Klüften, grabbar

NH 27: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
kMc	S13	44	4	20,0	10,5	13,5	< 9,5	33,5
kM	S13	8	4	21,0	11,0	13,0	< 10,0	34,0

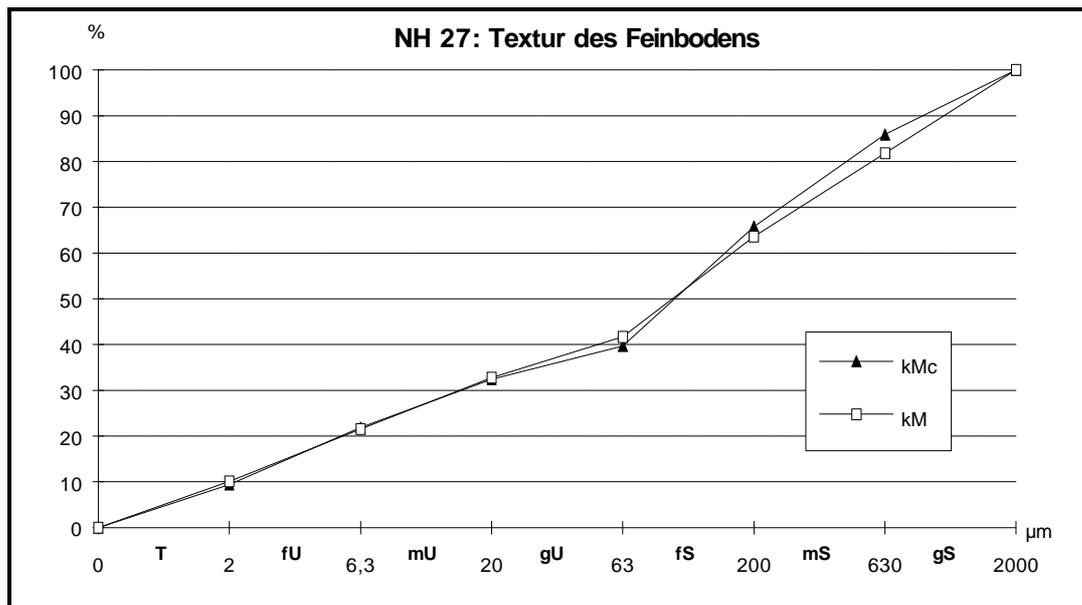
Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,70 %	9,25		8,03	141	1146	224	120	34	9	8,35	95,5 %
0,49 %			7,82	99	634	161	86	22	3	5,33	90,0 %

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

mehrphasiger Chromic Kolluvisol, calcic phase
 Oakleaf Form - Dipene Family
 Inceptisol - Fluvochrept



Erosionsgrad:

Spülfäche beträchtlich abgetragen, starke Wurzelhügelbildung, Grabenreißen in den Abflußlinien, insgesamt leicht erodierbar

Geologischer Standort

Auas-Formation: mittel texturierte, helle Quarzite, glimmerreiche Quarzite, Graphitglimmerschiefer

Klimatischer Standort

Köppen: BSkw (kühles Steppenklima)

NS: 410 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge, Fröste; Evap.: 3200 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *Catophractes alexandri*

Grasschicht: *Cenchrus ciliaris*, *Pogonarthria fleckii*, *Eragrostis* spec.

Bedeckungsgrad:

21,3 % (26.03.95)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: kaum verbuscht, Gehölzanteil ca. 20-30 %

Vegetationsschäden:

junge Gräser kaum verbissen

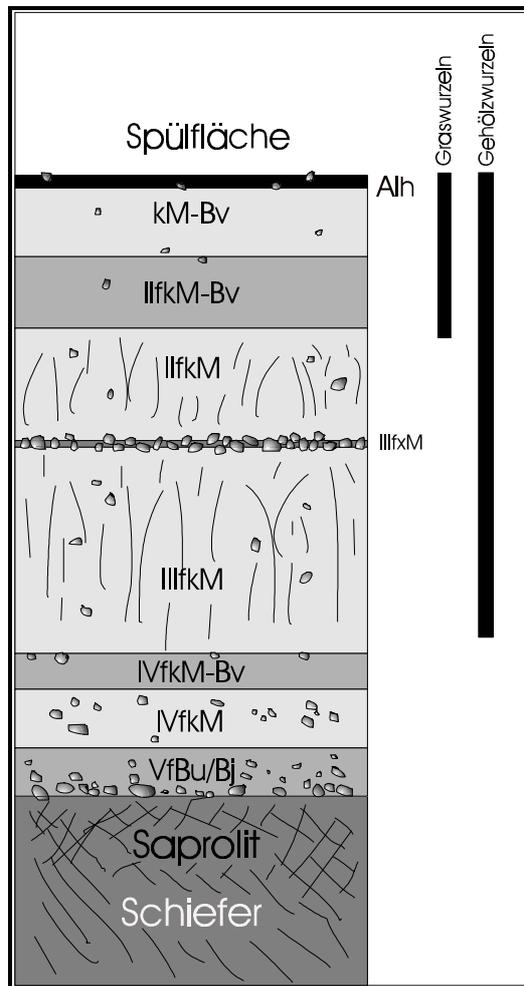
Nutzung:

Wildweide, kommerzielles Weideland, *Holistic Resource Management*, eine Variante des *High Impact Grazing*

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

HRM seit 1969 mit stetigem Ausbau, vorher übliche Wechselweidewirtschaft

Profil-Nr.: NH28	Topogr. Karte: 2217CB	Einzugsgebiet: Seis Rivier - Bismarck Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Sonnleiten (Ondekaremba)	Bismarckberge	Bismarck Rivier	Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Pediment, Unterhang eines kleinen Tals	Hangneigung: 3°	17°25'07"	22°31'11"
		Exposition: N	Höhe über NN: 1770 m	

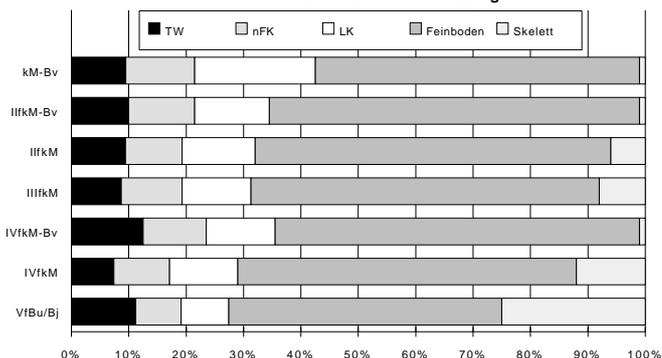


Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	Spülfläche mit Wurzelhügeln
Aih (0-4)	nicht überall vorhanden, Krümelgefüge mit Einzelkörnern, durchwurzelt, mittelporig, Farbe 7,5 YR 4/6 strong brown (feucht), Untergrenze eben bis wellig
kM-Bv (4-19)	schwach verbraunter, ehemals rötlicher Kolluvialhorizont, durchwurzelt, Kohärentgefüge, mittel- bis feinporig, Farbe 7,5 YR 4/4 dark brown (feucht), Untergrenze eben
IIfkM-Bv (19-31)	fossiler Verbraunungshorizont aus ehemals rötlichem Kolluvium, Kohärentgefüge, feinporig, mäßig durchwurzelt, Farbe 5 YR 3/3 dark reddish brown (feucht), Untergrenze eben
IIfkM (31-48)	Kolluvialhorizont, Kohärentgefüge, feinporig, kaum durchwurzelt, Farbe 7,5 YR 5/4 brown (feucht), Untergrenze eben
IIIfxM (48-50)	Erosionsoberfläche mit Skelettreicherung, <i>stone line</i> , Matrix wie unten
IIIfkM (50-94)	Kolluvialhorizont, Kohärentgefüge, feinporig, undurchwurzelt, Farbe 7,5 YR 5/4 brown (feucht), Untergrenze eben
IVfkM-Bv (94-101)	leicht verbraunter, ehemals rötlicher Kolluvialhorizont, Kohärentgefüge, feinporig, ohne Wurzeln, Farbe 7,5 YR 4/4 dark brown (feucht), Untergrenze eben
IVfkM (101-114)	Kolluvialhorizont, Kohärentgefüge, feinporig, ohne Wurzeln, Farbe 7,5 YR 4/6 strong brown (feucht), Untergrenze eben
VfBj(Bu) (114-125)	fossiler Latosolhorizont, Kohärentgefüge, feinporig, ohne Wurzeln, Farbe 5 YR 5/8 yellowish red (feucht), Untergrenze taschenförmig
VCvs (>125)	stark saprolitisiertes Anstehendes mit Latosolresten in Taschen

NH 28: Bodenzusammensetzung

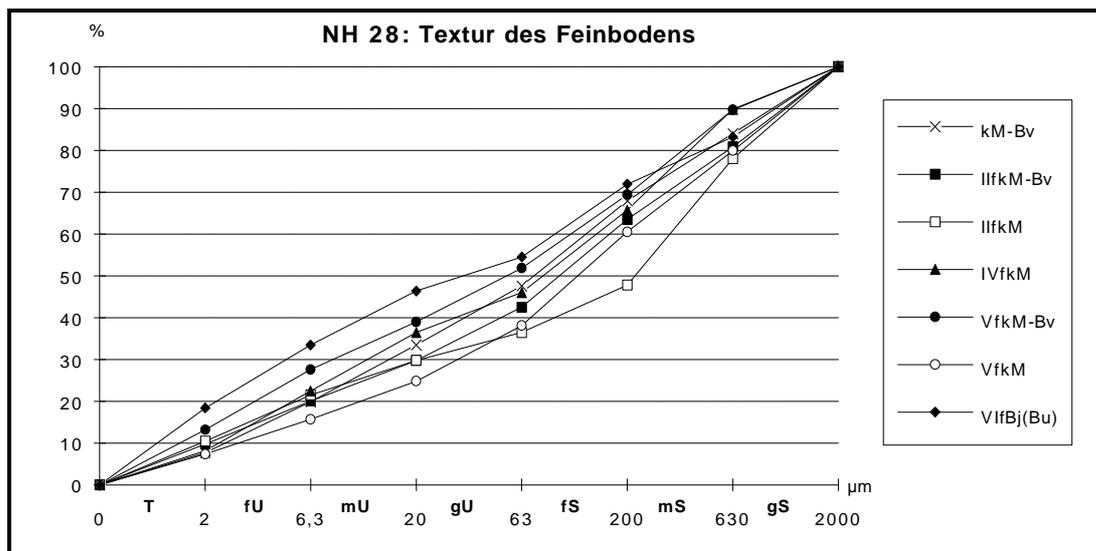


Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
kM-Bv	Su3	<1	3	21,5	12,0	21,0	< 9,5	42,5
IIfkM-Bv	Sl3	<1	4	21,5	11,5	13,0	< 10,0	34,5
IIfkM	Sl3	6	4	20,5	10,5	13,5	< 10,0	34,0
IIIfkM	Sl3	8	4	21,0	11,5	13,0	< 9,5	34,0
IVfkm-Bv	Sl4	<1	4	23,5	11,0	12,0	< 12,5	35,5
IVfkm	Su3	12	5	19,5	11,0	13,5	< 8,5	33,0
VfBu/Bj	Ls3	25	5	25,5	10,5	11,0	< 15,0	36,5

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μ S/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{eff} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,63 %	9,61		5,12	99	418	48	107	24	9	5,37	53,2 %
0,84 %	16,83		5,55		360	69	221	14	14	6,26	47,7 %
0,31 %			4,64	52	260	77	98	7	7	6,73	32,8 %
0,28 %			4,73		268	42	35	19	10	6,17	30,0 %
0,18 %			5,18		201	44	38	22	3	6,94	32,4 %
0,19 %			5,03		248	51	42	16	4	4,52	40,7 %
0,06 %			4,72		196	39	17	11	<1	4,22	32,8 %



Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):

mehrphasiger Chromic Kolluvisol, cambic phase über Paläo-Ferralsolrest
 Dundee Form - Marico Family über Hutton/Griffin Form
 (*orthic over stratified alluvium/colluvium over red apedal B*)

USDA-Klassifikation:

Inceptisol - Fluvochrept over Palaeo-Acrisol

Erosionsgrad:

stark erodiert, Spülflächen gekappt, Wurzelhügelbildung, Subrosion/Piping, starke Gullybildung bis ins Anstehende, insgesamt sehr leicht erodierbar

Geologischer Standort

Duruchaus Formation, Ondekaremba Member: feldspatreiche rötliche Schiefer, Quarzitbänder

Klimatischer Standort

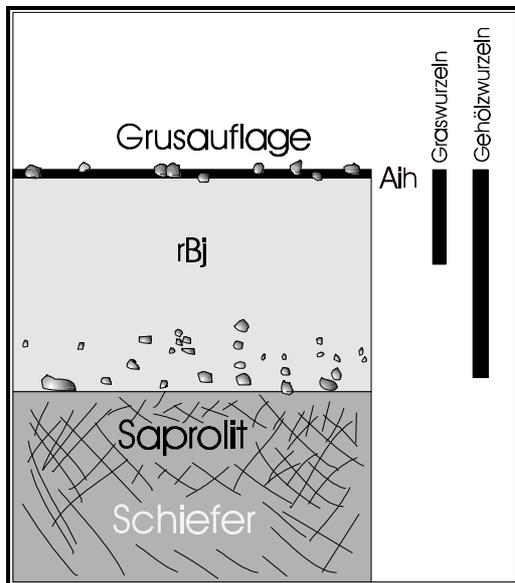
Köppen: BSkw (kühles Steppenklima)

NS: 410 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge, Fröste; Evap.: 3200 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):	aufglockerte Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:	Gehölz- und Krautschicht: <i>Catophractes alexandri</i> , <i>Acacia karroo</i> , <i>Acacia mellifera</i> subsp. <i>detinens</i> , <i>Rhigozum trichotomum</i> Grasschicht: <i>Cenchrus ciliaris</i> , <i>Aristida meridionalis</i> , <i>Eragrostis spec.</i>
Bedeckungsgrad:	39,3 % (26.03.95)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:	mäßig verbuscht, Gehölzanteil ca. 30 %
Vegetationsschäden:	kaum Verbiß
Nutzung:	Wildweide, kommerzielles Weideland, <i>Holistic Resource Management (HRM)</i> , einer Variante des <i>High Impact Grazing</i>
Dauer der jetzigen Nutzungsart:	HRM seit 1969, stetig ausgebaut, vorher übliche Wechselweidewirtschaft

Profil-Nr.: NH29	Topogr. Karte: 2217CB	Einzugsgebiet: Seeis Rivier - Bismarck Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Sonnleiten	Bismarckberge		Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Rumpffläche Seeis-Niveau	Hangneigung: 1,5°	17°23'59"	22°31'13"
		Exposition: N	Höhe über NN: 1780 m	

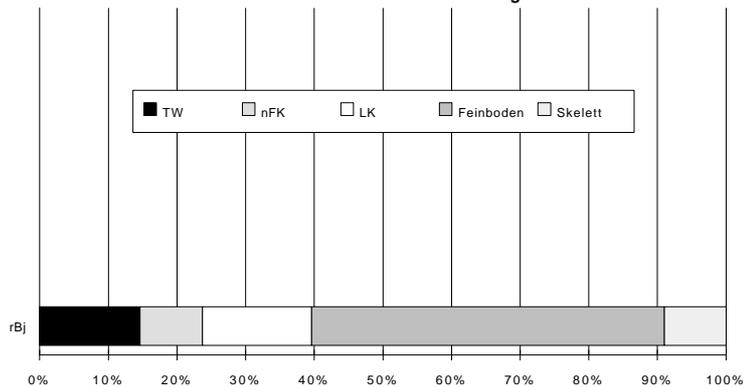


Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	Spülfäche, Grusauflage
Aih (0-3)	Horizont nicht überall vorhanden, Skelettanteil ca. 15 %, Krümelgefüge, etwas Einzelkörner, mittel- bis grobporig, gut durchwurzelt, Farbe 5 YR 5/6 yellowish red (feucht), Untergrenze wellig bis eben
rBj (3-50)	reliktischer Fersialithorizont, Kohärentgefüge, feinporig, gut bis mäßig durchwurzelt, schwach carbonatisch, durch eingebrachte Feinsande leichtere Textur als ursprünglich, Farbe 5 YR 4/6 yellowish red (feucht), Untergrenze taschenförmig
Cvs (>50)	saprolitisch verwittertes Anstehendes, mit Mühe grabbar, absandend und abgrusend wo angeschnitten

NH 29: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
rBj	Ls4	9	3	26,0	10,0	17,6	< 16,0	43,5

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{eff} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,61 %			4,81	54	282	78	134	12	9	5,78	42,2 %

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:

Rhodi-cambic Ferralsol, gekappt, auch klassifizierbar als Rhodic Arenosol (lehmig-sandige Textur)

South African Soil Taxonomy (1991):

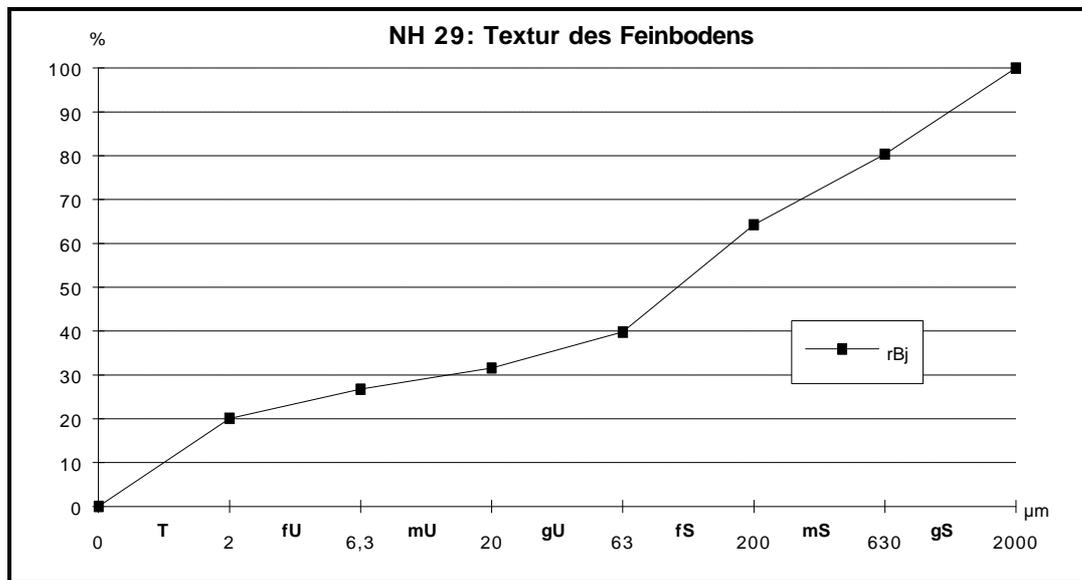
Griffin Form - Maritzdrif Family

USDA-Klassifikation:

Oxisol - Arenic Haplustox

Erosionsgrad:

mäßig flächenhaft erodiert, kleine Wurzelhügel, Abflußlinien leicht zerschnitten, insgesamt mittelmäßig bis leicht erodibel;
Akkumulationsformen: grobsandige Kupsten (etwas äolischer Eintrag)



Geologischer Standort

Auas-Formation: Graphitglimmerschiefer, Quarzite

Klimatischer Standort

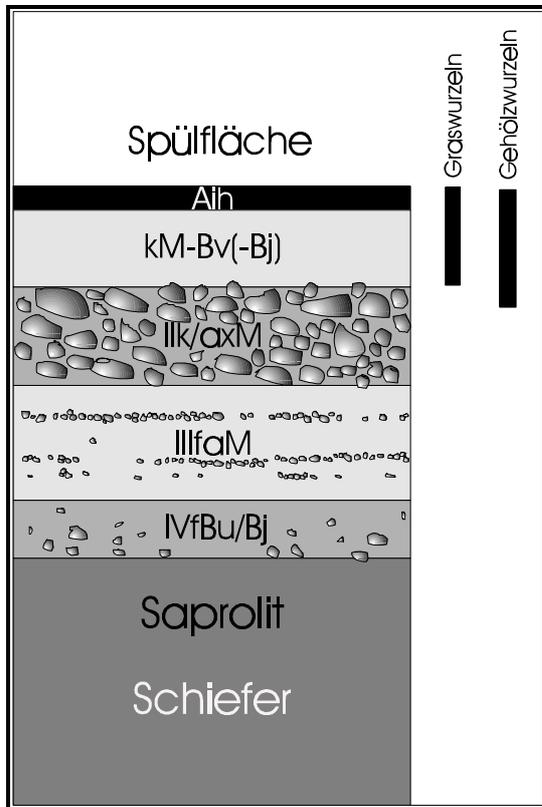
Köppen: BSkw (kühles Steppenklima) im Grenzbereich zu BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima)
NS: 410 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge, Fröste; Evap.: 3000-3200 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Catophractes alexandri*, *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *Rhigozum trichotomum*
Grasschicht: *Eragrostis rigidior*, *Heteropogon contortus*, *Cenchrus ciliaris*, *Pogoanrthria squarrosa*
Bedeckungsgrad: 19,7 % (26.03.95)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: mäßig bis kaum verbuscht, Gehölzbedeckung ca. 20 %
Vegetationsschäden: kaum Verbiß (noch nicht in der Weiderotation)
Nutzung: Wildweide, kommerzielles Weideland, *Holistic Resource Management*, eine Variante des *High Impact Grazing*
Dauer der jetzigen Nutzungsart: HRM seit 1969, stetig ausgebaut, vorher normale kommerzielle Wechselweidewirtschaft

Profil-Nr.: NH31	Topogr. Karte: 2217CB	Einzugsgebiet: Olifants Rivier	Koordinaten	
Topos: Farm Hohewarte	Bismarckberge		Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Pediment, kolluvial überdeckt	Hangneigung: 2°	17°24'58"	22°36'55"
		Exposition: SW	Höhe über NN: 1800 m	

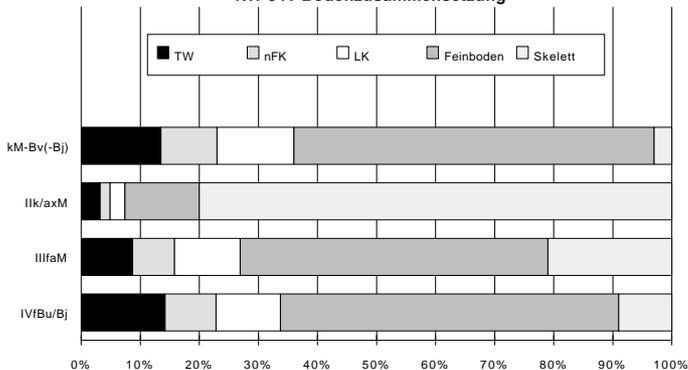
Profilbeschreibung



Horizont

- Oberfläche Spülfläche, Wurzelhügel
- Aih (0-5) Horizont stellenweise abgetragen, Gefüge krümelig, zur Basis leich Fe-verkittet, mittelporig, gut durchwurzelt, Farbe 5 YR 3/4 dark reddish brown (feucht), Untergrenze wellig
- kM-Bv(-Bj) (5-22) Kolluvialhorizont aus rubefiziertem Substrat, andeutungsweise verbraunt, Kohärentgefüge, mittel- bis feinporig, gut durchwurzelt, Farbe 5 YR 4/6 yellowish red (feucht), Untergrenze wellig
- IIIk/axM (22-47) skelettreicher Kolluvialhorizont mit groben Blöcken, Artefakte des späten Mittel-Paläolithikum (Mittel-Acheul ?), Matrix kohärent, feinporig, kaum durchwurzelt, Matrixfarbe 5 YR 4/4 reddish brown (feucht), Untergrenze wellig
- IIIfaM (47-78) fossiler Alluvial-, möglicherweise auch Kolluvialhorizont, enthält *stone lines* als Anzeichen für wechselhafte Auendynamik, Kohärentgefüge, feinporig, gut durchwurzelt, Farbe 5 YR 4/6 yellowish red (feucht), Untergrenze eben
- IVfBu/Bj (78-89) fossiler Rotplastosol- oder Latosolrest, Gefüge kohärent, prismatisch-bröckelig, feinporig, undurchwurzelt, Farbe 2,5 YR 4/4 reddish brown (feucht), Untergrenze taschenförmig
- IVCvs (>89) stark saprolitisiertes Anstehendes, grabbar

NH 31: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
kM-Bv(-Bj)	S14	3	4	23,0	9,5	13,0	< 13,5	36,0
IIIk/axM	Ls4	80	5	24,5	8,5	12,5	< 12,5	37,0
IIIfaM	S14	21	4	20,0	9,0	14,0	< 14,0	34,0
IVfBu/Bj	Ls4	9	4	25,0	9,5	12,0	< 15,5	37,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

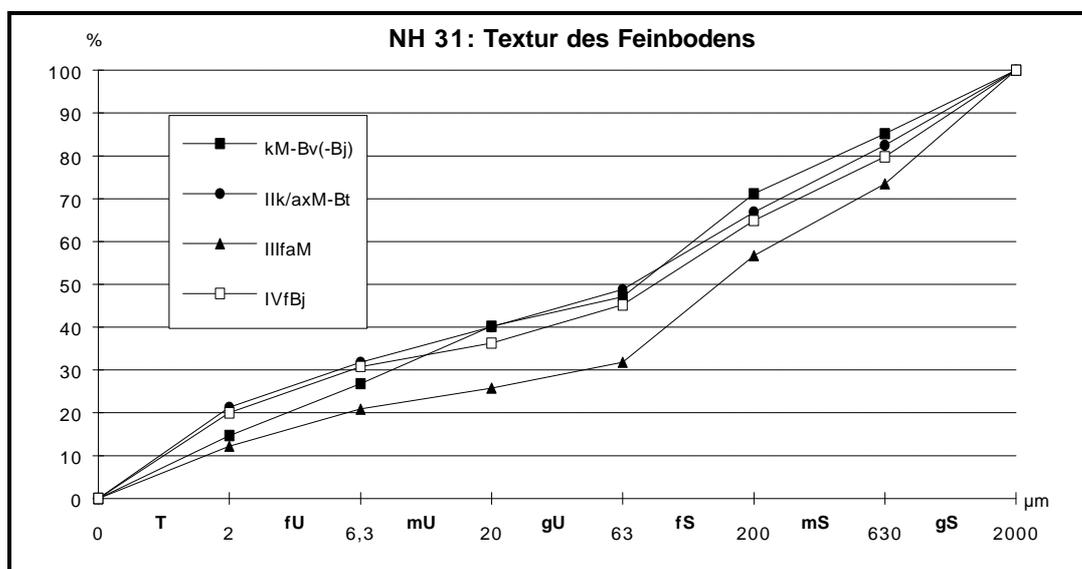
Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μ S/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	S-Wert [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,54 %	10,13	5,20	5,12		553	22	66	19	7	3,19	
0,31 %		5,07	4,94		216	23	24	37	2	1,49	
0,28 %		5,11	4,99		210	36	36	31	<1	1,57	
0,14 %		5,55	5,34		191	46	41	20	<1	1,52	

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation: mehrphasiger Ferralic Kolluvisol über Paläo-Rhodic Fluvisol über Paläo-Ferralsol

South African Soil Taxonomy (1991): Dundee Form - Marico Family over Hutton/Kranskop Form (?)
(*orthic over stratified alluvium/kolluvium over red apedal B*)

USDA-Klassifikation: Inceptisol - Fluvochrept over Palaeo-Oxisol



Erosionsgrad:

Spülfäche mit bis zu 40 cm hohen Wurzelhügeln beträchtlich abgetragen, Entwässerungslinien stark zerschnitten, insgesamt sehr leicht erodierbar, Gullybildung bis in den Saprolit

Geologischer Standort

Naos-Formation, Olifantsrivier Member: Glimmerschiefer, eisenschüssiger Amphibolit, glimmerreiche Quarzite

Klimatischer Standort

Köppen: BSkw (kühles Steppenklima)
NS: 400 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge, Fröste; Evap.: 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Acacia erioloba*, *Rhigozum trichotomum*, *Combretum apiculatum*
Grasschicht: *Stipagrostis spec.*, *Pogonarthria fleckii*, *Eragrostis curvula*, *Schmidtia pappophoroides*

Bedeckungsgrad: 41,7 % (27.05.96)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: mäßig bis beträchtlich verbuscht mit Dreidorn, Gehölzanteil ca. 40-60 %

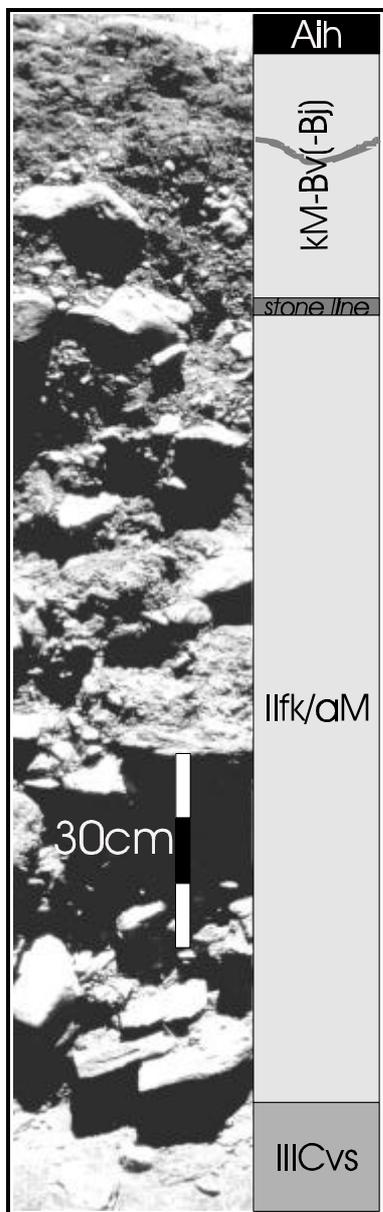
Vegetationsschäden: Gräser sehr stark verbissen bis zur Unbestimmbarkeit

Nutzung: Wildweide, kommerzielles Weideland

Dauer der jetzigen Nutzungsart: ca. 100 Jahre, zeitweise in Staatsbesitz

Profil-Nr.: NH32 Topos: Farm Hohewarte	Topogr. Karte: 2217CB Bismarckberge	Einzugsgebiet: Olifants Rivier	Koordinaten	
	Reliefposition: Pediment, kolluvial überdeckt	Hangneigung: 2,5° Exposition: SW	Rechtswert 17°24'55"	Hochwert 22°37'05"
			Höhe über NN: 1800 m	

Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche Spülfläche mit Wurzelhügeln

Aih Krümelgefüge, stellenweise kohärent, grobsandig-feingrusige angewitterte Quarzkörner, gut bis mäßig durchwurzelt, mittelporig, Farbe 5 YR 4/4 reddish brown (feucht), Untergrenze eben bis leicht wellig

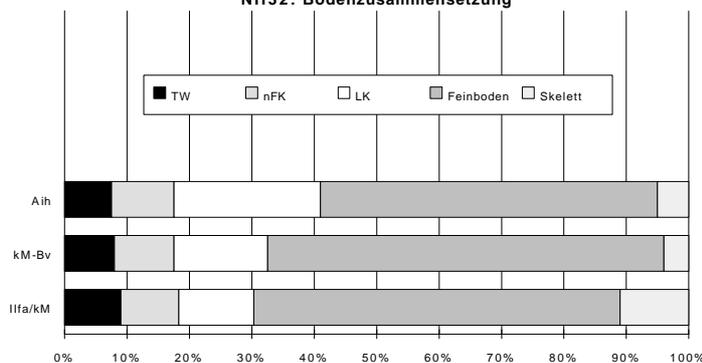
kM-Bv(-Bj) rötlicher Kolluvialhorizont, leicht nachträglich verbraunt, carbonatarm, Kohärentgefüge, feinporig, gut bis mäßig durchwurzelt, Farbe 5 YR 3/4 dark reddish brown (feucht), Untergrenze eben

IIkxM Erosionsoberfläche, sehr dünne *stone line*, Matrix wie unten

IIfk/aM fossiler Kolluvial- oder Alluvialhorizont, stellenweise mehrfache Erosionsoberflächen enthaltend (*stone lines*), Blockgerölle, Matrix kompakt, Kohärentgefüge, feinporig, kaum durchwurzelt, Horizont enthält Artefakte des Mittelpaläolithikums (v. a. *hand axes*) auch basisnah, Farbe 5 YR 4/6 yellowish red (feucht), Untergrenze eben bis leicht wellig

IIIcvs stark saprolitisch verwittertes Ausgangsgestein mit geringen Resten eines fossilen Latosolhorizonts

NH32: Bodenzusammensetzung

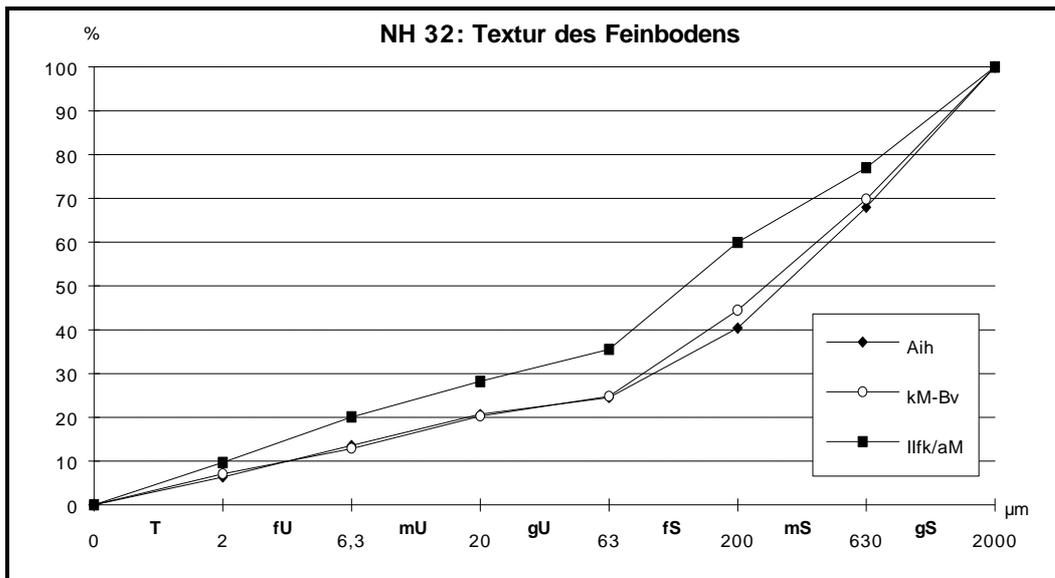


Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Aih	SI2	5	3	17,5	10,0	23,5	< 7,5	41,0
kM-Bv	SI2	4	4	17,5	9,5	15,0	< 8,0	32,5
IIfk/aM	SI3	11	5	20,5	10,5	13,5	< 10,0	34,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	S-Wert [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
1,58 %	21,85	5,82		144	618	60	81	39	3	1,52	
0,67 %		5,73		140	316	40	51	37	<1	2,19	
0,44 %		5,92			251	20	67	19	<1	1,64	



Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation: mehrphasiger Ferralic Kolluvisol, cambic phase
South African Soil Taxonomy (1991): Dundee Form - Marico Family (*orthic over stratified alluvium*) oder Oakleaf Form - Dipene Family (*orthic over neocutanic B*)
USDA-Klassifikation: Inceptisol - Fluvochrept

Erosionsgrad:

Spülfäche mit erheblicher Wurzelhügelbildung und Rinnenbildung, Hauptabflußlinien mit tiefer Grabenerosion bis in den anstehenden Saprolit, insgesamt sehr leicht erodierbar

Geologischer Standort

Naos-Formation, Olifantsrivier Member: Glimmerschiefer, eisenschüssiger Amphibolit, glimmerreiche Quarzite

Klimatischer Standort

Köppen: BSkw (kühles Steppenklima)
 NS: 400 mm, Sommerregen, selten Winterniederschläge, Fröste; Evap.: 3200-3400 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Acacia erioloba*, *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *Rhigozum trichotomum*, *Catophractes alexandri*
 Grasschicht: *Eragrostis* spec., *Sporobolus fimbriatus*, *Heteropogon contortus*, *Stipagrostis uniplumis*, *Aristida* spec.

Bedeckungsgrad: 27,0 % (02.11.96)

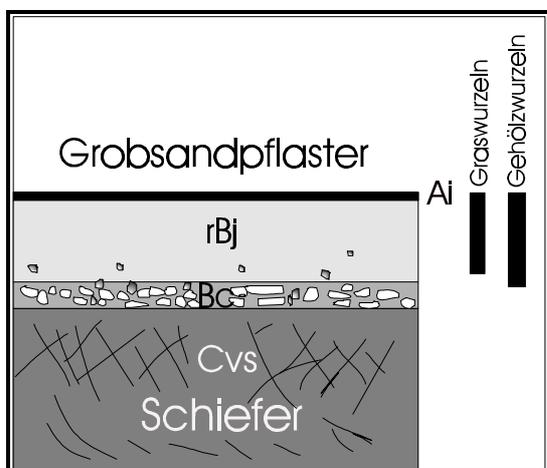
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: beträchtlicher Altbusch, hohe Bäume (Rivier- und Dammnähe) Gehölzanteil stellenweise bis 90 %

Vegetationsschäden: Gräser stark verbissen, Bäume mit Brandspuren

Nutzung: kommerzielles Weideland, Wildweide

Dauer der jetzigen Nutzungsart: seit ca. 100 Jahren, zeitweise in Staatsbesitz

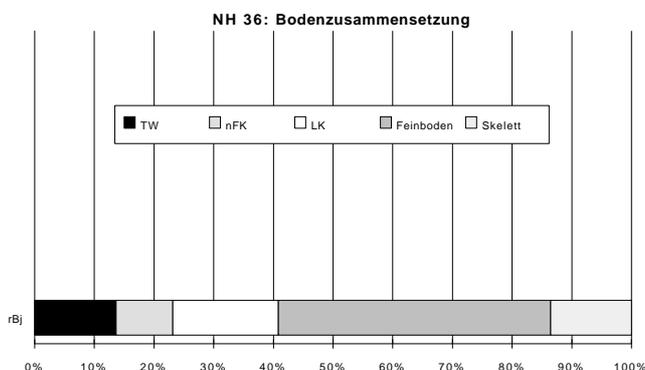
Profil-Nr.: NH36	Topogr. Karte: 2217DA Ottjimuona	Einzugsgebiet: Olifants Riv.	Koordinaten	
Topos: Farm Helga, ca. 100 m östl. des Quartzhügels, an der Seis-Wasserscheide	Reliefposition: Rumpffläche, Seis-Niveau	Hangneigung: 1,5°	Rechtswert	Hochwert
		Exposition: E	17°40'40"	22°36'12"
			Höhe über NN: 1620 m	



Profilbeschreibung

Horizont

- Oberfläche: dünnes Grobsandpflaster
- Aih (0-3): Einzelkorngefüge, grobporig, gur bis mäßig durchwurzelt, Horizont oft fehlend (verblasen), Farbe 2,5 YR 4/6 red (feucht), Lagerungsdichte Ld = 2, Untergrenze eben
- rBj (3-32): stark verwittertes, sandiges Substrat, Einzelkörner mit Ton- und Fe-Cutanen, zur Basis hin kohärent, gut bis mäßig durchwurzelt, mittelporig, carbonatarm, Farbe 2,5 YR 4/3 reddish brown (feucht), Untergrenze eben bis leicht wellig
- Bc (32-44): Horizont mit nodulärer Calcrete-Anreicherung, Kittgefüge, stark verbacken, undurchwurzelt, Lagerungsdichte Ld = 4, gehemmte Infiltration, Untergrenze taschenförmig bis wellig
- Cj (>44): fersialitisch angewittertes Anstehendes, nicht grabbar



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
rBj	Ls4	13	3	25,5	10,5	19,5	< 15,0	45,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{eff} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,61 %	16,09	5,21	4,93	61	308	45	62	19	1	5,38	36,8 %

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):

Ferralic Arenosol, calcare phase, auch: Nitosol
Kimberley Form - Taung Family
(*orthic over red apedal B and soft carbonate horizon*)

USDA-Klassifikation:

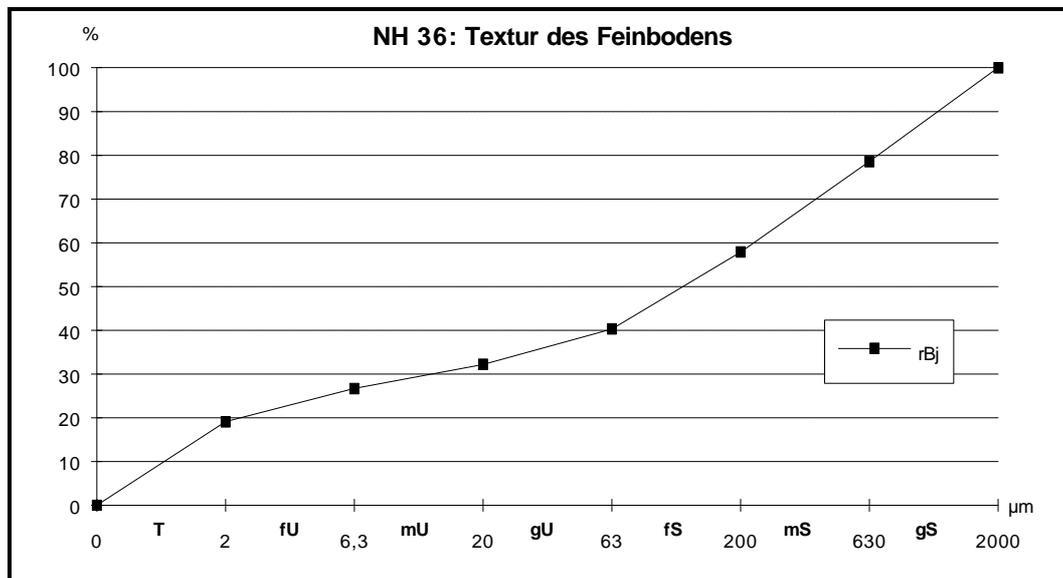
Oxisol - Arenic Haplustox (?), oder: Alfisol - Arenic Hapludalf mit *petrocalcic horizon*

Erosionsgrad:

kaum fluvial erodiert, etwas äolischer Abtrag (mittelmäßig winderosionsanfällig), insgesamt mittelmäßig erodierbar

Geologischer Standort

Damara (undifferenziert): Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze



Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima)

NS: 420 mm, Sommerregen, sehr selten Winterniederschläge; Evap.: 3000 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Hochlandsavanne mit Elementen der Kameldornsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Acacia nebrownii*, *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *Acacia erioloba*, *Combretum imberbe*, *Terminalia prunioides*
Grasschicht: *Aristida meridionalis*, *Enneapogon cenchroides*, *Schmidtia kalahariensis*, *Fingerhutia* (?),

Lindneria clavata, *Dipcadi claucum* (Giftpflanzen für Vieh)

Bedeckungsgrad:

21,5 % (26.05.96)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:

mäßig verbuscht, Akazien etwas verdichtet, starkes Akaziensterben

Vegetationsschäden:

Zurücksterben der Akazien, viel tote Vegetation, Gräser verbissen, nahezu vollständig abgeweidet

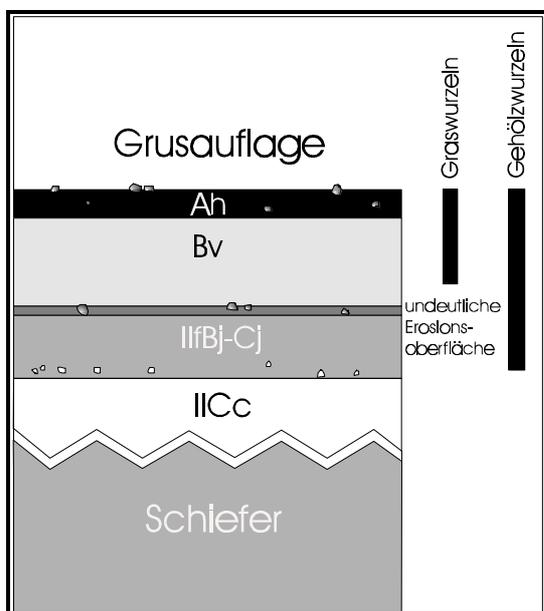
Nutzung:

kommerzielles Weideland, Wildweide

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

ca. 80 Jahre

Profil-Nr.: NH43	Topogr. Karte: 2217BB	Einzugsgebiet: Swart Nosob	Koordinaten	
Topos: Farm Merino	Okahua	- Kainamatoje	Rechtswert	Hochwert
	Reliefposition: Rumpffläche	Hangneigung: 2,5°	17°50'45"	22°00'36"
		Exposition: E	Höhe über NN: 1700 m	

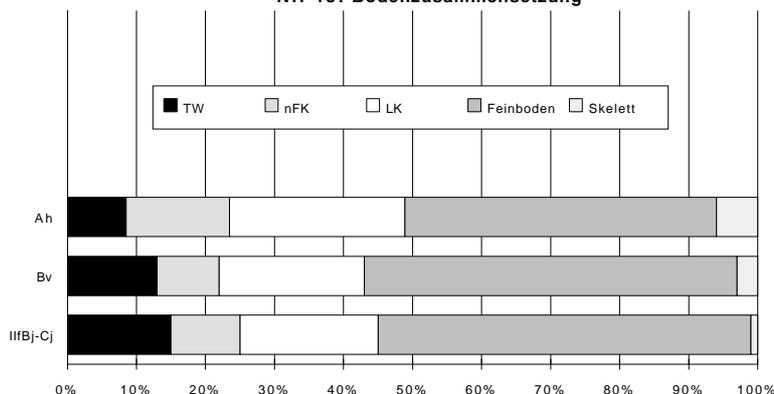


Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	lockere Steinstreue, Grobsandauflage
Ah (0-11)	Einzelkorngefüge, zur Basis hin krümelig-subpolyedrisch, mittelporig, gut durchwurzelt, Farbe 7,5 YR 4/6 strong brown (feucht), Untergrenze eben bis leicht wellig
Bv (11-43)	Einzelkorngefüge, schwache Krümelbildung, mittelporig, gut bis mäßig durchwurzelt, Farbe 7,5 YR 3/3 dark brown (feucht), Untergrenze eben
IIfBj-Cj (34-71)	Einzelkorngefüge, leicht kohärent, mittel- bis feinporig, kaum durchwurzelt, Farbe 5 YR 4/6 yellowish red (feucht), Untergrenze wellig
IICc (>71)	carbonatreicher Übergangshorizont, Calcrete

NH 43: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten des Feinbodens (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ah	St2	6	2	25,0	16,0	27,0	< 9,0	52,0
Bv	Sl4	3	3	22,0	9,0	21,0	< 13,0	43,0
IIfBj-Cj	Ls4	<1	3	25,0	10,0	20,0	< 15,0	45,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,81 %		7,66	7,02	198	967	68	181	20	20	6,09	97,3 %
0,53 %		7,93	7,38		1671	69	130	71	21	9,91	96,2 %
0,37 %		8,08	7,72		2089	47	109	78	1	11,61	98,3 %

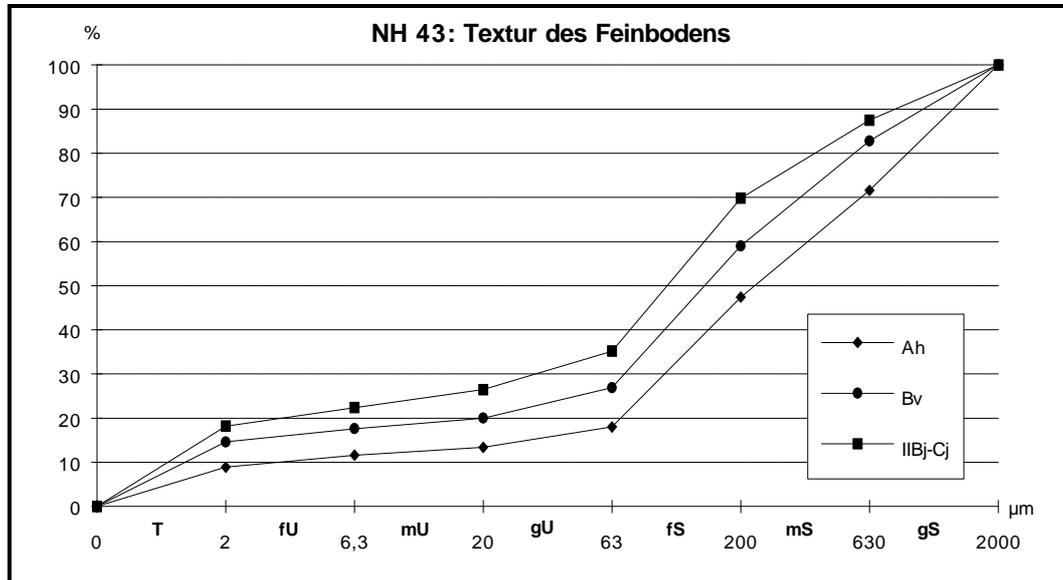
Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):

Cambic Arenosol über fossilem Calcic Arenosol, cambic phase
Etosha Form - Armoed Family
(orthic over neocutanic B and soft carbonate)

USDA-Klassifikation:

Inceptisol - Calciochrept



Erosionsgrad:

teilweise beträchtlich erodiert, Kupstenbildung, insgesamt mittelmäßig erodierbar, mäßig bis stark winderosionsanfällig

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation (undifferenziert): Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

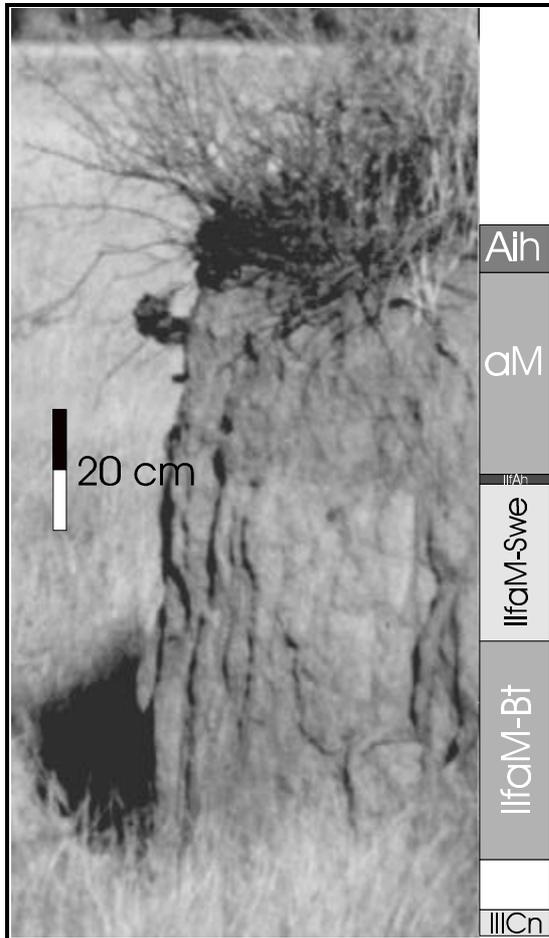
Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima)
NS: 360 mm, Sommerregen, selten Fröste; Evap.: 3000-3200 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Kameldornsavanne mit Elementen der Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Acacia mellifera* subsp. *detinens*, *Acacia erioloba*, *Acacia nebrownii*, *Acacia karroo*, *Grewia flava*
Grasschicht: *Antephora pubescens*, *Eragrostis rigidior*, *Aristida* spec.
Bedeckungsgrad: 44,3 % (18.09.95)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: stark verbuscht, Gehölzanteil ca. 75 %
Vegetationsschäden: Gräser etwas verbissen
Nutzung: kommerzielles Weideland, Wildweide
Dauer der jetzigen Nutzungsart: ca. 80 Jahre

Profil-Nr.: NH45	Topogr. Karte: 2217BA Mecklenburg	Einzugsgebiet: Wit Nossob - Okamachue - Orumbungo R.	Koordinaten	
Topos: Farm Orumbungo Orumbungo-Tal	Reliefposition: Mittelterrasse intramontanes Becken	Hangneigung: 2°	Rechtswert 17°34'41"	Hochwert 22°11'05"
		Exposition: S	Höhe über NN: 1710 m	

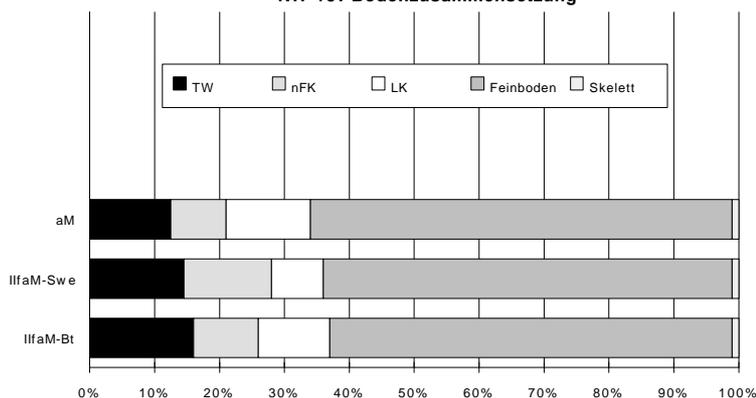
Profilbeschreibung



Horizont

Oberfläche	Spülfläche, Wurzelhügel
Aih (0-2)	Krümelfüge, schnell in Einzelkörner zerfallend, mittelporig, gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 5/2 greyish brown (feucht), Untergrenze eben
aM (2-39)	Alluvialhorizont, Kohärentgefüge, kompakt, feinporig, gut durchwurzelt, Farbe 10 YR 5/1 gray (feucht), Untergrenze eben
IIfaH (39-40)	fossiler A-Horizont, Kohärentgefüge, etwas lockerer, grobe Einzelkörner (grusig-grobsandig), Grusanteil ca. 20 %, kaum durchwurzelt, Farbe 10 YR 4/2 dark greyish brown (feucht), Untergrenze eben
IIfaM-Swe (40-75)	fossiler Alluvialhorizont, fossil naßgebleicht, wenige Rostflecken, Kohärentgefüge, kompakt, feinporig, kaum durchwurzelt (nur einige Tiefwurzler-Gehölze), Farbe 10 YR 7/1 light grey (feucht), Untergrenze eben
IIfaM-Bt (75-108)	fossiler Alluvialhorizont, fossil etwas tonangereichert, Kohärentgefüge, sehr feinporig, kaum durchwurzelt, Farbe 10 YR 5/1 grey (feucht), Untergrenze eben bis leicht wellig
IIIcN (>108)	unverwittertes Anstehendes

NH 45: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
aM	Sl4	<1	4	21,0	8,5	13,0	< 12,5	34,0
IIfaM-Swe	Ls3	<1	4	28,0	13,5	8,0	< 14,5	36,0
IIfaM-Bt	Ls3	<1	4	26,0	10,0	11,0	< 16,0	37,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	S-Wert [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,93 %	8,99	6,83			677	66	103	567	12	6,63	
0,47 %	22,78	6,11			378	79	319	1161	2	8,40	
0,31 %		6,79			512	55	201	608	<1	6,16	

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation: polygenetischer Cambic Fluvisol auf fossilem Gleyic Fluvisol, sodic phase
South African Soil Taxonomy (1991): Oakleaf Form - Ritchie Family über Vilafontes Form - Woburn Family
(*orthic over neocutanic B and orthic over E horiz. over luvic neocutanic B*)
USDA-Klassifikation: Inceptisol - Xerofluvept over Fluvaquept

Erosionsgrad:

sehr stark flächenhaft abgetragen, starke Badlandbildung und Grabenreißen, Subrosion/*piping*, Boden insgesamt nur reliktsch erhalten, extrem leicht erodierbar durch schnellen Kolloidzerfall bei Durchfeuchtung, *deflocculation* bei Austrocknung

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation: Glimmerschiefer, Quarze

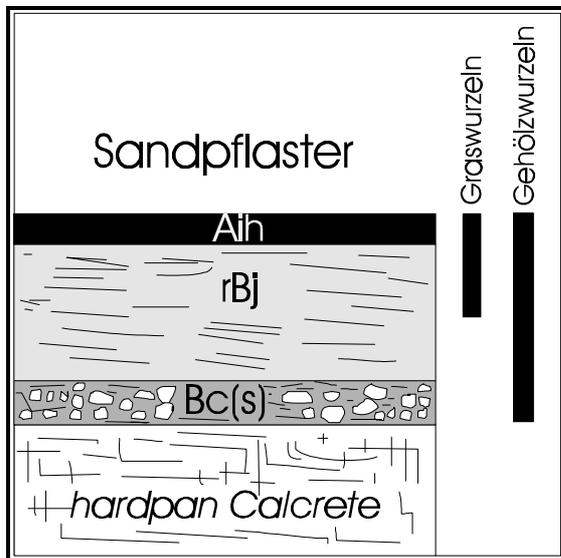
Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima)
NS: 350 mm, Sommerregen, selten Fröste; Evap. 3000-3200 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971): Hochlandsavanne
Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt: Gehölz- und Krautschicht: *Acacia karroo*, *Catophractes alexandri*
Grasschicht: *Antephora pubescens*, *Sporobolus fimbriatus*, *Urochloa bolbodes*, *Melinis repens*
Bedeckungsgrad: 87,3 % (22.06.94)
Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: kaum verbuscht; allerdings ist das Profil vor allem dort vollständig erhalten, wo es durch Gehölzbedeckung geschützt ist. Sehr wahrscheinlich hat Überbeweidung der Grasschicht zum schnellen Abtrag entscheidend beigetragen. Dadurch war zum Beginn der jeweiligen Regenzeit der Boden nahezu unbedeckt. Die ungünstigen Infiltrationsverhältnisse führten zu verstärkter horizontaler Dynamik und verursachen so das Grabenreißen.
Vegetationsschäden: Gräser etwas verbissen
Nutzung: kommerzielles Weideland, Wildweide
Dauer der jetzigen Nutzungsart: ca. 80 Jahre

Profil-Nr.: NH46	Topogr. Karte: 2117DB	Einzugsgebiet: Swart Nosob	Koordinaten	
Topos: Farm Okowirura	Reliefposition: Rumpffläche	Hangneigung: 1°	Rechtswert	Hochwert
		Exposition: E	17°57'10"	21°44'31"
			Höhe über NN: 1680 m	

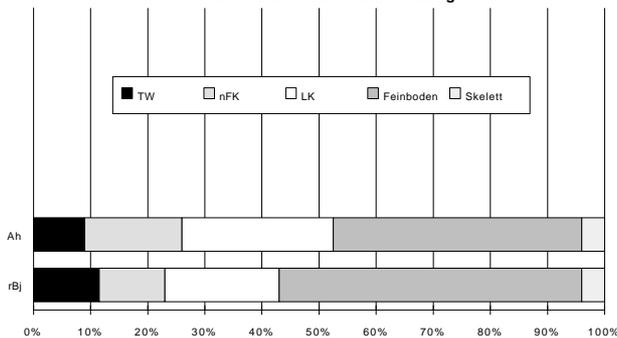


Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	Sandpflaster, stellenweise Kupsten, gelegentl. Calcrete
Ah (0-10)	lockeres Einzelkorngefüge, grob- bis mittelporig, gut bis mäßig durchwurzelt, Farbe 7,5 YR 4/3 dark brown (feucht), Untergrenze diffus
rBj (10-55)	rötliche, stark verwitterte Flugsanddecke, Einzelkorngefüge, Körner leicht angeätzt, zur Basis hin stellenweise Fe-verkittet, mittelporig, mäßig bis gut durchwurzelt, Farbe 5 YR 4/6 yellowish red (feucht), Untergrenze diffus, eben
Bc(s) (55-69)	Illuvialhorizont mit nodulärem Calcrete, <i>neocarbonate</i> , Skelettanteil 15 %, kaum Wurzelröhren, feinporig, kohärent, Matrixfarbe 5 YR 4/4 reddish brown (feucht), Untergrenze wellig
mCc (>69)	hartes Calcrete, nicht grabbar, <i>hardpan carbonate</i>

NH 46: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ah	Su3	4	2	26,0	17,0	26,5	< 9,0	52,5
Bj	Sl4	4	3	23,0	11,5	20,0	< 11,5	43,0

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [µS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	S-Wert [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
1,07 %		5,35		61	823	184	286	17	18	6,42	
0,89 %		6,29		89	1006	174	254	19	6	7,47	

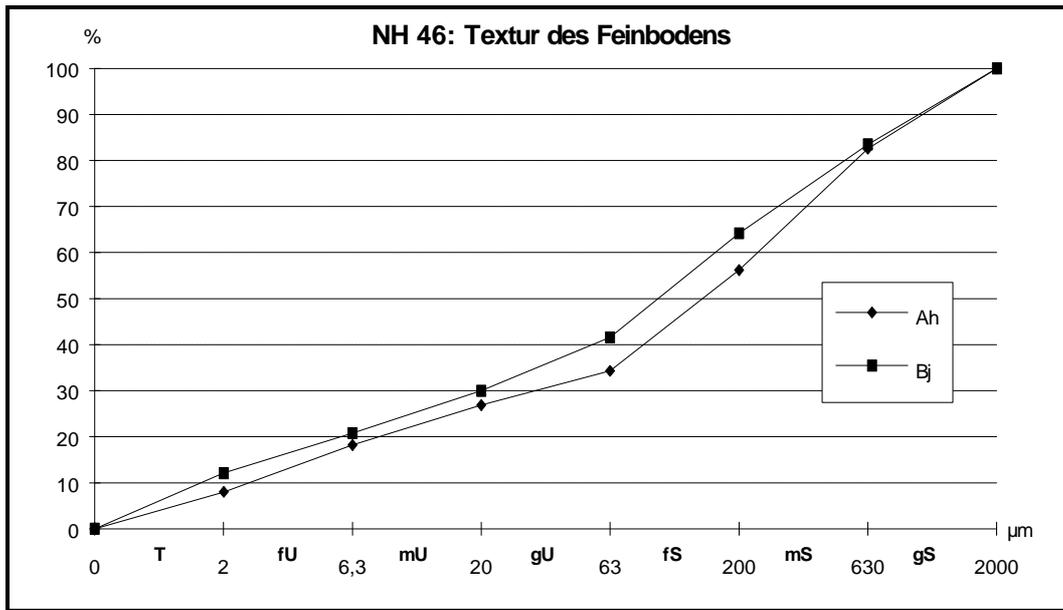
Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Luvi-ferralic Arenosol, calcari-cambic phase
Prieska Form - Angelienspan Family
Inceptisol - Torriorthept

Erosionsgrad:

mäßig erodiert, Calcrete stellenweise an der Oberfläche, Spülfäche partiell mit dünner Flugsanddecke, ausblasbar, insgesamt mittelmäßig erodierbar in Nähe der Abflußlinien, an den Spülscheiden fluvial schwach erodierbar



Geologischer Standort

Swakop-Gruppe: Marmore

Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima)

NS: 420 mm, Sommerregen; Evap.: 3000 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Dornbuschsavanne mit Elementen der Kameldornsavanne

Gehölz- und Krautschicht: *Tarchonanthus camphoratus*, *Grewia spec.*, *Acacia hebeclada*, *Acacia erioloba*, *Terminalia sericea*, flußnah auch *Rhus lancea*, *Rhus tenuinervis*

Grasschicht: *Schmidtia kalahariensis*, *Schmidtia pappophoroides*, *Melinis repens*, *Enneapogon cenchroides*

Bedeckungsgrad:

86,0 % (15.03.95)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad:

erheblich verbuscht, *Grewia*-Anteil 17 %, Gehölzanteil ca. 70 %

Vegetationsschäden:

Gräser schwach verbissen

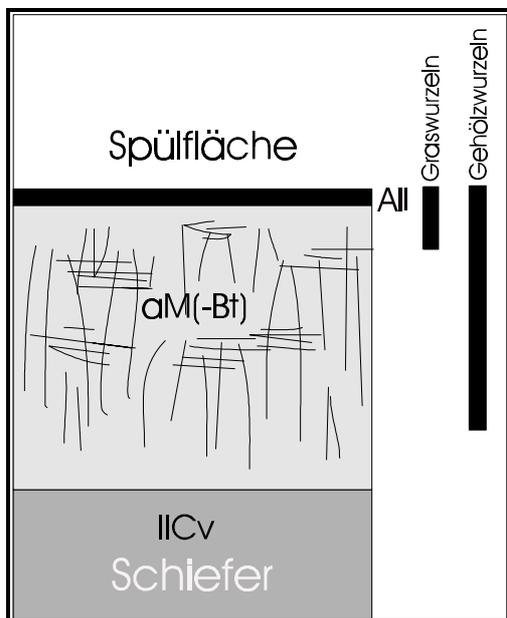
Nutzung:

kommerzielles Weideland (Bestockung in der Trockenzeit 1994/95 nur 29 kg Biomasse pro Hektar), Wildweide

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

ca. 70 Jahre

Profil-Nr.: NH47	Topogr. Karte: 2217BA Mecklenburg	Einzugsgebiet: Swart Nosob - Kainamatoje - Otjihua Riv.	Koordinaten	
Topos: Farm Ombujohapera Otjihua-Rivier	Reliefposition: Talboden, Mittelterrasse	Hangneigung: 3°	Rechtswert 17°44'02"	Hochwert 22°05'31"
		Exposition: E	Höhe über NN: 1710 m	

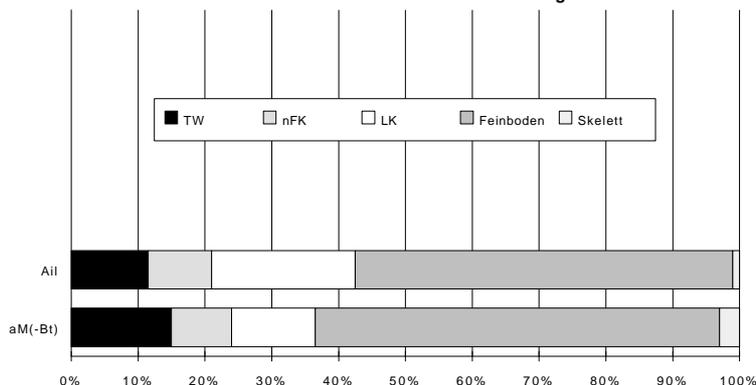


Profilbeschreibung

Horizont

Oberfläche	Spülfläche
Ail (0-6)	Einzelkorngefüge, zur Basis kohärent, gut durchwurzelt, grob- bis mittelporig, Farbe 10 YR 5/2 greyish brown (feucht), Untergrenze eben
aM(-Bt) (6-123)	unstratifizierter Alluvialhorizont, mehrphasig, <i>stone lines</i> stellenweise angedeutet, sandige und tonige Linsen und Bänder vorkommend, Kohärentgefüge, feinporig, <i>vertic</i> Eigenschaften in oberen 50 cm angedeutet, gut durchwurzelt, Wurzeln zur Basis hin stark abnehmend, effektiver Wurzelraum We = 4 dm, Farbe 10 YR 4/2 dark greyish brown (feucht), Untergrenze eben
IICv (>123)	angewittertes Anstehendes, schlecht grabbar

NH 47: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Ail	Sl3	3	3	21,0	9,5	21,5	< 11,5	42,5
aM(-Bt)	Ls4	<1	4	24,0	9,0	12,5	< 15,0	36,5

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{pot} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,61 %		7,07	6,84		687	128	192	381	17	7,80	84,9 %
0,28 %		6,95	6,58		1412	126	247	412	12	14,78	71,0 %

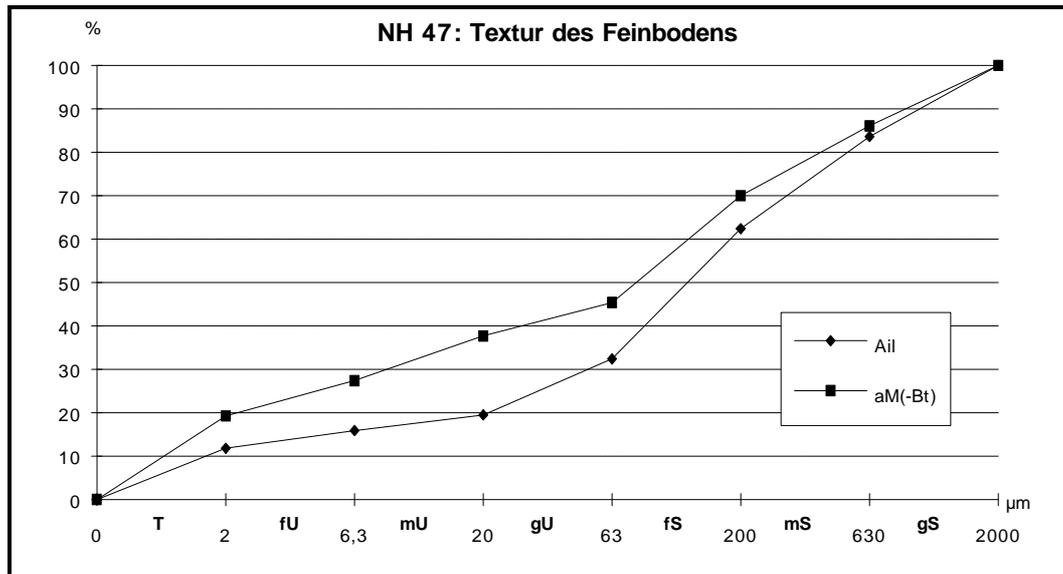
Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

Luvi-cambic Fluvisol
 Oakleaf Form - Buchuberg Family
 Entisol - Torrifluent

Erosionsgrad:

Spüflfläche mit kleinen Wurzelhügeln (Höhe bis 25 cm), Abflußlinien mit Grabenreißern, insgesamt sehr leicht erodierbar



Geologischer Standort

Kuiseb-Formation (undifferenziert): Glimmerschiefer, Quarze

Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima)

NS: 380 mm, Sommerregen, selten Fröste; Evap.: 3000-3200 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Hochlandsavanne mit Elementen der Kameldornsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: *Acacia karroo*, *Acacia erioloba*

Grasschicht: *Aristida spec.*, *Eragrostis curvula*, *Sporobolus fimbriatus*

Bedeckungsgrad:

43,8 % (27.02.95)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: unverbüsch, Gehölzanteil <5 %

Vegetationsschäden:

Gräser stark verbissen

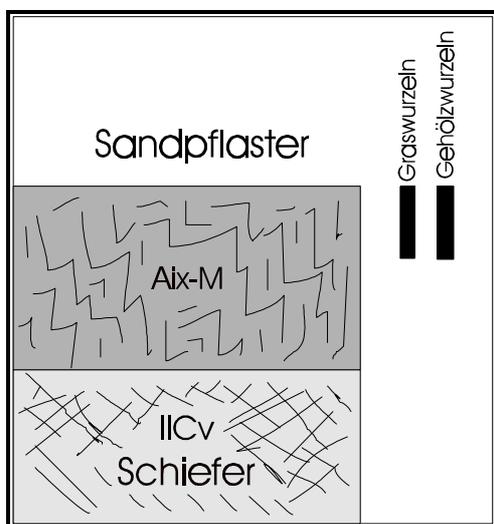
Nutzung:

kommerzielles Weideland, Wildweide

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

ca. 70 Jahre

Profil-Nr.: NH48	Topogr. Karte: 2217BB	Einzugsgebiet: Swart Nosob - Kainamatoje - Otjihua Riv.	Koordinaten	
Topos: Farm Ondahaka	Okahua	Hangneigung: 1,5°	Rechtswert 17°48'07"	Hochwert 22°06'17"
	Reliefposition: Rumpffläche, kleines Becken	Exposition: E	Höhe über NN: 1710 m	

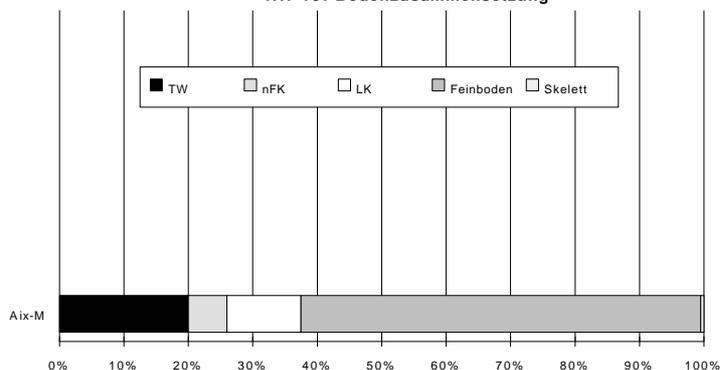


Profilbeschreibung

Horizont

- Oberfläche** Grob- bis Mittelsandauflage, sehr schwach angedeutete Gilgai-Formen
- Aix-M (0-58)** schwach bis mäßig selbstmulchender Horizont, *vertic* Eigenschaften, Trockenrisse bis 1 cm Breite, teilweise sandverfüllt, Scherflächen bis in 35 cm Tiefe, carbonathaltig, Gefüge kohärent, Graswurzeln in oberen 15 cm, effektiver Wurzelraum $We = 2$ dm, sehr feinporig, bei Trockenheit bröckelig, Farbe 2,5 Y 3/2 very dark greyish brown (feucht), Untergrenze eben bis wellig
- IICv (>58)** leicht angewittertes Anstehendes, nicht grabbar

NH 48: Bodenzusammensetzung



Horizontdaten (Bodenphysik)

Horizont	Textur Feinboden	Skelettanteil [%]	Lagerungsdichte (Ld)	Feldkapazität [%] FK	nutzbare FK [%]	Luftkapazität [%] LK	PWP [%] TW	Porenvol. GPV [%]
Aix-M	Ts4	<1	4	26,0	6,0	11,5	< 20,0	37,5

Horizontdaten (Bodenchemie)

Org. Mat. (Humus)	C/N-Ratio	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	El. Leitf. [μS/cm]	Ca [ppm]	Mg [ppm]	K [ppm]	Na [ppm]	P [ppm]	KAK _{eff} [cmol _c /kg]	Basensättigung (BS)
0,52 %	7,31	6,00	5,41	141	824	63	173	27	17	7,18	72,2 %

Bodentyp

Erweiterte FAO-Klassifikation:
South African Soil Taxonomy (1991):
USDA-Klassifikation:

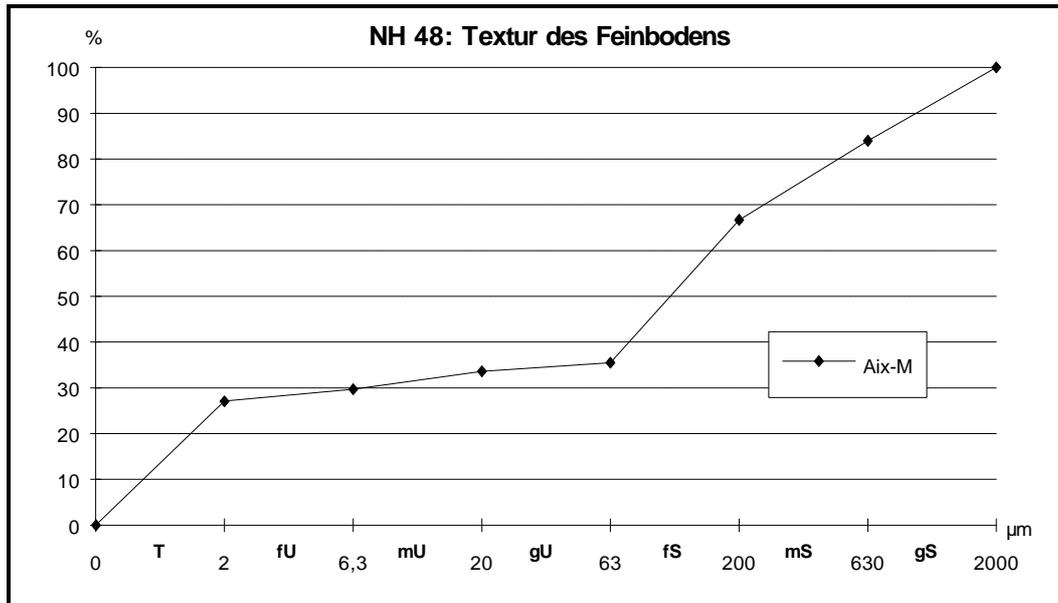
Eutric Vertisol, calcare phase oder: vertic Cambisol
 Arcadia Form - Rustenburg Family
 Vertisol - Pellustert

Erosionsgrad:

kaum erodiert durch Lage in Senke, mittelmäßig erodierbar, Oberfläche schwer ausblasbar

Geologischer Standort

Kuiseb-Formation (undifferenziert): Glimmerschiefer, Quarze



Klimatischer Standort

Köppen: BShw (warmes Steppenklima, Savannenklima)

NS: 370 mm, Sommerregen; Evap.: 3000-3200 mm

Vegetation und Landnutzung

Vegetationsformation nach GIESS (1971):

Kameldornsavanne mit Elementen der Hochlandsavanne

Artenspektrum zum Aufnahmezeitpunkt:

Gehölz- und Krautschicht: randlich *Acacia erioloba*

Grasschicht: *Schmidtia bolbodes*, *Melinis repens*, *Sporobolus fimbriatus*,

Enneapogon cenchroides, *Aristida* spec., *Eragrostis* spec.

Bedeckungsgrad:

24,9 % (11.03.95)

Gras-Gehölz-Verhältnis am Bedeckungsgrad: unverbucht, Gehölzanteil < 2 %

Vegetationsschäden:

Gräser stark verbissen

Nutzung:

kommerzielles Weideland, Wildweide

Dauer der jetzigen Nutzungsart:

ca. 80 Jahre

Formblatt: Bodenaufnahme Namibia

Projekt-Nr.	TK-Nr.	TK-Titel	Lokalität	Profil-Nr.	Koordinaten		Höhe ü. NN	Aufschluß	Datum	Anmerkungen
					Rechtswert	Hochwert				

Relief					Nutzung
Neigung	Exposition	Wölbung	Relieftyp	Mikrorelief	

Horizont-Nr.	Grenzen		Symbol	Farbe (Munsell)	Substrat-Symbol (Korngröße)	Probentiefe	Pedogene Merkmale			Anmerkungen
	Ober-/Untergrenze	Form, Lage Schärfe					Feuchte	Gefüge	Hohlräume	
1										
2										
3										
4										
5										
6										

Horiz.-Nr.	Labordaten									Trockenroh-dichte	Skelett-anteil	Durch-wurzelung	Hydro-morphie
	pH (KCl)	pH (H ₂ O)	Ca	K	P	Mg	Na	Leitfähigkei t	Org. Mat.				
1													
2													
3													
4													
5													
6													

Bodentyp	Erosionsgrad	Geogenese		
Vegetationsdichte	Vegetationsformation	Verbuschung	Anmerkungen	

Tafel 1:

- Foto 1: Aufschluß NA01: Toniges Schwemmmaterial auf der 18-m-Hochterrasse an der Omaruru-Mündung, fluvial stratifiziert, mit Flug- und Schwemmsanden in Wechselagerung; erkennbare Taschenbildung
- Foto 2: toniges Schwemm-Material am Gramadulla-Ansatz des Swakop nordöstlich von Goanikontes; autochthone Bodensedimente aus den durch Krusten versiegelten Altverwitterungshorizonten
- Foto 3: Lamellenkalkkruste über stark verwittertem Granit-Wollsack, Farm Ameib. Der Kalk ist tief in den verwitterten Block eingedrungen und hat ihn letztlich überzogen
- Foto 4: Verkarstungsgenerationen mit karbonatisierter Schlotfüllung und mehrfacher jüngerer Remobilisierung und Wiederverbackung; Farm Okongue, Albrechtshöhle
- Foto 5: Junger Sinterkegel am Auslauf einer Granitröhre auf Farm Ameib; im Herkunftsgebiet stehen keine Kalke (auch keine Kruste) an
- Foto 6: Satellitenbild der Spitzkoppenregion mit Krustenflächen und schwach inkrustierten, feldspatreichen Schwemmfächern

Tafel 2:

- Bild 1: Großer (E) und kleiner Rooiberg (B) nordöstlich von Usakos, Aroab-Tal (H) (Proto-Khantal) mit lateral zerschnittenen, karbonatisierten, durch Artefakte und Fossilien ins Mittelpleistozän datierte Schwemmfächern (A, F); jüngere Seitentäler durch Rahmenhöhe (G); umgelenktes Khan-Tal (C); Namib-Fläche (D)
- Bild 2: Kubas-Flächenpaß (B) zwischen Otjipatera-Bergen (C) und Chuos-Bergen; Gamgami-chab-Berge (E); Streckhang zum Swakop (G); Krustenflächen (A, D)

Tafel 3:

- Bild 1: Chuos-Berge und Kartiergrundlage für Karte 20 (Legende s. dort)
- Bild 2: Zerschnittener Streckhang des Swakop bei Dorstrivier (E) zwischen Chuos-Bergen (A) und Tsaobis-Berg (D)

Tafel 4:

- Foto 1: Gipsverkrustete Rivierverfüllungen zwischen stark verwitterten Granitabrisse und Dolerit-Dykes nördlich von Gobabeb
- Foto 2: Flächen- und Dünen-Namib im Satellitenbild mit dem distalen Gramadullabereich des Kuiseb
- Foto 3: Gipskrustenfläche mit Windschliff-Relief nordöstlich von Swakopmund
- Foto 4: Panorama vom sog. Karpfenkliff am mittleren Kuiseb mit Blick nach Westen auf das ehemalige, durch die Wüstenschluchten völlig zerschnittene Proto-Kuiseb-Breitall
- Foto 5: Satellitenbild von der östlichen Zentral-Namib mit dem Einzugsgebiet der autochthonen Namib-Riviere und dem westlichen Teil der Randstufen-Subsequenzfurche

Tafel 5:

- Bild 1: Das proximale Khomas-Hochland mit den rautenförmig kreuzenden, wölbungsbedingten Zerrungsspalten im Satellitenbild. Das Rivier im östlichen Drittel ist das Otjiseva-Rivier mit dem Otjiseva-Farmhaus an der Kante des Beckens in der Bildmitte.

Bild 2: Satellitenaufnahme des mittleren Windhoek-Okahandja-Beckens bei Döbra. Auch hier sind die Zerrungsspalten erkennbar, an die sich die eingeschnittenen Riviere und das Becken anlehnen.

Tafel 6:

Bild 1: Wasserscheide zwischen dem Capri-Rivier, das auf dem Proto-Omaruru-Schwemmfächer der Namib-Abdachung folgt (A) und den Streckhängen (B) zum Omaruru (D) bei Nei-Neis; Von Nordwesten erfolgte eine Überschüttung durch (heute carbonatisierte) Schwemmfächer (C) vom Brandberg her. Letztere enthalten acheulzeitliche Artefakte.

Bild 2: Ausschnitt der Streckhänge (B) zum Omaruru (D) bei Nei-Neis, die mit jüngeren Schwemmfächern überschüttet wurden und mit Carbonat aus dem Proto-Omaruru-Schwemmbereich (A) inkrustiert sind (C).

Tafel 7:

Foto 1: Reliefstockwerke am mittleren Kuiseb, westlich des Karpfenkliffs: A = Breittalboden (postHR1-Fläche), B = Paläo-Kuiseb-Talform, C = Top der Talfüllungsserien, D = Rest der Graukalkstufe auf B, E = rezenter Cañon.

Foto 2: Der tief in das Proto- und in das Paläotal eingeschnittene Kuiseb-Cañon mit den auf ihn nicht gut eingestellten Gramadullas. Letztere münden in der Regel nahe der Saprolitgrenze in Wasserfällen (Bildvordergrund); Generationen wie in Foto 1.

Foto 3: Saprolitisiertes kantiges Material der Graukalkstufe von einem Aufschluß des Karpfenkliffs, der belegt, daß vor der Überdeckung durch fluviale Sedimente ein kleinerer Inselberg die Fläche überragt hat. Dessen Schutt ist hier aufgeschlossen.

Foto 4: Eine typische Wand des Karpfenkliffs. Aufgeschlossen ist die Sandstufe mit einer Vielzahl von stark carbonatisch verbackenen Wurzelröhren und rötlichen Bodenbildungen.

Foto 5: Detailaufnahme der Wurzelhorizonte.

Foto 6: Holzeinschluß innerhalb der Schwemmsande.

Foto 7: Beispiel einer kleinen, lateralen Fließrinne, die mit größerem Material verfüllt ist und ein Beispiel für eine ehemalige Oberfläche des Schwemmfächers gibt. Diese Fließrinnen strömten dem Paläo-Kuiseb zu und sind daher durch die Kliffbildung senkrecht angeschnitten.

Tafel 8:

Foto 1: Das Tsondab-Tal mit der Tsondab-Endpfanne in Streichrichtung der Kuiseb-Hebron-Störung und Ostwind-Streifung auf dem Breittalboden (Satellitenbild).

Foto 2: Achterstufe von Dieprivier mit der Haupttrumpffläche als Dachfläche und der Post-HR-1-Fläche im Vorland (Blick nach E). Im Hintergrund die große Randstufe der Rant- und Naukluft-Berge

Foto 3: Aufschluß von der Dieprivier-Stufe mit mesozoischem Äolianit im Liegenden und Umlagerungs- und Bodenbildungsfazies im Hangenden. Die Böden enthalten ähnliche Wurzelröhren, wie die altpleistozäne Sandstufe. Die jüngste Bodenbildung enthält neben Kalknodulen auch kalküberzogene Artefakte des Acheul oder älteren MSA.

Foto 4: Das (jüngere) MSA kommt auf Dieprivier sehr weit verbreitet nicht eindeutig innerhalb der Bodendecke vor, sondern scheint jünger aufgelagert zu sein. Zwischen älterem und jüngerem MSA scheint ein Hiatus aufgetreten zu sein.

Foto 5: Artefakt des Acheul-Komplexes oder des alten MSA *in situ* auf der durch Bodenbildung geprägten Dachfläche des sog. Tsondab-Sandsteins.

Foto 6: Das Kuisebtal im Kontaktbereich zwischen proterozoischen Damara-Schiefern und mesozoischen Sandsteinen östlich von Gobabeb. Die beiden Kappungsflächen sind identisch und bilden die Haupttrumpffläche. Im Norden erfolgte eine Querwölbung.

Tafel 9:

Foto 1: Die stark saprolitisierte Khomas-Fläche im Bereich der Randstufen-Zerschneidungszone auf Farm Djab. Erkennbar sind Lösungsröhren, Kavernen und Saprolitbleichung etwa 100 Höhenmeter über dem rezenten Tal. Die Saprolitisierung reicht von der Geländeoberfläche mindestens 50 m tief. Aufgeschlossen sind Quarzite und Schiefer der Chuos-Formation.

Foto 2: Regolithisch aufgekalter Granitsaprolit wurde auf Farm Okongue durch junge Dongabildung angeschnitten und zeigt kaum erhöhte morphologische Härte gegenüber dem Bodensubstrat und den schwach kalzifizierten Kolluvien im Hangenden.

Foto 3: Latosolrest in stark zersetztem Gangquarz von Farm Hohenheim (westliches Khomas-Hochland) als Relikt der miozänen Tiefenverwitterung und Bodenbildung.

Foto 4: Sekundäre Kieselverbackung auf stark angelöstem Gangquarz des Kuiseb-Schiefers, Farm Hohenheim.

Foto 5: Bis über 50 m tief reichende, tonige, rote, sekundär carbonatverbackene Kluft- und Schlotfüllungen im Otavi-Bergland wurden durch die Bildung von Lösungshohlformen angeschnitten und belegen eine tiefreichende Verwitterung des betreffenden Flächenstockwerks schon vor der Verkarstung; Kemptenhöhle, Farm Uisib.

Foto 6: Aufgeschlossener, von kalzifiziertem Latosolkolluvium überdeckter, regolithisch verkalkter Saprolit bei Lêwater an einem Omaruru-Streckhang (Post-HR-1-Fläche); die Haupttrumpffläche liegt ca. 50 m über dem hier aufgeschlossenen Niveau.

Tafel 10:

Foto 1: Aufschluß OM01, Farm Schönfeld; *Terra rossa* über stark zersetztem Marmor, regolithisch aufgekalter und von oben her verbraunt.

Foto 2: Profil OM08, Farm Okongue; Junges Kolluvium mit sekundärer carbonatischer Porenauskleidung infolge eines Sickerwasserzustroms vom Pediment einer dolomitischen Inselbergrippe.

Foto 3: Calcrete I und Calcrete II von den obersten Terrassen des Proto-Swakop. Calcrete II wurde durch Artefaktfunde von KORN & MARTIN (1939, unpubl.) ins Mittelpleistozän datiert.

Foto 4: Aufschluß KH59 im Windhoeker Becken beim Safari-Hotel; Kolluvium über sehr hartem, speckigem, möglicherweise silifiziertem Calcrete; jüngere Kalknodulen in bestimmten Horizonten.

Foto 5: Ältestes Calcrete auf den obersten Ugab-Terrassen, noch oberhalb der Breittalfüllung, welche mit der Hauptkruste abschließt; vermutlich frühpliozän; Verbackenes Latosolkolluvium oder Alluvium mit stark verwitterten Milchquarzen. Ein identisches Calcrete wurde auf der Wasserscheide innerhalb des Proto-Aap-Durchbruchtals gefunden.

Foto 6: Aufschluß OM11, Farm Tjirundu; mehrphasiges Latosol-Kolluvium mit fossilen Oberflächen (Spätpleistozän bis Holozän); Kennzeichnung durch schwache Bodenbildungen und Erosionsflächen (*stone lines*).

Foto 7: Saprolitisierte Phyllite der Mulden-Gruppe im Khowarib-Becken (nördliches Damara-land) mit Überdeckung durch carbonatisierten Schwemmfächer; heute zerschnitten vom Ongongo-Rivier.

Foto 8: Randstufentrauf am Gamsberg auf Farm Hohenheim mit Übergang zur Randstufen-Zerschneidungszone. Die endkretazische, silifizierte Gamsberg-Oberfläche liegt ca. 500 m über der mittelmiozänen Haupttrumpffläche.