

Manfred W. Buch

**KÄNOZOISCHER KLIMA- UND UMWELTWANDEL IN  
ETOSCHA/NORD-NAMIBIA -  
UNTERSUCHUNGEN ZUR KLIMASENSIBILITÄT UND  
GEOMORPHODYNAMIK  
EINES SEMI-ARIDEN LANDSCHAFTSRAUMES IM SÜDLICHEN  
AFRIKA**

mit 12 Karten, 144 Abbildungen, 21 Tabellen, 24 Fotos

der Philosophischen Fakultät III  
Geschichte, Gesellschaft, Geographie  
der Universität Regensburg  
als Habilitationsschrift vorgelegt

Regensburg 1993

Manfred W. Buch

**KÄNOZOISCHER KLIMA- UND UMWELTWANDEL IN  
ETOSCHA/NORD-NAMIBIA -  
UNTERSUCHUNGEN ZUR KLIMASENSIBILITÄT UND  
GEOMORPHODYNAMIK  
EINES SEMI-ARIDEN LANDSCHAFTSRAUMES IM SÜDLICHEN  
AFRIKA**

Textband

der Philosophischen Fakultät III  
Geschichte, Gesellschaft, Geographie  
der Universität Regensburg  
als Habilitationsschrift vorgelegt

Regensburg 1993

*Der Zweifel*

*ist der beste Wegweiser zur Wahrheit*

Herr o. Prof. em. Dr. rer. nat. Ingo Schaefer  
in:

SCHAEFER, I. (1981): Die Glaziale Serie -  
Gedanken zum Kernstück der alpinen  
Eiszeitforschung.- Z. Geomorph. N.F.  
25(3): 271-289.

---

## VORWORT

Seitdem ich mich im Jahre 1980 als Diplomstudent der Geographie im Rahmen des GTZ-Forschungsprojektes "Farm Management Handbook of Kenya" unter Leitung von Herrn Prof. Dr. R. Jätzold (Geographisches Institut der Universität Trier) in Kenia aufhielt und ein Jahr später erste eigene Forschungen in Tansania (GTZ-Projekt "Soil Erosion and Afforestation in the Usambara Mountains, Tansania") durchführte, hat mich Afrika als Forschungsgebiet fasziniert. Herr Professor Jätzold hat es in einzigartiger Weise verstanden, seine Liebe zu Afrika und seinen Menschen zu vermitteln. Herr Professor Jätzold ist damit einer von zwei Mentoren der vorliegenden Arbeit.

Der zweite Mentor ist Herr Prof. Dr. K. Heine (Geographische Institute der Universität Bonn, Saarbrücken und Regensburg). Herr Professor Heine hat nicht nur die Bearbeitung der Themenstellung der vorliegenden Arbeit angeregt, sondern mit seiner Initiative zur Forschungsk Kooperation zwischen dem Lehrstuhl für Physische Geographie an der Universität Regensburg und dem 'Etosha Ecological Institute' in Okaukuejo/Namibia im Jahre 1988 auch die infrastrukturellen Voraussetzungen zur Durchführung des Projektes "Etoscha/Namibia" geschaffen. Herr Professor Heine hat darüber hinaus durch seine vorbildlich akribischen, kreativen und von einem umfangreichen Literaturstudium getragenen wissenschaftlichen Forschungen meine Forschungen wesentlich motiviert und dabei wissenschaftliche Kritikfähigkeit gefördert. Es gehört zu den - in der heutigen Zeit keinesfalls mehr selbstverständlichen - wissenschaftlichen Leistungen von Herrn Professor Heine, vermeintlich feststehende Lehrmeinungen zu hinterfragen; dies schließt die eigenen wissenschaftlichen Ergebnisse ausdrücklich mit ein!

Herrn Prof. Dr. R. Jätzold und Herrn Prof. Dr. K. Heine gilt daher mein Dank an erster Stelle.

Der rasche Abschluß der im August 1989 - d.h. knapp ein Jahr vor der Unabhängigkeit Namibias - begonnenen Geländearbeiten wäre nicht möglich gewesen ohne die finanzielle Förderung der Forschungsarbeiten durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft und die Universität Regensburg sowie die vielfältige wissenschaftliche und infrastrukturelle Unterstützung durch die Kollegen des 'Etosha Ecological Institute' in Okaukuejo/Namibia. Stellvertretend für die vielen Kollegen im Etosha Nationalpark danke ich daher Herrn Dr. Malan Lindeque (Head of Research) für die hervorragende Zusammenarbeit und für das große Interesse an der Problemstellung meiner Forschung. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft gilt mein Dank nicht nur wegen der großzügigen finanziellen Ausstattung zweier Forschungsprojekte (Az.: Bu 659/2-1/2), sondern auch für das Vertrauen, daß die Gutachter mir als jungem Antragssteller entgegengebracht haben.

Hervorzuheben und zu danken ist auch für die kollegiale wissenschaftliche Zusammenarbeit mit Herrn Prof. Dr. U. Rust (Geographisches Institut der Universität München) und Herrn Dr. D. Rose (Staatliches Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie an der

Universität Regensburg). Als Kenner des Untersuchungsraumes im Norden Namibias und auf Grund seiner langjährigen Geländeerfahrungen in Südwestafrika/Namibia hat Herr Professor Rust in ausgedehnten Diskussionen zahlreiche praktische Tips für die Geländearbeiten geben können und zu einem kritischen Überdenken der eigenen Forschungsergebnisse angeregt. Herr Professor Rust stellte auch einige seiner Proben für tonmineralogische Untersuchungen zur Verfügung. Herr Dr. Rose führte die umfangreichen mineralogischen und geochemischen Analysen durch. Die gemeinsame wissenschaftliche Diskussion der Untersuchungsergebnisse sowohl in Regensburg als auch im Gelände in Etoscha erbrachte zahlreiche Anregungen, die sich aus den unterschiedlichen Forschungsansätzen ergeben. Die profunden Fachkenntnisse und seine Erfahrungen im Verlauf zahlreicher Forschungsaufenthalte in Südwestafrika/Namibia haben Herrn Dr. Rose zu einem geschätzten Mitglied der Arbeitsgruppe "Etoscha/Namibia" gemacht.

Für weitere Anregungen und Unterstützung sowie für die Mitarbeit im Gelände und Labor möchte ich folgenden Damen und Herren danken:

- Herrn E. Ardelean, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
- Frau cand.geogr. S. Artmann, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
- Frau cand.geogr. C. Auer, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
- Frau Ing. grad. Chemie A. Berié, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
- Herrn Dipl.-Geogr. H. Beugler, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
- Herrn Prof. Dr. Blümel, Geographisches Institut der Universität Stuttgart
- den Mitarbeitern der Botschaft der Bundesrepublik Deutschland in Windhoek/Namibia
- Herrn A. Cilliers, Etosha Ecological Institute (Okaukuejo/Namibia)
- Frau J. Cilliers, Etosha Ecological Institute (Okaukuejo/Namibia)
- den Mitarbeitern des Department of Water Affairs, Windhoek/Namibia
- Herrn M.Sc. W. Du Plessis, Etosha Ecological Institute (Okaukuejo/Namibia)
- Frau S. Durst, ehemals Sekretärin am Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Regensburg
- Frau Dipl.-Geogr. S. Engert, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
- Herrn Dr. B. Eitel, Geographisches Institut der Universität Stuttgart
- Herrn cand.geogr. L. Gammer, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
- Herrn R. Geiben, Hindenburg-Gymnasium Trier
- Herrn Prof. Dr. M.A. Geyh, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung
- Herrn Dipl.-Geogr. D. Jesper, Geographisches Institut der Universität Göttingen
- Herrn Prof. Dr. J. Hagedorn, Geographisches Institut der Universität Göttingen
- Frau cand.geogr. B. Hagemeyer, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
- Herrn Johannes Kappner, Etosha Ecological Institute (Okaukuejo/Namibia)
- Herrn cand.geogr. H. Klessinger, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
- Frau Dr. P.M. Lindeque, Etosha Ecological Institute (Okaukuejo/Namibia)

- den Mitarbeitern im Ministry of Wildlife, Conservation & Tourism, Windhoek/Namibia, insbesondere Herrn Dr. H. Schrader
  - den Rangern des Etosha Nationalpark in Okaukuejo, Namutoni und Otjovasandu
  - Frau cand.geogr. Johanna Röhn, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
  - Frau G. Rose, ehemals Sekretärin am Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Regensburg
  - Dr. J. Runge, Geographisches Institut der Universität Paderborn
  - Herrn L. Schepper, Etosha Ecological Institute (Okaukuejo/Namibia)
  - Herrn G. Schirmer, Wasser- und Schiffsamt Regensburg
  - Frau Dipl.-Geogr. S. Stangl, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
  - Herrn W. Stubenvoll, Nürnberg
  - Frau F. Tillhon, Sekretärin am Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Regensburg
  - Familie W. Traupe, Farm Aimeb/Namibia
  - Herrn Dipl.-Geogr. C. Trippner, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
  - Herrn K. Venske, Etosha Ecological Institute (Okaukuejo/Namibia)
  - Herrn W. Versfeld, Etosha Ecological Institute (Okaukuejo/Namibia)
  - Herrn cand.geogr. R. Walter, Institut für Geographie an der Universität Regensburg
  - Herrn G. Wandinger, Zentrale Analytik der Universität Regensburg
  - Herrn Dr. J. Ward, ehemals Geological Survey of SWA/Namibia
  - Herrn em. Prof. Dr. Dr. H. Zakosek, Institut für Bodenkunde der Universität Bonn
  - Dr. L. Zöller, Forschungsstelle Archäometrie der Akademie der Wissenschaften am Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg
- sowie den Menschen in Namibia für die allseits gastfreundliche Aufnahme in ihrem Land.

Das wissenschaftliche Engagement in Etosha, die Auswertungen der Ergebnisse oft bis tief in die Nacht hinein, haben die Geduld meiner Familie und des nahen Bekanntenkreises wiederholt auf eine große Probe gestellt. Alle diejenigen, die dennoch Verständnis aufgebracht haben, mein Leben mit Wohlwollen begleitet und an mich geglaubt haben gebührt mein größter Dank: meinen Eltern, meiner verstorbenen Patentante Frau Berta Meier - die den Abschluß dieser Arbeit leider nicht mehr miterleben konnte - und nicht zuletzt meiner Lebensgefährtin, Frau Angelika Berié.

Das Manuskript ist vom Verfasser selbständig unter Verwendung der angegebenen Literatur angefertigt worden. Die Karten, Abbildungen, Tabellen und Fotos stammen - soweit nicht anders gekennzeichnet - vom Autor.

Wiltingen und Regensburg, Weihnachten 1992

Manfred W. Buch

---

**INHALTSVERZEICHNIS**

	Seite
Vorwort .....	i
Inhaltsverzeichnis .....	iv
Verzeichnis der Karten, Abbildungen, Tabellen und Fotos (Teil II) .....	vii
Verzeichnis zum Anhang (Teil II) .....	xx
<b>1. PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNGEN DER UNTERSUCHUNGEN .....</b>	<b>1</b>
1.1. Das Phänomen "Klimaänderung" als aktuelles, gesellschaftsrelevantes Forschungsproblem .....	1
1.2. Klimaänderungen, Klimaschwankungen und 'General Circulation Model's' (GCM's) .....	3
1.3. Evaluierung der Klimasensibilität geökologischer und geomorphodynamischer Prozesse: der "was ist.....wenn"-Ansatz .....	6
1.4. Klimasensibilität und Geomorphodynamik in Etoscha aus der Sicht des känozoischen Klima- und Umweltwandels .....	10
1.5. Probleme der Altersdatierung des känozoischen Klima- und Umweltwandels .....	12
1.6. Zusammenfassung .....	14
<b>2. UNTERSUCHUNGSMETHODEN .....</b>	<b>16</b>
2.1. Geländemethoden.....	16
2.2. Labormethoden .....	20
<b>3. DER UNTERSUCHUNGSRAUM DES ETOSCHA NATIONALPARKS UND   ANGRENZENDER LANDSCHAFTEN IM NORDEN NAMIBIAS -   LANDSCHAFTSÖKOLOGISCHE STRUKTUREN UND PROZESSE.....</b>	<b>29</b>
3.1. Lage und Abgrenzung des Untersuchungsraumes .....	29
3.2. Landschaftsökologische Relevanz der geologisch-tektonischen und geomorphologischen Grundstrukturen.....	31
3.2.1. Die prä-damarazeitlichen Gesteine des 'Basement' im 'Becken von Otjovasandu' und 'Kaross' .....	32
3.2.2. Die präkambrisch-altpaläozoischen Gesteine der Damara-Orogenese im 'Etoscha Bogen' .....	35
3.2.3. Landschaftsräume im Bereich der känozoischen Sedimentgesteine und Lockersedimente der Kalahari Gruppe des Etoscha Beckens .....	42

	Seite
3.2.3.1. Das 'Ovambo Sandveld' .....	43
3.2.3.2. Die 'südliche Ovambo Ebene' und die 'Ovambo-Pfannen-Ebene' .....	46
3.2.3.3. Das 'Karstveld' .....	52
3.2.3.4. Die 'nördliche Ovambo Ebene' und das 'Oponono Lake Grasland' im Ovamboland .....	60
3.2.3.5. Die 'Etoscha Pfanne' .....	62
3.3. Grundzüge der klimageographischen Ausstattung im Norden Namibias .....	89
3.3.1. Klima und Witterungsgang .....	90
3.3.2. Niederschlagsperiodizität und Niederschlagsvariabilität .....	99
3.3.3. Zusammenfassung .....	109
3.4. Aktuelle Klimasensibilität landschaftsökologisch relevanter raum- funktionaler Strukturen und Prozesse - Versuch einer Synopsis .....	110
<b>4. GEOLOGISCH-SEDIMENTOLOGISCHE UND PEDOLOGISCHE BEFUNDE ZUM KÄNOZOISCHEN KLIMA- UND UMWELTWANDEL IM NORDEN NAMIBIAS .....</b>	<b>117</b>
4.1. Die geologisch-tektonische Entwicklung des Ovamboland/Etoscha Beckens bis zur späten Kreide (?)/Känozoikum .....	117
4.2. Die Sedimentationsgeschichte der spätkretazisch(?) -känozoischen "Kalahari Gruppe" im Etoscha Becken .....	120
4.2.1. Die Rekonstruktionen nach HEDBERG (1979) und SACS (1980) .....	120
4.2.2. Geologische und mineralogische Befunde zur stratigraphischen Differenzierung der Hangendsedimente der Kalahari Gruppe im südlichen Etoscha Becken .....	121
4.2.3. Die stratigraphische Stellung der "Andoni Formation" und des "Etoscha Kalksteins" im überregionalen Vergleich .....	130
4.2.4. Das Sedimentationsmilieu im Bereich der aktuellen Etoscha Pfanne im Vergleich zur Hangendfolge der Kalahari Gruppe .....	133
4.2.5. Zusammenfassung .....	147
4.3. Die geomorphologische Entwicklung der Etoscha Pfanne während des Quartärs .....	148
4.3.1. Umweltverhältnisse, Geomorphodynamik und Pedogenese an der Wende Tertiär/Quartär .....	148
4.3.2. Die Rekonstruktion quartärer Eintiefungsniveaus der Etoscha Pfanne .....	157



	Seite
4.3.3. Die Bedeutung der geomorphologischen Entwicklung des Landschaftsraumes der "Ovambo-Pfannen-Ebene" für das Verständnis der geomorphodynamischen Entwicklung der Etoscha Pfanne und von "Pfannen" allgemein .....	180
4.3.4. Zusammenfassung .....	185
4.4. Befunde zum jungquartären Klima- und Umweltwandel in Etoscha .....	189
4.4.1. Die pedostratigraphische Gliederung der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne .....	189
4.4.2. Die pedostratigraphische Gliederung der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne - Implikationen für die Datierung der quartären Eintiefungsniveaus und ihrer typischen Bodenbildungen .....	201
4.4.3. Die pedostratigraphische Gliederung der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne - geomorphodynamische und paläoklimatische Implikationen .....	204
4.4.4. Zusammenfassung .....	209
<b>5. DISKUSSION DER BEFUNDE ZUM KÄNOZOISCHEN KLIMA- UND UMWELTWANDEL IM NORDEN NAMIBIAS IM ÜBERREGIONALEN VERGLEICH.....</b>	<b>212</b>
5.1. Der paläogeographische Wandel im südlichen Afrika seit dem Spätpaläozoikum .....	212
5.1.1. Das Problem einer zyklischen Gliederung der Reliefentwicklung .....	212
5.1.2. Klima- und Umweltwandel, Klimasensibilität und zyklische Reliefentwicklung an der Wende Tertiär/Quartär .....	219
5.2. Quartärer Klima- und Umweltwandel im Norden des südlichen Afrikas .....	226
5.2.1. Die geomorphodynamische Entwicklung der Etoscha Pfanne im Rahmen der allgemeinen Genese von "Pfannen" .....	226
5.2.2. Jungquartärer Klima- und Umweltwandel im Nordwesten des süd-afrikanischen Subkontinentes .....	241
<b>6. KLIMASENSIBILITÄT GEOMORPHODYNAMISCHER UND GEO-ÖKOLOGISCHER PROZESSE - EIN BEITRAG ZUR DISKUSSION UM LANDSCHAFTSÖKOLOGISCHE AUSWIRKUNGEN ZUKÜNFTIGER KLIMAÄNDERUNGEN .....</b>	<b>251</b>
<b>7. SUMMARY.....</b>	<b>256</b>
<b>8. LITERATURVERZEICHNIS .....</b>	<b>258</b>

## VERZEICHNIS DER KARTEN

- ✓ Karte 1: Landschaftsräumliche Gliederung des Untersuchungsraumes im Norden Namibias.
- ✓ Karte 2: Übersichtskarte zur Geologie des Untersuchungsraumes.
- Karte 3: Chemische Qualität des Grundwassers (elektrische Leitfähigkeit [bei 25°C] und durchschnittlicher Anteil der Ionen-Gruppen) ausgewählter Wasserstellen des Etoscha Nationalparks (nach GAMMER 1993: Karten 3).
- ✓ Karte 4: Bodenkarte des Etoscha Nationalparks (3. Überarbeitung auf der Grundlage von LE ROUX et al. 1988, BUCH 1990 und BEUGLER 1991).
- ✓ Karte 5: a) Die potentielle Erodierbarkeit der Böden des Etoscha Nationalparks durch Wasser und Wind (nach BEUGLER 1991: Karte 3, ergänzt).  
b) Aktuelle Bodenerosionsschäden im Etoscha N.P. (nach BEUGLER 1991: Karte 3, Deckfolie).
- ✓ Karte 6: Vegetationskarte des Etoscha Nationalparks (nach Le ROUX 1980, LE ROUX 1988 und DU PLESSIS 1992).
- Karte 7: Vegetationskarte des Ovambolandes (nach DU PLESSIS 1991).
- Karte 8: Übersichtskarte zum Untersuchungsraum (Etoscha Nationalpark und angrenzende Landschaften im Norden Namibias) mit Lage der Profilaufnahmen und Lokalitäten der Feldmessungen (ergänzt auf der Grundlage von BEUGLER 1991: Karte 1).
- Karte 9: Räumliche Variabilität des Niederschlags im Etoscha N.P.:  
a) Lage der Jahresniederschlags-Meßstationen (saisonaler Niederschlag)  
b) Durchschnitt der Regenzeiten 1984/85 - 1988/89  
c) Regenzeit 1984/85  
d) Regenzeit 1985/86  
e) Regenzeit 1986/87  
f) Regenzeit 1987/88  
g) Regenzeit 1988/89
- Karte 10: Variationskoeffizient des Niederschlags (Regenzeiten 1983/84 - 1989/90) im Etoscha Nationalpark (nach ENGERT 1992a: Karte 11).
- Karte 11: a) Karte der Einschätzung des geoökologischen Gefährdungspotentials der Landschaftsräume des Etoscha Nationalparks.  
b) Landschaftsökologische, öko-pedologische und geomorphodynamische Risiken im Etoscha Nationalpark.
- ✓ Karte 12: Geomorphologische Übersichtskarte des Etoscha Nationalparks.

## VERZEICHNIS DER ABBILDUNGEN

- Abb. 1: Lage des Untersuchungsraumes im Norden Namibias
- Abb. 2: Ausgewählte 'General Circulation Model's' (GCM's) für das Südliche Afrika (nach TYSON 1991: 254, Fig. 8; 255, Fig. 9).
- Abb. 3: Schematische Darstellung der methodischen Vorgehensweise im Rahmen der vorliegenden Arbeit.
- Abb. 4: Struktur des Forschungskooperations-Projektes "Etoscha/Namibia" zwischen dem Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Regensburg/B.R. Deutschland und dem 'Etosha Ecological Institute', Okaukuejo/Republic of Namibia.
- Abb. 5: Vergleich der Korngrößenanalysen des Profils Eto 44 und Eto 47 *vor* und *nach* Karbonatzerstörung.
- Abb. 6: Der Untersuchungsraum des Etoscha Nationalparks und angrenzender Landschaften im Norden Namibias.
- Abb. 7: West-Ost-Profil durch den Nordwesten Namibias vom Atlantik zur Etoscha Pfanne (nach HÜSER 1989, ergänzt).
- Abb. 8: Geologisch-tektonische Großeinheiten des Untersuchungsraumes (nach GEOLOGICAL SURVEY, SWA/NAMIBIA 1982).
- Abb. 9: Profil Eto 32 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 10: Profil Eto 34 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 11: Die potentielle Erodierbarkeit der Böden des Etoscha Nationalparks (nach BEUGLER 1991: Abb. 33).
- Abb. 12: Geologischer Schnitt durch das "Ovamboland/Etoscha Becken" (nach HEDBERG 1979: 2, Fig. 1).
- Abb. 13: Profil Eto 144 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 14: Röntgendiffraktometer-Aufnahmen der Tonfraktion ausgewählter Proben des Profils Eto 144.
- Abb. 15: Profil Eto 13 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 16: Röntgendiffraktometer-Aufnahmen der Tonfraktion ausgewählter Proben des Profils Eto 13.
- Abb. 17: Geländeprofil im Südosten des Etoscha N.P. von 'Nau Obes' zur Südgrenze des Nationalparks.
- Abb. 18: Orohydrographische Gliederung des Kalahari Beckens (nach JONES 1982, auf der Grundlage von CAHEN & LEPPERSONNE 1952).
- Abb. 19: West-Ost-Geländeprofil von 'Otjovasandu' über die 'Etoscha Pfanne' zur 'Beiseb Pfanne'.
- Abb. 20: Profil Eto 30 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 21: Profil Eto 41 mit analytischen Standardwerten.

- Abb. 22: Profil Eto 42 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 23: Nord-Süd-Geländeprofil durch den Landschaftsraum der "Ovambo-Pfannen-Ebene" mit Detailprofil des Nordrandes der 'Sonderkop Pfanne'.
- Abb. 24: Profil Eto 43 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 25: Kennwerte zum Bodenluft- und Bodenwasserhaushalt des Profils Eto 43.
- Abb. 26: Profil Eto 131 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 27: Profil Eto 71a/b mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 28: Profil Eto 8 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 29: Profil Eto 7 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 30: Profil Eto 10 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 31: Röntgendiffraktometer-Aufnahmen der Tonfraktion ausgewählter Proben der Profile Eto 7 und Eto 10.
- Abb. 32: Chronosequenz der Bodenbildung aus Kalkstein und Entwicklungstendenzen zur "Pfannen-Dynamik" nach Befunden aus dem Etoscha N.P..
- Abb. 33: Profil Eto 9 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 34: Profil Eto 27 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 35: Schematisches geomorphologisch-pedologisches Nord-Süd-Profil durch das südliche Ovamboland zwischen 'Ondangwa' und dem Etoscha N.P..
- Abb. 36: LANDSAT-MSS-Szene (Kanal 7) von Nord-Namibia mit der Etoscha Pfanne (30. Oktober 1985).
- Abb. 37: Luftbildinterpretation der geomorphologischen Situation im Raum der 'Fisher's Pan' (östliche Etoscha Pfanne).
- Abb. 38: Saisonale Migration von Tierpopulationen im Etoscha N.P. und angrenzenden Landschaften im Norden Namibias.
- Abb. 39: Tiefenfunktion der Werte der elektrischen Leitfähigkeit (EC<sub>5</sub>, 25°C) und des Gesamtsalzgehaltes in ausgewählten Profilen des aktuellen Bodens der Etoscha Pfanne.
- Abb. 40: Sedimentologisch-mineralogisch/geochemisch bearbeitete Profile der Etoscha Pfanne
- a) Lage der Profile
  - b) Mächtigkeit der allochthonen und par-autochthonen Sedimente
  - c) anstehende Fazies der 'Andoni Formation'
- Abb. 41: Profil Eto 4 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 42: Profil Eto 1 mit analytischen Standardwerten und Kennwerten zum Bodenwasser- und Bodenlufthaushalt.
- Abb. 43: Profil Eto 46 mit analytischen Standardwerten und Profil Eto 114.
- Abb. 44: Jährlicher Bodenabtrag durch Flächenspülung im Gebiet der westlichen Pfannenranddünen in Abhängigkeit von Vegetationsbedeckung und Hangneigung (nach BEUGLER 1991: Abb. 34).

- Abb. 45: Profil Eto 6 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 46: Profil Eto 100 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 47: Thermoisoplethen-Diagramm der Klimastation 1. Ordnung 'Okaukuejo' (nach RUST 1985: 227, Fig. 3; ergänzt).
- Abb. 48: Jahresgang des Niederschlags und der Temperatur an der Klimastation 1. Ordnung 'Okaukuejo'/Etoscha N.P..
- Abb. 49: Jahresgang des Niederschlags, der Anzahl der Regentage (Niederschlag > 0.1 mm) und der Temperatur an der Klimastation 1. Ordnung 'Okaukuejo'/Etoscha N.P..
- Abb. 50: Mittlere Anzahl der Regentage mit einem Niederschlag > 0.1 mm und Jahresgang der relativen Luftfeuchtigkeit [%] an der Klimastation 1. Ordnung 'Okaukuejo'/Etoscha N.P..
- Abb. 51: Intensität des 30-minütigen Niederschlags (I30-Ereignisse) an der Klimastation 1. Ordnung 'Okaukuejo'/Etoscha N.P.
- Abb. 52: Mittlere Lage der Innertropischen-Konvergenz-Zone (ITC) und der 'Zaire Air Boundary' (ZAB) über dem südlichen Afrika im Verlauf des Jahres 1958 (aus TYSON 1986: 101: Fig. 5.6).
- Abb. 53: Prozentualer Anteil der Windrichtungen (14.00 Uhr-Termin) an der Klimastation 1. Ordnung 'Okaukuejo'/Etoscha N.P. (nach ENGERT 1992a: 9, Abb. 1.3. und 11, Abb. 1.5.):  
a) Windrichtungen über das gesamte Jahr  
b) Windrichtungen von Mai bis August (Trockenzeit).
- Abb. 54: Ökologische Klima-Diagramme der Stationen 'Otjovasandu', 'Okaukuejo' und 'Tsumeb', Nord-Namibia (nach LE ROUX et al. 1988: 2, Fig. 1, ergänzt).
- Abb. 55: Verhältnis der potentiellen Evapotranspiration (pET) zum Niederschlag (NS) im Verlauf der Regenzeiten 1974/75 bis 1977/78 an der Klimastation 1. Ordnung 'Okaukuejo'/Etoscha N.P. (auf der Datengrundlage von BERRY 1980: 38, Tab. 2.4).
- Abb. 56: Prozentuale Abweichung des saisonalen Niederschlags vom langjährigen Mittelwert an den Stationen 'Okaukuejo' und 'Namutoni'/Etoscha N.P. (nach ENGERT 1992a: 67, Abb. 4.38. und 65, Abb. 4.34).
- Abb. 57: Überdurchschnittliche und unterdurchschnittliche Niederschlagsperioden an den Stationen 'Okaukuejo' und 'Namutoni'/Etoscha N.P. im Vergleich zum südlichen Afrika (TYSON 1991: 247, Tab. 1).
- Abb. 58: Überdurchschnittliche und unterdurchschnittliche Niederschlagsperioden im Vergleich zu den möglicherweise wirksamen Niederschlagszyklen an der Station 'Okaukuejo'/Etoscha N.P..
- Abb. 59: Temperaturanstieg auf der Nord- und Südhemisphäre seit 1861-1988 (nach FARMER et al. 1989; aus TYSON 1990: 322, Fig. 6).

- Abb. 60: Interdependenz und Integration der geoökologischen, öko-pedologischen und geomorphodynamischen Risiken im quasi-natürlichen Ökosystem des Etoscha N.P./Nord-Namibia.
- Abb. 61: Rekonstruktion der Struktur des Ovamboland/Etoscha Beckens nach geophysikalischen Sondierungen, photogeologischen Interpretationen und Aufschlußbohrungen (nach MOMPER: 264, Fig. 4).
- Abb. 62: a) Isopachen-Karte der Karoo Sequenz im Etoscha Becken (nach HEDBERG 1979: 285, Fig. 80)  
b) Isopachen-Karte der Kalahari Gruppe im Etoscha Becken (Deckfolie) (nach HEDBERG 1979: 303, Fig. 88).
- Abb. 63: Geologische Profile der Hangendfolge der Kalahari Gruppe:  
a) Lage der Bohrungen im Etoscha N.P. und angrenzenden Ovamboland  
b) Geologische Profile im Etoscha N.P. (Bohrungen Nr. 1-14)  
c) Geologische Profile im Ovamboland (Bohrungen Nr. 15-21).
- Abb. 64: Geomorphologisch-geologisch/stratigraphische Situation im Nordosten der Etoscha Pfanne:  
a) Geomorphologische Kartierung 'Poacher's Point-Halbinsel' und 'Andoni Bucht'  
b) West-Ost-Profil im südlichen Teil der 'Poacher's Point-Halbinsel'  
c) Profil Eto 75 mit Hangprofil Nr. 11, Westflanke der 'Poacher's Point-Halbinsel'  
d) Mineralogie (Gesamtprobe) des Hangprofils Nr. 11, Westflanke der 'Poacher's Point-Halbinsel'.
- Abb. 65: Faziesausprägung und Mineralogie der 'Andoni Formation' in Lokalitäten der Umrahmung der Etoscha Pfanne und im angrenzenden Ovamboland.
- Abb. 66: Profil Eto 73 (mit Lokalität Nr. 10), Nordflanke der 'Oshigambo-Halbinsel'.
- Abb. 67: Blockdarstellung der geologisch-faziellen Differenzierung der Hangendfolge der Kalahari-Sedimentation im Süden des Etoscha Beckens (Etoscha N.P.) zwischen 15°30' E und 17° E (vgl. Abb. 63a-c).
- Abb. 68: Schematisches Blockdiagramm der Sedimentationsverhältnisse im jungtertiären Etoscha Becken (auf der Grundlage von EUGSTER & HARDIE 1975 in EUGSTER & HARDIE 1978: 286, Fig. 46).
- Abb. 69: Zusammenschau der Befunde zur paläozoisch-mesozoisch-känozoischen Sedimentations- und Abtragungsgeschichte in den großen Beckenlandschaften des südlichen Afrikas und der Dünen-Namib mit Hinweisen zu geologisch-tektonisch/epirogenetisch und paläoklimatisch bedeutenden Ereignissen (zusammengestellt nach verschiedenen Autoren).
- Abb. 70: Sedimentologisch-mineralogisch/geochemische Zonen des aktuellen Bodens der Etoscha Pfanne.

- Abb. 71: Profil Eto 96 mit analytischen Standardwerten und Tonmineralogie.
- Abb. 72: Profil Eto 93 mit analytischen Standardwerten und Tonmineralogie.
- Abb. 73: Röntgendiffraktometer-Aufnahmen der Tonfraktion von Proben des Profils Eto 93.
- Abb. 74: Profil Eto 90 mit analytischen Standardwerten und Tonmineralogie.
- Abb. 75:  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}$ -Diagramme ausgewählter Proben des Anstehenden der 'Andoni Formation' sowie ausgewählter Proben der sedimentologisch-mineralogisch/geochemischen Zonen des aktuellen Bodens der Etoscha Pfanne.
- Abb. 76: Profil Eto 52 mit analytischen Standardwerten und Tonmineralogie.
- Abb. 77: Fließdiagramm für die Laugenentwicklung (nach EUGSTER & HARDIE 1978; aus MÜLLER 1988: 482, Abb. 7-25).
- Abb. 78: Profil Eto 133 mit analytischen Standardwerten und Tonmineralogie.
- Abb. 79: Profil Eto 45 mit analytischen Standardwerten und Tonmineralogie.
- Abb. 80: Profil Eto 89 mit analytischen Standardwerten und Tonmineralogie.
- Abb. 81: Profil Eto 101 mit analytischen Standardwerten und Tonmineralogie.
- Abb. 82: Röntgendiffraktometer-Aufnahmen ausgewählter Proben von Salz-Effloreszenzen in Pfannen des Ovambolandes und des angrenzenden Etoscha N.P..
- Abb. 83: Profil Eto 136 (Farm 'Sachsenheim') mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 84: Profil Eto 137 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 85: Geomorphologische Detailkartierung der 'Mushara-Niveaus' und der angrenzenden Etoscha Pfanne im Osten des Etoscha N.P. (mit geomorphologisch-pedologischem Profilschnitt).
- Abb. 86: Gehalt an dithionitlöslichen, pedogenen Eisenoxiden in Abhängigkeit vom Alter der Bodenbildung.
- Abb. 87: Profil Eto 128 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 88: Querschnitt durch die Längsdünen-Landschaft im 'Mangetti Game Reserve'/Kavangoland.
- Abb. 89: Profil Kav 4 mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 90: Gehalte an dithionit- und oxalatlöslichen, pedogenen Eisenoxiden im Vergleich der Profile Kav 4 und Kav 5.
- Abb. 91: Längsdünen-Systeme im südlichen Afrika; rekonstruiert mittels Auswertungen von LANDSAT- (ERTS-) Szenen (nach LANCASTER 1981: 328, Fig.1), in Relation zu den Isohyeten (aus: DEACON & LANCASTER 1988: 62, Fig. 5.2).
- Abb. 92: Zonale Gliederung und Topochronosequenz der Bodenbildung im Umkreis der Etoscha Pfanne.
- Abb. 93: Geomorphologische Übersichtskartierungen ausgewählter Räume in Etoscha:

- a) Westrand der Etoscha Pfanne mit rekonstruierten Niveaus  
b) "Ovambo-Pfannen-Ebene" mit rekonstruierten Niveaus.
- Abb. 94: Geomorphologische Detailkartierung des 'Ekuma-Deltas' mit den "Ekuma-Delta-Niveaus".
- Abb. 95: Profilschnitte des westlichen Randes der Etoscha Pfanne nach Flachbohrungen und geoelektrischen Sondierungen (nach BEUGLER 1991: Abb. 67).
- Abb. 96: Catena 'Okondeka' mit den Typlokalitäten der Profile Eto 56 (I. Dünenwall) und Eto 60 (II. Dünenwall).
- Abb. 97: Catena 'Logan's Island'.
- Abb. 98: Heutige Geländesituation an der Westflanke der 'Poacher's Point-Halbinsel' und fiktive Überdeckung des Reliefs durch karbonatreiche Dünenande, entsprechend der Situation am westlichen Rand der Etoscha Pfanne (Zeichnungen: E. Ardelean).
- Abb. 99: Geomorphologisch-sedimentologisch-pedologischer Profilschnitt am Übergang von den 'Mushara-Niveaus' zur 'Andonivlakte'.
- Abb. 100: Kiesiger Strandwall des "1085 m-Niveau" am Südrand der 'Stinkwater Bucht', östliche Etoscha Pfanne.
- Abb. 101: An das "1090 m-Niveau" angelehnter kiesiger Strandwall am südlichen Ausgang der 'Stinkwater Bucht', östliche Etoscha Pfanne.
- Abb. 102: Geomorphologische Detailkartierung der 'Andonivlakte'.
- Abb. 103: Profil Eto 5 ("unteres Andoni-Niveau") mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 104: Profil Ova 2 ("oberes Andoni-Niveau") mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 105: Profil Eto 53 ("Akazien-Niveau") mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 106: Geländeprofil am Südrand der Etoscha Pfanne (artesische Quelle "Agab") mit "Grasterrasse" und "Waldterrasse" nach JAEGER (1926/27).
- Abb. 107: Geländeprofil am Südrand der Etoscha Pfanne auf der Höhe von 'Susan's Camp' mit Profil Eto 63.
- Abb. 108: Geomorphologisch-pedologisches Geländeprofil am Südrand der Etoscha Pfanne, Detailkartierung 2 km östlich von 'Susan's Camp'.
- Abb. 109: Geomorphologische Übersichtskartierung der Etoscha Pfanne.
- Abb. 110: Geomorphologische Detailkartierung des westlichen Teils der "Ovambo-Pfannen-Ebene.
- Abb. 111: Profil Eto 124 ('Sonderkop Pfanne') mit analytischen Standardwerten und Tonmineralogie.
- Abb. 112: Profil Eto 129 (westliche 'Paradys Pfanne') mit analytischen Standardwerten und Tonmineralogie.
- Abb. 113: Profil Eto 141 ('Natukanaoka Pfanne') mit analytischen Standardwerten und Tonmineralogie.



- Abb. 114:  $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-MgO}$ -Diagramm von Proben des Profils Eto 124 (Sonderkop Pfanne) im Vergleich zum Profil Eto 135 (Etoscha Pfanne, 10 km östlich der Wasserstelle 'Okondeka').
- Abb. 115: Schwermineralanalysen ausgewählter äolisch und fluvial transportierter Sande aus Etoscha.
- Abb. 116: %  $\text{CaCO}_3$ /Leitfähigkeits-Diagramm von Proben ausgewählter Profile der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne und Abhängigkeit des  $\text{CaCO}_3$ -Gehaltes von der Entfernung zum Pfannenrand.
- Abb. 117: Profil Eto 56 (Typlokalität des I. Dünenwalles, Catena 'Okondeka') mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 118: Profil Eto 60 (Typlokalität des II. Dünenwalles, Catena 'Okondeka') mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 119: Profil Eto 76 (I. Dünenwall, Catena 'Logan's Island') mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 120: Profil Eto 47 (II. Dünenwall, Catena 'Logan's Island') mit analytischen Standardwerten.
- Abb. 121: Gehalte an dithionit- und oxalatlöslichen, pedogenen Eisenoxiden im Hangendabschnitt des Profils Eto 47.
- Abb. 122: Sammelprofil der TL-kalibrierten Pedostratigraphie der westlichen Rand-('Lunette'-) Dünen der Etoscha Pfanne/Nord-Namibia.
- Abb. 123: Lage der Lokalitäten von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen im Bereich der 'Homob-/Gonob-Halbinsel'.
- Abb. 124: Zusammenstellung von Beispielen für die pedostratigraphische Gliederung des "1085 m-Niveaus" und tieferliegender Niveaus in der Umrahmung der Etoscha Pfanne.
- Abb. 125: Pedostratigraphische Gliederung der westlichen Pfannenranddünen und ihre Beziehung zu den quartären Eintiefungsniveaus der Etoscha Pfanne im Raum 'Okondeka'.
- Abb. 126: Wandel der Korngrößenzusammensetzung in den Profilabfolgen der Typlokalitäten der westlichen Pfannenranddünen im Raum 'Okondeka', Profile Eto 56 (I. Dünenwall) und Eto 60 (II. Dünenwall).
- Abb. 127: Schiefe der Korngrößenverteilung ausgewählter Proben der Profile Eto 56 und Eto 60.
- Abb. 128: Profil Eto 60 (II. Dünenwall, Catena 'Okondeka') mit Tonmineralogie
- Abb. 129: Profil Eto 56 (I. Dünenwall, Catena 'Okondeka') mit Tonmineralogie.
- Abb. 130: Übersicht über die geologisch-tektonische Entwicklung des Etoscha Beckens während des Känozoikums im Vergleich zu geologisch-tektonischen und klimageomorphologisch bedeutenden Phasen und Ereignissen im südlichen Afrika.

- Abb. 131: Zyklen der Reliefentwicklung in ausgewählten Landschaftsräumen des südlichen Afrikas.
- Abb. 132: Flußanzapfung und Umlenkung des 'Kunene'-Flusses im Zuge der spätpliozänen Haupthebungsphase des südafrikanischen Subkontinentes.
- Abb. 133: Auseinanderbrechen des Gondwana-Kontinentes (nach NORTON & SCLATER 1979 und WITT et al. 1986; aus TYSON 1986: 23, Fig. 2.6).
- Abb. 134: Aktuelle und berechnete Raten des äolischen Sandtransportes in Abhängigkeit von der Vegetationsbedeckung und der Windgeschwindigkeit (nach WASSON & NANNINGA 1986; aus THOMAS 1988: 149, Fig. 2).
- Abb. 135: Sensibilität geomorphodynamischer Systeme gegenüber externen Impulsen für Veränderungen: gesteigerte äolische Geomorphodynamik während der Übergangsphase als Folge der sich überlagernden Veränderungen in den Subsystemen "Niederschlag/Temperatur", "Deckungsgrad der Vegetation" und "Verfügbarkeit äolischer Sedimente" (in Anlehnung an LANCASTER 1990: 288, Fig. 9).
- Abb. 136: Die Verbreitung von "Pfannen" im südlichen Afrika (nach SHAW 1988: 121, Fig. 7.1; ergänzt).
- Abb. 137: Übersicht über die Anzahl und die Gesamtfläche der Pfannen im Etoscha N.P. und angrenzenden Ovamboland/Nord-Namibia (auf der Grundlage von LINDEQUE & ARCHIBALD 1991: 129, Tab. 1).
- Abb. 138: Modell der Pfannen-Entwicklung (nach GOUDIE & THOMAS 1985: 16, Fig. 10; umgezeichnet und ergänzt).
- Abb. 139: Modell der "Groß-Pfannen"-Entwicklung in der Dimension der Etoscha Pfanne/Nord-Namibia.
- Abb. 140: Bildfolge der quartären Eintiefung der Etoscha Pfanne am westlichen Pfannenrand im Raum 'Okondeka'.
- Abb. 141: Radiokarbondaten (Namibia/Botswana) nach verschiedenen Quellen (nach HEINE 1991: 75, Abb. 7).
- Abb. 142: Rekonstruktion der jungquartären Umweltveränderungen in Etoscha nach  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von RUST (1984) und HEINE (1990b).
- Abb. 143: Lokalitäten der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von RUST (1984, 1985) im Etoscha N.P. und angrenzenden Kaokoveld (nach RUST 1985: 256, Fig. 51).
- Abb. 144: Chronostratigraphie der Dünen des 'Willandra-Trockensees'/SE Australien (BOWLER 1971, READHEAD 1988), der Lokalität 'Didwana'/Thar Wüste, Rajasthan/Indien (SINGHVI & KAR 1992) und der 'Etoscha Pfanne'/Nord-Namibia (vorliegende Arbeit) im Vergleich zu den Phasen der Sinter-Bildung in der 'Drotsky's/Lobatse Höhle'/Botswana (BROOK, BURNEY & COWART 1990).

## VERZEICHNIS DER TABELLEN

- Tab. 1: Aufstellung über die wichtigsten Wildpopulationen im Etoscha N.P. nach einem Zensus der Jahre 1982, 1984, 1987 und 1990 (DU PLESSIS: 1992b, schriftl. Mitt.).
- Tab. 2: Übersicht zur lithostratigraphischen Gliederung der *Khoabendus Gruppe* (prä-damarazeitliches 'Basement') im Südwesten des Untersuchungsraumes (nach SACS 1980: 351, Tab. 5.5.2).
- Tab. 3: Bestimmung der potentiellen Austauschkapazität der Fraktion < 2 mm ausgewählter Proben von Bodenprofilen des Landschaftsraumes von 'Kaross' (prä-damarazeitliches 'Basement').
- Tab. 4: Übersicht zur lithostratigraphischen Gliederung der *Damara Sequenz* im Landschaftsraum des 'Etoscha Bogens' (nach SACS 1980: 433, Tab. 6.1.3F).
- Tab. 5: Geochemische Analyse der Hauptelemente der Tonfraktion ausgewählter Proben des Profils Eto 144 (Rhodic Cambisol).
- Tab. 6: Bestimmung der potentiellen Austauschkapazität der Fraktion < 2 mm ausgewählter Proben des Profils Eto 144 (Rhodic Cambisol).
- Tab. 7: Geochemische Analyse der Hauptelemente der Tonfraktion ausgewählter Proben des Profils Eto 13 (Rhodic Cambisol).
- Tab. 8: Bestimmung der potentiellen Austauschkapazität der Fraktion < 2 mm ausgewählter Proben des Profils Eto 13 (Rhodic Cambisol).
- Tab. 9: Bestimmung der potentiellen Austauschkapazität der Fraktion < 2 mm ausgewählter Proben des Profils Eto 30 (Chromic Arenosol-Sediment).
- Tab. 10: Phosphatgehalte (PDL) ausgewählter Proben von Oberböden des Untersuchungsraumes.
- Tab. 11: Geochemische Analyse der Hauptelemente der Tonfraktion ausgewählter Proben des Profils Eto 7 (Eutric Vertisol).
- Tab. 12: Bestimmung der potentiellen Austauschkapazität der Fraktion < 2 mm ausgewählter Proben des Profils Eto 7 (Eutric Vertisol).
- Tab. 13: Bestimmung der potentiellen Austauschkapazität der Fraktion < 2 mm ausgewählter Proben des Profils Eto 27 (Eutric Fluvisol).
- Tab. 14: Bestimmung der potentiellen Austauschkapazität der Fraktion < 2 mm ausgewählter Proben des Profils Eto 47 (Calcaric Arenosol).
- Tab. 15: Bestimmung der potentiellen Austauschkapazität der Fraktion < 2 mm ausgewählter Proben des Profils Eto 6 (Xanthic Arenosol).
- Tab. 16: Charakteristika der Regenzeiten 1984/85-1988/89 im Etoscha N.P./Nord-Namibia.

- 
- Tab. 17: Charakteristika der mineralogisch/geochemischen Zonen der Etoscha Pfanne im Vergleich zu den anstehenden Sedimentgesteinen der Kalahari Gruppe.
- Tab. 18: Übersicht zur Bestimmung des Mol%-Anteils  $MgCO_3$  in Calcit ausgewählter Proben des Untersuchungsraumes (nach ROSE: 1992, schriftl. Mitt.).
- Tab. 19: Übersicht über die analytischen Daten der Thermolumineszenz-Datierungen an Quarz-Körnern von Typlokalitäten der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne (L. Zöller).
- Tab. 20: Übersicht über die in der internationalen Literatur diskutierten Faktoren und Prozesse der Pfannen-Genese.
- Tab. 21: Gegenüberstellung der Vorstellungen zur endtertiären und quartären Entwicklung der Etoscha Pfanne nach JAEGER (1926/27), RUST (1985) und der vorliegenden Arbeit.

---

**VERZEICHNIS DER FOTOS**

- Foto 1: Luftaufnahme der Granitlandschaft von Kaross mit 'Mopaneveld'-Vegetation im Südwesten des Etoscha Nationalparks, Flughöhe ca. 100 m über Grund (M. Buch: 3.8.1989).
- Foto 2: Blick vom Westrand des kontinentalen Binnenhochlandes im Westteil des Etoscha Nationalparks auf den Steilabfall der "Großen Randstufe" bei Dintteri (M. Buch: 29.8.1991).
- Foto 3: Dolomitzug nahe der Wasserstelle 'Dolomitpoint', Westteil des Etoscha N.P. (M. Buch: 14.8.1989).
- Foto 4: Karstverwitterung (Karren und Schratzen) in Dolomiten der Otavi Gruppe (Damara Sequenz) nahe der Wasserstelle 'Dolomitpoint' (Westteil des Etoscha Nationalparks) (M. Buch: 29.8.1991).
- Foto 5: Landschaftsbild des 'Ovambo Sandveld' (M. Buch: 10.9.1990).
- Foto 6: Landschaftsbild der 'südlichen Ovambo Ebene' (M. Buch: 15.8.1989).
- Foto 7: Landschaftsbild der 'Ovambo-Pfannen-Ebene'; Blick auf die westliche 'Paradys Pfanne' (M. Buch: 3.8.1991).
- Foto 8: Von Elefanten abgetragenes Vertisol-Solum, nördlich der Wasserstelle 'Olifantsbad' (M. Buch: 8.4.1991).
- Foto 9: Oberfläche der 'Gobaubvlakte' im Südosten des Etoscha N.P.; 'gilgai'-Relief in der unmittelbaren Umgebung des Profils Eto 9 (M. Buch: 4.8.1989).
- Foto 10: Luftaufnahme des Ekuma-Deltas, Flughöhe ca. 100 m über Grund (M. Buch: 3.8.1989).
- Foto 11: Spülsaum mit Salzkruste und Stromatolithen; Westseite der 'Poacher's Point'-Halbinsel (24.9.1992).
- Foto 12: Säulengefüge eines Stagnic Solonetz; Aufschluß 'Andonivlakte', nahe Nordzaun des Etoscha N.P. (M. Buch: 16.8.1991).
- Foto 13: Kreisförmige Salz-Effloreszenzen auf der Etoscha Pfanne südlich der 'Logan's Island'-Halbinsel (M. Buch: 18.8.1989).
- Foto 14: Luftaufnahme der zwei pfannenparallelen Randdünen entlang der Westseite der Etoscha Pfanne auf der Höhe von 'Logan's Island'; Flughöhe ca. 100 m über Grund (M. Buch: 3.8.1989).
- Foto 15: Luftaufnahme der Kalkstein-Hamada um die Wasserstelle 'Okaukuejo'/Etoscha N.P.; Flughöhe ca. 100 m über Grund (M. Buch: 3.8.1989).
- Foto 16: Luftaufnahme der Trockenwaldgesellschaft des 'North-Eastern Sandveld'/Etoscha N.P.; Flughöhe ca. 100 m über Grund (M. Buch: 2.8.1989).
- Foto 17: Staub-/Sandtrombe am östlichen Rand der Etoscha Pfanne (M. Buch: 22.8.1989, 14.00 Uhr).

- Foto 18: Schalenaufbau eines Stromatolithen vom Boden der Etoscha Pfanne/ Westseite der 'Poacher's Point'-Halbinsel (M. Buch: 30.8.1990).
- Foto 19: Aufschluß an der Westflanke der 'Poacher's Point'-Halbinsel (Hangprofil 11/ Profil Eto 75) (M. Buch: 30.8.1990).
- Foto 20: Grüner, geschichteter Feinsandstein des Hangprofils 11 an der Westflanke der 'Poacher's Point'-Halbinsel; Probe 11/3 (M. Buch: 21.9.1991).
- Foto 21: Beige-brauner, kreuzgeschichteter Sandstein des Profils Eto 73 an der Nordflanke der 'Oshigambo'-Halbinsel (M. Buch: 2.9.1990).
- Foto 22: Aufgeschlossener "Etoscha Kalkstein" am südlichen Rand der Etoscha Pfanne, nahe der Wasserstelle 'Sueda' (M. Buch: 28.7.1989).
- Foto 23: Anreicherung von Mollusken des "Etoscha Kalkstein" an der Basis des Profils Eto 67 (Catena 'Wolfsnes'; westliche Randdünen der Etoscha Pfanne) (Aufnahme: W. Stubenvoll, Nürnberg).
- Foto 24: REM-Aufnahmen ausgewählter Proben aus dem Untersuchungsraum (Aufnahmen: D. Rose, Regensburg).

---

## VERZEICHNIS ZUM ANHANG

- Anhang A: Verzeichnis der im Text genannten Profilbeschreibungen aus dem Untersuchungsraum (Diskette in Falttasche).
- Anhang B: Verzeichnis der verwendeten Horizontbezeichnungen.
- Anhang C: Verzeichnis der für die Darstellung von Bodenprofilen, Catenen und geomorphologisch-pedologischen Geländeprofilen verwendeten Symbole.
- Anhang D: Datenbank der bodenchemischen und bodenphysikalischen Laboranalysen (Diskette in Falttasche).
- Anhang E: Standortökologische Bewertung bodenchemischer Eigenschaften sowie des Bodenskelett-Anteiles.

## 1. PROBLEMSTELLUNG UND ZIELSETZUNGEN DER UNTERSUCHUNGEN

### 1.1. Das Phänomen "Klimaänderung" als aktuelles, gesellschaftsrelevantes Forschungsproblem

Es gehört heute zu den gesicherten Erkenntnissen der modernen Paläoklimaforschung, daß sich das Klima im Verlauf der Erdgeschichte mehrfach gewandelt hat. Terminologisch kann theoretisch zwischen einseitigen *Klimaänderungen* und periodischen beziehungsweise zyklischen *Klimaschwankungen* unterschieden werden (SCHWARZBACH 1974: 2). Diese begriffliche Differenzierung erweist sich jedoch nicht als pragmatisch, da sich immer die Frage des betrachteten zeitlichen Maßstabes stellt: selbst vermeintlich einseitige Klimaänderungen können sich im Verlauf der Erdgeschichte als Teil einer zyklischen Klimaschwankung erweisen (Ebenda: 2). Im folgenden wird daher der Begriff der "Klimaänderung" (engl. 'climatic change') im allgemeinen Sinne für alle qualitativen und quantitativen *Wandlungen des Systems "Klima"* verwendet. Der Begriff "Klimaschwankung" sei auf eindeutig zyklische Phänomene beschränkt. Die Systemübergänge können dabei größere Zeiträume umfassen oder "abrupt" erfolgt sein (FLOHN 1979).

Für das Känozoikum (Tertiär und Quartär), das heißt die letzten 65 Ma, ist weltweit eine allgemeine thermische Klimaverschlechterung nachgewiesen; die Temperaturabnahme erfolgte jedoch nicht gleichmäßig, sondern ist durch markante Sprünge, an der Wende Eozän/Oligozän, im Verlauf des Miozäns sowie am Ende des Miozäns gekennzeichnet (HEINE 1991: 56; 57, Abb. 1). Seit das Eiszeitalter mit der Ausdehnung des antarktischen Meereises (3-2.5 ka) eingeleitet wird, läßt sich nach zahlreichen Einzeluntersuchungen an marinen, limnischen und terrestrischen Sedimenten weltweit eine charakteristische Rhythmik der Klimaschwankungen rekonstruieren: Vor etwa 2.5 Ma besteht eine Periodizität mit einer Frequenz von vermutlich 23 ka, zwischen 2.5 Ma und 0.9/0.75 Ma eine Frequenz von 41 ka und seit 0.9 Ma ein Glazial-/Interglazialzyklus mit einer Frequenz von 100/95 ka (Ebenda: 58).

Klimaänderungen und Klimaschwankungen führten in der geologischen Vergangenheit immer zu *Umweltveränderungen* unterschiedlichen Ausmaßes, die ihrerseits seit prähistorischer Zeit die Lebensverhältnisse der Menschen maßgeblich beeinflussten. Dies betraf und betrifft insbesondere die Landschaftsräume der Erde, die als Marginalstandorte der Ökome aufzufassen sind und in denen ein starker Nutzungsdruck auf die Naturressourcen besteht. Es sind dies vor allem die Randzonen der Wüsten und die semiariden Klimazonen der Erde. Große Teile des südlichen Afrikas gehören diesen Klimaregionen und Klimazonen an. Von der 823 144 km<sup>2</sup> Gesamtfläche des jüngsten, selbständigen Staates Afrikas, Namibia, sind 55% als "arid-extrem bis arid" und 37% als "semiarid" zu charakterisieren (VAN DER MERWE 1983: 10). Es ist daher offensichtlich, daß - über umfassende Kenntnisse des Naturraumpotentials hinaus - insbesondere detaillierte Kenntnisse möglicher, zukünftiger Klima- und Umweltveränderungen geradezu eine Existenzfrage darstellen.



Nach den heute vorliegenden, detaillierten Untersuchungen an marinen Bohrkernen vor der südwestafrikanischen Küste sowie an terrestrischen Sedimenten (zur Übersicht vgl. DEACON & LANCASTER 1988) kann auch für die ökologisch besonders sensitiv reagierenden semiariden Klimazonen im südlichen Afrika, zu denen der Norden Namibias mit dem Etoscha Nationalpark (nachfolgend abgekürzt "Etoscha N.P.") gehört, von einem "natürlichen" Klimawandel im Verlauf des Känozoikums und insbesondere im Verlauf des Jungquartärs ausgegangen werden. Dabei darf freilich nicht übersehen werden, daß zahlreiche Detailfragen zum inhaltlichen Charakter, zum Ausmaß und zur Datierung des känozoischen Klimawandels im südlichen Afrika bis heute noch nicht befriedigend beantwortet werden können; regionale Befunde werden zum Teil kontrovers diskutiert. Die Befunde zum känozoischen und insbesondere zum jungquartären Klima- und Umweltwandel liegen aus dem südlichen Afrika bis heute auch in regional unterschiedlicher Dichte vor: während zum Beispiel die Namib und die südliche und mittlere Kalahari eine sehr intensive Bearbeitung erfahren haben (vgl. LANCASTER & DEACON 1988: 48-56; 60-79), liegen aus dem nördlichen Namibia - als nordwestlichem Teil der "Kalahari Ökozone" im Sinne von KLEIN (1980) - mit den Regionalstudien von JAEGER (1926/27), RUST (1984, 1985) sowie weiteren, durch MARTIN & WILCZEWSKI (1972) sowie HEINE (1990b) beigetragenen Erkenntnissen, nur vergleichsweise wenige Befunde vor. Mit dem Norden Namibias und insbesondere dem Etoscha Nationalpark (Abb. 1) liegt aber gerade ein aus klimageographischer wie landschaftsökologischer Sicht besonders interessanter Übergangsraum für paläoklimatische Studien vor.

Die aus der jüngeren geologischen Vergangenheit bekannten und auch für die Zukunft zu erwartenden Klimaänderungen und Klimaschwankungen werden heute von einem anthropogen induzierten Klimawandel überlagert, der im Verlauf der nächsten 30-50 Jahre auf Grund eines drastischen Anstiegs der sogenannten "Treibhausgase" der Atmosphäre erwartet wird. Nach dem heutigen Forschungsstand zur Änderung der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre ist davon auszugehen, daß im genannten Zeitraum eine globale Erwärmung in der Größenordnung von 1.5-4.5°C erwartet werden kann (WMO 1986). Auch wenn Rückkopplungseffekte durch die Wolkendecke sowie die Interaktionen der Atmosphäre mit den Weltmeeren in den Klimamodellierungen noch nicht befriedigend berücksichtigt werden können (PEARMAN 1991: 140), so gehört es doch zu den gesicherten Erkenntnissen, daß die erwartete Erwärmung und die Veränderung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation regional differenzierte Auswirkungen auf die Geosphäre und Biosphäre haben werden.

Nach den voranstehenden Ausführungen lassen sich damit hinsichtlich der Problemstellung und Zielsetzung der vorliegenden Arbeit zwei Schwerpunkte formulieren:

- (1) Im Rahmen der Paläoklimaforschung im südlichen Afrika hat der Norden Namibias bisher nur wenig Aufmerksamkeit erfahren. Ausgehend von einem geomorpholo-

gisch-sedimentologisch-pedologischen Forschungsansatz sind daher neue Erkenntnisse zum känozoischen Klima- und Umweltwandel zu erwarten.

- (2) Mit den Forschungsergebnissen kann, über die rein akademische Fragestellung hinaus, ein wesentlicher Beitrag im Hinblick auf die Evaluierung landschaftsökologischer Auswirkungen zukünftiger Klimaänderungen geleistet werden. Den paläoklimatologischen Untersuchungen kommt damit der Stellenwert von "Grundlagenforschung" als Beitrag zur Lösung einer für den jungen Staat "Namibia" existentiellen Zukunftsfrage zu.

Die Problemstellungen und Zielsetzungen werden in den folgenden Kapiteln detaillierter erläutert.

### 1.2. Klimaänderungen, Klimaschwankungen und 'General Circulation Models' (GCM's)

Die globale Dimension der erwarteten Klimaänderung und die damit verbundenen, potentiell als katastrophal eingeschätzten, aber ungewissen geoökologischen Auswirkungen haben große Anstrengungen zur Erforschung des gesamten Problemkomplexes "Klimaänderungen" stimuliert (BOER & DE GROOT 1990: 1). Unter den zahlreichen bisher aufgelegten, internationalen Forschungsprogrammen sei an dieser Stelle vor allem auf das im Jahre 1986 eingerichtete "International Geosphere-Biosphere Programme" (IGBP) hingewiesen. Die Ziele dieses Programms sind wie folgt formuliert (IGBP 1988: 3):

"To describe and understand the interactive physical, chemical, and biological processes that regulate the total Earth system, the unique environment that it provides for life, the changes that are occurring in this system, and the manner in which they are influenced by human actions."

Obwohl die ersten Anstöße für das "International Geosphere-Biosphere Programm" bemerkenswerterweise von ökonomisch potenten Ländern der Nordhemisphäre ausgingen, etablierte sich im Jahre 1988 mit der Tagung in Mbabane/Swaziland auch eine Arbeitsgruppe, durch die das verfügbare Wissen über zukünftige Klimaänderungen im Bereich der Südhemisphäre zusammengetragen wurden. Die Ergebnisse dieser Tagung sind inzwischen in einer Sonderpublikation der Zeitschrift 'Climatic Change' (Vol. 18-Nos. 2-3 April 1991), die einer weiteren Tagung in Kapstadt im Jahre 1989 im 'South African Journal of Science' (Vol. 86, Nos. 7/8/9/10, Juli-Oktober 1990) umfassend veröffentlicht. Die vorgelegten Beiträge unterstreichen eindringlich die ökologischen und sozio-ökonomischen Probleme, die auf die Länder südlich des sogenannten "ökonomischen Äquators", d.h. südlich des Wendekreises des Krebses (WALKER & DICKSON 1991: 116, Fig. 1) im Verlauf der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts zukommen können.

Welche qualitativen und quantitativen Vorstellungen bestehen nun hinsichtlich der zukünftigen Klimaänderungen? Die bisher für das südliche Afrika entworfenen Szenarien

für die Klimaverhältnisse bei einer angenommenen Verdopplung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration der Erdatmosphäre im Vergleich zum vorindustriellen Zustand basieren auf numerischen, sogenannten "*three-dimensional General atmosphere ocean coupled Circulation Models*", kurz GCM's genannt (vgl. SCHLESINGER & MITCHELL 1987 sowie STREET-PERROTT 1991). TYSON (1991: 252-254) faßt die Modellvorstellungen von vier solcher GCM's, des 'National Center for Atmospheric Research (NCAR) Community Climate Models' (WASHINGTON & MEEHL 1984), des 'Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) Models' (MANABE & WETHERALD 1987), des 'British Meteorological Office (BMO) Models' (WILSON & MITCHELL 1987) sowie des 'Goddard Institute for Space Studies (GISS) Models' (HANSEN et al. 1988) zusammen (Abb. 2). Alle vier GCM's simulieren einen Anstieg sowohl der Winter- als auch der Sommertemperaturen in der Größenordnung von mindestens 3-4°C. Das BMO-Modell postuliert sogar einen Anstieg von 6°C, der insbesondere auch die Westseite des südlichen Afrikas betreffen würde. Sowohl das BMO- als auch das NCAR-Modell sagen für das Sommerhalbjahr der Südhemisphäre einen Anstieg der Niederschläge in der Größenordnung von bis zu 1 mm pro Tag im nördlichen, tropischen Teil des südlichen Afrikas voraus, während im südlichen, subtropischen Teil von einer Abnahme der Niederschläge von bis zu 1 mm pro Tag ausgegangen wird. Für das Winterhalbjahr simuliert das BMO-Modell genau entgegengesetzte Änderungen der Niederschlagsverhältnisse mit der Ausnahme, daß in der Kap-Provinz auch im Winterhalbjahr die Niederschläge abnehmen. Im NCAR-Modell wird eine Abnahme der Winterniederschläge für den gesamten zentralen und westlichen Teil des südlichen Afrikas prognostiziert. Für die zusammenschauende Bewertung der angenommenen Veränderungen des Niederschlags und der Temperatur ist zu berücksichtigen, daß zum Beispiel im randtropischen Norden Namibias (einschließlich des engeren Untersuchungsraumes des Etoscha N.P.) die ökologisch effektiven Niederschläge im Sommerhalbjahr aktuell während der Monate Januar bis April fallen (BERRY 1980: 32). Selbst unter der Annahme einer leichten Erhöhung der täglichen Sommerniederschläge in diesem Raum würde der gleichzeitige Temperaturanstieg aufgrund der gesteigerten Evapotranspiration insgesamt eine Abnahme der Bodenfeuchtigkeit bedeuten, wie es sowohl im GFDL- als auch im NCAR-Modell simuliert wird.

Die an dieser Stelle nur kurz vorgestellten 'General Circulation Models' weisen nach TYSON (1991: 252) allerdings auch heute noch - und dies trotz eines großen Aufwandes elektronischer Datenverarbeitung - erhebliche Schwächen auf. Alle bisher bekannten Modelle berücksichtigen noch nicht adäquat die Kopplung zwischen Ozeanen und Atmosphäre. Ebenso wenig können bisher regionale Phänomene mit globalen Auswirkungen, wie zum Beispiel das sogenannte 'El Niño Southern Oscillation'- ('ENSO'-) Phänomen, modelliert werden.

Als größte Schwäche der GCM-Simulationen erweist sich bisher die geringe räumliche und zeitliche Auflösung der Modellierungen sowie die Tatsache, daß geoökologisch

besonders relevante Klimaparameter (z.B. Niederschlagsverteilung innerhalb des Regenzeit-Trockenzeit-Rhythmusses; Niederschlagsperiodizität; Niederschlagsintensität) nicht erfaßt werden können (BOER & DE GROOT 1990: 5; TYSON 1991: 252; STREET-PERROT 1991: 74). Diese Forderungen müssen jedoch erfüllt sein, wenn es darum gehen soll, geoökologische Veränderungen hinreichend genau einschätzen zu können. In diesem Zusammenhang geht es unter anderem um die Frage, ob die von TYSON (1986: 68-83) für das südliche Afrika ermittelten periodischen Oszillationen der Niederschläge auch unter global veränderten Klimaverhältnissen in die Zukunft extrapoliert werden können (TYSON 1986: 68-83). Für die Sommerregengebiete kann TYSON (1986: 74, Fig. 4.6) eine erstaunlich regelhafte Abfolge von Phasen über- und unterdurchschnittlicher Niederschlagsjahre mit einer Dauer von jeweils 9 Jahren ('quasi-18-year oscillation') nachweisen. Immerhin konnte die feuchtere Periode während der 70er Jahre und die trockenere Periode im Verlauf der 80er Jahre dieses Jahrhunderts mittels der empirischen Analytik von TYSON & DYER (1978) zutreffend vorhergesagt werden. Für die 90er Jahre geht TYSON (1990: 322) wieder von einer überdurchschnittlichen Niederschlagsperiode aus. Dabei darf freilich die bekannt große räumliche Variabilität der Niederschläge gerade in den semi-ariden und ariden Klimaregionen des südlichen Afrikas nicht außer acht gelassen werden.

Genauere Kenntnisse über mögliche zukünftige Änderungen der Niederschlagsperiodizität, der Niederschlagsverteilung innerhalb des Regenzeit-/Trockenzeit-Rhythmusses sowie der Niederschlagsintensität einschließlich ihrer Auswirkungen auf die Vegetation sind für die Abschätzung geomorphodynamischer Veränderungen von grundlegender Bedeutung, wie es im Modell "morphodynamischer Aktivitäts- und Stabilitätszeiten" von ROHDENBURG (1970) zum Ausdruck kommt. Dies gilt in besonderem Maße für eine anthropogen beeinflusste Steigerung geomorphodynamischer Prozesse, d.h. Bodenerosion i.S. von RICHTER (1965). Mehrjährige Dürreperioden bergen die Gefahr der Desertifikation und gesteigerter Bodenerosion in sich, wobei letztlich das Ausmaß der Bodenerosionsschäden durch Wind oder Wasser von der Wirtschaftsweise des Menschen sowie von bodenkonservierenden Maßnahmen abhängt. Dies zeigt insbesondere der Vergleich zwischen dem nordafrikanischen Sahel (MENSCHING 1985) und dem südlichen Afrika (HEINE 1988a).

Die einleitenden Ausführungen mögen verdeutlichen, daß 'General Circulation Models (GCM's) bis heute nicht dazu geeignet sind, hinreichend genaue regionale Vorhersagen bezüglich zukünftiger Klimaänderungen zu liefern. Dies liegt zum einen an Unzulänglichkeiten bei der Modellbildung selbst und zum anderen an der räumlich unzureichenden Auflösung der Modellaussagen im Hinblick auf geoökologischen Auswirkungen der postulierten Klimaveränderungen. Unter Berücksichtigung dieser Tatsachen können Modellaussagen von GCM's nach dem heutigen Forschungsstand lediglich eine Diskussionsgrundlage für sogenannte "was ist..., wenn..."-Szenarien verwendet werden (TYSON 1990: 325; BOER

& DE GROOT 1990: 5). Auf Grund der drängenden Probleme im südlichen Afrika begründet sich daraus eine neue Verantwortlichkeit der naturwissenschaftlich-geowissenschaftlichen Forschung. Ein weiterer Aspekt ist zu berücksichtigen. Bei der Diskussion um zukünftige Klimaänderungen wird oft übersehen, daß die wissenschaftliche Erforschung des physikalisch-meteorologischen Phänomens "Klimaänderung" lediglich die Grundlage dessen ist, was für politische und administrative Entscheidungsträger letztlich Anlaß für konkrete Handlungsstrategien ist (bzw. sein sollte): die wissenschaftlich fundierte Erarbeitung von Szenarien, die die *landschaftsökologischen Auswirkungen zukünftiger Klimaänderungen* so umfassend, wie nach dem derzeitigen Forschungsstand möglich, darstellt. Dies ist jedoch vornehmlich eine geowissenschaftliche Forschungsaufgabe im Sinne eines "was ist ..., wenn ..." Ansatzes.

### 1.3. Evaluierung der Klimasensibilität geökologischer und geomorphodynamischer

#### Prozesse: der "was ist ..., wenn..." Ansatz

Eine Konzentration auf sogenannte "what..., if..."-Ansätze wurde bei der Evaluierung landschaftsökologischer Auswirkungen zukünftiger Klimaänderungen erstmals mit der 'European Conference on Landscape Ecological Impacts of Climatic Change' vom 3.-7. Dezember 1989 in Lunteren/Niederlande konsequent verfolgt. Die Zielsetzung dieser Konferenz, an der der Autor selbst teilgenommen hat (BUCH 1989), hat sich als äußerst pragmatisch erwiesen. Sie läßt sich, wie die Diskussionen mit den Verantwortlichen des 'Etosha Ecological Institute in Okaukuejo/Etosha Nationalpark' in den vergangenen Jahren zeigten, auf andere Regionen der Erde übertragen.

Zur Evaluierung der potentiell möglichen Auswirkungen zukünftiger Klimaänderungen im Etosha Nationalpark im Norden Namibias wurde daher ebenfalls einem "was ist..., wenn..."-Ansatz gefolgt. Dabei geht es darum, auf der Grundlage eines *geographisch-landschaftsökologischen Forschungsansatzes* die wesentlichen biotischen und abiotischen Prozesse zu erfassen, die sich *aktuell* ebenso wie im Verlauf der *jüngeren Klima- und Landschaftsgeschichte* des Raumes als besonders *klimasensibel* erweisen bzw. erwiesen haben. Daraus können Szenarien für zukünftige Umweltveränderungen entworfen werden.

Der "was ist ..., wenn ..." -Ansatz der vorliegenden Arbeit läßt sich damit im wesentlichen durch vier Arbeitsschritte beschreiben:

- (1) Umfassende geographisch-landschaftsökologische Inventarisierung des Untersuchungsraumes
- (2) Evaluierung der Sensibilität raumfunktionaler Strukturen und geökologischer Prozesse unter den Gegebenheiten der aktuellen Klima- und Witterungsverhältnissen sowie der aktuellen Klimavariabilität
- (3) Rekonstruktion des känozoischen Umweltwandels auf der Grundlage eines geo-

- morphologisch-sedimentologisch-pedologischen Forschungsansatzes und unter Berücksichtigung bereits vorliegender, überregionaler paläoklimatologischer Befunde
- (4) Evaluierung der Klimasensibilität geoökologischer und geomorphodynamischer Prozesse im Verlauf des Känozoikums.

Die genannten geowissenschaftlichen Forschungsansätze und zeitlichen Betrachtungsweisen ergänzen sich. Im konkreten Untersuchungsraum des Etoscha Nationalparks im Norden Namibias bietet eine umfassende landschaftsökologische Analyse eine wesentliche Voraussetzung für eine paläogeographisch differenziertere Interpretation der komplexen geoökologischen und geomorphodynamischen Auswirkungen des känozoischen Klima- und Umwandels (Abb. 3). Das "quasinatürliche Ökosystem" des Etoscha Nationalparks stellt dabei eine besonders günstige "Versuchsanordnung der Natur" im Sinne von BÜDEL (1977: 11) und ein "Modellgebiet" für angrenzende Landschaften im Norden Namibias dar.

Mit den heute verfügbaren Ergebnissen der modernen Paläoklimaforschung liegen für das südliche Afrika insgesamt bereits sehr differenzierte Kenntnisse zu vergangenen Klima- und Umweltverhältnissen vor. Dabei ist aus überregionaler Sicht, ebenso bei den regionalen Untersuchungen im Etoscha N.P. zu berücksichtigen, daß die "terrestrische Paläoklimaforschung" zunächst die komplexen geoökologischen und geomorphodynamischen Auswirkungen von Klimazuständen und Klimaänderungen studiert; sie ist in der Regel nicht in der Lage, das Klima "als solches" zu rekonstruieren (vgl. HEINE 1990a: 5; 8-9). Diese Aufgabe vermag, während der vergangenen Jahrzehnte mit zunehmendem Erfolg, die "marine Paläoklimaforschung" zu erfüllen. Zwischen beiden Teildisziplinen besteht heute ein reger Austausch der Forschungsergebnisse. Die "terrestrische Paläoklimaforschung" konzentriert sich damit jedoch genau auf jene Ziele, die für Zukunftsprognosen im Zusammenhang mit zukünftigen Klimaänderungen gefordert werden.

Ein solches Forschungsprojekt verlangt eine intensive inter- und intradisziplinäre Zusammenarbeit. Mit der Initiative zur Forschungsk Kooperation zwischen dem 'Etosha Ecological Institute' und dem Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Regensburg durch Herrn Prof. Dr. Klaus Heine im Herbst 1988 wurden die infrastrukturellen Voraussetzungen geschaffen. Das Forschungsprojekt "Etoscha/Namibia" wird formal von zwei Säulen getragen (Abb. 4): einem Teilprojekt mit dem Charakter von "Grundlagenforschung" zum Thema "*Känozoischer Klima- und Umweltwandel in Etoscha/Nord-Namibia*" sowie einem Teilprojekt mit unmittelbar angewandter, wissenschaftlicher Fragestellung zum Thema "*Aktuelle Umweltveränderungen im Etoscha Nationalpark/Nord-Namibia*". Zwischen beiden Schwerpunkten besteht in der Praxis ein fortwährender Austausch der Forschungsergebnisse

Die Forschungen zum känozoischen Klima- und Umweltwandel in Etoscha wurden seit 1989 durch zwei Bewilligungen von Sach-, Personal- und Reisekosten der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Az.: Bu 659/2-1 und 2-2) gefördert. In dieses Teilprojekt, dessen

Forschungsergebnisse in der vorliegenden Arbeit umfassend dargestellt werden, gehen die langjährigen Forschungsergebnisse von Herrn Prof. Dr. K. Heine zur "Quartären Klima- und Landschaftsgeschichte des südlichen Afrikas" ein. Mitarbeiter des Forschungsprojektes sind Herr Dr. D. Rose (Staatliches Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie an der Universität Regensburg; mineralogische und geochemische Analysen, insbesondere von Pfannensedimenten), Herr Prof. Dr. M.A. Geyh (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover;  $^{14}\text{C}$ -Datierungen) sowie Herr Dr. L. Zöller (Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften am Max-Planck-Institut für Kernphysik, Heidelberg; Thermolumineszenz-Datierungen).

Für das Teilprojekt "Aktuelle Umweltveränderungen im Etoscha Nationalpark/Nord-Namibia" wurde im Februar 1990 ein Antrag auf Forschungsförderung im Rahmen der Forschungsk Kooperation mit Entwicklungsländern an die Deutsche Forschungsgemeinschaft und an das Bundesministerium für wirtschaftliche Zusammenarbeit gerichtet (Az.: Bu 659/4-1). Mit der Bewilligung dieses Antrages wurde das Projekt im März 1992 für die Dauer von zwei Jahren implementiert.

Als Vorarbeiten zum DFG/BMZ-Forschungsk ooperations-Projekt konzentrierten sich die Forschungsaktivitäten des deutschen Kooperationspartner bis 1990 zunächst auf eine Auswertung von überwiegend zoogeographischen und vegetationsgeographischen Forschungsergebnissen zum Rahmenthema "Aktuelle Umweltveränderungen im Etoscha Nationalpark/Nord-Namibia", die vom 'Etosha Ecological Institute' während der vergangenen Jahre erarbeitet wurden. Mit der Dissertation von Herrn Dr. Malan Lindeque liegt insbesondere eine detaillierte Studie zur Populationsdynamik und zum Migrationsverhalten einer aus landschaftsökologischer Sicht wichtigen Großtierpopulation vor (LINDEQUE 1988). Darüber hinaus wurde eine bereits von LE ROUX et al. (1988) vorgelegte Übersichtsbodenkartierung für den gesamten Etoscha Nationalpark überarbeitet und von der südafrikanischen Bodensystematik (MACVICAR et al. 1977) in die international gebräuchlichere FAO-Bodennomenklatur übersetzt (vgl. BUCH 1990). Seit 1990 wurden weitere landschaftsökologisch relevante Problemstellungen von Studentinnen und Studenten des Institutes für Geographie der Universität Regensburg untersucht. Herr Dipl.-Geogr. H. Beugler bearbeitete in seiner Diplomarbeit den Themenkomplex "Bodenerosion und potentielle Erodierbarkeit der Böden im Etoscha Nationalpark" (BEUGLER 1991). Frau cand.geogr. S. Engert untersuchte in ihrer Diplomarbeit das Thema "Räumliche Variabilität und zeitliche Periodizität der Niederschläge im Etoscha Nationalpark/Namibia und angrenzenden Landschaften - mit einer Anmerkung zur Erosivität der Niederschläge" (ENGERT 1992a). Erste Auswertungen zur "chemischen Wasserqualität im Etoscha Nationalpark" liegen mit einer Seminararbeit von GAMMER (1991) vor; die Untersuchungen werden im Rahmen von zwei Diplomarbeiten fortgeführt (AUER 1993, GAMMER 1993).

Mit Beginn der offiziellen Förderung der Forschungsk ooperation durch die DFG/BMZ werden für sieben ausgewählte Testgebiete innerhalb des Etoscha National-

parks auf der Grundlage detaillierter biogeographischer und bodengeographischer Kartierungen aktuelle Umweltveränderungen im Maßstab 1:50 000 erfaßt. Die Bodenkartierungen schließen die Charakterisierung ökologisch relevanter physikalischer und chemischer Bodeneigenschaften mittels Feld- und Labormethoden ein. Die Verbreitung aktueller Bodenerosionsschäden wird insbesondere im Zusammenhang mit der Bestockungsdichte und dem Migrationsverhalten von Großsäugerpopulationen sowie einer dadurch bedingten Schädigung der Vegetationsdecke untersucht. Die Auswertungen der Kartierungen zielen auf eine umfassende Evaluierung der ökopedologischen Standortbedingungen, ökopedologischer Risiken und der potentiellen Gefährdung der Standorte gegenüber Bodenerosion ab. Auf der Grundlage dieser Untersuchungen soll für die Testgebiete das aktuelle Landnutzungspotential erfaßt, Möglichkeiten und Grenzen zukünftiger Nutzungsänderungen bzw. Nutzungseinschränkungen unter besonderer Berücksichtigung der landschaftsökologischen Auswirkungen einer möglichen Klimaänderung im Verlauf der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts diskutiert und in konkrete Handlungsstrategien für einen vorsorgenden Umweltschutz umgesetzt werden (Abb. 4).

Herr Dipl.-Geogr. Chr. Trippner hat im Verlauf seines fünfmonatigen Aufenthaltes in Etoscha von April bis August 1991 mit pedologischen Kartierungen im Gebiet der Kartenblätter Okaukuejo (Blatt-Nr. 1915 BB) und Ondongab (Blatt-Nr. 1916 AA) bereits Vorarbeiten für das Forschungskooperations-Projekt geleistet. Im Rahmen von Praktikumsaufenthalten haben Frau cand.geogr. Claudia Auer und Herr cand.geogr. Ludwig Gammer in Zusammenarbeit mit dem 'Department of Water Affairs' in Windhuk von Januar bis April 1992 das umfangreiche Datenmaterial zur chemischen Wasserqualität von Wasserstellen des Etoscha N.P. und dem angrenzenden Owamboland in regionaler und zeitlicher Hinsicht weiter ausgewertet. Die bodengeographischen Kartierungen und klima- sowie hydrogeographischen Auswertungen des deutschen Kooperationspartners (Arbeitsgruppe des Lehrstuhls für Physische Geographie der Universität Regensburg) werden von weiteren vegetationsgeographischen und zoogeographischen Untersuchungen des namibianischen Kooperationspartners unter der Leitung von Herrn Dr. Malan Lindeque (Head of Research, Etosha Ecological Institute, Okaukuejo) begleitet. Herr M.Sc. Wynand du Plessis führt dabei insbesondere die vegetationsgeographisch-botanischen Untersuchungen durch.

Im Zusammenhang mit der im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten landschaftsökologischen Inventarisierung des Untersuchungsraumes und einer Evaluierung der aktuell klimasensiblen raumfunktionalen Strukturen und Prozesse, fließen die bisherigen Ergebnisse des Forschungskooperations-Projektes bereits mit ein.



#### 1.4. Klimasensibilität und Geomorphodynamik in Etoscha aus der Sicht des känozoischen Klima- und Umweltwandels

Ein denkbarer Forschungsansatz, die Klimasensibilität geomorphologischer Prozesse (Geomorphodynamik) erfassen zu wollen, wäre eine aktualistische, quantitativ-experimentelle Vorgehensweise, wie sie speziell in der landschaftsökologischen Bodenerosionsforschung heute eine weite Anwendung findet. Auf die damit verbundenen Probleme soll hier nicht im einzelnen eingegangen werden (vgl. dazu z.B. LESER 1983). Es ist in jedem Fall unumstritten, daß der apparative, personelle und finanzielle Aufwand solcher langwierigen Feldexperimente bei der Größe des Untersuchungsraumes des Etoscha Nationalparks mit 22 270 km<sup>2</sup> nicht vertretbar wäre. Dies schließt eine "Eichung" qualitativer Aussagen im Einzelfall nicht aus, wie sie im Rahmen des "Forschungsprojektes Etoscha" unter anderem mit der Quantifizierung der Erodierbarkeit der Böden erfolgte (BEUGLER 1991: 50-61). Auf Grund der geoökologischen Differenzierung des Untersuchungsraumes (vgl. Kapitel 3) muß jedoch angezweifelt werden, daß alle denkbaren Prozeßkombinationen tatsächlich mittels experimenteller Feldforschung erfaßt werden können. Auch wenn mit dem "quasinatürlichen Ökosystem" des Etoscha N.P. eine sehr günstige Versuchsanordnung der Natur vorliegt, so muß darüber hinaus geprüft werden, inwieweit die Sensibilität des geomorphodynamischen Prozeßgefüges unter den aktuell herrschenden Klimaverhältnissen repräsentativ für die jüngere Klimageschichte ist. In der hier vorliegenden Arbeit wird damit *der Landschaftsraum nicht nur hinsichtlich seiner geoökologischen Differenzierung, sondern auch hinsichtlich der Umweltveränderungen im Verlauf der jüngeren Landschaftsgeschichte als Versuchsanordnung* aufgefaßt.

Der *Untersuchungszeitraum* des "Känozoikums" (Tertiär und Quartär, d.h. die letzten 65 Millionen Jahre) bietet sich aus zwei Gründen an. Das Känozoikum stellt nach den vorliegenden paläoklimatologischen Erkenntnissen einen relativ einheitlichen Abschnitt der jüngeren Erdgeschichte im südlichen Afrika dar, der - wie bereits dargestellt - durch eine markante, allgemeine thermische Klimaverschlechterung gegenüber dem vorangegangenen Mesozoikum gekennzeichnet ist. Die Temperaturabnahme ist dabei eine Folge überregional wirksamer, paläogeographischer Veränderungen. Das Aufbrechen des Gondwana-Kontinentes (vgl. Abb. 133) und die Aufwölbung der südwestafrikanischen Randstufe in spätpaläozoischer bis frühkretazischer Zeit (DINGLE, SIESSER & NEWTON 1983; PARTRIDGE & MAUD 1987; SUMMERFIELD 1988; KING & ELLIS 1990) hatte insbesondere für das südliche Afrika weitreichende Auswirkungen auf die ozeanischen Zirkulationsmuster und, damit verknüpft, auf die klimatischen Verhältnisse. Im Zuge plattentektonischer Bewegungen öffnen sich an der Wende Jura/Kreide die "Proto-Ozeane" des Atlantischen, des Südlichen und des Indischen Ozeans. Mit der Ausbildung einer zirkumantarktischen Meereszirkulation sowie einer Änderung der Tiefenwasser-Zirkulation sinken vor etwa 80 Millionen Jahren die Temperaturen der Oberflächenerwasser der Ozeane weltweit (TYSON 1986: 24-25). Ein wesentlicher klimatischer Impuls für das südwestliche

Afrika geht von der vollständigen Ausprägung des küstenparallelen, äquatorwärts gerichteten Benguela-Stromes und der Etablierung eines Systems kalter Auftriebswasser entlang der Namib-Küste seit dem späten Miozän aus. Seitdem belegen die sedimentologischen und palynologischen Befunde der marinen Sedimente ein im ganzen arides Klima für die Namib-Küste. Die allgemeine "Aridisierung" des Klimas war offensichtlich nicht auf die Namib-Küste beschränkt, sondern hatte - wie noch zu zeigen sein wird - auch Auswirkungen auf das südwestafrikanische Binnenhochland.

Als besonders günstig erweist sich auch die Tatsache, daß das Känozoikum im Untersuchungsraum des Etoscha Nationalparks und angrenzenden Landschaften durch Sedimente und Sedimentgesteine der sogenannten "Kalahari Gruppe" (SACS 1980) vertreten ist. Sowohl HEDBERG (1979: 298) als auch MOMPER (1982: 280) stellen den Beginn der "Kalahari-Sedimentation" in die ausgehende Kreidezeit, wobei MOMPER (1982: 280) von einer Hauptsedimentationsphase während des Tertiärs ausgeht. Damit liegen im Norden Nambias besonders günstigere Rahmenbedingungen für eine Rekonstruktion des känozoischen Klima- und Umweltwandels vor, als in der Namib (vgl. HEINE 1991: 56-61).

Der in der vorliegenden Arbeit verfolgte *Untersuchungsgang* zur Evaluierung der Klimasensibilität des geomorphodynamischen Prozeßgefüges des Untersuchungsraumes aus der Sicht des känozoischen Klima- und Umweltwandels kann folgendermaßen umrissen werden:

1. Detaillierte geomorphologisch-sedimentologisch-pedologische Analyse des Untersuchungsraumes in Verbindung mit der geographisch-landschaftsökologischen Inventarisierung mittels "klassischer", terrestrischer Kartiermethoden und Methoden der Fernerkundung (Luftbilder, Landsat-Szenen) sowie unter Berücksichtigung der Kartiererergebnisse früherer Bearbeiter, vor allem JAEGER (1926/27) und RUST (1984, 1985).
2. Erarbeitung von Topochronosequenzen der Reliefentwicklung auf der Grundlage der Lagebeziehungen geomorphologischer Formen und Formenvergesellschaftungen, Form-Sedimentrelationen ("korrelate Sedimente der Abtragung") und der pedologischen Entwicklung.
3. Erarbeitung von Vorstellungen zur zeitlichen Dimension der Reliefentwicklung aus pedogenetischer Sicht und durch Einbindung der Befunde in einen überregionalen Zusammenhang.
4. Differenzierung der relativ-chronostratigraphischen Vorstellungen der Reliefentwicklung durch die Erarbeitung einer pedostratigraphischen Gliederung bei geeigneten Sedimenten.
5. Absolute Kalibrierung der Pedostratigraphien durch geeignete Methoden der chemischen und physikalischen Altersdatierungen.
6. Geomorphodynamische Interpretation der kalibrierten Pedostratigraphie und der Reliefentwicklung insgesamt aus der Sicht des landschaftsökologischen Prozeßgefü-

- ges und Evaluierung der Klimasensibilität geomorphologischer wirksamer Prozesse.
7. Entwurf von Szenarien für zukünftige Klimaänderungen aus der Sicht des känozoischen Klima- und Umweltwandels.

### 1.5. Probleme der Altersdatierung des känozoischen Klima- und Umweltwandels

Die Klimasensibilität des känozoischen Umweltwandels im Norden Namibias ist nur dann befriedigend zu evaluieren, wenn es gelingt, die Zeugen dieses Wandels - und insbesondere die Zeugen der Reliefentwicklung - zuverlässig datiert werden können. Es ist bekannt, daß diese Forderung nach den heute zur Verfügung stehenden chemischen und physikalischen Datierungsmethoden lediglich für das Jungquartär erfüllt ist; selbst für diesen Zeitraum ergeben sich nach den jüngst unter anderem von HEINE (1991: 61-70) vorgelegten Befunden jedoch erhebliche Probleme bei der Altersdatierung. Andere Angaben zur "Altersstellung" basieren auf morphologischen Lagerrelationen, pedogenetischen Überprägungen und überregionalen Korrelationen. Bei pedostratigraphisch gut gegliederten und chronostratigraphisch abgesicherten Sedimentfolgen können immerhin Mindestalter hinsichtlich der Formbildung im Liegenden angegeben werden.

Unter den Methoden einer physikalischen und chemischen Alterdatierung wird bei der Rekonstruktion des jungquartären Klima- und Umweltwandels in ariden und semiariden Landschaften des südlichen Afrikas die  $^{14}\text{C}$ -Datierung bis heute mit Abstand am häufigsten angewendet (PARTRIDGE et al. 1984). Bei dem datierten Material handelt es sich um organische Großreste, Torfe, Holzkohle, Huminsäuren organisch angereicherter Bodenhorizonte, Pollen, Eierschalen (z.B. von Straußen), Stromatolithen, Molluskenschalen, Knochen, karbonatreiche, lakustrine Sedimente, Sinterkalke, pedogene Kalkkonkretionen und Kalkkrusten (engl. 'calcrete') (DEACON & LANCASTER 1988: 177-185).  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Datierungen von Kalkkrusten wurden erstmals von NETTERBERG (1978) vorgelegt. Erste systematische Paralleldatierungen an Kalkkrustenproben mittels der  $^{14}\text{C}$ - und der  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Methode sind allerdings erst jüngst von HEINE & GEYH (1984), GEYH & HENNIG (1986), sowie HEINE (1991) erarbeitet worden. Thermolumineszenz-(TL-)Datierungen an äolischen Sanden liegen bisher nur vereinzelt vor (HEINE 1991: 68; 69, Abb. 5).

Bei der Verwendung des  $^{14}\text{C}$ -Methode gelten Datierungen an organischem Großresten, größeren Holzkohlestücken und unverbrannten Knochen bei einer umsichtigen Probennahme und unter Beachtung der neuesten Erkenntnisse zur Präparationstechnik bis 35 000 a BP als zuverlässig (EVIN 1990).  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an karbonatischem Probenmaterial bergen dagegen immer die Gefahr der Kontaminierung in sich. Diese Gefahr muß umso höher eingeschätzt werden, je älter die Kalkkruste ist. Die von GEYH & HENNIG (1986) sowie HEINE (1991) publizierten Paralleldatierungen der gleichen Proben mittels  $^{14}\text{C}$  und  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  unterstreichen die Problematik, in dem sie Altersunterschiede zwi-

schen beiden Methoden in der Größenordnung von bis zu  $10^3$  Jahren nachweisen können. Eine umfangreiche Zusammenstellung publizierter  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus der Namib, aus dem Bereich der südwestafrikanischen Randstufe, sowie dem zentralen Binnenhochland (Südwest-Kalahari, Okavango/Makarikari, Etoscha) von HEINE (1991: 74, Abb. 7) zeigt nun allerdings, daß die überwiegende Zahl der Datierungen an karbonatischen Proben durchgeführt wurde. Die auf Grund dieser  $^{14}\text{C}$ -Datierungen abgeleiteten Vorstellungen zum jungquartären Klima- und Umweltwandel müssen daher nach dem derzeitigen Forschungsstand äußerst kritisch beurteilt werden. Insbesondere eine "Feuchtphase" während des Sauerstoff-Isotopenstadiums 3 (24-50 ka) sieht HEINE (1991: 73) in der Namib und im südwestafrikanischen Hochland nicht eindeutig durch zuverlässige Datierungen belegt.

Aus dem Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit, dem Etoscha Nationalpark und angrenzenden Landschaften im semiariden Norden Namibias, hat RUST (1984, 1985) nach umfangreichen Kartierungen vom September 1979 bis Januar 1980 insgesamt 35  $^{14}\text{C}$ -Datierungen vorgelegt. Auch hier handelt es sich jedoch um karbonatisches Probenmaterial (Kalkkrusten; pedogene Kalkkonkretionen; Kalksinter; Stromatolithen; karbonatreiche, lakustrine Sedimente) (RUST 1984: 284, Tab. 1). Allein schon wegen der zuvor dargestellten methodischen Probleme müssen die weitreichenden geomorphodynamischen Interpretationen, die RUST (1984: 282) aus der zeitlichen Gruppierung der  $^{14}\text{C}$ -Daten von pedogenen Kalkkrusten zieht, in Frage gestellt werden. Die Cluster von  $^{14}\text{C}$ -Daten zwischen 33 000 a BP und 27 000 a BP, 22 000 a BP und 18 000 a BP sowie zwischen 10 000 a BP und 9 000 a BP können somit nicht zweifelsfrei als Belege für unterschiedlich alte pedogene Kalkkrusten und damit verschiedene Phasen "geomorphodynamischer Stabilität" i.S. von ROHDENBURG (1970) im Verlauf des Jungquartärs in Etoscha angesehen werden. Entsprechend diskussionswürdig ist die Interpretation der Zeiten von  $^{14}\text{C}$ -Datenlücken als Phasen "geomorphodynamischer Aktivität". Berücksichtigt man neben den  $^{14}\text{C}$ -Daten von RUST (1984) auch die von HEINE (1990) publizierten  $^{14}\text{C}$ -Daten aus Etoscha, so müßten die  $^{14}\text{C}$ -Cluster bereits neu definiert werden (vgl. Kapitel 5.2.2.).

Die Ausführungen mögen soweit verdeutlichen, daß die vorliegenden Datierungen sehr vorsichtig hinsichtlich ihres Aussagewertes für eine Rekonstruktion des jungquartären Klima- und Umweltwandels interpretiert werden müssen. Betrachtet man die Gesamtheit der vorliegenden  $^{14}\text{C}$ -Daten, so ist insgesamt von einer Altersunterschätzung des datierten Materials auszugehen. Dies deuten insbesondere die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von RUST mit einem unendlichen Alter an. Nachdem die überwiegende Zahl der von RUST beprobten  $^{14}\text{C}$ -Lokalitäten unmittelbar am Rand der Etoscha Pfanne liegen, muß die Frage der Genese und der stratigraphischen Stellung der hier beprobten karbonatischen Bildung im Rahmen der känozoischen Landschaftsgeschichte ein Schwerpunkt weiterer Forschungen darstellen. Im Rahmen der hier vorgelegten Untersuchungsergebnisse zum känozoischen Klima- und Umweltwandel in Etoscha wurde zunächst bewußt auf jegliche chemische und physikalische Altersdatierung verzichtet. Unter Einbeziehung der geomorphologischen

Beobachtungen und Kartierungen früherer Bearbeiter des Raumes (JAEGER 1926/27; MARTIN & WILCZEWSKI 1972; RUST 1984, 1985; HEINE 1990) wurde vielmehr einem *geomorphologisch-sedimentologisch-pedologischen Forschungsansatz* gefolgt.

### 1.6. Zusammenfassung

Faßt man die Ausführungen zur Problemstellung und Zielsetzung der vorliegenden Untersuchungen zusammen, so können folgende Punkte herausgestellt werden:

1. Der große Flächenanteil agrarökologischer Marginalstandorte an der Gesamtfläche Namibias begründet, daß detaillierte Kenntnisse über den in den nächsten 30-50 Jahren erwarteten, anthropogen induzierten, globalen Klima- und Umweltwandel für den jüngsten, unabhängigen Staat Afrikas geradezu eine Existenzfrage darstellen.
2. 'General Circulation Models (GCM's)' eignen sich bis heute nicht für regional hochaufgelöste Vorhersagen im Hinblick auf zukünftige Klimaänderungen und ihren geoökologischen Auswirkungen. Die Modellaussagen der GCM's können nach dem heutigen Forschungsstand lediglich als Diskussionsgrundlage für sogenannte "was ist...,...wenn"-Szenarien verwendet werden.
3. Zur Evaluierung der potentiellen Auswirkungen eines zukünftigen Klimawandels im Untersuchungsgebiet des Etoscha Nationalparks im semiariden Norden Namibias wird einem "was ist...,...wenn"-Ansatz gefolgt. Auf der Grundlage eines geographisch-landschaftsökologischen Forschungsansatzes wird dabei versucht, die wesentlichen biotischen und abiotischen Prozesse zu erfassen, die sich aktuell ebenso wie im Verlauf der jüngeren Klima- und Landschaftsgeschichte des Raumes als besonders klimasensitiv erweisen bzw. erwiesen haben. Die erforderlichen Detailuntersuchungen sind im Forschungsprojekt "Etoscha/Namibia" zusammengefaßt. Aus den Forschungsergebnissen können Szenarien für zukünftige Umweltveränderungen entworfen werden, die über das Modellgebiet des "quasi-natürlichen Ökosystems" des Etoscha Nationalparks hinaus von Bedeutung sind.
4. Die auf einer umfassenden geomorphologisch-sedimentologisch-pedologischen Inventarisierung des Raumes basierende Bearbeitung des känozoischen Klima- und Umweltwandel im Etoscha Nationalpark und angrenzenden Landschaften stellt zunächst Grundlagenforschung im Rahmen der Zielsetzungen des Gesamtprojektes "Etoscha/Namibia" dar. Dabei wird der Landschaftsraum selbst und seine Umweltveränderungen im Verlauf der jüngeren Erdgeschichte als Versuchsanordnung zur Erfassung klimasensibler, landschaftsökologischer und geomorphodynamischer Prozesse benutzt.
5. Die Klimasensibilität des känozoischen Umweltwandel im Norden Namibias ist nur dann befriedigend zu evaluieren, wenn die Zeugen dieses Wandels zuverlässig da-

tiert und somit den paläoklimatisch detailliert auswertbaren Befunden - zum Beispiel weltweit korrelierbarer Sedimentsequenzen mariner Bohrkerne - gegenübergestellt werden können. Dabei ist zu überprüfen, auf welche Art und Weise sich die Veränderungen der Umweltveränderungen und insbesondere des geomorphodynamischen Geschehens (z.B. Anpassung an dynamisch metastabile Gleichgewichtszustände i.S. von Schwellenwerten [engl. 'thresholds']) vollziehen (HEINE 1990a).

6. Die Datierung von Phasen geomorphodynamischer Stabilität und Aktivität i.S. von ROHDENBURG (1970) bereitet nicht nur im Verlauf des Känozoikums, sondern - nach den jüngst erkannten methodischen - Problemen der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen - auch während des Jungquartärs erhebliche Probleme. Aus methodischer, wie aus gene-tisch-stratigraphischer Sicht müssen die von RUST (1984, 1985) aus dem Etoscha Nationalpark und angrenzenden Landschaften vorlegten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen karbona-tischer Bildung im Hinblick auf ihren Aussagewert für die Rekonstruktion des jung-quartären Klima- und Umweltwandels sehr vorsichtig interpretiert werden. Dies ist insbesondere dann zu beachten, wenn die Datierungen im überregionalen Vergleich (vgl. DEACON & LANCASTER 1988), beziehungsweise als Testgrundlage für pa-läoklimatologische Simulationen weiterverwendet werden (STREET-PERROTT 1991: 76-79).
- (7) Die aktuellen Forschungsprobleme machen eine umfassende Neubearbeitung des känozoischen Klima- und Umweltwandels im Norden Namibias auf der Grundlage eines geomorphologisch-sedimentologisch-pedologischen Forschungsansatzes not-wendig. Dabei stellt der semiaride Untersuchungsraum des Etoscha Nationalparks ein wichtiges Bindeglied zwischen der Namib im Westen und der Mittleren Kalahari mit der Makarikari-Depression im Osten dar.

## 2. UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Die hier vorgelegten Forschungsergebnisse gründen sich auf Geländearbeiten, die in den Jahren von 1989 bis 1991 im Etoscha Nationalpark und angrenzenden Landschaften im Norden Namibias durchgeführt wurden. Die Geländearbeiten konzentrierten sich dabei im wesentlichen auf die Monate der Trockenzeit: im Jahre 1989 vom zweiten Juli-Drittel bis Ende September (6 Wochen), im Jahre 1990 von Juli bis September (3 Monate), im Jahre 1991 im April (2 Wochen am Ende der Regenzeit) und von Ende Juli bis Ende September (2 Monate) sowie im Jahre 1992 von September bis Oktober (2 Monate). Während des Aufenthaltes 1990 waren Frau cand.geogr. S. Engert sowie Herr cand.geogr. H. Beugler bei den Geländeaufnahmen behilflich. Die Kartierungen am Nordrand der Etoscha Pflanze vom 30. August bis 2. September 1990 wurden gemeinsam mit Herrn Dr. D. Rose (Staatliches Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie an der Universität Regensburg) durchgeführt. Im Verlauf des Aufenthaltes 1990 hatte der Verfasser bei einer gemeinsamen Safari mit Herrn M.Sc. W. du Plessis (Botaniker am 'Etosha Ecological Institute' in Okaukuejo) auch Gelegenheit, die Gesamtstrecke des 'Hoanib'-Riviers, von Otjovasandu bis Mōwebaai geomorphologisch-pedologisch erkunden zu können. Weitere Teile Namibias wurden im Verlauf der Exkursion des Instituts für Geographie der Universität Regensburg im April/Mai 1991 bereist.

### 2.1. Geländemethoden

Zu Beginn der Kartierungen im Jahre 1989 führte der Verfasser gemeinsam mit Herrn M.Sc. W. du Plessis am 2. und 3. August zwei Übersichtsbefliegungen des Etoscha N.P. bei einer Flughöhe von 100 m über Grund durch. Für die geomorphologisch-pedologischen Kartierungen standen zwei LANDSAT 5 MSS-Aufnahmen (Kanal 7) des Untersuchungsraumes vom 29./30.10.1985, Schwarz-Weiß-Luftbildbefliegungen im Maßstab von zirka 1:67 000 des Etoscha N.P. (Job No. 725/74) aus dem Jahre 1974 und des südlichen Ovambolandes (Job No. 706/82) aus dem Jahre 1982 sowie topographische Karten im Maßstab 1:50 000 (außer Ovamboland und Kavangoland) und 1:250 000 flächendeckend zur Verfügung. Die Blattsnitte der topographischen Karten im Maßstab 1:250 000 Nr. 1814 'Etosha Wes', Nr. 1816 'Namutoni', Nr. 1914 'Kamanjab' und Nr. 1916 'Tsumeb' decken sich mit geologischen Karten eines entsprechenden Maßstabes des GEOLOGICAL SURVEY SWA/NAMIBIA (1979). LE ROUX (1980) und LE ROUX et al. (1988) legten bereits Übersichtskartierungen der Vegetationsgesellschaften und der Böden für die Gesamtfläche des Etoscha N.P. in den Grenzen von 1970 (22 270 km<sup>2</sup>) vor.

Die Durchführung der geomorphologisch-pedologischen Geländearbeit orientierte sich im einzelnen an den unter anderem von LESER (1977) zusammengestellten, bewährten Techniken. Höheneinmessungen der Oberkanten von Aufschlüssen und Bohrpunkten erfolgten mit einem barometrischen Präzisions-Höhenmesser Typ 3B4 der Firma Revue Thommen/Waldenburg (Schweiz) (Abweichung der Höhenmessung +/- 1 m). Benach-

barte Referenz-Höhenwerte wurden der topographischen Karte im Maßstab 1:50 000 entnommen. Die Höhenmessungen wurden vorzugsweise während der frühen Morgenstunden durchgeführt. Höhenmessungen im Verlauf des späteren Tages ergeben wegen der starken Aufheizung erdbodennaher Luftschichten - insbesondere auf der Etoscha Pflanne - keine reproduzierbaren Meßwerte. Soweit möglich, wurden Geländeprofile und Catenen mehrfach eingemessen. Nivellements des Mesoreliefs wurden mit dem optischen Handgefällemesser "Necli" der Firma Breithaupt/Kassel, das auf einem Fotostativ aufgebaut wurde, und einer 3 m-Meßplatte durchgeführt. Der "Necli"-Handgefällemesser wurde auch zur Bestimmung von Baumhöhen eingesetzt.

Im Verlauf der Geländearbeiten des Jahres 1990 wurde überprüft, inwieweit sich die geophysikalische Methode der geoelektrischen Tiefensondierung zur zeitsparenden Erfassung der Mächtigkeit von Lockersedimenten über Kalkstein sowie zur weiteren Differenzierung der Sedimentgesteine der Kalahari Gruppe im Bereich des westlichen Randes der Etoscha Pflanne eignet. Für die Messungen stand ein 'Earth Resistivity Meter - Model 2350' der Firma Bison Instruments, Minneapolis, Minnesota (USA) aus dem Fundus des Lehrstuhls für Physische Geographie der Universität Regensburg zur Verfügung. Die methodische Vorgehensweise bei den Sondierungen und die Meßergebnisse sind ausführlich bei BEUGLER (1991: 14-20; 72-75) dargestellt. Bei den Auswertungen der Untersuchungen hat sich in Verbindung mit eigenen Flachbohrungen (bis 6.78 m) sowie weiteren, vom 'Department of Water Affairs' in Windhuk zur Verfügung gestellten Aufschlußbohrungen von Brunnensetzungen gezeigt, daß die geoelektrische Tiefensondierung unter den konkreten Umweltverhältnissen in Etoscha zur Zeit der Messung (Trockenzeit) nicht in jedem Fall interpretierbare Ergebnisse im Sinne der oben genannten Problemstellung liefern. Die extreme Trockenheit der äolischen Sedimente beeinträchtigt zunächst Messungen bis in Tiefen über 10 m; darüber hinaus modifiziert die Tiefenfunktion des Salzgehaltes der Sedimente die Werte des elektrischen Widerstandes lokal so weit, daß selbst bekannte Schichtwechsel vom hangenden Dünensand zum liegenden Kalkstein auf Grund der geoelektrischen Messungen nicht rekonstruiert werden können. Im Rahmen des Forschungsprojektes "Etoscha/Namibia" ist beabsichtigt, die Problemstellung mit Hilfe refraktionsseismischer Untersuchungen erneut aufzugreifen.

Im Untersuchungsraum des Etoscha Nationalparks und angrenzender Landschaften im Norden Namibias lagen - dem Status als Naturreservat entsprechend - während der Geländearbeiten nur wenige Aufschlüsse vor; die meisten Aufschlüsse konzentrierten sich auf den Steilabfall zur Etoscha Pflanne. Es war daher notwendig, für die sedimentologisch-pedologischen Profilaufnahmen eine Vielzahl von Schürfen anzulegen oder Bohrungen niederzubringen. Von den 145 detailliert beschriebenen Profilen entfällt die überwiegende Zahl auf Bohrungen. Für die Bohrungen, die bis auf wenige Ausnahmen bis auf das anstehende Festgestein abgeteuft wurden, stand - ebenfalls aus dem Fundus des Lehrstuhls für Physische Geographie der Universität Regensburg - ein handbetriebenes "Edelman" Kam-



merbohrgestänge der Firma Eijkelkamp/Giesbeek (Niederlande) mit einem Durchmesser der Probenkammer von 8-10 cm und einer Länge von 23 cm zur Verfügung. Die Bohrtechnik hat sich insbesondere bei den Profilaufnahmen im Bereich der bis zu 6.33 m mächtigen äolischen Sande der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne bewährt. Mittels des Kammerbohrers war es insbesondere möglich, detaillierte sedimentologisch-pedologische Beschreibungen an nahezu ungestörten Proben vorzunehmen und größere Mengen von Probengut zu gewinnen.

Die sedimentologisch-pedologische Profilbeschreibung folgte den Richtlinien der "Bodenkundlichen Kartieranleitung" der AG BODENKUNDE (1982<sup>3</sup>). Jedes der 145 aufgenommenen Profile, ist entsprechend detailliert dokumentiert. Zum Zwecke einer Standardisierung der Profilaufnahmen wurden eigene, an die Verhältnisse in Etoscha angepasste Formblätter verwendet. Eine Zusammenstellung der im Text genannten Profile findet sich im Anhang A; alle Profilbeschreibungen sind mittels EDV gespeichert und stehen für weitere Untersuchungen zur Verfügung. Die Lokalitäten der Profilbeschreibungen und der Feldmessungen sind in der Karte 8 (samt Nebenkarten für das Ovamboland und den Raum Rundu/Kavangoland) verzeichnet. Für die Profile innerhalb des Etoscha Nationalparks wurde die Kennung "Eto" und fortlaufende Profilvernummer verwendet (z.B. Eto 56); für das Ovamboland lautet die Kennung entsprechend "Ova", für das Kavangoland "Kav". Die Probennummern innerhalb eines Profils sind alphabetisch geordnet, beginnend mit "A" im Hangenden. Die Farbansprache der Proben wurde anhand der "Munsell Soil Color Charts" (MUNSELL Color Company Inc. 1990) unter den natürlichen Lichtverhältnissen im Gelände und ausschließlich an feuchtem Material vorgenommen. Bei dem aktuell äußerst geringen Feuchtegehalt der Proben wurden oft erst durch die Befeuchtung feine, aber pedogenetisch wesentliche Farbdifferenzierungen sichtbar.

Für die Regionalisierung der pedogenetischen Geländebefunde hat sich in Anbetracht des dominierenden Flachrelief im Norden Namibias die bereits von LE ROUX (1980) und LE ROUX et al. (1988) vorgelegte und von DU PLESSIS (1992a) im Maßstab 1:250 000 überarbeitete Vegetationskartierung des Etoscha N.P. als äußerst hilfreich erwiesen. Dankenswerterweise konnte die überwiegende Zahl der im Jahre 1989 aufgenommenen Bodenprofile von einer Vegetationsaufnahme der Standorte durch Herrn M.Sc. W. du Plessis begleitet werden. Unter Berücksichtigung der geologischen und geomorphologischen Standortverhältnisse kann heute nach längerer Kartiererfahrung im Untersuchungsraum davon ausgegangen werden, daß die Kartiereinheiten der Vegetationsgesellschaften in wesentlichen Grundzügen die Kartiereinheiten der ausgewiesenen Bodengesellschaften nachzeichnen. Die systematische Ansprache der Böden folgt der vor allem in den Entwicklungsländern eine zunehmende Akzeptanz erfahrende FAO-Nomenklatur in der überarbeiteten Fassung von 1988 (FAO 1988); gegenüber der Weltbodenkarte im Maßstab 1:5 000 000 war dabei im einzelnen eine im Kartiermaßstab begründete Erweiterung und Anpassung der systematischen Bodenansprache innerhalb der

weitgefaßten Möglichkeiten der FAO-Nomenklatur notwendig (vgl. PETERMANN 1988: 69). Die hier vorgelegte Bodenkarte des Etoscha Nationalparks (Karte 4) baut auf der Übersichtsbodenkartierung von LE ROUX et al. (1988) auf. Nach den Leitlinien der SOUTHERN AFRICAN REGIONAL COMMISSION FOR THE CONSERVATION AND UTILISATION OF THE SOILS (SARCCUS) (1984) hat BUCH (1990) in einer ersten Überarbeitung dieser Kartierung zunächst eine Übersetzung der bei LE ROUX et al. (1988) verwendeten südafrikanischen Bodensystematik (MACVICAR et al. 1977) in die FAO-Klassifikation vorgenommen und einige Kartiereinheiten im Sinne von "Bodengesellschaften" neu definiert. Die neuen Kartierergebnisse des Jahres 1990 sind mit einer zweiten Überarbeitung der Bodenkarte des Etoscha Nationalparks bei BEUGLER (1991: Karte 2) niedergelegt. Die Horizontbezeichnungen lehnen sich an die Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland (AG BODENSYSTEMATIK der DBG 1985; AG BODENKUNDE 1982<sup>3</sup>), an die internationale Nomenklatur der FAO (FAO 1977) sowie an die bei PETERMANN (1988: 351-352) verwendete Systematik an (vgl. Anlage B). Die für die Darstellung einzelner Bodenprofile, Catenen und geomorphologisch-pedologischer Geländeprofile verwendeten Symbole sind in der Anlage C erläutert.

Die umfangreichen Geländekartierungen stellen die Grundlage für die Rekonstruktion des känozoischen Klima- und Umweltwandels sowie zur Klimasensibilität und Geomorphodynamik im Untersuchungsraum von Etoscha dar. Zur Überprüfung und Differenzierung der Geländebefunde war es darüber hinaus jedoch notwendig, von ausgewählten Profilen Gewichtsproben für weitere Untersuchungen im Labor des Lehrstuhls für Physische Geographie der Universität Regensburg zu entnehmen. Die Probennahme erfolgte nach den Erfordernissen der Geländeansprache.

Besondere Vorkehrungen waren für die Entnahme der Proben erforderlich (Profil Eto 56 und Eto 60), die für Thermolumineszenz-(TL-)Datierungen im Labor der Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften am Max-Planck-Institut für Kernphysik vorgesehen waren. Für die Probennahme bei den Profilen Eto 56 und Eto 60 (Catena 'Okondeka') wurden nach einer vorläufigen Auswertung aller verfügbaren Profile im Bereich der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne neue Bohrungen abgeteuft. Die Bohrstelle wurde zunächst durch eine Zeltkonstruktion vor einer direkten Sonnenbestrahlung abgeschirmt. Unmittelbar vor dem Hochziehen des Bohrgestänges wurde die Bohrkammer zusätzlich mit einem Schlafsack geschützt. Die Probe wurde sofort in einen vorbeschrifteten Plastikbeutel überführt, mit Aluminium-Folie umwickelt und zusätzlich in einen gegen Röntgenstrahlen geschützten Filmbeutel verpackt. Parallel zur TL-Probe wurde eine Probe zur Bestimmung der aktuellen Feuchte entnommen, die im Labor des 'Etosha Ecological Institute' ausgewogen und nach Trocknung bei 40°C bis zur Gewichtskonstanz gegengewogen wurde. Der ermittelte Feuchtegehalt der Proben Eto 56-I-IV und Eto 60 I-IV lag zwischen 2.0 Gew.-% und 8.7 Gew.-%. Die Thermolumineszenz-Datierung von insgesamt 8 Proben äolischer Sande der westlichen Randdünen der Etoscha

Pfanne führte dankenswerterweise Herr Dr. L. Zöller durch. Die methodische Vorgehensweise bei der TL-Datierung und ihre physikalischen Grundlagen sind ausführlich unter anderem bei ZÖLLER & WAGNER (1990) erläutert.

Die Proben Eto 63-C/D (Wurzelfilz eines fossilen Bodens) sowie Eto 92-I bis III und Eto 99-I + II (Quellkalk-Sinter) wurden gezielt für  $^{14}\text{C}$ -Datierungen genommen; die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen führte freundlicherweise Herr Prof. Dr. M.A. Geyh (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover) durch.

## 2.2. Labormethoden

Nach dem Luftfrachttransport von Namibia nach Deutschland wurden die Proben im Labor des Lehrstuhls für Physische Geographie der Universität Regensburg weiterbearbeitet. Dabei wurde das Probengut zunächst bei  $40^\circ\text{C}$  im Trockenschrank bis zur Gewichtskonstanz getrocknet und die Hälfte des Materials vorsichtig im Porzellanmörser zerkleinert. Die Trennung des Feinsedimentes (-bodens) vom Grobsediment (Bodenskelett) erfolgte durch eine trockene Fraktionierung mit einem 2 mm-Sieb nach DIN-Norm 4188. Danach wurde der Feinsediment(-boden-)anteil  $< 2$  mm - entsprechend den nach der Geländeanalyse vorliegenden Befunden sowie nach der jeweiligen regionalen Fragestellung - Analysen in unterschiedlicher Differenzierung unterzogen. Im einzelnen handelt es sich um folgende Analysenverfahren:

- Bestimmung der Korngrößenzusammensetzung
- Bestimmung des Karbonatgehaltes
- Bestimmung des Gehaltes an organischer Substanz
- Bestimmung der aktuellen Azidität (pH-Wert)
- Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit und daraus Berechnung des Gesamtsalzgehaltes
- Bestimmung der potentiellen Kationenaustauschkapazität ( $\text{KAK}_{\text{pot}}$ )
- Bestimmung des Gesamt-Stickstoffs
- Bestimmung des Gehaltes an pflanzenverfügbarem Phosphat
- Bestimmung des Gehaltes an pedogenen Eisenoxiden
- Bestimmung der Kennwerte des Bodenwasser- und Bodenlufthaushaltes
- Licht-mikroskopische Analyse zur Form und Oberflächengestalt von Quarzkörnern der Mittelsandfraktion (0.2-0.63 mm)
- Geochemischer Gesamtaufschluß zur Bestimmung der oxydisch gebundenen Hauptelemente der Tonfraktion
- Röntgendiffraktionsanalyse und IR-Spektroskopie zur Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung der Tonfraktion (zum Teil auch anderer Fraktionen)
- Rasterelektronen-mikroskopische Aufnahmen zur Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung der Tonfraktion
- Abtrennung der Schwerminerale der Fraktion 0.4-0.1 mm (d.h. Teile der Mittel-

- sand- und Feinsandfraktion), quantitative Bestimmung des Schwermineral-  
spektrums und semiquantitative Charakterisierung der Kornform  
- Herstellung von Dünnschliffen an (verwitterten) Festgesteinen und  
Bodenaggregaten

Die ersten fünf der genannten Verfahren gehören zu den sogenannten "Standard-Analysen", die bei allen Proben zur Anwendung kamen.

Methodisch wurde allgemein den bei BOENIGK (1983), LESER (1977), KRETZSCHMAR (1983), MÜLLER (1964), SCHLICHTING & BLUME (1966) und STEUBING (1965) beschriebenen Analysenvorschriften gefolgt. Unter Verweis auf die entsprechende Literatur seien daher hier die einzelnen Verfahren nur kurz beschrieben und Abweichungen von den Analysenvorschriften erläutert.

Die Korngrößenzusammensetzung der Feinsedimente < 2 mm erfolgte durch ein kombiniertes Sieb- und Sedimentationsverfahren. Dazu wurden 20 g der gut durchmischten Probe mit 25 ml einer 0.1 n Lösung des Dispergierungsmittels Natriumpyrophosphat ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \times 10 \text{H}_2\text{O}$ ) versetzt, 15 Minuten im Ultraschallbad behandelt und nach Auffüllen mit aqua dest. über Nacht auf einem Rundumschüttler geschüttelt. Bei sehr tonreichen Proben hat es sich als zweckmäßig erwiesen, das aqua dest. bereits vor der Behandlung der Probe im Ultraschallbad hinzuzugeben. Das Korngrößenspektrum kleiner  $63 \mu\text{m}$  wurde entsprechend der Pipettmethode nach KÖHN & KÖTTGEN bestimmt (SCHLICHTING & BLUME 1966: 75-78; KRETZSCHMAR 1983: 201-213). Der Inhalt des Sedimentierzylinders wurde anschließend quantitativ in einen Siebsatz nach DIN 4188 mit den Maschenweiten 0.063 mm, 0.2 mm und 0.63 mm überführt und bei mittlerer Hubhöhe des Schüttelgerätes 15 Minuten lang naß gesiebt. Bei ausgewählten Proben wurde zusätzlich ein 0.1 mm-Sieb in die Siebkolonne eingebaut. Die gewonnenen Fraktionen wurden anschließend bei  $105^\circ\text{C}$  im Trockenschrank getrocknet. Das durch Wägung ermittelte Gewicht der Fraktionen kleiner 2 mm wurde auf ihren prozentualen Anteil an der Einwaage umgerechnet und bei einer Fehlertoleranz von maximal 5% prozentual gewichtet auf 100% korrigiert. Die Berechnungen wurden mittels eines von Frau Dipl.-Ing. A. Berié (Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Regensburg) entworfenen Basic-Programms vorgenommen, das zusätzlich die Bodenart bestimmt und folgende Korngrößen-Kennwerte berechnet:

Perzentile  $P_{25}$ ,  $P_{50}$ ,  $P_{75}$  und  $P_{99}$  (mm- und phi-Skala)

Quartilmaße  $Q_1$ ,  $Q_2$  und  $Q_3$

Kennwerte nach TRASK (1932)

Median:  $Md(\text{mm}) = P_{50} = Q_2$ ; Median:  $Md(\text{phi}) = P_{50}$

Sortierung:  $So = Q_3 / Q_1$ ;  $QD(\text{phi}) = (\text{phi } 75 - \text{phi } 25) / 2$

Schiefe:  $Sk = Q_1 \times Q_3 / Q_2^2$

Kennwert nach PASSEGA (1964)

C-Wert (= Wert der größten Kornfraktion, Perzentil 99).

Die Sandfraktionen der Korngrößenanalyse wurden für weitere Untersuchungen aufbewahrt (s.u.).

Bei der Vorbereitung der Proben zur Korngrößenanalyse wurde auf jegliche Lösung von Bindemitteln (leicht lösliche Salze, Kalk, Sesquioxide, organische Substanz) verzichtet, da dies der natürlichen Dispersität nicht entsprechen würde. Bei der Lösung des Kalkes würden zudem pedostratigraphisch wichtige Informationen - wie sie zum Beispiel Kalkverbackungen in der Grob- und Mittelsandfraktion als wichtiges Indiz für sekundäre Kalkanreicherung darstellen - verloren gehen. Voruntersuchungen an Profilen von karbonatreichen bis sehr karbonatreichen Dünenstränden am westlichen Rand der Etoscha Pfanne haben gezeigt, daß nach einer Karbonaterstörung der Tongehalt der Proben meist in der Größenordnung von maximal 3% höher liegt als bei einer Korngrößenanalyse ohne Karbonaterstörung; die geringfügig höheren Tongehalte und die ebenfalls leicht höheren Werte für die Feinsandfraktion werden durch entsprechend niedrigere Anteile der Schlufffraktionen sowie der Grob- und Mittelsandfraktion ausgeglichen (vgl. Abb. 5a). Damit wird der Effekt beschrieben, daß durch die Karbonate die nichtkarbonatischen Primärteilchen der Tonfraktion einerseits zu Mikroaggregaten der Schlufffraktion verkittet werden, daß andererseits aber nichtkarbonatische Primärteilchen der Schlufffraktion auch als Mikroaggregate der Mittel- und Grobsandfraktion vorliegen. Andere Profile, die nach der Karbonaterstörung einen deutlich geringeren Tongehalt aufweisen, belegen, daß die Karbonate auch bereits primär in der Korngröße der Tonfraktion vorliegen können (Abb. 5b).

Der Karbonatgehalt wurde gasvolumetrisch mit einem Kohlensäurebestimmungsapparat nach SCHEIBLER & FINKENER bestimmt (KRETZSCHMAR 1983: 411-434; STEUBING 1965: 190). Die Einwaage richtete sich nach dem im Kalkvortest grob angesprochenen Karbonatgehalt. Allgemein wurden mindestens 2 Parallelmessungen ausgeführt.  $\text{CaCO}_3$ -Werte  $< 1\%$  sind infolge eines gerätespezifischen Meßfehlers gleicher Größenordnung nicht interpretierbar.

Der Gehalt an organischer Substanz wurde durch "nasse Veraschung" ("Kaliumdichromatmethode") nach SPRINGER & KLEE bestimmt (SCHLICHTING & BLUME 1966: 121-122). Entsprechend den allgemein geringen Gehalten an  $\text{C}_{\text{org}}$  wurden jeweils 1 g Feinboden bei zwei Parallelmessungen eingewogen. Die Bestimmung der bei der Oxidation entstehenden  $\text{Cr}^{3+}$ -Ionen erfolgte kolorimetrisch nach RIEHM & ULRICH durch Messung der klaren Lösung (10 Minuten zentrifugieren bei 3000 U/min) bei 578 nm mittels eines UV/VIS Zweistrahl-Spektralphotometers Lambda 2 der Firma Perkin-Elmer.

Zur Bestimmung der aktuellen Azidität wurden 10 g Feinerde mit 25 ml einer 1 n KCl-Lösung versetzt und mehrfach umgerührt. Die Messung des pH-Wertes erfolgte elektrometrisch mit einem Pehameter der Firma WTW, Modell 521 mit Temperaturkompensation und einer Glaselektrode (KCl/AgCl) nach Einstellung des Austauschgleichgewichtes nach 24 Stunden. Eine erste Kontrollmessung wurde nach 30 Minuten ausgeführt. Die pH-Messung in einer 1:2.5 Feinerde/1 n KCl-Suspension folgt der Empfehlung der FAO

(1988: 111) (vgl. auch SCHLICHTING & BLUME 1966: 94).

Der Gesamtsalzgehalt wurde über die elektrische Leitfähigkeit der Bodenlösung im 1:5 Extrakt (EC<sub>5</sub>-Wert) bestimmt (KRETZSCHMAR 1983: 167-169). Nach 1-2 Stunden Schütteln und 10-minütigem Zentrifugieren bei 3000 U/min erfolgte die Messung in einer klaren Lösung mittels eines Konduktometers 702 mit Temperaturkompensation der Firma Knick und einer 4-Pol-Platin-Meßzelle. Die EC<sub>5</sub>-Werte sind auf +25°C gezogen. Der Gesamtsalzgehalt wurde konventionell nach dem Ansatz "EC<sub>5</sub> 1 mS/cm (+25°C) = 64 mg Salz/100 ml Extrakt" umgerechnet und als "Prozent-Wert" angegeben. Die mineralogische Kennzeichnung der leicht löslichen Salze erfolgte bei ausgewählten Proben röntgenographisch.

Die potentielle Kationenaustauschkapazität (KAK<sub>pot</sub>) wurde nach MEHLICH bestimmt (SCHLICHTING & BLUME 1966: 83). Die Methode beruht auf einem Eintausch von Ba<sup>2+</sup>-Ionen im Perkulationsverfahren bei pH 8.1 (Pufferung mit Triäthanolamin) (Erfassung der Summe der austauschbaren Ca<sup>2+</sup>-, Mg<sup>2+</sup>-, Na<sup>+</sup> und K<sup>+</sup>-Ionen; S-Wert) und dem Rücktausch der Ba<sup>2+</sup>-Ionen mit Mg<sup>2+</sup>-Ionen (KAK<sub>pot</sub>; früher T-Wert). Die Messungen erfolgten am Atomabsorptionsspektrometer (AAS) PU 9100X der Firma Philips-Unicam bei 422.7 nm (Ca<sup>2+</sup>; Azetylen/Lachgas), 285.2 nm (Mg<sup>2+</sup>; Azetylen), 589.0 nm (Na<sup>+</sup>; Azetylen), 766.5 nm (K<sup>+</sup>; Azetylen) und 553.6 nm (Ba<sup>2+</sup>; Azetylen).

Bei den im Untersuchungsraum überwiegend vorliegenden pH-Werten der Böden um bzw. deutlich über pH 7 ist davon auszugehen, daß die KAK<sub>pot</sub> durch Ca, Mg, Na und K gesättigt ist und die KAK<sub>pot</sub> damit gleich der effektiven Kationenaustauschkapazität (KAK<sub>eff</sub>) ist. Auf eine Bestimmung der KAK<sub>eff</sub> konnte daher verzichtet werden (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1989<sup>12</sup>: 104-105).

Bei karbonathaltigen Proben war es notwendig, das CaCO<sub>3</sub> mittels 5%-iger HCl-Säure vor der Austauschreaktion schonend zu zerstören. Die Proben wurden anschließend mehrfach mit aqua dest. gewaschen und zentrifugiert. Die Entfernung leicht löslicher Salze durch mehrfaches Waschen mit aqua dest. und zentrifugieren der Suspension ging auch allen Proben mit einem EC<sub>5</sub>-Wert > 1 mS/cm voraus.

Die Bestimmung des Gesamt-Stickstoffs erfolgt durch einen Aufschluß mit Salicylschwefelsäure, Natriumthiosulfat und einem Selenreaktionsgemisch als Katalysator nach KJELDAHL & FOERSTER, der Ammoniakisolierung durch Wasserdampfdestillation nach Freisetzung mit NaOH und titrimetrischen Bestimmung des in H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> aufgefangenen NH<sub>3</sub> mit HCl (SCHLICHTING & BLUME 1966: 124-125). In Zusammenhang mit dem organisch gebundenen Kohlenstoff (s.o.) erlaubt der Gesamt-N-Gehalt über das C/N-Verhältnis Rückschlüsse auf die Humusqualität: je enger das C/N-Verhältnis, umso günstiger ist im allgemeinen die Humusqualität zu bewerten. Im einzelnen können bei Interpretation des C/N-Verhältnisses jedoch erhebliche Probleme auftreten (LANDON 1984: 140).

Die Bestimmung des Gehaltes an pflanzenverfügbarem Phosphat befindet sich im Rahmen des Forschungsprojektes "Etoscha/Namibia" zur Zeit noch im Stadium methodi-

scher Vorversuche. Die hier nach Analysen von MAHR (1991) mitgeteilten Werte des P-Gehaltes ausgewählter Bodenproben aus dem Etoscha N.P. wurden durch Extraktion nach der Doppellaktat-(DL-)Methode von EGNER & RIEHM, der Anfärbung des extrahierten Phosphates über die "Blaumethode" und Messung am UV/VIS Zweistrahl-Spektralphotometer Lambda 2 der Firma Perkin-Elmer bei einer Wellenlänge von 720 nm ermittelt (vgl. EGNER 1955). Zukünftige methodische Untersuchungen werden die Frage klären müssen, inwieweit mit der DL-Methode das pflanzenverfügbare Phosphat auch bei den karbonathaltigen Böden des Etoscha N.P. erfaßt wird.

Bei der Kennzeichnung der pedogenen Oxide des Bodens konnte sich auf die Bestimmung des Gehaltes an röntgenamorphem und kristallinem Eisenoxide durch selektive Extraktion beschränkt werden. Die pedogenen Eisenoxide (kristallin und amorph) wurden durch Dithionit-Extraktion nach MEHRA & JACKSON (1960) erfaßt. Das Verfahren beruht auf einer Reduktion der  $Fe^{3+}$ -Ionen durch Natriumdithionit bei schwach alkalischer Reaktion und Bindung der  $Fe^{2+}$ -Ionen in Form eines organischen Citrat-Komplexes. Die Werte werden mit " $Fe_d$ " bezeichnet. Die amorphen, sogenannten "aktiven" Fe-Verbindungen wurden in einer auf pH 3 eingestellten  $NH_4$ -Oxalat-Oxalsäure-Lösung unter Lichtabschluß nach SCHWERTMANN (1964) extrahiert; die Werte werden mit " $Fe_o$ " bezeichnet.

Die Gehalte an pedogenen Eisenoxiden wurden über das Atomabsorptionsspektrum (AAS) bei einer Wellenlänge von 248,3 nm (Azetylen-Flamme) mit einem Atomabsorptions-Spektralphotometer PU 9100X der Firma Philips-Unicam gemessen. Wie bei den Untersuchungen von VÖLKE (1989: 70) in der Südsahara und im Sahel des östlicher Niger, so hat sich auch bei den Untersuchungen im Norden Namibias gezeigt, daß die Gehalte an oxalatlöslichem Eisen ( $Fe_o$ ) im allgemeinen sehr gering sind, in der Größenordnung von einer Zehnerpotenz unter den Werten des dithionitlöslichen Eisens ( $Fe_d$ ) liegen und damit für die pedogenetische Interpretation kaum von Bedeutung sind. Wegen der raschen Kristallisation der Eisenoxide kann daher nicht nur in vollariden, sondern auch in semiariden Klimaräumen auf eine Bestimmung des röntgenamorphen Eisens ( $Fe_o$ ) in Reihenanalysen verzichtet werden.

Die im Rahmen der landschaftsökologischen Inventarisierung des Untersuchungsraumes vorgelegten Kennwerte des Bodenwasser- und Bodenlufthaushaltes ausgewählter Bodenprofile beruhen nicht auf einer Bestimmung im Labor, sondern wurden nach RENGER (1971) und AG BODENKUNDE (1982<sup>3</sup>: 145-151) aus Merkmalen der Profilansprache im Gelände zusammen mit anderen, im Labor erhobenen Daten aus Tabellen abgeleitet. In die Bewertung geht die Bodenart, die klassifizierte effektive Lagerungsdichte, der Gehalt an organischer Substanz und Bodenskelett-Gehalt ein. Diese pragmatische Vorgehensweise ersetzt eine Bestimmung der standortökologisch wichtigen Kennwerte des Bodenwasser- und Bodenlufthaushaltes im Labor, die auf absehbare Zeit im 'Etosha Ecological Institute' in Okaukuejo nicht durchzuführen sein wird. Weiterhin ist jedoch zu berücksichtigen, daß die für die Laboranalysen notwendige Entnahme von ungestörten Boden-

proben unter den konkreten Umweltverhältnissen in Etoscha erhebliche Probleme bereitet (vgl. auch VOGG 1981: 15).

An Quarzkörnern der Mittelsandfraktion (0,2-0,63 mm) ausgewählter Proben wurden zusätzlich morphoskopische Untersuchungen (Kornform und Oberflächengestalt) nach CAILLEUX (1952) und PACHUR (1966) (vgl. auch MÜLLER 1964: 107-110; 108, Abb. 36) durchgeführt. Je nach Karbonatgehalt der Sande war dabei eine Vorbehandlung der Siebreste mit konzentrierter Ameisensäure (bei  $\text{CaCO}_3$ -Gehalten der Probe  $< 10\%$ ) beziehungsweise mit 10%iger Salzsäure unter Erhitzung auf  $80^\circ\text{C}$  im Wasserbad notwendig. Im allgemeinen wurden die dünnen Eisenoxydhäutchen um die Quarzkörner bereits durch die Vorbehandlung im Zusammenhang mit der Korngrößenbestimmung (Dispergierung der Proben mit Natriumpyrophosphat; s.o.) weitgehend gelöst. Lediglich bei einigen Proben (s. Profil Eto 144) war eine zusätzliche Entfernung der Eisenoxydüberzüge nach der Methode von MEHRA & JACKSON (s.u.) angezeigt. Für die licht-mikroskopischen Betrachtungen und semiquantitativen Auswertungen mittels eines Stereomikroskop Zeiss SR im Auflichtverfahren wurden Gelatine-Festpräparate (MÜLLER 1964: 53-54) hergestellt. Von ausgewählten Proben wurden von Herrn Dr. D. Rose, Staatliches Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie an der Universität Regensburg, darüber hinaus rasterelektronen-mikroskopische Aufnahmen angefertigt.

Spezielle mineralogische und geochemische Analysen wurden von Herrn Dr. D. Rose im Labor des Staatlichen Forschungsinstitutes für angewandte Mineralogie an der Universität Regensburg durchgeführt <sup>1</sup>. Die Analysen konzentrierten sich auf die Bearbeitung von Probenmaterial von Bohrungen auf der Etoscha Pfanne und anderen, kleineren Pfannen im Untersuchungsraum sowie von Proben anstehender Sedimentgesteine der Hangendfolge der "Kalahari Gruppe". Darüber hinaus wurden die äolischen Sedimente ausgewählter Profile vom westlichen Rand der Etoscha Pfanne detaillierten mineralogischen und geochemischen Untersuchungen unterzogen. Bisher lagen aus dem Untersuchungsraum im Norden Namibias keine entsprechenden Bearbeitungen vor. Die hier vorgelegten Forschungsergebnisse dokumentieren den Kenntnisstand bis April 1992 und stellen insofern nach einem Kurzbericht bei BUCH (1991) - ein erste, umfassendere Zwischenbilanz dar.

Die Bestimmung der mineralogischen Zusammensetzung mittels Röntgendiffraktionsanalyse, IR-Spektroskopie und rasterelektronen-mikroskopischen Aufnahmen sowie der oxydisch gebundenen Hauptelemente im geochemischen Gesamtaufschluß erfolgte je nach vorliegender Probe (Festgestein, Sediment/Boden) und konkreter Fragestellung an der Gesamtfraktion  $< 2 \text{ mm}$  und/oder an der Tonfraktion  $< 2 \mu\text{m}$ . Bei einzelnen Proben

1

Für die Möglichkeit, das umfangreiche Probenmaterial aus dem Untersuchungsraum im Norden Namibias im Staatlichen Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie an der Universität Regensburg untersuchen zu können, sei an dieser Stelle der wissenschaftlichen Leitung der Forschungseinrichtung mit Herrn Prof. Dr. K. Heine, Herrn Prof. Dr. K.-J. Range und dem geschäftsführenden Direktor Herrn Prof. Dr. A. Forster gedankt. Besonderer Dank gilt Herrn Dr. D. Rose für die Durchführung der Analysen und für die ständige Bereitschaft zur Diskussion der Ergebnisse.



von Festgesteinen wurden zusätzlich weitere Fraktionen (s. z.B. Probe 11/3, 'Poacher's Point', Fraktion  $< 100 \mu\text{m}$ ) untersucht. Die Kennzeichnung der mineralogischen Zusammensetzung von Salzkrusten erfolgte röntgenographisch im wasserlöslichen Eindampfungskonzentrat.

Zur mineralogischen Charakterisierung des gesamten Feinbodens  $< 2 \text{ mm}$  wurde die Probe ohne weitere Vorbehandlung im Achatmörser zerrieben und das Pulver als texturarmes Präparat im Röntgendiffraktometer gemessen. Verfestigte Sedimentgesteine (Sandsteine, Silt-/Tonsteine, Karbonatgesteine) wurden zunächst mit einem Backenbrecher mechanisch zerbrochen, mit einer Holzwalze weiter zerkleinert und die Fraktion  $< 2 \text{ mm}$  abgeseibt. Weitere Fraktionierungen wurden durch Siebung vorgenommen (s. Korngrößenanalyse).

Die Tonfraktion wurde durch Sedimentation im ATTERBERG-Zylinder im Labor des Lehrstuhls für Physische Geographie der Universität Regensburg gewonnen (MÜLLER 1964: 85-86). Auf eine Dispergierung der Probe mit Natriumpyrophosphat wurde verzichtet. Ansonsten entspricht die Probenvorbereitung der bei der Korngrößenanalyse beschriebenen Verfahrensweise. Die gewonnene Suspension wurde abschließend zentrifugiert, der klare Überstand vorsichtig dekantiert und die Probe bei maximal  $40^\circ\text{C}$  im Trockenschrank getrocknet.

Zur Bestimmung der oxydisch gebundenen Hauptelemente wurden jeweils 1.25 g der feinstgemahlten Probe mit 5 g Schmelzmittel (Spektroflux 110, bei  $400^\circ\text{C}$  getempert) vermischt, die Mischung in einem Schmelzgerät der Firma N.U. Tech aufgeschmolzen und auf eine vorgeheizte Platinkokille ausgegossen. Die Analysen der Schmelztabletten erfolgten mit einem halbautomatischen Röntgenfluoreszenzspektrometer (RFA) PW 1400 der Firma Philips unter Berechnung der Konzentrationen (in %) mit einem DEC-Rechner PDT 11. Als Referenzproben dienten zirka 50 internationale Standardproben. Die röntgenographischen Untersuchungen wurden an texturarmen Pulver-Präparaten (s.o.) und an Textur-Präparaten durchgeführt. Bei den Texturpräparaten wurde eine Suspension der Probe mit einer Pipette auf einen Objektträger sedimentiert. Aufweitungspräparate wurden durch Bedampfen mit Glykol hergestellt. Für die Messungen stand ein Philips PW 1729-Diffraktometer mit Nickel-gefilterter Cu-Röntgenröhre ( $\lambda_{\text{K}\alpha} = 1.5418 \text{ \AA}$ ) zur Verfügung. An den Proben des Profils Eto 144 wurden Vergleichsmessungen am FT IR-Spektrometer Perkin-Elmer 1725 X durchgeführt<sup>2</sup>. Ausgewählte Proben wurden darüber hinaus rasterelektronen-mikroskopischen Untersuchungen (Raster-Elektronenmikroskop JOEL, JSM 840) unterzogen, die insbesondere eine sichere Identifizierung und semiquantitative Bestimmung der nadelförmigen Minerale "Sepiolith" und "Palygorskit" ermöglichten.

Die Untersuchungen der Schwerminerale wurden an der Siebfraction 0.4-0.1 mm

2

Für die Messung der IR-Spektren danke ich Herrn Prof. Dr. Dr. E.E. Kohler (Angewandte Geologie am Geographischen Institut der Universität Regensburg).

durchgeführt; sie umfaßt damit Teile der Mittel- und Feinsandfraktion, die als Siebreste von der Kongrößenanalyse zur Verfügung standen. Gegenüber der von BOENIGK (1983: 5) vorgeschlagenen "Standard-Fraktion" zwischen 0.4 und 0.05 mm ergibt sich damit nur eine geringfügige Einengung des Kornspektrums, die den allgemein geringen Anteil der Feinstsand-Fraktion (0.063-0.125 mm) in Rechnung stellt. Grundsätzlich wurde der Empfehlung von BOENIGK (1983: 4) gefolgt, daß auf eine spezielle Vorbehandlung der Proben verzichtet werden sollte, da bestimmte Schwerminerale angegriffen werden könnten. Soweit lediglich geringe Karbonatgehalte in der Fraktion < 2 mm gemessen wurden, war ein 10-minütiges Kochen mit konzentrierter Ameisensäure ausreichend; bei höheren Karbonatgehalten war es angezeigt, die Proben 10 Minuten lang mit 10%iger Salzsäure zu versetzen und im Wasserbad bei ca. 80°C zu erhitzen, damit zumindest der Calcit weitgehend gelöst wurde; weiterhin zurückbleibende "Verunreinigungen" durch Dolomit wurden dabei in Kauf genommen. Die Schwereretrennung erfolgte mittels Tetrabromäthan (spez. Gewicht 2.94 g/cm<sup>3</sup>) in zylindrischen Scheidetrichtern; die Schwermineralkonzentrate wurden anschließend mit Methanol "nachgewaschen".

Die quantitative Auswertung der Schwermineralspektren sowie eine semiquantitative Charakterisierung der Kornform der Schwermineral-Präparate führte dankenswerterweise Herr Dr. D. Rose (Staatliches Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie an der Universität Regensburg) durch. Die Auszählung der in Aroclor 4465 (Lichtbrechung  $n = 1.665$ ) eingebetteten Schwermineralkörner erfolgte dabei an einem Polarisationsmikroskop der Firma Leitz nach der Kornhäufigkeit entlang von Schnittlinien; mit BOENIGK (1983: 35-37) wurde dabei die Bestimmung von mindestens 100 Körnern (z.T. jedoch auch über 200 Körner) als ausreichend erachtet.

Von ausgewählten Proben des (verwitterten) Festgesteins sowie von einzelnen Bodenaggregaten wurden Dünnschliffe angefertigt. Soweit notwendig, erfolgte vor dem Schneiden der Probe eine Imprägnierung mit einem Gemisch aus *Araldit F* (Harz) und *Härter HY 905* im Verhältnis 1:1 im beheizbaren Unterdruckschrank unter Hinzugabe des *Beschleunigers DY 062*. Die Dünnschliffe wurden mit *Akemi 1000* (transparenter Marmor-kitt) und einer Härterpaste für Polyester im Mischungsverhältnis 1:10 aufpräpariert und polarisations-mikroskopisch ausgewertet. Die Präparationen wurden dankenswerterweise von Herrn K. Brandhuber, Staatliches Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie an der Universität Regensburg, vorgenommen.

Die Ergebnisse der bodenchemischen und bodenphysikalischen Laboranalysen werden mit dem Datenbanksystem dBASE III+ verwaltet und laufend fortgeschrieben (Anlage D); sie stehen für weitere Untersuchungen im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und dem Bundesministerium für wirtschaftliche Zusammenarbeit (BMZ) geförderten Forschungscooperations-Projektes "Etoscha/Namibia" zur Verfügung. Bei der Einrichtung der Datenbank konnte auf Erfahrungen zurückgegriffen werden, die die Ar-

beitsgruppe am Institut für Geographie der Universität Regensburg im Rahmen des Schwerpunktprogrammes der DFG zum Thema "Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär" mit den Untersuchungen an der Donau in den Jahren von 1985 bis 1989 gesammelt hat (vgl. SENFT 1989).

Die standortökologische Bewertung der bodenchemischen Eigenschaften (Karbonatgehalt, Gehalt an organischer Substanz, gesamter organischer Stickstoff, C/N-Verhältnis, aktuelle Azidität [pH-Wert], elektrische Leitfähigkeit [EC<sub>5</sub>-Wert], Gehalt an pflanzenverfügbarem Phosphat [PDL], potentielle Kationenaustauschkapazität [KAK<sub>pot</sub>]) und des Bodenskelett-Gehaltes folgt den Empfehlungen bei AG BODENKUNDE (1982<sup>3</sup>), KRETZSCHMAR (1983), LANDON (1984) und SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL 1989<sup>12</sup>). Die einzelnen Bewertungen sowie die zu ihrer Kennzeichnung verwendeten Symbole sind in Anlage E zusammengestellt.

### 3. DER UNTERSUCHUNGSRAUM DES ETOSCHA NATIONALPARKS UND AN- GRENZENDER LANDSCHAFTEN IM NORDEN NAMIBIAS - LANDSCHAFTS- ÖKOLOGISCHE STRUKTUREN UND PROZESSE

Der in der vorliegenden Arbeit verfolgte Forschungsansatz, den Landschaftsraum selbst und seine Umweltveränderungen im Verlauf der jüngeren Landschaftsgeschichte als Versuchsanordnung aufzufassen, um daraus Vorstellungen über die Klimasensibilität biotischer und abiotischer Faktoren und Prozesse ableiten zu können, setzt ein intensives Studium der aktuellen geographisch-landschaftsökologischen Zusammenhänge voraus. In den folgenden Kapiteln wird versucht, diese landschaftsökologischen Zusammenhänge aus einer idiographischen Sicht darzustellen.

#### 3.1. Lage und Abgrenzung des Untersuchungsraumes

Der Kernraum der hier vorgelegten Untersuchungen im Norden Namibias deckt sich mit dem Etoscha Nationalpark in den Grenzen seit dem Jahre 1970 (Abb. 6). Über die Grenzen des Etoscha Nationalparks hinaus wurden im Verlauf der Untersuchungen Teile der angrenzenden Landschaften des Damaralandes (Kaokoveld-Bergland), des Ovambolandes und des Kavangolandes ("Mulola-Kalahari" nach LESER 1982: 77) in die Bearbeitung einbezogen. Der Schwerpunkt der Untersuchungen im Kavangoland lag im Raum Rundu am Okavango (Abb. 6).

Der Etoscha Nationalpark wurde während der deutschen Protektoratszeit im Jahre 1907 als "Wildreservat Nr. 2" ausgewiesen. Bis in diese Zeit war das Territorium des Wildreservates als Weidegebiet zwischen den Ovambos und Hereros umstritten; Gruppen von Buschleuten lebten als Jäger und Sammler vor allem am Südrand der Etoscha Pflanne (LE ROUX 1980: 4-12; VAN DER MERWE 1983: 30). Zwischen 1885 und 1887 siedelten die 'Thirstland Trekkers' an der Wasserstelle Rietfontein. Reisebeschreibungen von der Mitte des 19. Jahrhunderts (vgl. u.a. ANDERSSON 1856) berichten von großen Herden von Wild (Springböcke, Zebras), die zusammen mit domestizierten Rindern die Grassavanne am Rand der Etoscha Pflanne bei Namutoni beweideten (LE ROUX 1980: 12). Die Nutzungseingriffe in das natürliche Ökosystem von Etoscha durch die lokale Bevölkerung waren jedoch allgemein gering. Die Beweidung richtete sich nach dem natürlichen Wasserangebot und Weidepotential; die Jagd deckte lediglich den kurz- bis mittelfristigen Nahrungsbedarf der Buschmann-Sippen. Erst mit den um 1896 in Namutoni und Okaukuejo stationierten deutschen Schutztruppen wurde Wild systematisch abgeschossen, um das Übergreifen des Rinderpestvirus auf die Rinderherden zu unterbinden (BERRY 1980: 52). Gegenüber den Beschreibungen der ersten europäischen Besucher unterscheidet sich die Vegetation des Etoscha Nationalparks heute offensichtlich kaum (LE ROUX 1980: 13-16). Das Konkurrenzverhalten der Wildtiere untereinander (s. vor allem Räuber-Beute-Verhältnis) sowie in Bezug auf die abiotische Umwelt (HERDTFELDER 1984: 11-92), Buschfeuer (SIEGFRIED 1981) und Milzbrand (WINTER 1985) sind grundsätzlich bis heute na-

türliche, regulative Faktoren des Ökosystems.

Der Etoscha Nationalpark gehört heute mit einer Gesamtfläche von 22 270 km<sup>2</sup> (entsprechend der Fläche des Bundeslandes Hessen) und einer Wildpopulation von rund 25 000 Tieren (Tab. 1) zu den größten und wildreichsten Naturreservaten der Erde. Die West-Ost-Erstreckung des Nationalparks beträgt zwischen 14°24'E und 17°08'E 295 km; die Nord-Süd-Ausdehnung zwischen 18°35'S und 19°33'S schwankt zwischen 65 km und 110 km. Veterinärmedizinische Gründe gaben Anlaß für eine allseitige Einzäunung des Etoscha Nationalparks, die im Jahre 1973 fertiggestellt wurde. Heute grenzt ein sogenannter "wildsicherer" (engl. 'game-proof') Zaun über eine Gesamtlänge von 1 640 km den Nationalpark sowohl gegen die europäisch geprägte ("weiße") Farmzone im Süden und Osten als auch gegen die Siedlungsgebiete der Damaras im Westen (überwiegend extensive Kleinviehhaltung), der Ovambos im Norden sowie der Kavangos im Nordosten (Subsistenzlandwirtschaft mit Regenfeldbau und extensiver [Wander-] Weidewirtschaft) ab. Eine Beweidung des Nationalparks durch Rinder aus dem Ovamboland oder aus der "weißen" Farmzone ist heute untersagt. Die Einzäunung des Etoscha Nationalparks seit 1970/73 hatte zur Folge, daß das natürlichen Migrationsverhalten der Wildtiere - außer dem der Elefanten - weitgehend unterbunden wurde. Die "blockweise" Untergliederung des Nationalparks durch sogenannte "Feuerschutz-Pisten" verhindert heute zwar einerseits ein Übergreifen von Buschfeuern auf große Flächen; sie macht andererseits aber auch notwendig, daß im zeitlichen Abstand von rund 10 Jahren in bestimmten Blocks Buschfeuer durch die Nationalpark-Verwaltung künstlich gelegt werden. Mit der Anlage von künstlichen Wasserstellen und einer Ausdehnung der touristischen Erschließung haben die Eingriffe durch den Menschen während der letzten zwei Jahrzehnte immerhin soweit zugenommen, daß der Etoscha Nationalpark heute lediglich noch als "quasi-natürliches" Ökosystem aufgefaßt werden kann. Damit kommt dem engeren Untersuchungsraum jedoch ein Modellcharakter für die angrenzenden, vom Menschen genutzten Landschaftsräume im Norden Namibias zu.

Mit den solchermaßen festgelegten räumlichen Schwerpunkten (Abb. 6) gehört der größte Teil des Untersuchungsraumes der Beckenlandschaft der Kalahari als Teil des über 1000 m ü. NN aufragenden zentralen Hochlandes des südlichen Afrikas an, das von der Randstufenaufwölbung im Westen sanft nach Osten hin abdacht (Abb. 7). Orohydrographisch handelt es sich im Norden Namibias um einen ausgedehnten Binnenentwässerungsraum, der großräumig in die Einzugsgebiete der Etoscha Pfanne und des Okavango gegliedert ist (LESER 1982: 92-94; VAN DER MERWE 1983: Karte 28). Das Okavango-System, daß auf dem Staatsgebiet Namibias eine Fläche von zusammen 197000 km<sup>2</sup> umfaßt (VAN DER MERWE 1983: 28), ist durch eine perennierende (Okavango-Fluß) oder periodische Wasserführung samt einer lokal engbegrenzten, episodischen Entwässerung gekennzeichnet. Die Entwässerung endet letztlich im

Okavango-Delta im Norden Botswanas. Das Etoscha-System entwässert über periodische bis episodische Abflußleitlinien - sogenannte Riviere bzw. Omurambas (Trockenflüsse) oder Oshanas (flache, vegetationsbedeckte Entwässerungslinien) (LINDEQUE & ARCHIBALD 1991: 129) - nicht nur das gesamte Ovamboland sowie die westlichsten Gebiete des Kavangolandes im Norden Namibias (103 858 km<sup>2</sup>), sondern darüber hinaus auch große Gebiete der Südabdachung des angolanischen Hochlandes. Vor allem im Westen des Einzugsystems ist der Abfluß engbegrenzt und episodisch. Größere zusammenhängende Karstgebiete mit unterirdischen Karstwassersystemen, die sich nicht an oberirdischen Wasserscheiden orientieren, decken sich am Süd- und Westrand des Einzugsgebietes mit der Verbreitung überwiegend dolomitischer Gesteine des sogenannten 'Etoscha Bogens' (STAHL 1940). Zentraler und tiefster Punkt dieses endorheischen Entwässerungssystems ist die Etoscha Pfanne um 1080 m ü. NN im Osten des Etoscha Nationalparks mit einer Gesamtfläche von 4 760 km<sup>2</sup> (LINDEQUE & ARCHIBALD 1991: 129, Tab. 1).

Im Westen des Untersuchungsraumes gehört bereits das Becken von Otjovasandu und die tief zertalte Granitlandschaft von Kaross innerhalb des Etoscha Nationalparks der Randschwellenaufwölbung des nördlichen Kaokoveld-Berglandes an. Die episodische bis periodische Entwässerung ist hier exorheisch auf den Atlantik orientiert. Das obere, tief zertalte Einzugsgebiet des 'Hoanib' mit den Haupttributären des 'Aap' und des 'Ombonde' greift nach Osten über die küstenparallele Achse der Randschwellenaufwölbung im Bereich der 'Khowarib-Schlucht' hinaus und löst dadurch den Westrand der kontinentalen Hochfläche in zahlreiche Riedel auf. Der ansonsten oft mauerartige Anstieg der "Großen Randstufe" ist daher im Westen des Untersuchungsraumes nicht ausgebildet (HÜSER 1989: 99). Vielmehr erscheint hier der Beginn der westwärts gerichteten Zertalung als "Große Randstufe" im morphologischen Sinne (vgl. auch RUST 1985: 225, Fig. 2). Im äußersten Nordwesten Namibias stellt der perennierende Kunene mit seinen episodischen bis periodischen Nebenrivieren ein eigenständiges, exorheisch zum Atlantik entwässerndes Abflußsystem (14 837 km<sup>2</sup> auf dem Staatsgebiet Namibias) dar.

### 3.2. Landschaftsökologische Relevanz der geologisch-tektonischen und geomorphologischen Grundstrukturen

Die geologisch-tektonischen und geomorphologischen Grundstrukturen prägen in auffälliger Weise die landschaftsökologische Großgliederung des semiariden Untersuchungsraumes. Großräumig kann zwischen drei geologisch-tektonischen Einheiten unterschieden werden (GEOLOGICAL SURVEY, SWA/NAMIBIA 1982) (Abb. 8):

1. prä-damarzeitliche Gesteine des sogenannten 'Basements', einschließlich der Khoabendus Gruppe und jüngeren Intrusiva (älter als Spätes Proterozoikum; > 1 600 Ma)

2. präkambrisch-altpaläozoische Gesteine der Damara-Orogenese (> 570 Ma)
3. känozoische Sedimentgesteine und Lockersedimente der Kalahari Gruppe (< 65 Ma).

### 3.2.1. Die prä-damarazeitlichen Gesteine des 'Basements' im 'Becken von Otjovasandu' und in 'Kaross'

Die im Bereich der "Großen Randstufe" (im morphologischen Sinne, s.o.) im 'Becken von Otjovasandu' und in 'Kaross' (Karte 1) anstehenden *prä-damarazeitlichen Metamorphite des Huab-Komplexes* stellen die ältesten Gesteine des Untersuchungsgebietes dar. Es handelt sich dabei um den nördlichsten Ausläufer des sogenannten 'Kamanjab Inlier', einem isolierten Basement-Komplex zwischen Outjo, Khorixas und Otjovasandu (SACS 1980: 321-326) (Abb. 8 und Karte 2). Nach PORADA (1974: 2-4) wird der Huab-Komplex des Untersuchungsgebietes von Graniten und Granodioriten, lokal auch Gneisen aufgebaut. Die jüngeren Gesteine der *Khoabendus Gruppe* (Tab. 2) lassen sich in eine basale Folge ('West End Formation') intermediärer bis saurer Eruptiva (Rhyolite, Andesite, Tuffe) und eine hangende Folge ('Otjovasandu Formation') überwiegend klastischer und karbonatischer Sedimentgesteine (Siltsteine, Kalksteine, Dolomite), Metamorphiten (Quarzite, Schiefer) sowie untergeordnet auch Vulkaniten gliedern (PORADA 1974: 4-17; SACS 1980: 347-354). Die morphologisch besonders abtragungsresistenten, weißen "Khoabendus-Quarzite" (Quarzite und Konglomerate) sind vor allem oberhalb der "Großen Randstufe" als Härtingszüge herauspräpariert, die die Fläche bis zu 250 m überragen. In die Gesteinsserien der Khoabendus Gruppe sind zwei typologisch unterschiedliche, *prä-damarazeitliche Granite* intrudiert: der fein- bis grobkörnige, porphyrische "*Kaross-Granit*" und der grobkörnige, porphyrische "*Kamdescha-Granit*"; letzterer wurde auf ein Alter von ca. 1 800 Millionen Jahren datiert (SACS 1980: 348). Im Zuge der Intrusion des Kaross-Granits wurden ausgedehnten Bereiche der rhyolithischen Lava der Otjovasandu Formation in granitische Gesteine umgewandelt (Foto 1).

Die dargelegten geologisch-tektonischen Grundstrukturen im äußersten Westen des Untersuchungsgebietes beeinflussen maßgeblich die chemische Zusammensetzung des Grundwassers, wodurch die landschaftsökologische Sonderstellung des Raumes innerhalb des Etoscha N.P. unterstrichen wird. Die ersten Ergebnisse der im Rahmen des Forschungsprojektes "Etoscha/Namibia" (vgl. Kapitel 1.3.) durchgeführten Auswertungen eines über eine Meßperiode von bis heute 18 Jahren verfügbaren, umfangreichen Datenmaterials des 'Department of Water Affairs', Windhuk, zeigen nach GAMMER (1993: Karte 3), daß im Raum Kaross und Otjovasandu (mit Ausnahme der Wasserstelle Zebrapomp !) die mit Abstand niedrigsten Werte der elektrischen Leitfähigkeit (< 150 mS/m bei 25°C), der Natrium-/Chlor-Gehalte (< 100 mg/l) sowie des Sulfat-Gehaltes (< 65 mg/l) im Grundwasser der Brunnenbohrungen vorliegen (Karte 3). Vergleichbare Werte werden

nur im Bereich der Damara-Gesteine des Untersuchungsraumes (s.u.) erreicht. Grundwasseranalysen von Brunnenbohrungen im nördlichen, zentralen Teil des Nationalparks, der an das Ovamboland angrenzt, weisen demgegenüber Werte der elektrischen Leitfähigkeit von über 1 000 mS/m (bei 25 °C) auf (vgl. Kapitel 3.2.3.2.).

Die geologisch-petrographische Differenzierung und die starke fluviale Zerschneidung der westlichen Gebiete unterhalb der morphologisch definierten Großen Randstufe (Foto 2) bedingen einen engräumigen, im allgemeinen jedoch reliefabhängigen, Wechsel der pedologischen Standorteigenschaften. Den Hangpositionen sind überwiegend flach- bis mittelgründige, sandige bis sandig-grusige und örtlich ausgesprochen skelettreiche Böden gemeinsam, die, je nach Kappungsgrad durch fluviale Denudation, als erosionsverkürzte Rhodic Cambisols (Kartiereinheit B2; Karte 4), Rudi-Rhodic Cambisols (Kartiereinheit B3) oder Lithic Leptosols (Kartiereinheiten B2 und B3) entsprechend der FAO-Nomenklatur (FAO 1988) angesprochen werden können (BUCH 1990: 10-11; 22-25). Korrelate sandige bis sandig-grusige Sedimente der Abtragung finden sich als (Rhodic) Fluvisols (Kartiereinheiten B3 und B7) in den Talungen. Nach den bisher vorliegenden chemischen Bodenanalysen weisen die Böden äußerst geringe Phosphat- und Gesamtstickstoffgehalte auf (vgl. auch JOUBERT 1971: 8-11). Die Gesamtaustauschkapazität ist mit Werten unter 10 mval/100g Boden als niedrig einzuschätzen. Die pH-Werte insbesondere der Böden aus granitischen Gesteinen und granitisch beeinflussten fluvialen Sedimenten liegen im allgemeinen in einem "mittel sauren" Bereich zwischen 6 und 5,2 (BUCH 1990: 11). Der Schwankungsbereich der Bodenreaktion ist jedoch standortabhängig insgesamt groß und reicht von "mittel alkalisch" bis "mittel sauer" (JOUBERT 1971: 10, Tab. 3). Typische Bodenprofile vom Westen des Etoscha N.P. einschließlich standortökologisch wichtiger Kennwerte sind in den Abbildungen 9 und 10 sowie mit der Tabelle 3 zusammengestellt.

Bodenerosion stellt aktuell eines der größten ökologischen Probleme im Bereich der Großen Randstufe dar. Der Begriff der "Bodenerosion" muß dabei unter Berücksichtigung der Verhältnisse im Etoscha Nationalpark etwas weiter gefaßt werden, als ursprünglich von RICHTER (1965: 3) definiert.

*Unter Bodenerosion i.w.S. sollen daher nachfolgend alle jene Erscheinungen der Abtragung (Denudation, Erosion und Akkumulation) verstanden werden, die den Haushalt der Landschaft über ein naturgegebenes Maß hinaus verändern. Sie werden von einer ökologisch unangepaßten Wirtschaftsweise des Menschen direkt oder indirekt ausgelöst und unter maßgeblicher Beteiligung der Tierwelt (insbesondere der Großsäugerpopulationen) meist durch Wasser und Wind bewirkt (Abspülung und Auswehung).*

Als unmittelbare Folge einer den ökologischen Gegebenheiten unangepaßten Wirtschaftsweise müssen die aktuellen Bodenerosionsschäden, insbesondere durch Abspülung, im nordöstlichen Damaraland, d.h. im oberen Einzugsgebiet des Hoanib, angesehen werden. Die ehemals europäischen Farmbetriebe wurden hier im Rahmen des Odendaal-Pla-



nes an die Damaras übergeben. Das Naturraumpotential ist jedoch eher für eine extensive Schaf- und Ziegenhaltung in Form einer Wanderweidewirtschaft geeignet, als für eine den Damaras nicht vertraute Weiterführung der europäischen Farmwirtschaft (LESER 1982: 63-64).

Die Einbeziehung des Faktors "Tierwelt" in die Definition des Begriffes "Bodenerosion" ergibt sich aus der Erkenntnis, daß das natürliche, saisonale Migrationsverhalten der Großsäugerpopulationen - außer das der Elefanten - durch die Einzäunung des Etoscha N.P. seit 1973 weitgehend unterbunden ist. Die Elefanten des westlichen Teils des Nationalparks sind dagegen auch heute noch in der Lage, während der Regenzeit ihre traditionellen Wanderbewegungen ins angrenzende Kaokoveld sowie in den Westen des Ovambolandes (LINDEQUE 1988: 12; vgl. auch LINDEQUE & LINDEQUE 1991) durchzuführen (vgl. Abb. 38). Eine West-Ost- bzw. Ost-West-Migration innerhalb des Nationalparks fand bereits natürlicherweise nicht statt (LINDEQUE 1991a: mündl. Mitt.).

Obwohl die petrographisch bedingten, günstigen textuellen Eigenschaften der Böden des "prä-damarazeitlichen Basements" das Erosionsrisiko durch Oberflächenwasser im allgemeinen deutlich vermindern - BEUGLER (1991: 57-58) bestimmt für die bodenkundlichen Kartiereinheiten B2, B3 und B6 (Karte 4) niedrige bis mittlere K-Werte (Erodierbarkeitsfaktor nach WISCHMEIER & SMITH 1978) zwischen 0.05 und 0.29 - bewirkt eine Kombination besonders erosionsfördernder Faktoren und unter Berücksichtigung bereits deutlich erkennbarer Bodenerosionsschäden letztlich eine Einstufung der Standorte im Bereich der Großen Randstufe als "extrem erosionsgefährdet" gegenüber der Abspülung (BEUGLER 1991: 69-70) (Karte 5a/5b). Unter den erosionsfördernden Faktoren sind vor allem die große Reliefenergie, die geringe Solums- und Substratmächtigkeit (BEUGLER 1991: 68), die natürlicherweise bereits geringe Bodenbedeckung durch eine offene Baum- und (Dorn-)Busch-Savanne (*Colophospermum mopane-Acacia reficiens-Terminalia prunioides* Assoziation; *C. mopane-T. prunioides* Assoziation), eine Busch-Savanne (*C. mopane-Catophractus alexandri* Assoziation; *C. alexandri-Acacia nebrownii* Assoziation) bzw. eine *Commiphora-Sterculia* Assoziation auf felsigen Standorten (LE ROUX et al. 1988: 7, 9; JOUBERT 1971: 13-31) (vgl. Karte 6) sowie eine zunehmende Vegetationsdegradation durch Überweidung anzuführen. Insbesondere die offene Baum- und (Dorn-) Busch-Savanne kann als typisch für größere Gebiete des Kaokoveldes mit saisonalen Jahresniederschlägen zwischen 100 und 300 mm gelten. Sie ist, neben der Vegetationseinheit der Talungen, gleichzeitig die Vegetationsgesellschaft mit dem höchsten Populationsdruck der Großsäuger (JOUBERT 1971: 14, 29). Der Populationsdruck wird durch die gute Wasserqualität des Raumes vor allem um die künstlich angelegten Wasserstellen zusätzlich erhöht.

Obwohl phänomenologisch weniger offensichtlich, spielen auch Prozesse einer äolischen Bodenerosion im Randstufenbereich eine bedeutende Rolle. Insbesondere die bei einem periodischen bis episodischen Abfluß während der Regenzeit in den Rivierbetten

umgelagerten Sedimente sind im Verlauf der Trockenzeit die Liefergebiete für äolische Umlagerungen. Die potentielle Erodierbarkeit der sandigen und sandig-grusigen Böden des Randstufenbereiches durch Wind (Klasse 2 = hoch; Winderosionsgleichung [WEG] nach SKIDMORE 1988) muß nach BEUGLER (1991: 69-70 und Abb. 65) sogar höher eingeschätzt werden als die potentielle Erodierbarkeit durch Wasser (F-Index 4.5 = mittel; 'Soil Loss Estimation Model for Southern Africa' [SLEMSA] nach ELWELL & STOKING 1982) (Abb. 11). Das Erosionsrisiko durch Wind ist vor allem bei einer grobschluff- und feinsandreichen Textur des Sedimentes als sehr hoch einzuschätzen. Nach Geländebeobachtungen ist diese Voraussetzung vor allem in den Beckenlandschaften des oberen Einzugsgebietes des 'Hoanib' (z.B. im Bereich der "Biersvlakte" am Zusammenfluß von 'Aap' und 'Ombonde') gegeben.

Die Verwaltung des Etoscha Nationalparks versucht heute die Bodenerosionsschäden, die nicht zuletzt eine Folge der natürlicherweise bereits hohen Disposition des Raumes für jegliche Form der Abtragung sind, durch die Anlage von Gabionenverbauungen zu begrenzen. Die Fahrpisten, die in Kaross oft als Leitlinien der Erosion fungieren, sind seit 1991 durch Erdwälle untergliedert.

### 3.2.2. Die präkambrisch-*altpaläozoischen Gesteine der Damara-Orogenese im 'Etoscha Bogen'*

Die *präkambrisch-*altpaläozoischen Gesteine der Damara-Orogenese** bilden die zweite geologisch-tektonische und geomorphologische Großeinheit des Untersuchungsraumes (Karten 1 und 2; Abb. 8). STAHL (1940: 8) faßt die karbonatischen Gesteine der Damara-Orogenese als 'Etoschabogen' zusammen und beschreibt damit die halbkreisförmig-bogenförmige Umrahmung des Etoscha Beckens im Süden und Westen. Die östliche Flanke wird als Otavi-Bergland bezeichnet; der westliche Teil gehört dem Kaokoveld-Bergland an. Innerhalb der Grenzen des Untersuchungsraumes begleiten lediglich Ausläufer des 'Etoscha Bogens' mit Höhen zwischen 1 250 und 1 330 m ü. NN den Südzaun des Etoscha N.P.. Inselbergartige Formen kommen noch im Raum Halali mit den 'Tweekoppies' vor, die die umgebenden Flächen um zirka 100 m überragen. Im Westen des Etoscha N.P. sitzt ein aus Damara-Gesteinen aufgebaute, SE-NW-streichender Faltenzug mit Höhen bis zu 1 400 m ü. NN der kontinentalen Hochfläche (1 200 m ü. NN) auf (Foto 3). In nördlicher und nordöstlicher Richtung leitet eine ausgedehnte Pedimentzone in kalahari-zeitliche Sedimente des Etoscha Beckens über. Im Westen wird die bereits auf Gesteinen des prä-damarazeitlichen Basements ausgebildete Pedimentzone im Bereich der Großen Randstufe durch tiefeingeschnittene Entwässerungslinien fluvial aufgelöst.

Grundlegende Beiträge zur stratigraphischen und faziellen Gliederung der Gesteine der präkambrisch-*altpaläozoischen Damara Sequenz* im Norden Namibias wurden seit Beginn dieses Jahrhunderts von HERMANN (1908), WAGNER (1916), SCHNEIDER-

HÖHN (1929), STAHL (1940), SÖHNGE (1957), und MARTIN (1950; 1965) vorgelegt. Der aktuelle Forschungsstand ist bei HEDBERG (1979), SACS (1980) MILLER (1983) zusammengefaßt (vgl. Tab. 4).

Die Gesteine der *Damara Sequenz* im südwestlichen Afrika repräsentieren zwei unterschiedliche Sedimentationsmilieus innerhalb des Geosynklinalraumes (HEDBERG 1979: 11-18). Die bis zu 17 km mächtigen, überwiegend schiefrigen und metamorphen Gesteine der Eugeosynklinale im Süden und Westen gehen allgemein aus feinklastischen Sedimenten in einem marinen Tiefseemilieu hervor (Abb. 12). Karbonatische Gesteine kommen selten vor; vulkanische Serien sind dagegen verbreitet. Demgegenüber weisen die bis zu 7 km mächtigen, grobklastischen und überwiegend karbonatischen Gesteine der Mioeosynklinale ('Ovamboland Becken' nach HEDBERG 1979) im Norden und Osten auf ausgesprochen flachmarine Bedingungen hin. Die Grenzzone zwischen beiden Sedimentationsmilieus verläuft südlich bzw. westlich ausgedehnter, prä-damarazeitlicher Basement Komplexe. (u.a. 'Kamanjab Inlier'; s.o.) im Norden Namibias (Abb. 12).

Die Sedimentation im mioeosynklinalen Ovambolandbecken gliedert HEDBERG (1979: 15) in einen älteren transgressiven Zyklus mit den grobklastischen Gesteinen der *Nosib Gruppe* und den marinen Karbonaten der *Otavi Gruppe* und einen jüngeren regressiven Zyklus mit den zunehmend feinklastischeren Gesteinen der *Mulden Gruppe* (Tab. 4). Die geologisch-tektonische Entwicklung des Damara Orogens wird in Kapitel 4.1 ausführlicher dargestellt. An dieser Stelle sei zunächst die lithostratigraphische Gliederung im weiteren Untersuchungsraum nach HEDBERG (1979: 48-275) im Sinne der Nomenklatur des 'South African Committee for Stratigraphy' (SACS 1980) beschrieben.

Die ältesten Gesteine der *Damara Sequenz* sind in der *Nosib Gruppe* (1000-900 Ma) zusammengefaßt (Abb. 12 und Tab. 4). Die petrographische Ausprägung der Gesteine der *Nosib Gruppe* (untergliedert in die *Nabis*, *Askeveld* und *Varianto Formation*) ist im Untersuchungsraum örtlich sehr unterschiedlich; hauptsächlich handelt es sich jedoch um Sandsteine/Arkosen, Quarzite und Konglomerate der frühen Damara Orogenese. Lokal kommen auch Pyroklastika (v.a. Tuffe) vor, die ansonsten vor allem in der Eugeosynklinale weiter verbreitet sind. Innerhalb des Etoscha N.P. stehen Gesteine der *Nosib Gruppe* nur im Westen, im SW-NE streichenden Faltenzug zwischen der Südgrenze des Nationalparks und der Wasserstelle 'Dolomitpoint' an (vgl. Karte 2).

Die schwach metamorphen Gesteine der *Otavi Gruppe* (730-ca. 650 Ma) sind im Untersuchungsraum am weitesten verbreitet (Karte 2) und für die post-damarazeitliche Landschaftsgeschichte des Etoscha Beckens von größter Bedeutung (vgl. Kapitel 4.2). Stratigraphisch ist zwischen der basalen *Abenab Untergruppe* (*Berg Aukas*, *Gauss* und *Auros Formation*) und der hangenden *Tsumeb Untergruppe* (*Chuos*, *Maieberg*, *Elandshoek* und *Hüttenberg Formation*) zu unterscheiden (Tab. 4). Die *Abenab Untergruppe*, deren stratigraphische Äquivalente die *Ugab* und *Kudis Untergruppen* der Eugeosynklinale darstellen (Abb. 12), wird hauptsächlich von grauen, feingeschichteten und massigen Dolomiten mit

eingeschalteten Stromatolithen sowie untergeordnet auch Kalksteinen, Schiefen und Klastika aufgebaut.

Die *Tsumeb Untergruppe* der *Otavi Gruppe* repräsentiert das miogeosynklinale Äquivalent der *Khomas Untergruppe* als Teil der *Swakop Gruppe* der Eugeosynklinale im Süden. Die basale *Chuos Formation* faßt HEDBERG (1979: 108-110; 126-127) als glaziale (Tillite) und glaziomarine Bildung auf. Mit den grauen Kalksteinen (untergeordnet auch Dolomiten) der *Maieberg Formation* ist die Rückkehr zu einer erneuten karbonatischen Sedimentation dokumentiert. Die Dominanz von geschichteten, marinen Calcium-Karbonaten ( $\text{CaCO}_3 = \text{Calzit}$ ) während der *Maieberg Formation* ist besonders bemerkenswert im Vergleich zu der Bildung mariner Calcium-Magnesium-Karbonate ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = \text{Dolomit}$ ) sowohl im Verlauf der früheren *Abenab Untergruppe*, als auch während den nachfolgenden Formationen der *Tsumeb Untergruppe* (vgl. auch HEDBERG 1979: 129, Fig. 37). Während der *Elandshoek Formation* vollzieht sich ein allgemeiner Wandel von tiefermarinen Verhältnissen an der Basis (hellgraue, massige Dolomite) zu flachmarinen Verhältnissen im Hangenden (hellgraue, feingeschichtete bis laminare Dolomite und silifizierte Dolomite) (vgl. auch HEDBERG 1979: 180, Fig. 50). Während der Sedimentation der *Hüttenberg Formation* setzt sich diese Entwicklung mit einer Serie aus dunkelgrauen, geschichteten Dolomiten mit eingeschalteten karbonatischen Schieferlagen an der Basis sowie Wechselfolgen von grauen, silifizierten Dolomiten, Kalksteinen, dolomitischen Kalksteinen, Schiefer- und Siltsteinlagen im Top fort. Ein flachmarines, lagunäres Sedimentationsmilieu mit wechselnden Salinitätsverhältnissen wird insbesondere durch das Auftreten von Stromatolithen und oolithischen Lagen angezeigt.

Die Gesteine der abschließenden *Mulden Gruppe* (450-290 Ma) der Damara Sequenz dokumentieren einen Wechsel im Sedimentationsmilieu von flachmarin zu terrestrisch (Karte 2). Sie sind das Produkt der morphologischen Heraushebung des Damara Orogens und gleichzeitig einsetzender Abtragung. Bei den im Westen und Südwesten des Etoscha N.P. anstehenden Gesteinen der Mulden Gruppe handelt es sich um Quarzite und Phyllite der Tschudi bzw. der Kombat Formation. Die feinklastischen Sedimente der Owambo Formation schließen die Damara Sequenz im Untersuchungsraum ab (Abb. 12). Sie sind im Etoscha Becken von jüngeren Sedimenten der Karoo Sequenz und/oder der Kalahari Gruppe überdeckt.

Die dominanten karbonatischen Gesteine (Dolomite und Kalksteine) sowie die lokal bedeutenden Quarzite der zweiten geologisch-tektonischen Großeinheit des Untersuchungsraumes prägen die chemischen Eigenschaften des Grundwassers im Etoscha N.P. auch über ihr engeres Verbreitungsgebiet hinaus. Den Gebieten mit anstehenden Gesteinen des prä-damarazeitlichen Basement (s.o.) und den hier behandelten Gebieten mit anstehenden Gesteinen der Damara Orogenese sind zunächst in gleicher Weise niedrige Werte der elektrischen Leitfähigkeit ( $< 150 \text{ mS/cm}$  bei  $25^\circ\text{C}$ ), der Natrium-/Chlor-Gehalte ( $< 100 \text{ mg/l}$ ) und der Sulfat-Gehalte ( $< 65 \text{ mg/l}$ ) im Grundwasser der Brunnenboh-

rungen gemeinsam (Karte 3). Wie zu erwarten, ergeben sich jedoch bei anstehenden karbonatischen Gesteinen höhere Werte der Calcium- und der Magnesium-Gehalte im Grundwasser, wobei die Magnesium-Konzentrationen allgemein deutlich höher als die Calcium-Konzentrationen sind. Mit Ausnahme der Wasserstellen Okondethe, Klippan und Renostervlei im Westen gibt GAMMER (1991: 12) ein Calcium/Magnesium-Verhältnis von 1:2 für die bisher ausgewerteten Wasseranalysen an. Eine dominierende Grundwasserbewegung aus den Gebieten mit anstehenden karbonatischen Damara-Gesteinen in den Sedimentationsraum des südlichen Etoscha Beckens kommt durch Calcium-Konzentrationen der Grundwässer über 100 mg/l im Westen und Süden des Etoscha N.P. zum Ausdruck (GAMMER 1991: Karte 4).

Die Böden aus Damara-Gesteinen müssen aus geologisch-geomorphologischer Sicht zu den ältesten pedogenetischen Bildungen des Untersuchungsraumes gerechnet werden (vgl. detaillierter Kapitel 4.3.1.). Auf der Grundlage der bodenkundlichen Übersichtskartierung des Etoscha N.P. von LE ROUX et al. (1988) und unter Berücksichtigung der bei BUCH (1990a: 24) und BEUGLER (1991: 29) mitgeteilten neuen Kartierungsergebnissen handelt es sich um mittel- bis flachgründige Rhodic Cambisols, Rudi-Rhodic Cambisols und Lithic Leptosols aus Dolomit entsprechend der revidierten FAO-Nomenklatur (FAO 1988) (Kartiereinheit B1; Karte 4)<sup>3</sup>. Die Abfolge kann als erosionsbedingte Toposequenz aufgefaßt werden. Weitgehend vollständig erhaltene, intensiv rotgefärbte (Munsell-Farben 10 R bis 2,5 YR), karbonatfreie, lehmig-sandige Rhodic Cambisols aus Dolomit mit Solumsmächtigkeiten von rund 1,5 m sind bisher nur von Pedimentpositionen im Westen des Etoscha N.P. beschrieben (vgl. Profil Eto 144; Abb. 13; Tab. 5 und Tab. 6). Die Bodenreaktion reicht von sehr schwach sauer (pH 6.5) im sehr schwach humosen Oberboden bis mittel alkalisch (pH 8.3) im Unterboden. Im Bereich des von Dolomitsplittern und größeren Dolomitstücken durchsetzten  $mC_{ccv}$ -Horizontes, der ab 105 cm unter Geländeoberkante (GOK) zum anstehenden Dolomitzersatz ( $mC_n C_v$ -Horizont) überleitet, kommt es zu Kalkausfällungen. Die sekundäre Anreicherung von Karbonaten und eine Verkittung des Bodenskelettes im Bereich der Solumsuntergrenze der Rhodic Cambisols kann als eine initiale Form einer subkutanen Kalkkrustenbildung (engl. 'calcrete') auf den Pedimenten verstanden werden. Im intensiv rotgefärbten Bodensolum erreicht der Gehalt an dithionitlöslichen, pedogenen Eisenoxiden mit 10-

3

Sowohl bei BUCH (1990a) als auch BEUGLER (1991) wurden die hier als Rhodic Cambisols und Rudi-Rhodic Cambisols angesprochenen Böden nach feldbodenkundlicher Aufnahme zunächst als Rhodic Ferralsols und Rudi-Rhodic Ferralsols bezeichnet. Die jetzt vorliegenden bodenchemischen und tonmineralogischen Analysen zeigen jedoch, daß die diagnostischen Merkmale für Ferralsols nicht erfüllt sind. In der revidierten Fassung der FAO-Nomenklatur (FAO 1988: 25) wird für einen stark verwitterten 'ferralic B horizon' unter anderem eine auf den Tongehalt bezogene Kationenaustauschkapazität von weniger oder gleich 16 mval/100g ("mval": neu "mmol/z") gefordert. Die Analysen von Proben des Profils Eto 13 ergeben allerdings Werte von über 40 mval/100g Ton. Der damit gekennzeichnete geringere Verwitterungsgrad der hier zu Diskussion stehenden, rötlich gefärbten B-Horizonte kann demnach nicht als ferralisch, sondern lediglich als rubefiziert im Sinne von MEYER & KRUSE (1970) interpretiert werden. Zusätzliche Befunde werden im weiteren Text mitgeteilt.

11.3‰ die höchsten Werte aller bisher untersuchten Böden im Untersuchungsraum. Röntgenographisch sind Goethit und Hämatit nachgewiesen. Neben einem dominant auftretenden 10 Å-Mineral der Glimmergruppe ist auch Kaolinit mit höheren Anteilen vertreten (Abb. 14).

Rhodic Cambisols in oberen Mittelhangpositionen mit geringerer Entwicklungstiefe (Profil Eto 13: 70 cm; vgl. Abb. 15) müssen auch unter dem Aspekt, daß die Oberböden auf Grund einer auffallend sandigeren Textur offensichtlich äolisch beeinflusst sind, bereits als erosionsverkürzt aufgefaßt werden. Die Ergebnisse der geochemischen Vollanalyse der Tonfraktion zeigen keine wesentlichen Veränderungen in der Tiefenfunktion der oxidisch gebundenen Hauptelemente (Tab. 7). Der Verwitterungstyp, der durch das Mol-Verhältnis von  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  charakterisiert wird, ist mit Faktoren zwischen 3.34 und 3.39 durchweg deutlich siallitisch. Die  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte liegen zwischen 9.31% im Oberboden und 8.81% am Kontakt zum anstehenden Gestein. Der keineswegs ausgeprägte Grad der Verwitterung wird durch eine dominant illitische Tonmineralgarnitur (Abb. 16) und eine Kationenaustauschkapazität von über 40 mval/100g Ton (Tab. 8) unterstrichen. Die Tiefenfunktion der Bodenreaktion zeigt - wie bei Profil Eto 144 - den typischen Anstieg von pH 5.7/6.2 (mittel bis schwach sauer) im Oberboden auf pH 7.7 (sehr schwach bis schwach alkalisch) im  $rB_uC_v$ -Horizont<sup>4</sup>. Bodenchemische Analysen ergeben im Oberboden von Profil Eto 13 sehr geringe Gehalte an organischer Substanz (< 1%), sehr geringe Gesamt-Stickstoffgehalte (0.03%) bei "mittel bis hoch" zu bewertenden C/N-Verhältnissen (10-17). Die Kationenaustauschkapazität ist mit 6.6-13.9 mval/100g Boden (KAK<sub>pot</sub>) in der gesamten Profilabfolge niedrig (Tab. 8). Die Basensättigung liegt bei 100% mit einer Ca-Sättigung von durchweg 66% bis 72% und einer Mg-Sättigung zwischen 23% und 28%. Die Kaliumverfügbarkeit ist bei einer K-Sättigung zwischen 9.4% im Oberboden und 3.7 % am Kontakt zum Dolomit als ausreichend zu bewerten.

Eine weitere Erosionsverkürzung führt zur Ausprägung von Rudi-Rhodic Cambisols. Dabei handelt es sich um ausgesprochen flachgründige (Solummächtigkeit ca. 20 cm), schluffig-sandige bis schwach lehmig-sandige, rötlich gefärbte Böden (Munsell-Farbe 2.5 YR) mit einem durchweg mittleren bis hohen Skelettgehalt im Solum (> 15 Gew.%) und Steinen und Blöcken auf der Bodenoberfläche (vgl. Profil Eto 31 im Anhang). Aus standortökologischer Sicht muß in erster Linie der ungünstige Wasserhaushalt der Rudi-Rhodic Cambisols allgemein und insbesondere die geringe nutzbare Feldkapazität als limitierender Standortfaktor gelten. Die Kationenaustauschkapazität ist mit 6.8-4.3 mval/100g Boden geringer als bei den mittelgründigen Rhodic Cambisols. Die Einschätzung der KAK

<sup>4</sup>  $rB_uC_v$ -Horizont: Übergangshorizont zwischen einem initial verwittertem C-Horizont (hier: dolomitisches Festgestein) und einem überwiegend als "reliktisch" aufzufassenden, rubefizierten B-Horizont (vgl. Anhang B). Das Horizontsymbol  $B_u$  ist von rubefiziert abgeleitet. Die in der vorliegenden Arbeit verwendete Horizontbezeichnung lehnt sich an die FAO-Nomenklatur an, entspricht jedoch nicht dem in der deutschen Nomenklatur üblichen Gebrauch. Nach der deutschen "Bodenkundlichen Kartieranleitung" (AG BODENKUNDE 1982<sup>3</sup>: 67) bezeichnen  $B_u$ -Horizonte ferralitische B-Horizonte (vgl. auch Fußnote 3).

tendiert damit deutlich in Richtung "sehr gering" bei ansonsten vergleichbaren Relationen der Ca-Sättigung (80%) und der Mg-Sättigung (15%). In weiten Gebieten der anstehenden Damara-Gesteine sind lediglich  $A_h$ -C-Profile (Lithic Leptosols) ausgebildet oder eine Bodendecke fehlt vollständig. Die Oberfläche der anstehenden Dolomitgesteine zeigen hier typische Formen einer Karstverwitterung mit Schlucklöchern sowie Karrenbildung (Foto 4).

Als Beispiel für die reliefabhängige und erosionsverkürzte Bodenbildung auf Gesteinen der *Tsumeb Untergruppe* der *Damara Sequenz* ist in Abbildung 17 eine Catena im Südosten des Etoscha N.P. zwischen der Kreuzung Nau-Obes und der Südgrenze des Nationalparks dargestellt. Den potentiellen Erosionsstandorten auf Kuppenlagen mit flach- bis mittelgründigen Rhodic Cambisols, Rudi-Rhodic Cambisols und Lithic Leptosols aus Dolomiten stehen hier im südlichen Abschnitt der Catena potentielle Akkumulationsstandorte in Muldenlagen gegenüber. In den Muldensituationen überdecken zunächst einige Dezimeter bis wenige Meter mächtige, pedogene Kalkkrusten die anstehenden Gesteine der *Tsumeb Untergruppe*. Aus den Kalkkrusten haben sich geringmächtige, je nach Gehalt an organischer Substanz graue bis schwarze, karbonatfreie bis karbonathaltige "vertisolähnliche" Böden bzw. "Para-Vertisole" nach MÜCKENHAUSEN (1982: 499) entwickelt. Dadurch entsteht eine engräumig wechselnde Bodengesellschaft von "roten" und "grauen/schwarzen"-Böden.

Nördlich der Dolomit-Kette leitet eine Pedimentzone in den großen Sedimentationsraum des Etoscha Beckens im Norden Namibias über (Abb. 17). Zunächst überdecken auch hier geringmächtige pedogene Kalkkrusten die Dolomitgesteine. Nach Norden zu schließt allerdings ein rund 6 m mächtiger Kalkstein die Sedimentation der Kalahari Gruppe ab, die ihrerseits den Otavi-Dolomiten aufliegt (vgl. Abb. 63b: Bohrung 4; Wasserstelle 'Kalkheuvel'). Die Kalkkrusten bzw. Kalksteine der Pedimentzone werden von etwa 20 cm mächtigen, rötlich-gelblichen (Munsell-Farbe 7.5 YR), karbonatfreien, skelettreichen und stark sandig-tonigen Bodensedimenten überzogen (Profil Eto 11). Es handelt sich dabei um korrelierte Sedimente einer überwiegend fluvialen Abtragung der hangwärtigen Rhodic Cambisol-Bodenbildungen. Daneben treten auch Ausbisse der Kalkkruste bzw. des Kalksteins direkt an die Oberfläche. Im Vergleich zur ebenfalls äußerst flachgründigen, aber autochthonen Bodenbildung aus Dolomitgestein (vgl. Profil Eto 12 [Rudi-Rhodic Cambisol]; Abb. 17) weisen die Bodensedimente einen höheren Tongehalt, einen durchweg höheren Gehalt an organischer Substanz und einen höheren pH-Wert (6.7 gegenüber 5.7/5.8) auf. In Richtung auf die Etoscha Pfanne sind die Bodensedimente (rötlich-gelbliche, stark sandig-tonige Xanthic Fluvisols [s.o.] sowie leuchtend rötlich-gelbliche, ausgesprochen sandige und überwiegend äolisch umgelagerte Chromic Arenosols über Kalkkruste bzw. Kalkstein) mit autochthonen Bodenbildungen vom Typ der Eutric Vertisols aus Kalkstein vergesellschaftet (Kartiereinheit B6; vgl. Karte 4).

Die starke Profilverkürzung der meisten Bodenbildungen aus Gesteinen der Da-

mar-Orogenese (Kartiereinheit B1) ist nach den vorliegenden Beobachtungen weniger die Folge aktueller Prozesse der Bodenerosion (im Sinne der Definition in Kapitel 3.2.1.), als vielmehr das Ergebnis einer natürlichen Abtragung im Verlauf einer längeren geologischen Entwicklung. Andererseits dokumentieren die Böden vom Typ der Rhodic Cambisols im Vergleich mit anderen rubefizierten Bodenbildungen des Untersuchungsraumes einen längeren pedogenetischen Bildungszeitraum, insbesondere wenn die heutigen semiariden Klimabedingungen in Betracht gezogen werden. Im großräumigen Vergleich muß daher davon ausgegangen werden, daß die letzte Phase einer ausgeprägten Pedogenese der Rhodic Cambisols ins Tertiär zu stellen ist (vgl. ausführlicher Kapitel 4.3.2.). Im Verlauf des Tertiärs belegen bis zum Miozän auch geomorphologisch-sedimentologisch-pedologische Befunde aus Südafrika, Nord- und Nordost-Namibia warm-feuchte tropische Klimaverhältnisse (HEINE 1991: 70). Für die erosive Verkürzung der Bodenprofile käme demnach ein Zeitraum seit dem Beginn des Jungtertiärs in Betracht.

Die potentielle Erodierbarkeit der Böden der Kartiereinheit B1 wird von BEUGLER (1991: 69 und Tab. 9) insgesamt mit "mittel" eingeschätzt (Karte 5a). Dabei ist auch hier grundsätzlich von einer höheren Erodierbarkeit durch Wind (WEG-Klasse 2 = hoch) als durch Wasser (F-Index 4.5 = mittel) auszugehen (Abb. 11). Aktuelle, während der Geländearbeiten der Jahre 1989 bis 1991 beobachtete lokale Bodenerosionsschäden durch oberflächenhaft abfließendes Wasser (Rillen- bis Grabenerosion und Flächenspülung) betreffen vor allem die Pedimente der Kartiereinheit B1.

Die lithologisch geprägten pedologischen Verhältnisse prägen ihrerseits eigenständige Vegetationsgesellschaften. LE ROUX et al. (1988: 5-10 und Fig. 5) unterscheiden zwischen fünf Kartiereinheiten: den Vegetationsgesellschaften der 'Dolomit-Inselberge' (*Community 15*) und der 'Marble Hillocks' (*Community 11*), der *Colophospermum mopane-Acacia reficiens-Terminalia prunioides Dornbuschgesellschaft* (*Community 25*), den sogenannten 'Thai-Tkab Woodlands' (*Community 12*) sowie dem 'South-Eastern Sandy Bushveld' (*Community 19*). Außer der Dornbuschgesellschaft, die auch im Raum Otjovasandu auf prä-damarazeitlichen Gesteinen vorkommt (s.o.), handelt es sich ansonsten um Vegetationsgesellschaften, die ausschließlich an Damara-Gesteine gebunden sind. Charakteristische Arten der 'Dolomit-Inselberg'-Gesellschaft sind vor allem *Kirkia acuminata*, *Cissus nymphaefolia*, *Moringa ovalifolia* und *Euphorbia guerichiana*. Die relativ offene Busch- und Baumgesellschaft der 'Marble Hillocks' wird von *Combretum apiculatum* und *C. mossambicensis* sowie einer Buschsavanne mit *Colophospermum mopane*, *C. apiculatum*, *Spirostachys africana* und *Dichrostachys cinerea* in den tiefergelegenen Randgebieten dominiert. Die Kerngebiete der 'Thai-Thab'-Vegetationsgesellschaft, die nach einer Wasserstelle an der Südgrenze des Etoscha N.P. benannt ist, wird vor allem durch eine hochstämmige Baumschicht mit *C. mopane* und *Terminalia prunioides* sowie einen hohen Anteil perennierender Gräser geprägt. Dazu treten *Spirostachys africana* (vor allem nach Osten hin), *Securinega virosa*, *Gymnemma sylvestre*, *Euclea undulata* in der Baumschicht auf (LE ROUX 1980: 98).



Lokal ist auch *Commiphora pyracanthoides* stärker vertreten, die ansonsten eine Leitart der benachbarten, sogenannten 'Marula'-Gesellschaft (*Community 13*; LE ROUX 1980: 98-100) darstellt. Auf freiliegenden Kalkkrusten der Pedimente leitet zudem ein größerer Anteil von *Catophractes alexandri* zu einem anderen Subtyp der sogenannten 'Eastern Karst Woodlands', dem 'Mopane Treeveld' und verwandten Vegetationsgesellschaften (LE ROUX et al. 1988: 8) über (DU PLESSIS 1989b, mündl. Mitt.; vgl. auch Karte 6). Die dichte Savanne des 'South-Eastern Sandy Bushveldes' mit *C. mopane*, *C. apiculatum*, *T. prunioides*, *C. pyracanthoides*, *Croton gratissimus* und *Lonchocarpus nelsii* fassen LE ROUX et al. (1988: 9-10) zusammen mit anderen Kartiereinheiten als feuchtere, östliche Variante des 'Sandveld' auf, der eine trockene Variante im Westen des Etoscha N.P. gegenüber gestellt werden kann.

Die hier beschriebenen Vegetationsgesellschaften der geologisch-tektonischen Einheit der präkambrisch-altpaläozoischen Gesteine der Damara-Orogenese werden von den Großsäugerpopulationen des Etoscha N.P. nur in geringem Umfang als Weidegebiete genutzt. Die Gründe dafür dürften in erster Linie in den topographischen Gegebenheiten und dem geringen Umfang der Grundwassererschließung zu sehen sein. Konsequenterweise spielt eine Vegetationsdegradation durch Überweidung keine Rolle.

### 3.2.3. Landschaftsräume im Bereich der känozoischen Sedimentgesteine und Lockersedimente der Kalahari Gruppe des Etoscha Becken

Mit den känozoischen Sedimentgesteinen und Lockersedimenten der Kalahari Gruppe (SACS 1980: 610-615) im Etoscha Becken wird die dritte landschaftsökologisch relevante geologisch-tektonische und geomorphologische Großeinheit des Untersuchungsraumes beschrieben (Abb. 8 und Karte 2).

Das Etoscha Becken, das im Süden und Westen von überwiegend dolomitischen Gesteinen des 'Etoscha Bogens' (s.o.) begrenzt wird, ist seit dem Oberkarbon (290 Ma) ein geschlossener Sedimentationsraum (MOMPER 1982: 270; vgl. ausführlicher Kapitel 4.1. und 4.2.). Als geologisch-tektonische Teilstruktur des ausgedehnten Sedimentationsraumes des Kalahari Beckens im Innern des südafrikanischen Subkontinentes umfaßt das Etoscha Becken den Norden Namibias, den Südosten Angolas sowie den Westen von Sambia (Abb. 18). JONES (1982: 22, 24) weist allerdings darauf hin, daß die von CAHEN & LEPERSONNE (1952) vorgeschlagene orohydrographische Gliederung des Kalahari Beckens nur eingeschränkt die geologisch-tektonischen Beckenstrukturen widerspiegeln. Die oberflächlich anstehenden Sedimentgesteine und Lockersedimente der Kalahari Gruppe nehmen rund 85% der Fläche des Etoscha N.P. ein (BEUGLER 1991: 23). Im angrenzenden Ovamboland und Kavangoland, wo die Mächtigkeit der Kalahari-Sedimentation an der Nordgrenze Namibias auf über 500 m ansteigt (HEDBERG 1979: 303, Fig. 88), stehen an der Oberfläche ausschließlich Sedimentgesteine und Lockersedimente der Kalahari

Gruppe an.

Aus vegetationsgeographischer Sicht gliedert LE ROUX (1980: 37-41) den Teil des Etoscha N.P., der dem Etoscha Becken zuzurechnen ist, in fünf physiogeographische Einheiten: das Ovambo Sandveld, die Ovambo Ebenen, das Karstveld, das Etoscha Becken und das Kalahari Sandveld. Dieser Gliederungsvorschlag bedarf, unter Einbeziehung der neuen Ergebnisse der bodengeographischen und geomorphologischen Kartierungen in Etoscha, einer Überarbeitung. In der vorliegenden Arbeit werden daher folgende landschaftsökologisch einheitlich ausgestattete Räume unterschieden, die gleichzeitig die wesentlichen geologisch-geomorphologischen Grundstrukturen des Untersuchungsraumes widerspiegeln (Karte 1): das 'Ovambo Sandveld', die 'südliche Ovambo Ebene', das 'Karstveld' und die 'Etoscha Pfanne i.w.S.' mit den genetisch zuzuordnenden Landschaftsräumen der 'Ovambo-Pfannen Ebene' sowie der 'nördlichen Ovambo Ebene' und dem 'Oponono Lake Grasland' im südlichen Ovamboland. Das 'Kalahari Sandveld' im Nordosten des Etoscha N.P. (LE ROUX 1980) muß im Rahmen der quartärgeomorphologischen Entwicklung des Raumes der Etoscha Pfanne i.w.S. zugeordnet werden. Im äußersten Nordosten des Etoscha N.P. reichen zudem Ausläufer des 'Kavango Längsdünenfeldes' in den engeren Untersuchungsraum hinein.

### 3.2.3.1. Das 'Ovambo Sandveld'

Ein Geländeprofil von 'Otjovasandu' im Westen des Etoscha N.P. zur 'Beiseb Pfanne' nordöstlich von 'Namutoni' im Osten, das nach Auswertungen der topographischen und geologischen Karten im Maßstab 1:250000, der topographischen Karten im Maßstab 1:50000, zweier Landsat 5 MSS-Aufnahmen (Kanal 7) vom 29./30.10.1985 sowie eigenen Geländekartierungen angefertigt wurde, verdeutlicht die landschaftsökologische Gliederung im Süden des Etoscha Beckens im Zusammenhang mit den geologischen Verhältnissen (Abb. 19). Im Westabschnitt des Geländeprofiles leitet hier, wie im Süden (Geländeprofil, Abb. 17), eine Pedimentzone mit einem Gefälle von 3‰ von den Dolomitketten des Damara-Orogens (1 400 m ü. NN) in den Sedimentationsraum des Etoscha Beckens über. Obwohl oberflächenhaft nachgewiesene, morphologisch harte, karbonatische Bildungen (pedogene Kalkkrusten und Kalksteine) das Relief überkleiden, ist das Ausstreichen der Kalahari Sedimente offensichtlich durch eine Gefällsverflachung im Raum zwischen den Wasserstellen 'Okawao' und 'Olifantsrus' (1 160-1 200 m ü. NN) dokumentiert. Nach Osten zu schließt sich eine sanft auf die Etoscha Pfanne geneigte, ausgesprochene Flachlandschaft an. Zwischen den Wasserstellen 'Olifantsrus' und 'Bitterwater' beträgt die Neigung auf einer Strecke von rund 30 km lediglich noch 0.53‰.

Ein solches Flachrelief, bei dem ein nach <sup>West</sup>Osten und Nordosten <sup>West</sup>zunehmend mächtiger werdender Kalkstein von wenige Dezimeter mächtigen, äolisch umgelagerten, rötlichen (Munsell-Farbe 5-2,5 YR) bis rötlich gelblichen (Munsell-Farbe 7,5 YR) Sanden überdeckt

wird, prägt zusammen mit einer offenen Buschsavanne das Landschaftsbild des sogenannten **Ovambo Sandveld** (Foto 5). LE ROUX (1980: 110-112) beschreibt die offene Buschsavanne im niederschlagsärmeren äußersten Nordwesten des Etoscha N.P. (350 mm/a) als Vegetationsgesellschaft verschiedener Akazien-Arten (darunter vor allem *Acacia reficiens*), *Terminalia sericea* sowie *Lonchocarpus nelsii* (Community 18) (Karte 6). Im nördlich angrenzenden, südwestlichen Ovamboland kartiert DU PLESSIS (1991a) die gleiche Vegetationsgesellschaft bis 18°10'S als Assoziation von *Acacia erioloba* und *Lonchocarpus nelsii* (Karte 7). Nach Westen zu leitet eine offene Buschgesellschaft mit *Colophospermum mopane*, *Combretum apiculatum* und *Sesamothamnus guerichii* (Community 26) vegetationsgeographisch zum Kaokoveld über. Andererseits dominiert *C. mopane* in der Buschsavanne des 'Sandy Shrub Mopaneveld' (Community 16) in östlicher Richtung, als Übergang zur 'südlichen Ovambo Ebene'. Mächtigere Dünensande begründen im zentralen, nördlichen Teil des Etoscha N.P. eine Assoziation von *C. mopane*, *Terminalia prunioides* und *Combretum ssp.* (DU PLESSIS 1992a), die auch im Westen des Ovambolandes weit verbreitet ist (Karte 7). Im Raum 'Paradys' (Community 17; Karte 6) dominieren *Terminalia*-Arten lokal den Bestand und bilden insbesondere höhere Baumformen aus (LE ROUX 1980: 107).

Die bodentypologische Ansprache der geringmächtigen, rötlichen bis gelblich-rötlichen Sande über einer Kalkkruste bzw. einem Kalkstein (Profil Eto 30; Anhang A) erweist sich nach der FAO-Nomenklatur als problematisch (vgl. bereits RUST 1985: 201). Aus geomorphologischer Sicht handelt es sich um überwiegend äolisch umgelagerte Sedimente von Rhodic bzw. Chromic Arenosols (bodenkundliche Kartiereinheiten B4 und B5; Karte 4). In situ-Bodenbildungen vom Typ der Rhodic/Chromic Arenosols überprägen kurze Längsdünen, die heute lediglich noch im Raum 'Paradys', im nördlichen zentralen Teil des Etoscha N.P. (Profil Eto 128 im Anhang A), sowie im angrenzenden Ovamboland morphologisch deutlich in Erscheinung treten. Die weniger intensive Rotfärbung der deckenförmigen ausgebreiteten, erneut umgelagerten Dünensande (Munsell-Farbe: Hue 7,5 YR) im Vergleich zur in situ-Bodenbildung (Hue 2,5 YR) resultiert dabei offensichtlich von einem Abrieb der Eisenoxidhüllen um die Quarzkörner.

Die von RUST (1985: 251, Fig. 45) vorgelegte geomorphologische Kartierung des Etoscha N.P. weist bereits aus, daß die Decksande des 'Ovambo Sandveld' keineswegs flächendeckend verbreitet sind. Verbreitet ist vielmehr ein Mesorelief flacher, im Kalkstein ausgebildeter und von rötlich-gelblichen Sanden zugedeckten geschlossenen Hohlformen neben Schwellen des oberflächenhaft anstehenden Kalksteins (Ebenda: 203; 259, Foto 1 und 260, Foto 4). Der oberflächenhaft anstehende Kalkstein zeigt dabei typische Formen des nackten Karstes mit Rillen, Schratten und einem Rundkarren-Relief (Ebenda: 260, Foto 3). RUST (1985) bezeichnet dieses Mesorelief mit Höhenunterschieden in der Größenordnung von einigen Dezimetern bis 1-2 m als "rotes Kleinpflanzenfeld". Pedologisch handelt es sich um ein räumliches Nebeneinander der Sedimente von Rhodic bzw. Chro-

mic Arenosols (s.o.) und Lithic Leptosols aus Kalkstein ('Calcrete' Lithosols im Sinne der FAO-Nomenklatur des Jahres 1974; FAO 1974). Mit dem Profil Eto 30 (Abb. 20) ist ein typisches Profil eines Chromic Arenosol-Sedimentes über Kalkstein dargestellt. Das mit Kalksplittern > 2 mm (1-22 Gew.%) durchsetzte, in der Matrix ansonsten jedoch karbonatfreie, 40 cm mächtige Solum ist durchweg von lehmig-sandiger bis schwach tonig-sandiger Textur. Gegenüber den 180 cm mächtigen in situ-Bodenbildungen aus Dünenande vom Typ der Rhodi-Chromic Arenosols (Profil Eto 128; Abb. 87) mit pH-Werten im schwach bis sehr schwach sauren Bereich (pH 5.9-6.8) ist die Bodenreaktion der korrelaten, äolisch umgelagerten Sedimente des Profils Eto 30 deutlich alkalischer (pH 7.3-7.8). Die Gehalte an organischer Substanz sind in den Oberböden beider Profile mit < 1% gleichermaßen sehr gering. Die potentielle Kationenaustauschkapazität ist im flachgründigen Solum des Profils Eto 30 mit 3.7-3.2 mval/100g Boden allgemein sehr gering (Tab. 9) und insbesondere deutlich niedriger als bei den zuvor beschriebenen Rhodic Cambisols aus Dolomit (vgl. Profile Eto 13 und Eto 144; s.o.). Gegenüber den Profilen Eto 13 und Eto 144 ist bei Profil Eto 30 die dominierende Mg-Sättigung von 80% bei einer Ca-Sättigung zwischen 7% und 8% bemerkenswert. Die in situ-Bodenbildung des Profils Eto 29 (Chromic Cambisol aus Quarzit der Mulden Gruppe; Anhang A) ist innerhalb des 'Ovambo Sandveld' lediglich von lokaler Bedeutung.

Die Karstmorphologische Weiterentwicklung des oberflächlich anstehenden Kalksteins stellen im 'Ovambo Sandveld' Lösungsdolinen in der Größenordnung von wenigen Metern bis einigen hundert Metern Durchmesser mit einer in situ-Bodenbildung vom Typ der schwarz bis graubraun gefärbten, karbonatfreien Eutric Vertisols dar. Für die Vergesellschaftung dieser Formen mit dem oben dargestellten Mesorelief von rötlichen Sanden in Geländedepressionen und Schwellen des anstehenden Kalksteins führt RUST (1985: 203-204) den Begriff des "rot/schwarzen Kleinpfannenreliefs" ein (vgl. auch Ebenda: 251: Fig. 45). Aus pedogenetischer Sicht handelt es sich um eine Vergesellschaftung von Rhodic/Chromic Arenosol-Sedimenten, Lithic Leptosols aus Kalkstein und Eutric Vertisols (Kartiereinheit B5 der Übersichtsbodenkartierung des Etoscha N.P.; Karte 4). Eigene Kartierungen weisen aus, daß die Eutric Vertisols im 'Ovambo Sandveld' weiterverbreitet sind, als dies bei RUST (1985: 251, Fig. 45) kartiert wurde. Insbesondere im Raum 'Olifantsrus' nehmen die Eutric Vertisols einen bedeutenden Flächenanteil ein.

Der "in situ"-Charakter der tonreichen Bodenbildung vom Typ der Eutric Vertisols ergibt sich aus der Karbonatfreiheit des Solums<sup>5</sup>. Zwei typische Profile vom Typ der Eutric Vertisols des 'Ovambo Sandveld' sind mit den Abbildungen 21 (Profil Eto 41) und 22

5

An dieser Stelle sei bereits darauf hingewiesen, daß im Landschaftsraum des sogenannten 'Karstveld' karbonatfreie Eutric Vertisols neben karbonathaltigen Sali-Calci Vertic Fluvisols (afrikaans 'turf pans'; bodenkundliche Kartiereinheit D3, Karte 4) auskartiert wurden. Erstere sind auch hier in situ-Bodenbildungen während für letztere eine fluviale Genese über den Eintrag karbonathaltiger Sedimente und Lösungswässer von den umgebenden Kalkflächen angenommen werden muß. Die Sali-Calci Vertic Fluvisols sind meist an größere Geländedepressionen gebunden (z.B. 'Gobaubvlakte' im Südosten des Etoscha N.P.).

(Profil Eto 42) dargestellt. Bei dem Profil Eto 42 handelt es sich bei einer Solumsmächtigkeit von 90 cm um einen Eutric Vertisol großer Entwicklungstiefe. In der Tonmineralgarnitur dominiert ein 10 Å-Mineral der Glimmergruppe; quellfähige Wechsellagerungsminerale der Smectit-Gruppe (Montmorillonit) treten nur untergeordnet auf. Eine ausgesprochen dunkelgraue Färbung bleibt lediglich auf die obersten 23 cm des Profils beschränkt. Der Gehalt an organischer Substanz ist hier mit 1.0% am höchsten und nimmt am Kontakt zum anstehenden Kalkstein auf unter 0.1% ab. Der Salzgehalt ist aus pflanzenökologischer Sicht vernachlässigbar gering, auch wenn sich in der Tiefenfunktion eine Zunahme der elektrischen Leitfähigkeit bis auf EC<sub>5</sub> 0.3 mS/cm nachweisen läßt. Der Eutric Vertisol des Profils Eto 41 weist lediglich eine Solumsmächtigkeit von 35 cm auf. Trotz einer in den obersten Dezimetern des Profils vergleichbaren Farbe (10 YR 4/1) erreicht der Gehalt an organischer Substanz hier lediglich einen Wert von 0.5%. Die Korngrößenanalysen beider Profile weisen zudem einen erheblichen äolischen Sandeintrag von den umgebenden Arenosol-Flächen nach, wodurch sich im flachgründigeren Profil Eto 41 durchweg eine stark sandig-tonige Textur ergibt. Im Profil Eto 42 stellt sich ein Wandel der Textur von "stark sandig-tonig" zu "sandig tonig" um 40 cm unter Geländeoberkante (GOK) ein. Der höhere Sandgehalt im Oberboden (bis zu 66%) erklärt neben der Tonmineralgarnitur (s.o.), daß die auf Grund des hohen Tongehaltes (hier bis zu 40%) ansonsten für Vertisols typischen Trockenrißstrukturen nur schwach ausgebildet sind. Das Gefüge ist subpolyedrisch bis subpolyedrisch-polyedrisch ausgebildet, aber keineswegs prismatisch. Die natürliche "Sandmelioration" des tonreichen Oberbodens der Eutric Vertisols, die in Verbindung mit den Körnungsdaten auch durch die deutlich niedrigeren pH-Werte zum Ausdruck kommt (pH 5.7 in den obersten 20 cm des Profils Eto 41 im Vergleich zu pH 7.3 im Bereich der Solumsuntergrenze von Profil Eto 42), ist aus standortökologischer Sicht als vorteilhaft zu bewerten und erhöht insbesondere den Anteil des pflanzenverfügbaren Bodenwassers. Obwohl die Eutric Vertisols damit bodenphysikalische Gunststandorte innerhalb des 'Ovambo Sandveld' darstellen, erweisen sich die Phosphatgehalte (PDL) mit 0.2 mgP/100g Boden sowie die Gesamt-Stickstoffgehalte mit < 0.1% als äußerst gering.

### 3.2.3.2. Die 'südliche Ovambo Ebene' und die 'Ovambo-Pfannen-Ebene'

Östlich an das Ovambo Sandveld, das heißt in Richtung Etoscha Pfanne, schließen sich mit der 'südlichen Ovambo Ebene' und der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' zwei naturräumliche Einheiten an (Karte 1), deren Vegetationsgesellschaften weniger nach der Artenzusammensetzung, als nach der Wuchsform der Vegetation zu unterscheiden sind. Gegenüber dem 'Ovambo Sandveld' ist die 'südliche Ovambo Ebene', wie die nördlich anschließende 'Ovambo-Pfannen-Ebene', durch eine Buschsavanne charakterisiert, bei der *Colophospermum mopane* mit Abstand dominiert (Foto 6). LE ROUX (1980: 118-126) und LE ROUX et al. (1988: 9) unterscheiden vier Kartiereinheiten der sogenannten 'Shrub

*Mopane on Loamy Soils*' (Karte 6): Die offene *C. mopane*-*Catophractes alexandri*-*Leucosphaera bainesii* Gesellschaft der 'südlichen Ovambo Ebene' ist durch sehr unterschiedliche Wuchshöhen der buschförmigen (< 2 m) bis vielstämmig-baumförmigen (4 m) *C. mopane* gekennzeichnet, die das charakteristische Landschaftsbild des sogenannten 'Nineteenth Latitude Shrub Mopaneveld' (Community 21) ausmacht. Mit einer einheitlichen Wuchshöhe von durchschnittlich 2,5 m physiognomisch leicht zu unterscheiden, ist demgegenüber die Kartiereinheit des sogenannten 'Narawandu Shrub Mopaneveld' (Community 22) auf Sanden im südlichen Teil der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' (Karte 6). Nach Nordosten zu stockt die dichtere *C. mopane*-*Grewia flava*-*Terminalia prunioides* Gesellschaft der 'Ekuma Woodlands' (Community 23). *C. mopane* zeigt hier eine geringere Tendenz zum Stammausschlag bei durchweg größeren Wuchshöhen um durchschnittlich 3,5 m; *T. prunioides* erreicht sogar Baumhöhen von 6 m. In der Grasschicht dominieren einjährige Gräser (z.B. *Schmidtia kalahariensis*). Eine wieder relativ offene Buschgesellschaft mit *C. mopane*, *Grewia bicolor* und *Dichrostachys cinerea* (Community 24) ist im Osten der 'Ovambo-Pfannen-Ebene', östlich der 'Oshigambo'-Mündung verbreitet.

Die 'südliche Ovambo Ebene' ist morphologisch in das Niveau des 'Ovambo Sandveld' eingesenkt. Im West-Ost Geländeprofil der Abbildung 19 zeichnet sich der Übergang als markante Geländestufe unmittelbar westlich der Wasserstelle 'Bitterwater' ab, die im Flachrelief von Etoscha besonders auffällig ist. Der morphologischen Grenze entspricht dabei ein Wandel der pedologischen Verhältnisse. Unmittelbar östlich dieser Geländestufe streichen die geringmächtigen, gelblich-rötlichen Sande der Rhodi-Chromic Arenosol-Sedimente über einem Kalkstein aus, die als typisch für das 'Ovambo Sandveld' herausgestellt wurden (s.o.). Das flachwellige Relief der 'südlichen Ovambo Ebene' ist bei einer Höhenlage zwischen 1 140 und 1 130 m ü. NN allgemein auf 125 m bis 150 m mächtigen Sedimentgesteinen der Kalahari Gruppe ausgebildet (Geological Map South West Africa 1:250 000, Sheet 1814 Etosha Wes). Ausweislich der geologischen Beschreibungen von Brunnenbohrungen (Wasserstellen 'Bitterwater', 'Duivelsvuur', 'Sonderkop' und 'Arendnes') handelt es sich bei den hangenden Serien der 'Kalahari'-Sedimente durchweg um karbonatische Bildungen mit einer Mächtigkeit von mindestens 50 m (vgl. ausführlicher Kapitel 4.2.2.). Faziell kann zwischen einem Kalkstein und einem sandigen Kalkstein unterschieden werden. Von Südwesten nach Nordosten nimmt zwar einerseits die Mächtigkeit der 'Kalahari'-Sedimente insgesamt zu und erreicht im südlichen Ovamboland bereits Teufen um 400 m, andererseits nimmt die Mächtigkeit der Kalksteine und sandigen Kalksteine in gleicher Richtung auf wenige Meter ab. Bereits bei der Wasserstelle 'Narawandu' im zentralen Norden des Etoscha N.P. beträgt die Mächtigkeit des Kalksteins lediglich noch rund 9,5 m. Im Liegenden folgt hier ein mindestens 35 m mächtiger, karbonathaltiger Sand. Den Sanden entspricht im südlichen Ovamboland stratigraphisch ein grüner, karbonatfreier Sandstein bzw. ein grüner bis olivfarbener (sandiger) Siltstein der sogenannten 'Andoni Formation' der 'Kalahari Gruppe' (SACS

1980: 612). Der grüne Sandstein kommt auch im Unterlauf des Ekuma sowie im Nordwesten der Etoscha Pfanne vor. Die Siltsteinfazies ist im übrigen Bereich der Etoscha Pfanne verbreitet<sup>6</sup>.

Die chemischen Eigenschaften der Grundwässer der 'südlichen Ovambo Ebene' sowie im westlichen Teil der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' sind ein Abbild der beschriebenen Lithologie. Wie noch zu belegen sein wird (vgl. Kapitel 4.2.2.), ist die Sandsteinbeziehungsweise Ton-/Siltsteinfazies der hangenden Kalahari-Folge Ausdruck eines salzig-alkalischen Sedimentationsmilieus im Verlauf der Endphase der Sedimentationsgeschichte des Etoscha Beckens. Auch wenn in den Sedimenten der hangenden 'Kalahari Gruppe' keine evaporitischen Ausfällungen leicht löslicher Salze bekannt sind, gehen im Grundwasser offensichtlich die in den Sedimentgesteinen gebundenen Natriumchlorid-Verbindungen in hohem Maße in Lösung. Dies hat zur Folge, daß - entsprechend der Auswertungen durch GAMMER (1993: Karte 3) - die geförderten Grundwässer der künstlich angelegten Wasserstellen von 'Bitterwater', 'Good Hope', 'Narawandu' und 'Pan Point' mit Werten der elektrischen Leitfähigkeit von  $> 1\,000\text{ mS/m}$  (bei  $25^\circ\text{C}$ ) mit die höchsten Konzentrationen gelöster Salze im gesamten Etoscha N.P. aufweisen (Karte 3). Bei gleichzeitig auffallend geringen Calcium-Gehalten von zum Teil unter  $30\text{ mg/l}$  - vor allem bei den nördlichen Wasserstellen - sind die chemischen Eigenschaften der Grundwässer im zentralen Norden des Etoscha N.P. mit denen im südlichen Ovamboland vergleichbar.

Die lithostratigraphische Differenzierung der hangenden Sedimente der 'Kalahari Gruppe' bedingt, daß im nördlichen, zentralen Teil des Etoscha N.P. bei einer Höhenlage zwischen  $1\,130$  und  $1\,090\text{ m ü. NN}$  bereits eine überwiegend sandige Fazies (karbonathaltige Sande, sandiger Kalkstein, karbonatfreier sandiger Siltstein) im Zuge einer denudativen Abtragung angeschnitten wurde und damit oberflächennah ansteht. Bezeichnenderweise prägen gerade in diesem Teil des Untersuchungsraumes zahlreiche sogenannte "Pfannen" das Oberflächenrelief<sup>7</sup>. Sie sind namensgebend für die Bezeichnung 'Ovambo-Pfannen-Ebene', die - für die Flachlandschaft von Etoscha bemerkenswert - um bis zu  $40\text{ m}$  in die 'südliche Ovambo Ebene' eingesenkt ist (Foto 7; Abb. 23). Aus quartär-geomorphologischer Sicht ist die 'Ovambo-Pfannen-Ebene' bereits der quartären Reliefentwicklung der Etoscha Pfanne zuzurechnen (vgl. ausführlicher Kapitel 4.3.3.). Zu den größten Pfannen gehören die 'Natukanaoka Pan' ( $208\text{ km}^2$ ) und die 'Pan Point Pan' ( $100\text{ km}^2$ ) (LINDEQUE & ARCHIBALD 1991: 130, Fig. 1). Als wesentlich durch Prozesse der äolischen Ausblasung gestaltete Reliefformen sind die Pfannen in ihrer Umrahmung mit primär karbonatfreien bzw. karbonatarmen äolischen Sanden vergesellschaftet, die in einer

<sup>6</sup> Die lithostratigraphische Differenzierung der Hangendsedimente der 'Kalahari Gruppe' wird ausführlich in den Kapiteln 4.2.1. und 4.2.2. diskutiert.

<sup>7</sup> Als "Pfannen" werden in der vorliegenden Arbeit "geschlossene Abtragungshohlformen" im Sinne von RUST (1985: 206) bezeichnet. Die im Rahmen dieser Arbeit entwickelten, differenzierteren Vorstellungen zur "Pfannengenese" werden in den Kapiteln 4.3.2. und 4.3.3. erläutert.

Mächtigkeit von 1-2 m die Festgesteine der Kalahari-Sedimentation überdecken. Aus pedogenetischer Sicht sind diese Sande jedoch jünger einstuft als die von Bodenbildungen des Typs Rhodic/Chromic Arenosol überprägten Längsdünenausläufer des 'Ovambo Sandveld' im Raum 'Paradys' (bodenkundliche Kartiereinheit B5, Karte 4; s.o.).

Den verschiedenen vegetationsgeographischen Kartiereinheiten der "Mopane-Savanne" im zentralen Norden des Etoscha N.P. lassen sich jeweils typische Vergesellschaftungen von Bodenbildungen zuordnen (Karte 4 und Karte 6). Bodentypologisch prägend wirkt sich dabei die Verbreitung und Mächtigkeit sandiger Deckschichten aus. Die Mopane-Savanne des '*Nineteenth Latitude Shrub Mopaneveld*' der höhergelegenen 'südlichen Ovambo Ebene' stockt auf sandig-tonigen in situ-Bodenbildungen des anstehenden Kalksteins bzw. sandigen Kalksteins. Die reliefabhängige Bodengesellschaft von Vertic Cambisols und Eutric Vertisols (bodenkundliche Kartiereinheit C1; Karte 4) gehört dabei zu den am weitesten fortgeschrittenen pedogenetischen Bildungen auf karbonatischen Festgesteinen im Untersuchungsraum. Als wesentlicher Faktor der Pedogenese müssen hier die Termiten angesehen werden (vgl. RUSSEL 1973: 207-211). Im Gebiet der Kartiereinheit C1 tritt innerhalb des Untersuchungsraumes die größte Dichte von Termitenbauten pro Flächeneinheit auf, so daß die Bezeichnung "Termitensavanne" (WALTER 1990: 108-109) gerechtfertigt ist. Mit der Anlage und dem späteren Zerfall der Termitenbauten wird der anstehende Kalkstein bzw. der sandige Kalkstein soweit physikobiologisch aufbereitet, daß eine nachfolgende Entkalkung und Verbraunung des  $C_v$ -Materials offensichtlich besonders rasch erfolgen kann.

Die Vertic Cambisols sind im flachwelligen Relief der südlichen Ovambo Ebene an Höhenrücken gebunden, während die Eutric Vertisols in oft kreisrunden, geschlossenen Hohlformen vorkommen. Mit dem Profil Eto 43 (Abb. 24) ist ein Vertic Cambisol mittlerer Entwicklungstiefe beschrieben. Das stark sandig-tonige bis sandig-tonige Solum ist im Verbraunungshorizont bis 25 cm vollständig entkalkt und bis 60 cm Profiltiefe lediglich schwach karbonathaltig. Die elektrische Leitfähigkeit ist im sandigeren Oberboden vernachlässigbar gering, steigt jedoch im tonreicheren Unterboden markant an und erreicht um die Entkalkungsgrenze mit einem  $EC_5$ -Wert von 1 mS/cm ("leichte" bis "mittlere" Versalzung !) sein Maximum. Die Tiefenfunktion der elektrischen Leitfähigkeit weist damit auf eine vertikale Verlagerung von leicht löslichen Salzen im Sickerwasserstrom hin. Der schwach humose Oberboden ist bei einer Bodenreaktion von pH 6.4 deutlich versauert. Mit 17.5-19.0 mval/100g Boden ( $KAK_{pot}$ ) gehören die Vertic Cambisols zu den wenigen Böden des Untersuchungsraumes mit einer "mittel" zu bewerteten Kationenaustauschkapazität im Oberboden (vgl. Anhang E). Die Basensättigung ist 100% bei einer Ca-Sättigung zwischen 63% und 65% sowie einer Mg-Sättigung zwischen 28% und 30%. Der Oberbodenhorizont weist mit einem Gesamt-Stickstoffgehalt von 0.04% und einem Phosphatgehalt (PDL) von 3 mgP/kg sehr niedrige Werte auf.

Der deutlich höhere Sandgehalt in den obersten 10 cm des Profils Eto 43 sprechen,



wie bei den Eutric Vertisols der Kartiereinheit B5 (s.o.), für eine Einmischung äolischer Sande im Oberboden. Diese Schichtung ist bei den Böden vom Typ der Vertic Cambisols in der Umgebung der Wasserstelle 'Sonderkop' weitverbreitet. Nach Norden zu ('Ovambo-Pfannen-Ebene') bedeckt oft ein wenige Millimeter dünner Schleier karbonatfreier Sande die Bodenoberfläche. Die meist gelblich-rötlich gefärbten Sande bezeugen eine aktuelle äolische Umlagerung aus dem 'Ovambo Sandveld' und der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' (s.u.) durch Winde aus nordwestlicher Richtung. Der standortökologisch bedeutende Bodenwasser- und Bodenlufthaushalt wird durch diese natürliche Sandmelioration auch hier positiv beeinflusst (Abb. 25). Der 10 cm mächtige, stark sandig-tonige Oberboden (26% Ton) weist zwar gegenüber dem sandig-tonigen Unterboden (36-37% Ton) mit 32 Vol.% eine geringere Feldkapazität auf; bei einem Totwassergehalt von lediglich 15 Vol.% (gegenüber 25 Vol.%) verbleibt jedoch mit 17 Vol.% eine höhere nutzbare Feldkapazität. Insbesondere die Luftkapazität ist im Oberboden mit 11 Vol.% deutlich höher als im Unterboden (4-7 Vol. %).

Gegenüber den Vertic Cambisols der Höhenrücken zeichnen sich die benachbarten Eutric Vertisols in geschlossenen Lösungshohlformen meist durch eine dominierende Grasschicht und einen geringeren Baum- und/oder Buschbestand aus. Unter den Gräsern sind dabei vor allem *Eragrostis rotifer* und *Bothriochloa radicans* hervorzuheben. Die meist flachgründigen Eutric Vertisols der bodenkundlichen Kartiereinheit C1 (vgl. Profil Eto 123 im Anhang A) sind entsprechenden Bodenbildungen der Kartiereinheit B5 (Profil Eto 41) vergleichbar (s.o.). Nach den Analysendaten des Profil Eto 43 ist allerdings davon auszugehen, daß auch bei den Eutric Vertisols eine leicht erhöhte elektrische Leitfähigkeit in der Größenordnung von (EC<sub>5</sub>) 1 mS/cm im Bereich der Solumsuntergrenze auftritt.

Im Bereich der im Norden anschließenden 'Ovambo-Pfannen-Ebene' treten in Übereinstimmung mit der Verbreitung des 'Narawandu Shrub Mopaneveld' Vergesellschaftungen von Böden auf, die hinsichtlich ihrer pedogenetischen Merkmale den Toposequenzen der bodenkundlichen Kartiereinheit C1 sehr nahe stehen. Im Unterschied zur Kartiereinheit C1 handelt es sich bei der Kartiereinheit A4 allerdings ausschließlich um reliefabhängige Bodenbildungen aus karbonatarmen bis karbonatfreien Sanden (Karte 4). Im Sinne der revidierten FAO-Nomenklatur (FAO 1988) sowie nach MÜCKENHAUSEN (1982: 499) wird zwischen weitverbreiteten Xanthic Arenosols einerseits und regional nur noch untergeordnet vorkommenden, vertisolähnlichen Böden vom Typ der "Para-Vertisols" in geschlossenen Hohlformen andererseits unterschieden. In unmittelbarer Umgebung der Pfannen treten Topochronosequenzen von Bodenbildungen auf (Xanthic Arenosols-Cambic Arenosols-Calcaric Arenosols über Haplic Calcisols; bodenkundliche Kartiereinheit A3, Karte 4), die im Zusammenhang mit der quartären Landschaftsgenese des Raumes in Kapitel 4.3.3. detaillierter beschrieben werden.

Die gelblichbraunen (Munsell-Farbe: 7,5 YR), karbonatfreien Xanthic Arenosols der Kartiereinheit A4 weisen allgemein eine große bis sehr große Entwicklungstiefe zwi-

schen 94 cm und 112 cm auf (Profile Eto 120 und Eto 127 im Anhang A; Profil Eto 131, Abb. 26). Im Vergleich zu den in entsprechenden Reliefpositionen vorkommenden Vertic Cambisols der 'südlichen Ovambo Ebene' ist die Bodenreaktion der Xanthic Arenosols deutlich saurer. Die Laboranalysen des Profils Eto 131 (Abb. 26) zeigen eine charakteristische Tiefenfunktion der Bodenreaktion mit einem höheren pH-Wert von 6.65 im Oberboden und einem niedrigeren pH-Wert von 5.6 im sandigen C-Horizont. Die höheren pH-Werte im Oberboden resultieren dabei offensichtlich aus einem äolischen Eintrag primär karbonathaltiger Sande aus den nahegelegenen "Paradys-Pfannen". Die ebenfalls aus karbonatarmen bis karbonatfreien Sanden entwickelten sehr dunkel grauen bis dunkelgrauen (Munsell-Farbe: 10 YR 3/1-4/1) "Para-Vertisols" sind typische topographisch bedingte Bodenbildungen der 'Ovambo-Pfannen Ebene'. Der vergleichsweise hohe Tongehalt der tonig-sandigen und stark sandig-tonigen Böden resultiert dabei offensichtlich aus dem selektiven, fluvialen Eintrag von überwiegend tonigen Feinsedimenten von den umgebenden Flächen mit sandigen Xanthic Arenosols. Der humose, dichte und durch ein subpolyedrisch-polyedrisches Gefüge ausgezeichnete  $PA_h$ -Horizont der sandigen "Para-Vertisols" geringer bis mittlerer Entwicklungstiefe wird, wie mit dem Profil Eto 121 beschrieben (vgl. Anhang A), meist von einer geringmächtigen äolischen, sandigen Deckschicht maskiert.

Die schwach tonig-sandigen bis stark lehmig-sandigen (Humi-) Cambic Arenosols der dichteren Mopane-Savanne der 'Ekuma Woodlands' sowie der *C. mopane-Grewia bicolor-Dichrostachys cinerea* Gesellschaft im zentralen Norden des Etoscha N.P. und südlich angrenzenden Ovamboland haben sich entweder aus karbonathaltigen Sanden (Profil Eto 71a/b; Abb. 27 sowie Profil Eto 139 im Anhang A) oder aus geringmächtigen karbonatarmen Sanden über dem anstehenden, quarzsandreichen Kalkstein (Profil Eto 140 im Anhang A) entwickelt (bodenkundliche Kartiereinheit A5; Karte 4). Bei einem oberflächennah anstehenden sandigen Kalkstein weist das Solum durchweg eine lehmigere Textur (sandiger Lehm bis sandig-toniger Lehm) auf, so daß sich Übergänge zu (Humi-) Eutric Cambisols ergeben. Den jeweiligen Bodenbildungen ist jedoch eine mittlere bis große Entwicklungstiefe gemeinsam. Felddiagnostisch weisen die sehr dunkelgrauen Oberböden der Cambic Arenosols der 'Ekuma Woodlands' einen höheren Gehalt an organischer Substanz (> 1% organische Substanz) als die pedogenetisch vergleichbaren Xanthic Arenosols (s.o.) auf, so daß die Ansprache der Böden als Humi-Cambic Arenosol (Profil Eto 139) gerechtfertigt ist. Die schwach bis mittel alkalischen (Humi-) Cambic Arenosols aus karbonathaltigen Sanden (Karbonatgehalte zwischen 2% und 10%) weisen entweder eine Kalkanreicherung in Form von Pseudomycelien und erbsengroßen Kalkkonkretionen ( $C_{cc}$ - und  $C_{kc}$ -Horizonte des Profils Eto 139 im Anhang A) oder einen bis zu 50 cm mächtigen, harten, konkretionär-nodulär ausgebildeten Kalkanreicherungshorizont ('petrocalcic horizon' der FAO-Nomenklatur [FAO 1988: 26] bzw. engl. 'calcrete') auf (Profil Eto 71a/b, Abb. 27; vgl. auch Kapitel 4.3.2.).

### 3.2.3.3. Das 'Karstveld'

Das 'Karstveld' (LE ROUX 1980: 37-39) bezeichnet einen Landschaftsraum im Süden des Etoscha N.P., der durch einen oberflächenhaft anstehenden und karstmorphologisch überprägten Kalkstein charakterisiert ist. Morphographisch handelt es sich um eine schiefe Ebene, die von den Dolomitketten des 'Etoscha Bogens' einschließlich der vorgelagerten Pedimentzone (s.o.) zum Landschaftsraum der 'Etoscha Pfanne i.w.S.' (s.u.) überleitet (Karte 1). Mit einer Nord-Süd-Erstreckung von rund 45 km erreicht das 'Karstveld' im Südosten des Etoscha N.P. seine größte Breite. Unterhalb der Pedimentzone (1130/1140 m ü. NN) neigt sich die schiefe Ebene hier mit einem Gefälle von durchschnittlich 1<sup>0</sup>/oo und 1.4<sup>0</sup>/oo nach Norden und reicht bei einer Höhenlage zwischen 1090 m ü. NN und 1100 m ü. NN zwischen 'Namutoni' und 'Okaukuejo' bis nahe an die Etoscha Pfanne heran. Nach Westen zu (westlich von 'Okaukuejo') steigt die tiefste Position des 'Karstveld' von 1100 m ü. NN zunächst auf 1130 m ü. NN und in Richtung auf die Dolomitketten im Westen des Etoscha N.P. weiter auf bis zu 1230/1270 m ü. NN an; das 'Karstveld' geht hier in nördlicher Richtung in die angrenzenden Landschaftsräume des 'Ovambo Sandveld' und der 'südlichen Ovambo Ebene' über (Karte 1).

Obwohl die Höhenlage des 'Karstveld' nach dieser Abgrenzung weitgehend der der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' im zentralen Norden des Etoscha N.P. entspricht, sind die Böden als A-C-Profile hier - lithologisch bedingt - weniger weit entwickelt. Die bisher vorliegenden Kartierungen weisen die Böden des 'Karstveld' als reliefabhängige Vergesellschaftung von Lithic/Rendzic/Mollic Leptosols und Eutric Vertisols aus Kalkstein aus (Kartiereinheit C2; Karte 4). Eine deutliche Abgrenzung ergibt sich gegenüber der Pedimentzone des 'Etoschabogens' im 'Otavi-Bergland' durch die Verbreitung der dort charakteristischen, rötlich-gelblichen Bodensedimente als korrele Bildungen einer überwiegend fluvialen Abtragung der hangwärtigen Rhodic Cambisol-Bodenbildungen (bodenkundliche Kartiereinheit B6; s.o.). Demgegenüber ist der Übergang zum Landschaftsraum der 'Etoscha Pfanne i.w.S.' aus pedologischer Sicht fließend und wird lediglich durch eine geringer werdende Verbreitung von Eutric Vertisols in Lösungshohlformen des Kalksteins angezeigt. Westlich und südwestlich von Okaukuejo überdecken wenige Dezimeter mächtige und nach Norden zu ausdünnende, karbonatfreie, sandig-lehmige bis lehmig-tonige fluviale Sedimente (Eutric Fluvisols der bodenkundlichen Kartiereinheit D2; Karte 4) den Kalkstein. Die Verbreitung dieser karbonatfreien Sedimente deckt sich weitgehend mit der sogenannten "flood plain" über unreliefierter Kalkkruste bzw. über einem Kleinpfannenfeld" gemäß der Kartierungen von RUST (1985: 205; 251, Fig. 45).

Die typische, reliefabhängige Bodengesellschaft der Lithic Leptosols/Rendzic/Mollic Leptosols und Eutric Vertisols des 'Karstveld' ist mit den Profilen Eto 7, Eto 8, Eto 10 und Eto 14 (Anhang A) beschrieben. Die Reliefabhängigkeit der Pedogenese kommt dabei insbesondere im ausgeprägt kuppigen Relief im Raum um die Wasserstellen 'Olifantsbad' und 'Aus' zum Ausdruck. Die an die Kuppenlagen gebundenen, flachgründi-

gen Lithic/Rendzic Leptosols des 'Karstveld' (Kartiereinheit C2) entsprechen pedogenetisch den flächenhaft dominierenden Lithic/Rendzic Leptosols der Kartiereinheit C3 am Südrand der Etoscha Pfanne (Karte 4). Das durchweg skelettreiche, stark lehmig-sandige Solum ist bei Profil Eto 8 lediglich 10 cm mächtig (Abb. 28); unmittelbar daneben steht jedoch auch der in Blöcke fraktionierte Kalkstein direkt an der Oberfläche an. Mit Gehalten an organischer Substanz von 3% und einem Gesamt-Stickstoffgehalt von 0.2% werden vergleichbare Werte wie bei den Lithic Leptosols der bodenkundlichen Kartiereinheit C3 erreicht. Die Phosphatgehalte (PDL) von 87 mgP/kg sind als "hoch" einzuschätzen und gehören insbesondere zu den höchsten bisher gemessenen Werten im Untersuchungsraum (Tab. 10). Im Unterschied zu den Lithic/Rendzic Leptosols der Kartiereinheit C3 erscheinen die entsprechenden Böden des 'Karstveld' nach den vorliegenden Laboranalysen mit einem Kalkgehalt von 4.2% jedoch deutlicher entkalkt, wobei der gemessene Kalkgehalt überwiegend von feinverteilten Kalksplintern herrührt. Entsprechend ist auch die Bodenreaktion etwas saurer und liegt im sehr schwach alkalischen Bereich von pH 7.4. (vgl. auch weitere Befunde in Kapitel 3.2.3.5.).

In den im Kalkstein angelegten, geschlossenen Lösungshohlformen mit einem Durchmesser in der Größenordnung von wenigen Metern bis einigen hundert Metern treten im 'Karstveld' tief dunkelgraue (2,5-7,5 YR 3/0), karbonatfreie Eutric Vertisols auf, die entsprechenden Bodentypen des zuvor beschriebenen 'Ovambo Sandveld' und der 'südlichen Ovambo Ebene' hinsichtlich ihrer Profildifferenzierung sowie nach den bodenchemischen und bodenphysikalischen Eigenschaften vergleichbar sind. Nach den Übersichtskartierungen des Jahres 1989 ebenso wie nach den detaillierten Kartierungen von TRIPPNER auf Blatt 1916AA Ondongab im Maßstab 1:50 000 im Frühjahr 1991 sind die Eutric Vertisols des Karstveldes jedoch durchweg weniger tiefgründig entwickelt, so daß sich Übergänge zu Mollic Leptosols ergeben (TRIPPNER 1991a: mündl. Mitt.). Die mittlere bis große Solummächtigkeit von 70 cm bei Profil Eto 7 (Abb. 29), das in unmittelbarer Nachbarschaft des Profils Eto 8 (s.o.) aufgenommen wurde, kann bereits als maximale Entwicklungstiefe angesehen werden. Verbreiteter sind allerdings geringere Entwicklungstiefen zwischen 30 cm und 35 cm (Profil Eto 10, Abb. 30 und Profil Eto 14 im Anhang A). Das tiefer entwickelte Profil Eto 7 (Abb. 29) weist bis zum anstehenden Kalkstein einen Tongehalt von über 50% auf und ist mit Gehalten an organischer Substanz zwischen 1.6% und 2,4% durchweg schwach bis mittel humos. Bei einer lehmig-tonigen bis tonigen Textur ist das Gefüge durchweg polyedrisch ausgeprägt. Der hohe Tongehalt von bis zu 72% bedingt ein hohes Gesamtporenvolumen von um 50 Vol.-%. Da bis zu 49 Vol.-% des Gesamtporenvolumens auf die Feldkapazität entfallen, weisen die Eutric Vertisols des 'Karstveld' relativ günstige Infiltrationseigenschaften auf (BEUGLER 1991: 65, 68). Die vergleichsweise hohen Anfangs-Infiltrationsraten können dabei als Folge der ausgeprägten Aggregation interpretiert werden. Andererseits gehören die Eutric Vertisols des 'Karstveld' - wie die Vertic Cambisols der 'südlichen Ovambo Ebene' - zu den Bodenbil-

dungen im Untersuchungsraum, deren 30-minütige Wasseraufnahmekapazität von den maximal an der Station 'Okaukuejo' gemessenen Niederschlagsmengen während des gleichen Zeitraumes übertroffen werden kann (BEUGLER 1991: Abb. 64). Die nutzbare Feldkapazität weist mit 11 Vol.-% vergleichbar geringe Werte auf als die Unterbodenhorizonte der Vertic Cambisols (Profil Eto 43; s.o.). Ausgesprochen ungünstige Verhältnisse des Bodenschwammhaushaltes werden - auch im Oberboden - durch äußerst geringe Werte der Luftkapazität von 2-1 Vol.-% dokumentiert (vgl. Anhang D).

Durch den höheren Sand- und Schluffgehalt in den obersten 18 cm der Profilabfolge wird hier, wie bei den Eutric Vertisols der Kartiereinheit B5 des 'Ovambo Sandveld' (s.o.), ein Eintrag weitgehend karbonatfreier äolischer Sedimente im Oberbodenhorizont angezeigt (vgl. auch TRIPPNER 1991b: mündl. Mitt.). Entsprechend sind Trockenrisse auf der Bodenoberfläche nur schwach ausgebildet. Die dadurch angezeigte, offensichtlich nur mäßig ausgeprägte Quellungs- und Schrumpfdynamik liegt jedoch auch in der Tonminerallgarnitur des Soliums mit einer Dominanz von Palygorskit begründet (Abb. 31). Die für typische Vertisols ansonsten charakteristischen quellfähigen Wechsellagerungsminerale der Smectit-Gruppe (Montmorillonit) sind in der untersuchten Probe Eto 7-C nur untergeordnet vertreten<sup>8</sup>. Die auf den Tongehalt bezogenen Werte der Kationenaustauschkapazität lassen sich mit 68 mval/100g Ton im Oberboden und 48 mval/100g Ton im Unterboden in gleicher Weise interpretieren. Das mit dem Faktor 6.5-6.7 hohe Mol-Verhältnis von  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  der Tonfraktion weist den Verwitterungstyp des Eutric Vertisol als deutlich siallitisch aus (Tab. 11).

Der allochthon beeinflusste oMPA<sub>B</sub>-Horizont weist mit einem pH-Wert um 6 auch eine deutlich niedrigere Bodenreaktion auf als die tieferen Bodenhorizonte mit pH-Werten um 7. Die Kationenaustauschkapazität (KAK<sub>pot</sub>) ist mit 34.5-36.0 mval/100g Boden durchweg hoch einzustufen (Tab. 12). Die Werte gehören insbesondere zu den mit Abstand höchsten bisher gemessenen im Untersuchungsraum. Bei den prozentualen Anteilen der Kationenbelegung erreicht Calcium gleichbleibend hohe Werte zwischen 40% und 42%, während Magnesium in der Tiefenfunktion von 47% auf 33% deutlich abnimmt; gleichzeitig steigt der Anteil von Natrium markant von 7% auf 26% an. Die Salzgehalte im Gesamtprofil sind allerdings vernachlässigbar gering; immerhin läßt sich aber ein bemerkenswerter Anstieg der elektrischen Leitfähigkeit mit der Tiefe von (EC<sub>5</sub>) 0.07 mS/cm auf 0.5 mS/cm analytisch nachweisen.

Die Eigenschaften der ebenfalls karbonatfreien Mollic Leptosols (= Eutric Vertisols geringer Entwicklungstiefe; Profil Eto 10; Abb. 30 und Profil Eto 14; Anhang A) der bodenkundlichen Kartiereinheit C2 des 'Karstveld' stehen den beschriebenen Merkmalen des Oberbodenhorizontes des Profils Eto 7 nahe. Die Textur des Soliums schwankt zwischen einem schwach sandigen bis sandigen Ton bei Gehalten der Tonfraktion unter 55% und in den obersten 5 cm des Profils Eto 14 sogar um 37%. Die Bodenreaktion liegt im schwach sauren Bereich zwischen pH 6 und 6.5 und damit um bis zu einem pH-Schritt

niedriger als bei den benachbarten Lithic Leptosols in Kuppenlage. Beim flachgründigen Profil Eto 10 ist Montmorillonit als dominierendes Tonmineral röntgenographisch nachgewiesen (Abb. 31).

Die beschriebenen Bodenbildungen des 'Karstveld' lassen sich als Glieder einer Chronosequenz der Pedogenese auffassen. Ausgangspunkt der pedogenetischen Entwicklung sind karbonathaltige Lithic Leptosols aus Kalkstein, die sich im Verlauf zunehmender Entkalkung - über Zwischenstadien als Rendzic Leptosol und Mollic Leptosol - zunächst zu karbonatfreien Eutric Vertisols geringer Entwicklungstiefe weiterentwickeln (Abb. 32). Eine zunehmende Dauer der Bodenentwicklung führt zu einer weiteren Zunahme der Solummächtigkeit und damit zur Bildung von Eutric Vertisols mittlerer bis großer Entwicklungstiefe. Der geomorphochronologische Aussagewert dieser Entwicklungsreihe wird in Kapitel 4.3.2 ausführlicher diskutiert.

Die solchermaßen dargestellte Entwicklungsreihe der Pedogenese aus Kalkstein im Gebiet des 'Karstveld' bedarf für den Untersuchungsraum insgesamt einiger Ergänzungen (Abb. 32). Im Zusammenhang mit der Besprechung der Böden der 'südlichen Ovambo Ebene' (s.o.) wurde bereits ein weiterer Entwicklungspfad aufgezeigt, bei der die Bodenbildung auf gut dränierten Kuppenlagen von einem Lithic Leptosol-Stadium, gefördert durch die physikobiologische Aktivität von Termiten, über eine Entkalkung und Verbraunung zu einem Vertic Cambisol führt. Geringfügige Reliefunterschiede mögen allerdings ausreichen, um die für eine Verbraunung notwendige Durchlüftung einzuschränken, so daß die Bodenentwicklung in zunächst flachen, vergleichsweise schlechter dränierten Vertiefungen in Richtung einer Vertisol-Bodenbildung tendiert (s.o.). Die weitere Entwicklung der Vertisol-Standorte ist durch einen Selbstverstärkungseffekt gekennzeichnet. In den flachen Vertiefungen sammelt sich während der Regenzeit das Niederschlagswasser<sup>9</sup>. Im Zuge der Kalklösung erweitern und vertiefen sich die Lösungsformen und ziehen fortan den Oberflächenabfluß noch stärker an sich, was wiederum die Kalklösung und Vertisol-Pedogenese aktiviert.

Die Beobachtungen im 'Karstveld' und anderen Vertisol-Landschaften des Untersuchungsraumes weisen auf einen weiteren biogenen Faktor hin, der bei der Pedogenese der Vertisols zu berücksichtigen ist. Die Lösungshohlformen mit Vertisol-Bodenbildungen sind während der Regenzeit und beginnenden Trockenzeit beliebte Suhlen der Elefantenher-

<sup>8</sup> Die bisher an Proben von "Vertisols" und "Mollic Leptosols" (flachgründige Vertisols) durchgeführten röntgenographischen Untersuchungen weisen auf eine höchst unterschiedliche Tonmineralgarnitur dieser Böden im Untersuchungsraum von Etoscha hin. Eine als typisch für Vertisol-Bodenbildungen angesehene Dominanz von Montmorillonit liegt lediglich bei Profil Eto 10 (Mollic Leptosol; s.u.) vor. In anderen Profilen dominiert Palygorskit (Eto 7) oder ein 10 Å-Mineral der Glimmergruppe (Eto 42; s.o.). Insofern bleibt zu berücksichtigen, daß es sich bei den hier auskartierten Vertisols aus tonmineralogischer Sicht nicht um typische Böden handelt, wie sie unter anderem von KANTOR (1971: 176-177) aus Ostafrika beschrieben sind. Die tonmineralogischen Analysen werden im Rahmen des Forschungs-Kooperationsprojektes "Etoscha/Namibia" fortgeführt.

<sup>9</sup> Während der Geländekartierungen hat sich gezeigt, daß die Unterböden der Vertisols am Kontakt zum anstehenden Kalkstein selbst gegen Ende der Trockenzeit, im Monat September, noch eine Restfeuchte aufweisen.

den (Abb. 32). Die Aktivitäten der Elefanten bewirken einen fortwährenden Austrag von Bodensolum. In dem durch eine hohe Populationsdichte gekennzeichneten Raum der Wasserstellen 'Olifantsbad' und 'Aus' sind bereits zahlreiche Lösungshohlformen als Folge dieser direkt biogen bedingten Bodenerosion nahezu völlig von ihrer Vertisol-Bodenbildung entblößt (Foto 8). Mittelfristig muß davon ausgegangen werden, daß der biogene Austrag von Bodensolum die Bodenbildung bei weitem übertrifft.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand kann nicht gesagt werden, ob die in der dargestellten Form biogen geschädigten Vertisol-Standorte langfristig erneut einer Pedogenese in Richtung "Eutric Vertisol" unterliegen (Abb. 32). Die vorliegenden Beobachtungen im 'Karstveld' deuten darauf hin, daß sich in ausgedehnten Geländedepressionen mit oberflächlich anstehendem Kalkstein Böden vom Typus karbonatreicher und im Unterboden salzangereicherter Fluvisols mit vertischen Oberbodenmerkmalen bilden. Die Typlokalität dieser Sali-Calci Vertic Fluvisols ist die ausgedehnte Geländedepression der 'Gobaubvlakte' im Südosten des Etoscha N.P.. Das hier aufgenommene Profil Eto 9 (Abb. 33) zeigt ein durchweg sehr karbonatreiches, 70 cm mächtiges und texturell nicht differenziertes, toniges Sediment über einem Kalkstein. Sowohl auf der Bodenoberfläche, als auch in der Profilabfolge kommen Fragmente des Kalksteins vor. Die Bodenoberfläche ist darüber hinaus durch ein ausgeprägtes 'gilgai'-Relief ausgezeichnet (Foto 9). Ein polyedrisch-prismatisches Gefüge bleibt jedoch auf die obersten, grau bis grau-braun gefärbten (Munsell-Farbe 2,5 Y 5/0-5/2), 25 cm des Profils beschränkt. Darunter ist das Gefüge durchgehend kohärent. Standortökologisch relevant ist die bemerkenswerte Zunahme des Salzgehaltes in der Größenordnung einer Zehnerpotenz mit der Tiefe. Die Tiefenfunktion der elektrischen Leitfähigkeit zeigt einen Anstieg von EC<sub>5</sub> 0.1 mS/cm (0.06% Salzgehalt) im sehr schwach humosen Oberbodenhorizont auf rund 2.0 mS/cm (0.62% Salzgehalt = mittlere/starke Versalzung) am Kontakt zum anstehenden Kalkstein.

Fluviale Bildungen mit einem vergleichbaren Profilaufbau kommen sowohl in kleineren geschlossenen Hohlformen als auch in flachen, in den Kalkstein eingetieften Leitlinien einer periodischen Entwässerung im Gebiet der randlich zur Etoscha Pfanne gelegenen Vegetationseinheit "*Sweet Grassveld on Lime*" (Karte 6) vor (s.u.). Ein wesentlicher standortökologischer Unterschied ergibt sich gegenüber den Fluvisols der 'Gobaubvlakte' allerdings durch einen markant höheren Salzgehalt in der Größenordnung von bis zu 6.9% in den obersten 30 cm des Profils. Dies betrifft insbesondere auch die Fluvisols auf dem aktuellen Pfannenboden im Südwesten der Etoscha Pfanne mit Salzgehalten von 11.7% bei pH-Werten über 9.0, zum Teil sogar über pH 10.0, im gleichen Profilabschnitt und bis zu 13.5% in tieferen Abschnitten der Profile. Die betreffenden fluvialen Sedimente werden daher - im Unterschied zu den Sali-Calci Vertic Fluvisols der 'Gobaubvlakte'- als Vertic-Calci Salic Fluvisols (bodenkundliche Kartiereinheit D4, Karte 4) angesprochen, die dem deutlich höheren Salzgehalt Rechnung trägt. Die Salic Fluvisols werden im Zusammenhang mit der Darstellung der landschaftsökologischen Zusammenhänge der 'Etoscha

Pfanne i.w.S.' (Kapitel 3.2.3.5.) ausführlicher behandelt.

Mit der dargestellten Entwicklungsreihe der Sali-Calci Vertic Fluvisols und Verti-Calci Salic Fluvisols in topographischen Tiefpositionen wird ein weiterer Entwicklungspfad der Bodenbildung aus Kalkstein aufgezeigt (Abb. 32). Durch eine kombinierte Kalklösung, fluviale Erosion und allseitigen Eintrag karbonathaltiger Sedimente von den umgebenden Kalkflächen während der Regenzeit entwickeln sich in ausgedehnten, abflußlosen Geländedepressionen und periodischen Entwässerungsleitlinien karbonathaltige Böden, die zwar noch vertische Eigenschaften im Oberbodenhorizont aufweisen, wegen fehlender weiterer Profildifferenzierungen jedoch zu den Fluvisols im Sinne der FAO-Nomenklatur (FAO 1988: 36) zu rechnen sind. Das standortökologisch wichtigste Merkmal der Entwicklungsreihe ist eine beträchtliche Zunahme des Salzgehaltes in Richtung auf die Etoscha Pfanne zu. Die Entwicklungsreihe führt unmittelbar zur "Pfannen-Dynamik", die in Kapitel 5.2.1. ausführlicher diskutiert wird.

Wie in der Abbildung 32 dargestellt, kann ein weiterer Entwicklungspfad der Kalksteinverwitterung über Phasen der Leptosol- und Vertisol-Bodenbildungen ebenfalls zu einer "Pfannen-Dynamik" führen. Für einen direkten Übergang von den karbonatfreien Eutric Vertisols zu den, mit einem Kalkgehalt von bis zu 37% sehr karbonatreichen Sali-Calci Vertic Fluvisols liegen keine Beobachtungen vor. Da die an Senkenlagen gebundenen, tonreichen Vertisols gemäß der Gesamteinschätzung der Erodierbarkeit durch Wasser und Wind als "niedrig" zu klassifizieren sind (BEUGLER 1991: 69-70; Tab. 9), stellt der biogene Austrag von Vertisol-Solum durch Elefantenpopulationen - wie beobachtet - einen Schlüsselprozeß der pedogenetischen Entwicklung dar. Die Leptosol-Vertisol-Bodengesellschaft des 'Karstveld' tendiert jedoch zunächst auf eine geomorphodynamische Stabilität des Landschaftsraumes hin. Die Weiterentwicklung stellt die Cambisol-Vertisol-Bodengesellschaft der 'südlichen Ovambo Ebene' mit einer bereits flächendeckenden Bodenbildung größerer Entwicklungstiefe dar. Insofern muß der Begriff der "schwarzen Kleinpfannen" im Sinne von RUST (1985: 203; 250, Fig. 44) für die Vertisol-Bodenbildungen in Etoscha entsprechend den hier vorgelegten Befunden vermieden werden, da sie nicht unmittelbar zu einer "Pfannen-Dynamik" führt.

Die Beantwortung der Frage, wie sich die vom Vertisol-Solum entblößten Hohlformen pedogenetisch weiterentwickeln, hängt - neben dem Ausmaß der Entblößung - vom Gleichgewicht zwischen einer in-situ-Entkalkung und der allseitigen fluvialen bis kolluvialen Zufuhr karbonathaltiger Sedimente von den karbonathaltigen Lithic Leptosols und freiliegenden Kalksteinen der umgebenden Höhenrücken ab. Darüber hinaus ist auch ein äolischer Eintrag karbonathaltiger Sedimente zu berücksichtigen. Das nach BEUGLER (1991: 70; Tab. 9) insgesamt hohe Erosionsrisiko für die Lithic Leptosols (SLEMSA F-Index 2,5; 'Wind Erodibility Group' [WEG] 3; Gesamteinschätzung 2,75 = hoch; Karte 5a) sowie die aktualgeomorphodynamischen Verhältnissen im Gebiet des 'Karstveld' mit einer regional stark degradierten Vegetationsdecke - vor allem in der Umgebung der



'Gobaubvlakte' und der Wasserstelle Gobaub im Südosten des Etoscha N.P. mit einer "Kalkstein-Hamada" (Karte 5b; vgl. auch RUST 1985: 261; Foto 6) - bieten die Voraussetzung für eine rezent dominierende fluvial/kolluviale Umlagerung frischer, karbonathaltiger Sedimente.

Die Erosionsgefährdung der sehr karbonatreichen, und in zunehmendem Maße salzangereicherten Böden des pedogenetischen Entwicklungspfades der Sali-Calci Vertic Fluvisols und Verti-Calci Salic Fluvisols ist im Untersuchungsraum bisher quantitativ nicht zuverlässig genug einzuschätzen. Qualitativ ist davon auszugehen, daß hohe  $\text{CaCO}_3$ - und Na-Gehalte bei den tonreichen Fluvisols die Neigung zur Oberbodenverschlammung erhöhen (LANDON 1984: 129; BEUGLER 1991: 68). Die Abspülresistenz wäre damit bei den Salic Fluvisols deutlich geringer einzuschätzen als bei den Vertic Fluvisols. Die dispergierende Wirkung der Natriumsalze sollte in gleicher Richtung auch die Auswehungsresistenz herabsetzen, sobald die kohärenten Tone in leichter verwehbare Mikroaggregate der Schlufffraktion zerfallen.

Die karbonatfreien Eutric Fluvisols der bodenkundlichen Kartiereinheit D2 (Karte 4) unterscheiden sich sowohl genetisch als auch nach ihren bodenchemischen Eigenschaften von den zuvor beschriebenen Fluvisols des östlichen Teils des 'Karstveld' in Etoscha. Sie überdecken mehr oder weniger flächendeckend die Kalkkruste der Pedimentzone des 'Otavi Berglandes' ('Etoschabogen') sowie den nach Norden zu mächtiger werdenden Kalkstein der Kalahari Gruppe bis in den Raum westlich und nordwestlich von Okaukuejo. Im proximalen Abschnitt der Pedimentzone sind die fluvialen Sedimente mit einer dünnen Streu von Quarzitgeröllen vergesellschaftet. Im distalen Abschnitt verzahnen sie sich bei abnehmender Sedimentmächtigkeit mit karbonathaltigen Lithic/Rendzic Leptosols (Kartiereinheiten C2, C3 und C4) und Calcaric Regosols (Kartiereinheit C5; Karte 4). In dem durch flache Abflußrinnen gegliederten Relief unmittelbar westlich von Okaukuejo sind daher kleinräumig reliefabhängige Bodengesellschaften von karbonatfreien Eutric Fluvisols in den Rinnenpositionen und karbonathaltigen Lithic/Rendzic Leptosols auf den dazwischen liegenden Höhenrücken ausgebildet.

Bei den karbonatfreien Eutric Fluvisols (D2) handelt es sich um korrelierte Sedimente der fluvialen Abtragung primär bereits karbonatfreier Verwitterungsprodukte der anstehenden Quarzite und Phyllite der Mulden Gruppe des nördlichen Otavi Berglandes, die sich schwemmfächerförmig nach Norden ins Etoscha Becken bis auf die Höhe von 'Sprokieswood' ausgebreitet haben (Karte 4). Die 50 cm mächtige Abfolge des Profils Eto 27 (Abb. 34), 3,9 km nordöstlich der Wasserstelle 'Eindpaal', gehört zu den vergleichsweise mächtigeren fluvialen Überdeckungen des anstehenden Kalksteins (vgl. auch Profil Eto 115 bei 'Sprokieswood', Anhang A). Der rund 10 cm mächtige, dunkel graubraune, humose, sandig-lehmige  $A_{\text{H}}$ -Horizont ist -erosionsbedingt - oft nur noch im Schutze niedriger Akazien-Büsche erhalten. Die hohen Sandgehalte (43%) und Schluffgehalte (39%) unterscheiden den Oberbodenhorizont deutlich von den tieferen Profilabschnitten mit einer to-

nig-lehmigen bis lehmig-tonigen Textur. Sie weisen die obersten 10 cm des Profils insbesondere als ein Produkt sekundärer äolischer Umlagerung der fluvialen Sedimente aus. Die Textureigenschaften und die geringe Aggregatstabilität der leicht zu einem Einzelkorngefüge zerfallenden, nur schwach verkitteten Subpolyeder begründen nach BEUGLER (1991: Tab. 9; Abb. 65; Karte 3) eine "mittlere-hohe" potentielle Erodierbarkeit der Oberböden sowohl durch Wasser als auch durch Wind (Karte 5a; Abb. 11). Aktuelle Bodenerosionsschäden sind im Raum 'Eindpaal/Sprokieswood' verbreitet (Karte 5b).

Die Karbonatfreiheit des Solums bedingt eine schwach-sehr schwach saure Bodenreaktion zwischen pH 6.3 und 6.8, die gegen die mittel alkalische Bodenreaktion um pH 7.9 der Sali-Calci Vertic Fluvisols der 'Gobaubvlakte' deutlich kontrastiert. Bei einem als "niedrig" zu klassifizierenden Phosphatgehalt (PDL) von 23 mgP/kg im humosen Oberboden (Probe 27-A) (Tab. 10) ist die  $KAK_{pot}$  mit 21.5-22.0 mval/100g Boden immerhin als "mittel" zu bewerten (Tab. 13). Hinsichtlich der Kationenbelegung dominiert Calcium mit einem prozentualen Anteil zwischen 57% und 64%. Diagnostisches Merkmal der Eutric Fluvisols ist eine hohe Basensättigung zwischen 92% und 93%.

Die Vegetationsgesellschaft der karbonatfreien "Eutric Fluvisols" (D2) entspricht bemerkenswerterweise derjenigen der sehr karbonatreichen Lithic Leptosols und Rendzic Leptosols der bodenkundlichen Kartiereinheit C3 unmittelbar am Südrand der Etoscha Pfanne (s.u.). Auf den gleichermaßen flachgründigen Standorten dominieren Baumarten von *Colophospermum mopane* in den Beständen zu 95% bis 100% (*Community 8*, LE ROUX 1980: 91; Karte 6). *Catophractes alexandri* und verschiedene *Acacia*-Arten können physiognomisch lokal von Bedeutung sein. Eine vegetationsgeographische Besonderheit und touristische Attraktion ist der sogenannte "Geisterwald" (afrikaans 'Sprokieswood') mit einem nahezu reinen Bestand von *Moringa ovalifolia* auf lediglich 26 cm mächtigen Eutric Fluvisols über anstehendem Kalkstein (Profil Eto 115 in Anhang A).

Demgegenüber werden die physiologisch flachgründigen Sali-Calci Vertic Fluvisols in den ausgedehnten, geschlossenen Geländedepressionen (afrikaans 'turf pans') des 'Karstveld' durch überwiegend annuelle Grasgesellschaften charakterisiert (Karte 6: *Community 7* nach LE ROUX 1980: 88-90). Die Grasgesellschaften der 'Gobaubvlakte' und der 'Ombikavklate' mit *Aristida adscensionis* und *Antheophora schinzii* sind bedeutende Weidegebiete. Lokal können auch Buschformen von *Acacia kirkii* und *Catophractes alexandri* größere Flächen einnehmen. Am unmittelbaren Rand der Geländedepressionen ist auf Lithic Leptosols des anstehendem Kalkstein die gleiche Vegetationsgesellschaft des 'Mopane Treeveld' (*Community 8*, LE ROUX 1980: 91-93) verbreitet, wie sie zuvor für die Eutric Fluvisols beschrieben wurde und wie sie auch für den Südrand der Etoscha Pfanne typisch ist (Karte 4; s.u.).

Die weitaus größte Fläche des 'Karstveld' gehört der Gruppe der 'Eastern Karst Woodlands'/'Karst Bush & Forest' an, die in eine trockenere westliche, gemischte *Colophospermum mopane*-Buschgesellschaft (*Community 9*) und eine feuchtere östliche Variante

mit der sogenannten 'Marula Assoziation' (Community 13) und einer *T. prunioides*/*S. africana*-Wald-Gesellschaft (Community 14) im Raum südlich von Namutoni gegliedert werden kann (LE ROUX et al. 1988: 8) (Karte 6). Die gemischte Buschgesellschaft im westlichen Teil wird auf Lithic Leptosols und Rendzic Leptosols in der Baumschicht zu über 40% von *C. mopane*, zu rund 46% von *Combretum apiculatum* und zu etwa 6% von *Terminalia prunioides* dominiert (LE ROUX 1980: 93-94). Baum- und Straucharten stehen im Verhältnis von 1:4.1. In der Strauchschicht treten dabei vor allem jüngere Individuen der Baumformen auf. Auf den physiologisch dichteren Eutric Vertisols in den Lösungshohlräumen kommen - nach eigenen Beobachtungen - ausschließlich Strauchformen vor. Die östliche 'Marula Assoziation' ist in der Baumschicht der 'Thai-Thab' Vegetationsgesellschaft vergleichbar, die im Zusammenhang mit der Darstellung der vegetationsgeographischen Verhältnisse auf präkambrisch-altpaläozoischen Gesteinen der Damara-Orogenese beschrieben wurde (vgl. Kapitel 3.2.2.). Allgemein ist das Kronendach jedoch geschlossener, auch wenn die Spezies von *C. mopane*, *T. prunioides*, *Spirostachys africana* und - neu hinzutretend - *Commiphora pyracanthoides* eine geringere Wuchshöhe als in der 'Thai-Thab' Gesellschaft erreichen (LE ROUX 1980: 99).

#### 3.2.3.4. Die 'nördliche Ovambo Ebene' und das 'Oponono Lake Grasland' im Ovamboland

Die 'Ovambo-Pfannen-Ebene' setzt sich im Ovamboland als fluvial geprägte, 'nördliche Ovambo Ebene' bis zur Grenze nach Angola fort und bildet mit einer dichten, busch- und niedrigstämmig bis baumförmigen Mopane-Savanne einen leistenförmigen Übergangsraum zwischen dem 'Ovambo Sandveld' im Westen und dem saisonal wasserüberströmten 'Oponono Lake Grasland' im Osten (Karte 1). Das fluvial geformte 'Oponono Lake Grasland' wird über die Entwässerungsleitlinien des 'Ekuma' und des 'Oshigambo' im Westen und des 'Nipele' im Osten hydrologisch und geomorphodynamisch mit der Etoscha Pfanne verknüpft. Der 'Ekuma' entwässert während der Regenzeit die Seenplatte des 'Oponono Lake' im südlichen Ovamboland, der seinerseits die zahlreiche flachen, grasbedeckten, sogenannten 'Oshanas' des nördlichen Ovambolandes sammelt (Abb. 6). Das Einzugsgebiet des 'Oponono Lake' reicht dabei bis zur Lunda Schwelle im niederschlagsreichen Süden Angolas (Nova Lisboa: mittlerer jährlicher Niederschlag 1 386 mm; MÜLLER 1980: 294). Über den westlichen Hauptzufluß, das in zahlreiche Einzelrinnen aufgespaltene 'Etaka'-System, nimmt JAEGER (1926/27: 13-14) bei Hochwasser sogar einen aktuellen Überlauf aus dem 'Kunene' an. WELLINGTON (1938: 26-30) kann diese Annahme nach Auswertungen der Gefällsverhältnisse und Hochwassermarken im vermeintlichen Überlaufgebiet oberhalb der 'Ruacana Fälle' allerdings nicht bestätigen (Ebenda 27, Fig. 2).

Nach den Vermessungen von WELLINGTON (1938: 23) berechnet sich für die Oshanas des nördlichen Ovambolandes ein Gefälle von durchschnittlich 0.2°/oo; dieser

Wert entspricht etwa dem Niedrigwasserspiegelgefälle der Mäanderstrecke der Donau unterhalb von Regensburg (BUCH 1988: 33). Südlich von 'Ondangwa' versteilt sich das Gefälle bis zur 'Ekuma'-Mündung auf einen durchschnittlichen Wert von  $0.4^{\circ}/\infty$ . Eine markante Gefällsversteilung stellt sich dabei allerdings erst im Unterlauf des 'Ekuma', mit dem Eintritt in die 'Ovambo-Pfannen-Ebene' an der Nordgrenze des Etoscha N.P. ein. Bevor die deltaförmige Sedimentschüttung auf den Boden der Etoscha Pfanne erreicht wird (Foto 10), ist das Gefälle im aktuellen Bett des Ekuma auf den letzten 6.5 Fluß-Kilometern mit  $0.3^{\circ}/\infty$  allerdings gegenläufig!

Die fluviale Formung des Landschaftsraumes des 'Lake Oponono Grasland' beschränkt sich nach den vorliegenden Beobachtungen auf einen Zeitraum vom Beginn der Hauptregenzeit im Monat Januar bis zum Ende der ersten Hälfte der Trockenzeit in den Monaten Juni (DU PLESSIS 1991b: mündl. Mitt.) beziehungsweise Juli im Jahre 1909 (JAEGER 1926/27: 14)<sup>10</sup>. Nur während dieser Zeit findet ein Transport schwach bis mäßig karbonathaltiger, Fein- bis Mittelsande statt (Profil Ova 7, Abb. 35; zur Lage des Profils vgl. Karte 8). Der geringe Gehalt der Korngrößenfraktionen  $< 63 \mu\text{m}$  am gesamten Korngrößenspektrum der Sedimente erklärt dabei die von JAEGER (1926/27: 14) mitgeteilte Beobachtung, daß auch die Hochflut überwiegend klares Wasser aufweist. Die elektrische Leitfähigkeit fluvial transportierter Sande am südlichen Rand eines flachen Restsees wurde im Profil Ova 7 mit Werten von EC5 um  $10 \text{ mS/cm}$  gemessen.

Die fluvialen Sande überdecken in den Landschaftsräumen des 'Oponono Lake Grasland' und der 'nördlichen Ovambo Ebene' flächendeckend, aber offensichtlich in geringer Mächtigkeit zwischen 60 cm und 20 cm einen fahl oliven bis hell oliv-grauen (5 Y 6/3-6/2), glaukonitischen, primär karbonatfreien und örtlich schluffigen Sandstein bis (sandigen) Siltstein der hangenden Sedimentfolge der Kalahari Gruppe ('Andoni Formation') (Abb. 35; vgl. auch Profile Ova 5, Ova 7, Ova 8 und Ova 9 im Anhang A). Lokal mächtigere Sandbedeckungen (über 90 cm) sind an geschlossene Hohlformen gebunden, die als Sedimentfallen fungieren (s. Profil Ova 6). Die oberflächennahe Verbreitung dieses olivfarbenen Sand-/Siltsteins im südlichen Ovamboland und angrenzenden Etoscha N.P. ist auf Grundlage der bisherigen Beobachtungen in der Abbildung 35 dargestellt. Demnach kann davon ausgegangen werden, daß der olivfarbene Sand-/Siltstein regelhaft in Reliefpositionen bis zu rund 1 090 m.ü. NN ansteht. Mit Ausnahme des Profils Ova 10 (s.u.) wurde in allen höhergelegenen Reliefpositionen der 'Ovambo-Pfannen-Ebene', sowohl im Bereich der Pfannenböden (1 091-1 097 m.ü. NN) als auch auf den umrahmenden Flächen (1 100-1 120 m.ü. NN), ein Kalkstein beziehungsweise ein sandiger Kalkstein bis karbonathaltiger Sandstein der Hangendfolge der Kalahari Gruppe nachgewiesen. Lediglich

10

Während der eigenen Kartierungen im südlichen Ovamboland vom 19.-21. August 1991 war die im April 1991 noch ausgedehnte Seenfläche des 'Oponono Lake' (DU PLESSIS 1991b: mündl. Mitt.) bis auf einen flachen Restsee an der Westflanke, im Gebiet des einmündenden 'Etaka', vollständig ausgetrocknet. Auch beim Ausfluß des beginnenden 'Ekuma' waren die nur wenige Meter in das Flachrelief eingesenkten Abflußrinnen bis auf flache Wassertümpel in Kolken trockengefallen.

im barometrisch eingemessenen Profil Ova 10, einem unmittelbar am Nordzaun des Etoscha N.P. gelegenen "Ovambo-Brunnen", geht der rund 3 m mächtige Kalkstein bereits in einer Höhenlage um 1 099 m ü. NN fließend in einen olivfarbenen, schluffigen Feinsandstein über. Weitere Befunde zur lithostratigraphischen Gliederung der Hangendfolge der Kalahari Gruppe im Untersuchungsraum werden in Kapitel 4.2.2. mitgeteilt.

Der abrupte Schichtwechsel von den hangenden, mäßig bis stark verfestigten Sanden zu dem liegenden, kohärenten olivfarbenen Sand-/Siltstein prägt zusammen mit der Reliefposition maßgeblich die Pedogenese im südlichen Ovamboland (Abb. 35). Die physiologisch äußerst flachgründigen Dystric Planosols der 'nördlichen Ovambo Ebene' sind die typischen Standorte der Mopane-Buschsavanne oberhalb der rezenten Hochflutgrenze (Profil Ova 9, Anhang A). Die lediglich 18 cm mächtigen Decksande des Profils Ova 9 sind vollständig entkalkt. Das pedogenetisch und standortökologisch wichtigste Merkmal dieser gering entwickelten Böden sind allerdings die schichtungsbedingten Stauwassermerkmale. Entsprechende Bodenbildungen kennzeichnen auch die Höhenrücken zwischen den Oshanas im 'Oponono Lake Grasland' (Profil Ova 5, Anhang A). Diese ebenfalls hochwasserfreien Reliefpositionen sind traditionell die bevorzugten Siedlungsplätze der Ovambos. Die Stauwasserbeeinflussung wird im Profil Ova 5 durch eine schwache Rostfleckung an der Basis der immerhin rund 60 cm mächtigen, entkalkten Decksande dokumentiert. In Richtung der Tiefenlinien einer periodischen Entwässerung schließen sich mit fließendem Übergang Stagnic Solonetz (Profil Ova 8) und Gleyi-Salic Fluvisols (Profil Ova 7) an. Über diese Bodencatena wird zum einen ein zunehmender Salzgehalt der Böden angezeigt; zum anderen vollzieht sich ein Wandel im Bodenwasserregime von einer Stauwasser- zu einer Grundwasserbeeinflussung. Salzkrusten mit einer Dicke von wenigen Millimetern umrahmen allerdings nur die verbrackenden Restseen (Profil Ova 7). Die durch einen tief dunkelgrauen (10 YR 3/1), humosen  $A_h$ -Horizont ausgezeichneten Humi-Gleyi Salic Fluvisols in geschlossenen Geländedepressionen (Profil Ova 6) sind regional nur von untergeordneter Bedeutung. Sie ergänzen jedoch das Bild von der, nach dem heutigen Kenntnisstand der Kartierungen im südlichen Ovamboland dargestellte, Vergesellschaftung reliefabhängiger Bodenbildungen des 'Oponono Lake Grasland'.

#### 3.2.3.5. Die 'Etoscha Pfanne'

Dem Landschaftsraum der 'Etoscha Pfanne i.w.S.' kommt im Rahmen der Untersuchungen zum känozoischen Klima- und Umweltwandel sowie zur Klimasensibilität und Geomorphodynamik im Norden Namibias zweifellos die größte Bedeutung zu. Dabei darf freilich nicht übersehen werden, daß die im 1. Kapitel formulierten Fragestellungen nur dann befriedigend beantwortet werden können, wenn dies auf der Grundlage einer umfassenden Inventarisierung der geographisch-landschaftsökologischen und geomorphologischen Zusammenhänge des Großraumes erfolgt. Es sei an dieser Stelle nochmals darauf hingewie-

sen, daß die im Osten des Etoscha N.P. gelegene "Etoscha Pfanne" als morphologische Form begrifflich klar vom "Etoscha Becken" zu unterscheiden ist. Wie bereits ausgeführt, stellt das Etoscha Becken seit dem Oberkarbon einen geschlossenen Sedimentationsraum im geologisch-tektonischen Sinne dar (s. Seite 42). Die im Süden dieses großen Sedimentationsraumes gelegene, abflußlose Abtragungshohlform der Etoscha Pfanne bildet mit einer durchschnittlichen Höhenlage von 1 080 m ü. NN den tiefsten Punkt im Norden Namibias.

Der in der vorliegenden Arbeit als 'Etoscha Pfanne' bezeichnete Landschaftsraum umfaßt nicht nur den aktuellen Pfannenboden der Etoscha Pfanne, sondern auch die im Rahmen der quartären Landschaftsgeschichte des Raumes genetisch unmittelbar zuzuordnenden Formen der umrahmenden Flächen mit einer eigenständigen vegetationsgeographischen und bodengeographischen Ausstattung (Karte 1). Aus quartärmorphologischer Sicht ist insbesondere auch das 'Kalahari Sandveld' im Nordosten des Etoscha N.P. mit einer Trockenwald-Gesellschaft ('*North Eastern Sandveld*', *Community 20*; Karte 6) der Etoscha Pfanne zuzurechnen. Ansonsten ist der Landschaftsraum durch offene Grassavannen mit unterschiedlicher Artenzusammensetzung (*Community 1-5*; Karte 6) beziehungsweise durch überwiegend vegetationsfreie Flächen im Bereich des Pfannenbodens gekennzeichnet.

Der solchermaßen definierte Landschaftsraum der 'Etoscha Pfanne i.w.S.' läßt sich gegen das 'Ovambo Sandveld' und die 'südliche Ovambo Ebene' im Westen durch die 1120 m-Isohypse abgrenzen. Damit würde zunächst auch die 'Ovambo-Pfannen-Ebene' - aus formungsdynamischer Sicht begründet - als Teil der Etoscha Pfanne i.w.S. aufgefaßt. Es wird allerdings noch zu zeigen sein, daß die zahlreichen Pfannen der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' im Verlauf der quartären Landschichtgeschichte gegenüber der ausgedehnten Etoscha Pfanne (4 760 km<sup>2</sup>) eine durchaus eigenständige Entwicklung erfahren haben. Da sich auch die vegetationsgeographische und bodengeographische Ausstattung des Raumes (s.o.) von derjenigen der 'Etoscha Pfanne' unterscheidet, wird die 'Ovambo-Pfannen-Ebene' als eigenständiger Landschaftsraum in Etoscha ausgegliedert. Die Abgrenzung der 'Etoscha Pfanne i.w.S.' im Süden orientiert sich an der vegetationsgeographisch scharfen Grenze zwischen der offenen Grassavanne des '*Sweet Grassveld on Lime*' (*Community 1*; s.u.) am unmittelbaren Pfannenrand und den '*Karst Bush & Forest*'-Gesellschaften des 'Karstveld' (s.o.; Karte 6); sie folgt damit der 1090 m-Isohypse im Osten (Raum 'Namutoni') sowie der 1100 m-Isohypse im Westen (Raum 'Okaukuejo').

Der über den Ekuma nach Süden zur Etoscha Pfanne i.e.S. (= Pfannenboden; vgl. Abb. 36) abgeleitete Abfluß ist nach den vorliegenden aktuellen Beobachtungen, ebenso wie nach den historischen Reisebeschreibungen vom Beginn dieses Jahrhunderts in Anbetracht des großen Einzugsgebietes des 'Oponono Lake' im nördlichen Ovamboland und südlichen Angola (Abb. 6) erstaunlich gering. Auch wenn bisher keine systematischen Messungen des Abflusses - und insbesondere des Hochwasserabflusses - des 'Ekuma' im Etoscha N.P. durchgeführt werden, so müssen dennoch den Berichten der Ranger der Na-

tionalparkverwaltung vertraut werden, die in den letzten 10 Jahren niemals erlebt haben, daß der Westen und Nordwesten des Bodens der Etoscha Pfanne durch den Abgang des 'Ekuma' vollständig überflutet war (RANGER VON OKAUKUEJO 1989a: mündl. Mitt.). Stehendes Wasser in einer Höhe von wenigen Zentimetern wurde lediglich unterhalb des 'Ekuma Deltas', in der 'Oshigambo Bucht' und in einer schmalen Rinne entlang des Südrandes der 'Oshigambo Halbinsel' beobachtet (Abb. 36). Im Raum 'Okondeka', im Westen, wurde eine Wasserbedeckung nur am Pfannenrand von Rangern tatsächlich beobachtet. Die Verhältnisse zum Zentrum des Pfannenbodens hin sind während der Regenzeit unbekannt. Auch die von JAEGER (1926/27: 15) zusammengetragenen Beobachtungen von Ortsansässigen können im Verlauf des ersten Viertels dieses Jahrhunderts keine vollständige Wasserbedeckung des westlichen Teils der Etoscha Pfanne belegen. Dies widerspricht nicht der Mitteilung von RUST (1985: 205), der - ebenfalls nach Auskunft von Rangern in Okaukuejo - von einer Flutung der Etoscha Pfanne während der überdurchschnittlich ergiebigen Regenzeit 1977/78 (+40% Abweichung vom langjährigen, saisonalen Niederschlags-Mittelwert [1960/61-1988/89] der Station Okaukuejo; ENGERT 1992b: mündl. Mitt.) berichtet. Auch nach den außerordentlich ergiebigen Niederschlägen der Regenzeit 1933/34 mit bis zu 900 mm im Ovamboland soll nach LEUSNER (1936: 425) eine Flutung der Etoscha Pfanne bis zum Ende des Jahres 1934 angehalten haben. Entsprechende Berichte müssen allerdings äußerst kritisch beurteilt werden, da bis zur Einsatzmöglichkeit moderner Fernerkundungsmethoden die Gesamtfläche der Etoscha Pfanne der direkten Beobachtung nicht zugänglich war. Die aktuellen wie historischen Berichte stimmen jedoch darin überein, daß eine längeranhaltende Flutung zumindest größerer Flächen der Randzonen der Etoscha Pfanne nur ausnahmsweise nach außergewöhnlich hohen Niederschlägen in den Einzugsgebieten vorkommt.

Auch der Sedimenteintrag über den 'Ekuma' auf den Pfannenboden ist offensichtlich nur gering. Die geomorphologischen und sedimentologischen Befunde sprechen für eine überwiegende Akkumulation der transportierten Sande als Uferwallfazies im Bereich des Deltas selbst, jedoch kaum darüber hinaus (Foto 10). Nach der Konfiguration des 'Ekuma Deltas' (Abb. 36) erfolgt die überwiegende Sedimentation in jüngerer Zeit im Bereich des zentralen und östlichen Mündungsarmes der insgesamt drei Haupttrinnensysteme. Das Bett des unteren 'Ekuma' ist unmittelbar auf dem bereits aus dem südlichen Ovamboland beschriebenen primär karbonatfreien, olivfarbenen Sandstein der 'Andoni Formation' der 'Kalahari Gruppe' ausgebildet. RUST (1985: 205) bezeichnet diesen Sandstein als "Ekuma-Sandstein". Das in einer aktuell durchflossenen Rinne des unteren 'Ekuma' aufgenommene Profil Eto 51 (Karte 8) zeigt eine lediglich 50 cm mächtige Abfolge von karbonatarmen bis schwach karbonathaltigen Sanden über dem anstehenden, olivfarbenen Sandstein (vgl. Anhang A). Bereits ab 25 cm unter der Geländeoberkante (GOK) läßt sich textuell eine Vermischung der dominant mittelsandigen Sedimente mit dem verwitterten Anstehenden zwischen 50 cm und 74 cm unter GOK nachweisen. Die Abfolge ist durchweg

extrem salzhaltig mit Werten der elektrischen Leitfähigkeit (EC<sub>5</sub>) zwischen 6.8 mS/cm und 13.7 mS/cm, wobei das Maximum am Kontakt zum frischen Sandstein auftritt.

Der 'Oshigambo', der rund 10 km östlich des 'Ekuma Deltas' die Etoscha Pfanne erreicht, entwässert Teile des östlichen Ovambolandes (Abb. 6). Sein Einzugsgebiet, das ebenfalls bis nach Südafrika reicht, ist jedoch deutlich kleiner als das des 'Ekuma'. Nach geomorphologisch-sedimentologischen Kartierungen ist die Menge an Sedimenten, die über den 'Oshigambo' auf den Boden der Etoscha Pfanne transportiert werden, als noch geringer einzuschätzen als zuvor für den 'Ekuma' dargestellt. Die Mündung des 'Oshigambo' ist trichterförmig ausgebildet (Abb. 36); ein vorgelagerter Schwemmfächer - wie beim 'Ekuma' - ist nicht ausgebildet.

Nach den vorliegenden Beobachtungen ist der östliche Teil der Etoscha Pfanne während der Regenzeit häufiger und in größerer Höhe von Wasser überflutet. JAEGER (1926/27: 15) zitiert den während der deutschen Kolonialzeit in der Festung Namutoni stationierten Grafen SAURMA mit den Worten: *"In guten Regenjahren steht in den Monaten Februar bis Mai die Osthälfte der Pfanne und namentlich die Namutonibucht unter Wasser, desgleichen die Onandovapfanne<sup>11</sup>. Wenn dann im Juni, Juli das Wasser zurücktritt, wächst auf dem trocken werdenden Rand ein ganz feines, bis 25 cm hoch werdendes Gras, das vom Wild sehr gerne gefressen wird. Vom Wind abgeweht, verschwindet es im August wieder, in trockenen Jahren auch schon früher. In den Jahren 1905 und 1906 stand die Namutonibucht und die Onandovapfanne voll Wasser, Tiefe bis etwa 1/2 m. Der Wasserspiegel ging in diesen Jahren bis im April über Springbockfontein hinaus und erreichte die Gegend von Daniab, Nabuchus"*. Den exakten Beschreibungen des Grafen SAURMA ist lediglich hinzuzufügen, daß sich in den Buchten am Ostrand der Etoscha Pfanne ('Andoni Bucht', 'Stinkwater Bucht' und 'Namutoni Bucht') der Wasserstand von 0.5 m bei stürmischen Winden aus westlichen Richtungen durch Wellenschlag bis auf 1 m erhöhen kann (RANGER VON NAMUTONI 1989a: mündl. Mitt.). Die Wasserbedeckung dauert nach den vorliegenden Beobachtungen jedoch selten länger als einen Monat nach Beginn der Überflutung (LINDEQUE & ARCHIBALD 1991: 130). Lediglich in Jahren einer überdurchschnittlich hohen Flut - sogenannten 'efundja'-Jahren - kann ein dünner Wasserfilm den Pfannenboden bis in den August hinein bedecken (BERRY 1972, zit. nach LINDEQUE & ARCHIBALD 1991: 130). Während der Geländearbeiten im April 1991 war die Gesamtfläche des Bodens der Etoscha Pfanne oberflächenhaft bereits vollständig abgetrocknet. Im westlichen, künstlich aufgestauten Teil der Fisher's Pan war nur noch eine flache Wasserbedeckung von schätzungsweise 10 cm erhalten.

Die regelmäßige und höhere Wasserbedeckung der Osthälfte der Etoscha Pfanne ist unter Berücksichtigung der enormen Verdunstung nicht durch die lokalen Niederschläge zu erklären (s. Kapitel 3.3.1. und 3.3.2.). Sie ist vielmehr eine direkte Folge der ho-

<sup>11</sup> Der Name 'Onandovapfanne' bezeichnet die sogenannte 'Fisher's Pan' nordöstlich des heutigen Touristenlagers 'Namutoni'. Die Fisher's Pan ist über einen schmalen Verbindungsschlauch mit der Etoscha Pfanne (Namutoni Bucht) verbunden.



hen Abflüsse über den Omuramba Ovambo und Omuramba Omathiya die in die 'Fisher's Pan' einmünden (vgl. auch JAEGER 1926/27: 13) (Abb. 6 und Abb. 36). Der 'Omuramba Ovambo' entwässert mit seinen Zuläufen den südlichen Abschnitt eines im Nordosten Namibias sowie den angrenzenden Staaten weitverbreiteten Systems roter Längsdünen (s. Kapitel 4.3.1.). Sein Einzugsgebiet reicht bis in die Gegend nördlich von 'Grootfontein' mit Jahresmittel-Niederschlägen zwischen 500 mm und 600 mm (VAN DER MERWE 1983: 10). Das kleine Einzugsgebiet des 'Omuramba Omathiya' liegt im Bereich der Nordabdachung des 'Otavi Berglandes' nördlich von 'Tsumeb' mit vergleichbar hohen Niederschlägen. Die beiden Zuflüsse bewirken eine nahezu alljährliche Flutung der 'Fisher's Pan', wobei allerdings die absolute Wassermenge und die Dauer der aquatischen Verhältnisse starken Schwankungen von Jahr zu Jahr unterworfen ist (LINDEQUE & ARCHIBALD 1991: 130). Ein vergleichsweise geringerer, aber dennoch bemerkenswerter Zufluß erfolgt nach Beobachtungen der RANGER VON NAMUTONI (mündl. Mitt. 1989b) jedoch auch über den westlich der 'Poacher's Point'-Halbinsel einmündenden Nipele (Abb. 6). Das Einzugsgebiet des 'Nipele', das sich östlich an das des 'Oshigambo' anschließt, umfaßt ebenfalls Teile des östlichen Ovambolandes mit den Ausläufern des Längsdünensystems des Kavangolandes.

Die beschriebenen, saisonal aquatischen Verhältnisse im Ostteil der Etoscha Pfanne, einschließlich der Fisher's Pan sind aus demökologischer sowie geomorphodynamischer Sicht von herausragender Bedeutung. Die demökologische Bedeutung sei nachfolgend am Beispiel der Flamingo-Populationen nach BERRY (1972), HERDTFELDER (1984: 48, 52) und LINDEQUE & ARCHIBALD (1991: 131) verdeutlicht. Die Etoscha Pfanne ist das einzige bekannte, regelmäßig genutzte Brutgebiet für Flamingos im südlichen Afrika. Es handelt sich dabei sowohl um den Großen Flamingo (*Phoenicopterus ruber*) als auch um den Kleinen Flamingo (*Phoenicopterus minor*), die jeweils unterschiedliche Nahrungsnischen besetzen. Während der Kleine Flamingo in seichterem Wasser lebt, ist der Große Flamingo eher an tieferes Wasser adaptiert. Im Jahre 1971 wurden von BERRY rund 1 Million Flamingos (hauptsächlich *P. minor*) auf der Etoscha Pfanne gezählt, wobei wenigstens 10% der Population brütete. Die Erfahrungen der vergangenen Jahrzehnte zeigen jedoch, daß der Bruterfolg ökologisch sensibel von der Wassertiefe und der Dauer der aquatischen Verhältnisse abhängt. Seit 1956 wurden bisher lediglich sieben erfolgreiche Brutperioden registriert. Sowohl ein zu schnelles Austrocknen als auch eine zu hohe Überflutung birgt die Gefahr des Brutverlustes in sich. Die Wasserbedeckung des flachen Pfannebodens schützt die Brutkolonien der Flamingos zunächst gegen Räuber wie Schabrackenschakale (*Canis mesomelas*) und Hyänen (*Hyaena brunnea* und *Crocuta crocuta*). Sobald das Wasser jedoch zu früh verdunstet, verlassen die Alttiere das Brutgelege und die Jungtiere sind den Räufern ausgesetzt, wie es im Juni 1969 vorkam. Andererseits führte im November 1964 eine Überschwemmung der Nester im Zentrum der Etoscha Pfanne zu einem Totalverlust der Brutgelege.

Die geomorphodynamische Bedeutung saisonal aquatischer Verhältnisse im Prozeßgefüge der "Pfannengenesse" werden in den Kapiteln 4.3.3. und 5.2.1. umfassend diskutiert. Die Befunde, die nach den Beobachtungen im Ostteil der Etoscha Pfanne beizutragen sind, können zunächst folgendermaßen zusammengefaßt werden:

Die Osthälfte der Etoscha Pfanne gehört mit einer Höhenlage zwischen 1 077 m ü. NN und 1 080 m ü. NN zu den am tiefsten gelegenen Teilen des Pfannenbodens insgesamt. Nach den niedergebrachten Bohrungen (Profile Eto 93, Eto 96 und Eto 101) treten aber gerade hier die geringsten Sedimentmächtigkeiten im Bereich des Pfannenbodens von unter 100 cm und örtlich lediglich 43 cm auf. Darunter steht ein grüner Siltstein als Teil der Hangendfolge der Kalahari Gruppe an. Die geringe Sedimentmächtigkeit im Bereich der tiefergelegenen Teile des Pfannenbodens ist zunächst erstaunlich, da auf Grund der längeren aquatischen Verhältnisse auch von einer erhöhten Sedimentation ausgegangen werden könnte. Daß dies nicht der Fall ist, liegt unter anderem darin begründet, daß die 'Fisher's Pan' als Sedimentfalle fungiert. Die geomorphologisch-sedimentologische Situation der 'Fisher's Pan' verdeutlicht die Abbildung 37. Der 'Omuramba Ovambo' und der 'Omuramba Omathiya' schütten jeweils große Schwemmfächer auf den Ostteil der Fisher's Pan. Die Bohrung Eto 52 (Anhang A) ergab zudem mit über 260 cm eine Sedimentmächtigkeit im Bereich des östlichen Pfannenbodens der 'Fisher's Pan', die im Bereich der Etoscha Pfanne ansonsten nirgendwo erreicht wird. Im Westen der 'Fisher's Pan' wird ein Teil der Sedimente durch den Verbindungsschlauch transportiert und ebenfalls als Schwemmfächer auf den Boden der Etoscha Pfanne geschüttet. Ein verminderter Sedimenteintrag einerseits und eine, über eine längere Durchfeuchtung des Pfannenbodens gesteuerte, intensivere chemische Verwitterung des anstehenden, grünen Siltstein der Kalahari Gruppe andererseits, kennzeichnet die Situation im Bereich des östlichen Pfannenbodens der Etoscha Pfanne. Damit liegen offensichtlich auch die günstigen Voraussetzungen vor, die über einen äolischen Austrag von geringmächtigen Sedimenten und angewittertem Anstehenden während der Trockenzeit zu einer langfristigen Tieferlegung des Pfannenbodens parallel zur Oberfläche führen. Insofern ist die Osthälfte der Etoscha Pfanne im Rahmen der Entwicklung als geschlossene Abtragungshohlform am weitesten entwickelt. Die Befunde können im Hinblick auf die Pfannen-Genese verallgemeinert werden:

"Pfannen", verstanden als geschlossene Abtragungshohlformen, sind das Ergebnis eines langfristig dominierenden Sedimentaustrages gegenüber dem Sedimenteintrag, der im wesentlichen über die Zuflüsse erfolgt. Der Sedimenteintrag ebenso wie der Sedimentaustrag sind klimatisch gesteuerte Prozesse. Die Wirksamkeit des überwiegend äolischen Sedimentaustrages während der Trockenzeit, der zu einer erosiv-denudativen Tieferlegung des Pfannenbodens führt, hängt dabei wesentlich von den aquatischen Verhältnissen während der Regenzeit ab.

Diese Vorstellungen werden nach weiteren, in den Kapiteln 4.2.4., 4.3.2., 4.3.3. und 5.2.1.

mitgeteilten Befunden noch ausführlicher zu diskutieren sein.

Hydrologisch und sedimentologisch völlig andere Verhältnisse kennzeichnen den westlichen und südlichen Rand der Etoscha Pfanne. Am Westrand erreicht kein Zufluß die Etoscha Pfanne. Die Sedimentumlagerung vollzieht sich hier lediglich über eine kurze Distanz vom Pfannenrand, der von pfannenrand-parallel verlaufenden, Dünenwällen begleitet wird, zum Pfannenboden. Die Sedimente dieses Spülsaumes erreichen nach den Befunden der Bohrungen Eto 45 ('Logan's Island') und Eto 135 (10 km östlich der Wasserstelle 'Okondeka') Mächtigkeiten von 125 cm beziehungsweise 67 cm (vgl. Anhang A). Im Liegenden der Sedimente steht im Profil Eto 45 ein olivfarbener Sandstein und im Profil Eto 135 ein grüner Siltstein der Hangendfolge der 'Kalahari Gruppe' ('Andoni Formation') an.

Am Südsaum der Etoscha Pfanne entwässern zahlreiche, oft nur wenige Meter bis einige hundert Meter breite und flach in den Kalkstein eingesenkte Entwässerungssysteme die Grassavanne des 'Sweet Grassveld on Lime' (LE ROUX 1980: 74-81; LE ROUX et al. 1988: 6-8). Eines dieser Entwässerungssysteme erreicht die Etoscha Pfanne auf der Höhe der Quelle 'Springbokfontein' und schüttet einen etwa 3 km breiten Schwemmfächer auf den Pfannenboden. Östlich und südöstlich von Okaukuejo greifen einige Entwässerungssysteme auch weiter nach Süden ins 'Karstveld' aus. Das größte dieser Entwässerungssysteme, das Rinnensystem von 'Gaseb', weist einen bis zu 1 km breiten, ebenen Talboden auf und schüttet bei 'Pan' ebenfalls einen größeren Schwemmfächer auf den Boden der Etoscha Pfanne. Ausgehend von der Mündung dieses Entwässerungssystems zieht sich auf dem Pfannenboden eine, am Beginn mehrfach in einzelne Äste aufgespaltene, parallel zum Pfannenrand verlaufende Rinnenform nach Osten. Die Rinnenform erweitert sich auf der Höhe der Lokalität 'Etoscha' trichterförmig zum Ostteil des Pfannenbodens (Abb. 36).

Die Entwässerungssysteme des Südsaumes der Etoscha Pfanne und des angrenzenden 'Karstveld' sammeln lediglich den lokalen Gebietsniederschlag und leiten ihn zur Pfanne ab. Nach den vorliegenden Beobachtungen führt dies zwar meist nur zu einer kurzfristigen, aber immerhin regelmäßigen, flachen Wasserbedeckung pfannenrandnaher Zonen des südlichen Pfannenbodens (RANGER VON NAMUTONI 1989c: mündl. Mitt.). Die Abflüsse bei 'Springbokfontein' machen nahezu jedes Jahr eine Instandsetzung der Piste notwendig. Lediglich einen geringen Beitrag zur Wasserbedeckung des südlichen Pfannenbodens leisten die Schichtquellen am Südrand ('Kapupuhedi', 'Ondongab', 'Sueda', 'Salvadora', 'Springbokfontein', 'Okerfontein' und 'Twee Palms') und südlichen Westrand ('Okondeka') der Etoscha Pfanne. Selbst der Ausfluß der Schichtquellen mit einer stärkeren Schüttung, 'Okondeka' und 'Okerfontein', reicht höchstens einige hundert Meter weit auf den Pfannenboden. Die meisten der genannten Schichtquellen trocknen bereits unmittelbar nach dem Ende der Regenzeit aus. Chemische Wasseranalysen der Schichtquellen weisen insbesondere für die Lokalitäten am südwestlichen Rand der Etoscha Pfanne ('Okondeka', 'Kapupuhedi' und 'Sueda') überdurchschnittlich hohe Werte

der elektrischen Leitfähigkeit von  $> 1\ 000\ \text{mS/m}$  (bei  $25^\circ\text{C}$ ) aus; die Calcium- und Magnesium-Gehalte sind mit  $30 - < 100\ \text{mg/l}$  beziehungsweise  $< 200\ \text{mg/l}$  vergleichsweise gering (Karte 3). Diese Meßwerte unterscheiden sich deutlich von den Analysen der Grundwässer von Quellen im südöstlichen 'Karstveld' mit Calcium-Gehalten von überwiegend über  $200\ \text{mg/l}$  (lokal sogar über  $300\ \text{mg/l}$ ) und Magnesium-Gehalten von durchweg über  $200\ \text{mg/l}$  (lokal über  $400\ \text{mg/l}$ ); die Werte der elektrischen Leitfähigkeit liegen hier unter  $400\ \text{mS/m}$  (bei  $25^\circ\text{C}$ ), lokal ('Tkai Tkab') sogar unter  $150\ \text{mS/m}$  (bei  $25^\circ\text{C}$ ) (vgl. ausführlicher GAMMER 1993).

Obwohl der überwiegende Teil des Bodens der Etoscha Pfanne völlig vegetationsfrei ist, gibt es einige Gebiete, die während der Geländearbeiten zwischen den Jahren 1989 und 1991 stabil von einer lichten bis mehr oder weniger geschlossenen Grasgesellschaft von Pionierarten und Halophyten bedeckt waren (Abb. 38). Als typische Vergesellschaftung der Etoscha Pfanne, die darüber hinaus auch am Pfannenrand und in den Tiefenlinien einer saisonalen Entwässerung auftreten kann, faßt DU PLESSIS (1989c: mündl. Mitt.) die perenierenden Gräser *Sporobolus spicatus*, *S. tenellus*, *Odyssea paucinervis* und *Monelytrum luederitzianum* sowie die anuellen Gräser *Eragrostis porosa* und *Chloris virgata* auf. Die Grasflächen der Etoscha Pfanne werden während der Trockenzeit nach eigenen Beobachtungen von Streifengnuss (*Connochaetes taurinus*; BERRY 1980), Oryxantilopen (*Oryx gazella*), Springböcken (*Antidorcas marsupialis*) und Straußen (*Struthio camelus*) beweidet (vgl. auch BERRY 1982: 9). Im Mündungsdelta des 'Nipele' am Nordzaun des Etoscha N.P. weiden - verbotenerweise - auch immer wieder Rinder der Ovambos. Soweit dominierend mehrjährige Gräser vertreten sind, kann davon ausgegangen werden, daß die Standorte einerseits nicht über längere Zeit wasserüberflutet sind, andererseits aber auch während der Trockenzeit ein ausreichender Gehalt an pflanzenverfügbarem Bodenwassers verbleibt. Obwohl langjährige Beobachtungen zur Dynamik der Grasgesellschaften auf der Etoscha Pfanne noch ausstehen, deckt sich die kartierte Grasbedeckung des Pfannenbodens in auffallender Weise mit den Gebieten, die lediglich durch eine kurze aquatische bis semiterrestrische Phase gekennzeichnet sind. Dazu gehört insbesondere die Südwestecke der Etoscha Pfanne, westlich der 'Homob-Halbinsel' (Abb. 36). Der tiefergelegene Osten des Pfannenbodens ist dagegen über weite Flächen völlig vegetationsfrei.

Der Pfannenboden der Etoscha Pfanne ist in seiner gesamten Ausdehnung (West-Ost Erstreckung maximal  $125\ \text{km}$ , Nord-Süd Erstreckung maximal  $55\ \text{km}$ ; insgesamt  $4\ 760\ \text{km}^2$ ) auf einem grünen Siltstein beziehungsweise einem olivfarbenen Sandstein als Teil der Hangendsedimentfolge der Kalahari Gruppe ausgebildet. Der Pfannenboden ist damit bei Höhenlagen zwischen  $1077\ \text{m ü. NN}$  und  $1085\ \text{m ü. NN}$ , sowohl nach den eigenen Kartierungen als auch nach den Kartierungen von RUST (1985: Fig. 2), unter die Untergrenze eines Kalksteins eingetieft, der in der vorliegenden Arbeit als "Etoscha Kalkstein" bezeichnet wird und ebenfalls der Hangendfolge der 'Kalahari'- Sedimentation zugerechnet wird

(vgl. ausführlicher Kapitel 4.2.2.). Die höhere Lage des Pfannenbodens westlich der 'Homob-Halbinsel' (1085 m ü. NN) bedingt, daß kleine, isolierte Vorkommen des Kalksteins (s. "Straußen Insel") unmittelbar über dem Pfannenboden anstehen. Diese Befunde unterscheiden die Etoscha Pfanne von allen anderen Pfannen des Untersuchungsraumes. Nach den Kenntnissen der bisher niedergebrachten Bohrungen sind die größeren Pfannen am Westrand der Etoscha Pfanne, die 'Adamax Pfanne' und die 'Natukanaoka Pfanne', ebenso wie die Pfannen der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' bei Höhenlagen des Pfannenbodens zwischen 1090 m ü. NN und 1100 m ü. NN lediglich in den "Etoscha Kalkstein" eingetieft. Im Sinne der von DE BRUIYN (1971: 121) vorgelegten Klassifikation der "Pfannen"-Bildung handelt es sich bei der Etoscha Pfanne somit um eine "Ton-(Siltstein)-Pfanne", während die übrigen Pfannen zunächst als "Kalk-Pfannen" bezeichnet werden können. Einige dieser "Kalk-Pfannen" weisen darüber hinaus (zumindest lokal) Salzkrusten auf der Oberfläche auf.

Die systematische Ansprache der pedogenetischen Bildungen des Bodens der Etoscha Pfanne (Karte 4) berücksichtigt die Überdeckung der anstehenden Sedimentgesteine der 'Kalahari Gruppe' durch fluviale Sedimente sowie den Karbonatgehalt und Salzgehalt in der Profilabfolge. In geringfügiger Abweichung von den Vorgaben der revidierten FAO-Bodengliederung (FAO 1988: 36) wurden alle Profile mit einer Mächtigkeit der fluvialen Sedimente von über 50 cm als "Fluvisols" kartiert, soweit nicht besondere diagnostische Merkmale eine Zuordnung zu anderen Bodentypen notwendig machen<sup>12</sup>. Die in einer schmalen Zone am Südrand des Bodens der Etoscha Pfanne auf einer Schwemmfächer- und Spülsediment-Fazies verbreiteten "Verti-Calci Salic Fluvisols" der Kartiereinheit D4 (Profil Eto 134 im Anhang A sowie Karte 4 und Abb. 40a) entsprechen genetisch jenen Bildungen in Entwässerungssystemen am Südsaum der Etoscha Pfanne im Bereich der Vegetationseinheit des 'Sweet Grassveld on Lime' (s.o.; vgl. z.B. Profil Eto 25, Anhang A) und können insofern als deren pfannenwärtige Fortsetzung verstanden werden.

Die Verti-Calci Salic Fluvisols über einem grünen ("etoscha grün") Siltstein der hangenden 'Kalahari'-Folge weisen in den obersten 30 cm des Profils ein Mikro- bis Makropolyeder-Gefüge auf<sup>13</sup>. Darunter folgt ein ausgeprägtes Kohärent-Gefüge. Trockenrisse reichen bis in eine Tiefe von bis zu 10 cm. Diagnostisch wesentliche Merkmale sind darüber hinaus Karbonatgehalte von über 20% und bis zu 49% in den oberen Profilabschnitten, Gehalte an organischer Substanz von durchweg über 0.7% und bis zu 1.8%,

<sup>12</sup> Im Sinne der revidierten Legende zur "Soil Map of the World" im Maßstab 1:500 000 (FAO 1988: 36) weisen "Fluvisols" fluviale Eigenschaften in einer Profilmächtigkeit von 125 cm von der Oberfläche auf. Wenn hier eine Sedimentmächtigkeit von lediglich 50 cm gefordert wird, so erfolgt dies in Anpassung an den Kartierungsmaßstab und die lokalen Gegebenheiten im Untersuchungsraum und trägt überdies einer mehr genetischen Sicht der vorliegenden Kartierungen Rechnung.

<sup>13</sup> Die Eigenschaften der Bodenbildungen der Etoscha Pfanne i.e.S. (= Pfannenboden) werden an dieser Stelle lediglich im Überblick dargestellt. Eine detaillierte Beschreibung einzelner Profile erfolgt in Kapitel 4.2.4..

eine stark alkalische Bodenreaktion mit pH-Werten zwischen pH 9 und pH 10 sowie Werten der elektrischen Leitfähigkeit (EC<sub>5</sub>) von über 12 mS/cm (Salzgehalt 3.9%) bei Maximalwerten von bis 42 mS/cm (Salzgehalt 13.5%)! Den karbonatreichen bis sehr karbonatreichen, hell grauen bis hell olivgrauen, tonigen bis lehmig tonigen Hangendsedimenten folgt eine Übergangszone unterschiedlicher Mächtigkeit, in der die fluvialen Sedimente bereits deutlich durch den liegenden, primär karbonatfreien grünen Siltstein der 'Kalahari Gruppe' beeinflusst sind. Typischerweise tritt der maximale Salzgehalt (entsprechend der Maximalwert der elektrischen Leitfähigkeit) nicht an der Oberfläche, sondern in tieferen Profilabschnitten in der Kontaktzone von hangendem Sediment und kohärentem, liegenden Siltstein auf (Abb. 39). Konsequenterweise sind bei den beschriebenen Profilen keine Salzkrusten an der Oberfläche ausgebildet. Salzkrusten mit einer Dicke von lediglich 1 mm sind nur von lokaler Bedeutung und treten meist im Bereich des Spülsaumes unmittelbar am Pfannenrand auf (Foto 11).

Die überwiegende Fläche des Bodens der Etoscha Pfanne wird von einer Bodengesellschaft von Calcic Solonchaks (Profile Eto 88, Eto 89 und Eto 101 im Anhang A) und Calcic Solonetz (Profil Eto 45, Eto 90, Eto 91, Eto 93, Eto 133 und Eto 135 im Anhang A) eingenommen (bodenkundliche Kartiereinheit E2b, Karte 4; vgl. auch Abb. 40a). Gegenüber den zuvor beschriebenen Fluvisols tritt der fluviale Charakter bei den Solonchaks und Solonetz deutlich zurück, obwohl die Mächtigkeit der fluvialen bis fluvial-limnischen Sedimente auch hier 88 cm (Profil Eto 93 im Osten des Pfannenbodens), 93 cm (Profil Eto 89 unmittelbar unterhalb des 'Ekuma-Deltas') und 145 cm (Profil Eto 90 im Süden des Pfannenbodens bei 'Etosha') erreichen kann. In anderen Profilen sind die fluvialen bis fluvial-limnischen Sedimente (allochthone und par-autochthone Bildungen) jedoch mit unter 50 cm deutlich geringmächtiger (Eto 96 südlich 'Poacher's Point' und Eto 88 südlich der 'Oshigambo Halbinsel'; vgl. auch Abb. 40b). Gerade bei der mächtigeren Abfolge fluvialer Sedimente über dem anstehenden, olivfarbenen "Ekuma-Sandstein" im Profil Eto 89 wird aber deutlich, daß lediglich die tonige Fazies der obersten 30 cm des Profils als allochthone, fluvial-limnische Fazies aufzufassen ist. Die demgegenüber deutlich sandigen Sedimente im Liegenden sind überwiegend vom anstehenden Sandstein geprägt und daher als par-autochthone Bildungen anzusprechen. Die als Calcic Solonchak angesprochenen Profile im nördlichen Teil des Pfannenbodens (s.o.) sind durch einen hohen pH-Wert zwischen pH 9.1 und pH 9.9 sowie einen hohen Salzgehalt mit maximalen Werten von 2.0% bis 5.1% (EC<sub>5</sub>-Werte zwischen 6.1 mS/cm und 16 mS/cm) ausgezeichnet, wobei die Maxima bei durchweg tonreichen Profilabfolgen (Eto 101) - wie bei den nachfolgend beschriebenen Calcic Solonetz - regelhaft am Kontakt zum anstehenden (verwitterten) Siltstein auftreten. Bei den Schichtprofilen des Typs "Ton über Sand über Sandstein" (Profile Eto 88 und Eto 89 unterhalb des 'Ekuma-Deltas') läßt sich das primäre Maximum des Salzgehaltes in den oberflächennahen, tonigen Schichten und ein sekundäres Maximum am Kontakt zum Festgestein nachweisen (Abb. 39). Der Kalkgehalt der Calcic Solonchaks ist

*Foto 11*

im Vergleich zu den Verti-Calci Salic Fluvisols zwar deutlich niedriger, erreicht aber in den tonigen Sedimenten immerhin noch Werte zwischen 12% und 17%. Die liegenden Sande in den Profilen Eto 88 und Eto 89 sind lediglich schwach karbonathaltig.

Wesentliche Merkmale der Calcic Solonetz sind mit dem Profil Eto 45 am westlichen Pfannenrand bei 'Logan's Island' beschrieben (Anhang A). Diagnostisch relevante Eigenschaften sind das ausgeprägte Säulen-Gefüge an der Oberfläche, eine stark alkalische Bodenreaktion nahe pH 10, Salzgehalte bis zu 4.5% bei Werten der elektrischen Leitfähigkeit von (EC<sub>5</sub>) 14 mS/cm, sowie deutliche Merkmale einer Tonverlagerung in Form von Tonkutanen auf den Aggregatoberflächen in der oberen Profilhälfte und Tonkügelchen zwischen 57 cm bis 102 cm unter Geländeoberkante. Der Kalkgehalt erreicht oberflächennah mit rund 18% sein Maximum und sinkt auch hier in den sandigen Sedimenten an der Basis auf Werte unter 10% ab. In allen anderen Profilen des Typus der Calcic Solonetz (s.o.) ist das kennzeichnende Säulen-Gefüge nur schwach bis mäßig ausgebildet. Oft dominiert ein Riß-Gefüge mit Rißtiefen von wenigen Zentimetern. Die bodentypologische Ansprache richtet sich hier nach dem diagnostischen Merkmal der Tonverlagerung als Folge einer hohen Natrium-Sättigung von über 15%. Die Tonverlagerung läßt sich bereits makroskopisch im Gelände erkennen. Tonkutanen auf den Aggregatoberflächen treten vor allem in der oberen Profilhälfte auf, während Tonkügelchen und Tonröhrchen in der unteren Profilhälfte bis in den angewitterten Siltstein hinein vorkommen. In einigen der Calcic Solonetz-Profile im Südwesten des Pfannenbodens (Eto 133 und Eto 135) werden in den allochthonen fluvial-limnischen Sedimenten Kalkgehalte zwischen 32% und 47% erreicht. Der Kalkgehalt nimmt dann mit der Tiefe bis zum anstehenden Siltstein auf unter 10% ab. Andere Profile im Osten (Eto 90, Eto 93 und Eto 96) weisen demgegenüber auch im Oberboden durchweg geringere Karbonatgehalte von unter 25%, und sogar unter 10% (Profile Eto 93 und Eto 96), auf. Der vergleichsweise geringe Kalkgehalt ist dabei offensichtlich eine Folge oberflächennaher Entkalkungsprozesse, die mit der Tonverlagerung gekoppelt sind. In tieferen Profilabschnitten der fluvial-limnischen Sedimente, und insbesondere am Kontakt zum kohärenten Siltstein, werden die deszendente verlagerten Calciumkarbonate in Form erbsen-großer bis wallnuß-großer Kalkkonkretionen wieder ausgefällt. Diese Erscheinung ist vor allem in den Profilen Eto 91, Eto 93 und Eto 96 ausgeprägt. Die Bodenreaktion der Calcic Solonetz der Etoscha Pfanne ist durchweg stark bis sehr stark alkalisch mit pH-Werten zwischen 9.5 und 10.4. Die Salzgehalte beziehungsweise die Werte der elektrischen Leitfähigkeit zeigen eine typische Tiefenfunktion, bei der die maximalen Werte (bis zu 12.9% Salzgehalt; EC<sub>5</sub>-Wert bis zu 40 mS/cm) erst in tieferen Profilabschnitten, meist am Kontakt zum kohärenten Siltstein, erreicht werden (Abb. 39).

Den Calcic Solonetz des aktuellen Pfannenbodens stehen die Stagnic Solonetz der 'Andonivlake' (bodenkundliche Kartiereinheit E1) sehr nahe (Karte 4). Bei der 'Andonivlake' handelt es sich um eine buchtartige Erweiterung der Etoscha Pfanne im Nordosten der Etoscha Pfanne, deren flache Oberfläche lediglich 1-2 m höher als der be-

nachbarte Pfannenboden der 'Andoni Bucht' liegt. Die reine Grassavanne der 'Andonivlakte' (Karte 6) wird von halophytischen Arten (*Sporobolus Spicatus* und *Odysea paucinervia*) dominiert (LE ROUX 1980: 81-84; LE ROUX et al. 1980: 6). Sie gehört zu den wichtigsten Weidegebieten innerhalb des Etoscha N.P. und wird auch im nördlichen Teil, der bereits zum Ovamboland gehört, intensiv durch Rinder beweidet. Die Attraktivität der Weidefläche der 'Andonivlakte' wird allerdings durch die chemischen Eigenschaften des Wassers der 'Andoni'-Quelle stark limitiert. Nach den Auswertungen von GAMMER (1991: Karte 1) weist das ausströmende Grundwasser mit über 5000 mg/l gelöster Salze beziehungsweise einem Wert der elektrischen Leitfähigkeit von über 1 000 mS/m (bei 25°C) (GAMMER 1993: Karte 3) eine chemische Qualität auf, die für den Genuß durch den Menschen ungeeignet ist (Karte 3; vgl. dazu auch JAEGER 1926/27: 5-6). Während der Trockenzeit stellt die 'Andoni'-Quelle jedoch die einzige natürliche Wasserstelle im äußersten Nordosten des Nationalparks dar. Im Verlauf der ersten Monate der Regenzeit ist die 'Andonivlakte' alljährlich eine ausgedehnte Wasserfläche. Der Grund dafür ist in den Stauwassereigenschaften der 'Stagnic Solonetz' zu suchen. Verbreitet steht der olivfarbene Sandstein der Hangendfolge der 'Kalahari Gruppe' unmittelbar an der Oberfläche an. Der salzverkrustete C<sub>v</sub>-Horizont dieses Sandsteins weist ein Säulengefüge auf, wie es für Solonetz-Bodenbildungen typisch ist (Foto 12), und fungiert als Stauwassersohle. Im Profil Eto 5 (Anhang A) liegt dem anstehenden Sandstein zunächst ein rund 60 cm mächtiger, lockerer, salzreicher (EC<sub>5</sub>-Werte zwischen 3.7 und 6.9 mS/cm) und primär karbonatarmer (Kalkgehalte um 1%), fluvial umgelagerter Mittelsand auf, der im Hangenden durch Halit zu einer etwa 15 cm dicken Kruste ('hardpan') verbacken ist. Auf der Oberfläche dieser, infolge von Bränden tief dunkelgrau gefärbten (10 YR 3/1) Kruste ist auch hier ein Säulengefüge ausgebildet. Die harte Kruste, die lückenhaft von salzreichen (4.5% Salz; EC<sub>5</sub>-Wert: 14.9 mS/cm), äolischen Mittel- bis Feinsanden abgedeckt wird, fungiert auch hier als Stauwassersohle.

Der Themenkreis der 'pedologischen und lithostratigraphischen Gliederung der Etoscha Pfanne' wird in Kapitel 4.2.4. aus der Sicht des känozoischen Klima- und Umweltwandels nochmals aufgegriffen und detaillierter diskutiert. Im Zusammenhang mit der hier vorgelegten Darstellung der landschaftsökologischen Zusammenhänge des Untersuchungsraumes bleibt zunächst festzuhalten, daß die eine Fläche von 4760 km<sup>2</sup> einnehmende und über weite Gebiete vegetationsfreie oder nur von einer lichten Grasschicht bedeckte Etoscha Pfanne eines der größten potentiellen Sedimentliefergebiete für einen äolischen Austrag im Norden Namibias darstellt. Die äolischen Sedimente der Schluff- und Tonfraktion können dabei als Staubverfrachtungen einen Raum beeinflussen, der weit über die engeren Grenzen des Pfannenbodens hinausreicht. Umfassende Kenntnisse über die chemischen Eigenschaften der Sedimente und Bodenbildungen der Etoscha Pfanne sind daher von grundlegender standortökologischer Bedeutung für die unmittelbare Umgebung der Pfanne und darüber hinaus. Standortökologisch relevant ist zunächst der Befund, daß die



Etoscha Pfanne nicht von einer Salzkruste bedeckt ist. Entsprechende Beobachtungen teilt bereits JAEGER (1926/27: 8) mit. Geringmächtige Salzausscheidungen mit einer Dicke von maximal 1-2 mm finden sich im Bereich eines wenige Meter bis einige hundert Meter breiten Spülsaumes am gesamten Pfannenrand sowie um die Schichtquellen am Pfannensüdrand. Im Westteil der Etoscha Pfanne sind darüber hinaus während der Geländearbeiten bei 'Logan's Island' am 18. August 1989 kleine, kreisrunde Salz-Effloreszenzen beobachtet worden (Foto 13), die in den folgenden Jahren zur gleichen Zeit nicht mehr erkennbar waren. Dies bestätigt die von JAEGER (1926/27: 8) zitierten Reiseberichte, daß "die Menge des Salzes in verschiedenen Jahren verschieden sein muß". Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß, auch ohne eine makroskopisch erkennbare Salz-Effloreszenz auf der Bodenoberfläche, der Salzgehalt in den obersten Zentimetern der Profile nach Werten der elektrischen Leitfähigkeit (EC<sub>5</sub>) zwischen 6 mS/cm und 12 mS/cm als "extrem hoch" einzuschätzen ist (vgl. Anhang E). Die überwiegend als NaCl-Verbindungen identifizierten Salze liegen dabei in einer feindispersen Verteilung in der Matrix vor. Da aber das Maximum des Salzgehaltes erst in den Unterbodenhorizonten der Profile mit EC<sub>5</sub>-Werten von über 15 mS/cm und bis zu 42 mS/cm (!) in einer Tiefe von 90-110 cm bei Profil Eto 134 auftritt, stellt sich die Frage, wie sich zukünftig möglicherweise veränderte Umweltverhältnisse auf die Tiefenfunktion der Salzgehalte auswirken können. Es ist daher notwendig, den Problembereich des Salzhaushaltes der Etoscha Pfanne - auch unter dem Aspekt zukünftiger Klimaänderungen - in Kapitel 3.4. ausführlicher zu diskutieren.

Wie eingangs des Kapitels 3.2.3.5. dargelegt, umfaßt der als "Etoscha Pfanne" bezeichnete Landschaftsraum auch höhergelegene Flächen, die den Boden der Abtragungshohlform (= Etoscha Pfanne i.e.S.) umrahmen, allseitig auf diesen zugeneigt sind und im Rahmen der quartärgeomorphologischen Entwicklung des Raumes der "Pfannenentwicklung" genetisch unmittelbar zuzuordnen sind (vgl. Karte 1 und Abb. 19). Auf die Eigenständigkeit der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' im Nordwesten und des 'Karstveld' im Süden wurde bereits ebenso hingewiesen wie auf die Einbeziehung des 'Kalahari Sandveld' im Nordosten. Gemäß den Ausführungen zuvor, stellt die, durch Prozesse der äolischen Umlagerung hergestellte, stofflich-sedimentologische Verknüpfung der Pfannenrandzone mit dem Boden der Etoscha Pfanne eine wesentliche Grundlage für die geoökologische Feingliederung des Landschaftsraumes insgesamt dar. Das unterschiedliche Ausmaß dieser stofflich-sedimentologischen Verknüpfung in Abhängigkeit von der geographischen Lage zum potentiellen Ausblasungsraum spiegelt sich in der bodengeographischen und vegetationsgeographischen Differenzierung des Landschaftsraumes der **Etoscha Pfanne i.w.S.** wider.

Am Südrand der Etoscha Pfanne leitet der schmale Saum einer nahezu ausschließlich von *Colophospermum mopane* aufgebauten Mopane-Savanne ('Mopane Treeveld', Community 8; LE ROUX 1980: 91-93) von der 'gemischten Mopane-Savanne' (Community

9; vgl. Kapitel 3.2.3.3.) vom höhergelegenen 'Karstveld' im Süden zur tiefergelegenen Grassavanne des 'Sweet Grassveld on Lime' (Community I) unmittelbar am Pfannenrand im Norden über (Karte 4). Aus der Sicht der quartärgeomorphologischen Entwicklung der Etoscha Pfanne kann die größere Artenvielfalt der gemischten Mopane-Savanne als weiterentwickeltes Sukzessionsstadium der "reinen" Mopane-Savanne des 'Karstveld' aufgefaßt werden. Die gleiche Vegetationsgesellschaft des 'Mopane Treeveld' ist auf karbonatfreien Eutric Fluvisols des Karstveldes (D2) westlich und südwestlich von Okaukuejo verbreitet (s.o.). Am Pfannensüdrand stocken die Bestände *C. mopane* hingegen auf sehr karbonatreichen Lithic Leptosols/Rendzic Leptosols aus Kalkstein (bodenkundliche Kartiereinheit C3; Karte 4).

Mit dem Profil Eto 4, 2.5 km östlich der Wasserstelle Rietfontein aufgenommen (Abb. 41), ist ein typischer Rendzic Leptosol des 'Mopane Treeveld' (bodenkundliche Kartiereinheit C3 im tiefergelegenen 'Karstveld') beschrieben. Charakteristisches Merkmal dieser Bodenbildung ist zunächst die sehr geringe Entwicklungstiefe von 20 cm und der hohe bis sehr hohe Skelettgehalt (Blöcke, Steine und Grus des liegenden Kalksteins) im gesamten Solum. Große Kalksteinblöcke bedecken auch die Bodenoberfläche. Die sehr karbonatreiche Matrix weist eine sandig tonig-lehmige bis tonig-lehmige Textur und ein subpolyedrisches Gefüge auf. Der Gehalt an organischer Substanz wurde nach Feldansprache als "humos" eingeschätzt. Kleinräumig kann die Entwicklungstiefe auch unter 10 cm Tiefe liegen, so daß entsprechende Profile als Lithic Leptosols anzusprechen sind (FAO 1988: 38-39). Abgesehen von einem höheren Karbonatgehalt entspricht hier die Bodenbildung damit den Lithic/Rendzic Leptosols der Kartiereinheit C2 im höhergelegenen 'Karstveld' (Karte 4).

Auch die Bodenbildung der nördlich angrenzenden, unmittelbar am Südrand der Etoscha Pfanne verbreiteten, Vegetationsgesellschaft des 'Sweet Grassveld on Lime' - als Teil des Landschaftsraumes der Etoscha Pfanne i.w.S. - ist pedogenetisch als Vergesellschaftung von Lithic Leptosols und Rendzic Leptosols anzusprechen. Der öko-pedologisch wesentliche Unterschied gegenüber den gleichermaßen als Lithic/Rendzic Leptosols kartierten Bodenbildungen des 'Karstveld' besteht darin, daß bei den pfannennäheren Standorten der Grassavanne ein geringmächtiger, äolisch beeinflusster Oberbodenhorizont meist deutlich von der in situ Bodenbildung aus Kalkstein unterschieden werden kann. Es wurde daher als notwendig erachtet, die durch eine äolisch bedingte Schichtung gekennzeichneten Lithic Leptosols and Rendzic Leptosols des 'Sweet Grassveld on Lime' als eigenständige bodenkundliche Kartiereinheit C4 auszugliedern (Karte 4). Die pedologischen Verhältnisse können mit dem Profil Eto 1 (Abb. 42) verdeutlicht werden. Bei einer Solummächtigkeit von insgesamt 25 cm bis 30 cm entsprechen die pedogenetischen Merkmale unterhalb von 6 cm unter GOK denen des zuvor beschriebenen Profils Eto 4: rund 75% Skelettgehalt, sandig tonig-lehmige bis tonig lehmige Textur, subpolyedrisches Gefüge, Kalkgehalt um 43%, 4.1% Gehalt an

organischer Substanz, schwach alkalische Bodenreaktion von pH 7.75. Die obersten 6 cm des Profils sind demgegenüber deutlich sandiger (42% Sand) und schluffiger (46% Schluff) ausgebildet. Die schluffig lehmig-sandige Textur, das Einzelkorngefüge und ein geringerer Skelettgehalt von rund 44% kennzeichnen einen beträchtlichen äolischen Eintrag und weisen den Profilabschnitt als  $oMA_{ch}$ -Horizont aus. Die äolisch bedingte Schichtung des Profils wirkt sich günstig auf die öko-pedologisch wichtigen Kennwerte des Bodenwasserhaushaltes aus. Gegenüber dem liegenden  $IlmkC_{\sqrt{A}}_{ch}$ -Horizont weist der  $oMA_{ch}$ -Horizont mit 35 Vol.-% (gegenüber 20 Vol.-%) ein höheres Gesamtporenvolumen, eine höhere Luftkapazität (11 Vol.-% gegenüber 4 Vol.-%), eine höhere Feldkapazität (24 Vol.-% gegenüber 16 Vol.-%) sowie eine höhere nutzbare Feldkapazität (17 Vol.-% gegenüber 7 Vol.-%) auf (Abb. 42).

Die bodenphysikalischen Eigenschaften der geschichteten Rendzic Leptosols bedingen im allgemeinen recht günstige Infiltrationseigenschaften, die ihrerseits wesentlich zur geringen Erodierbarkeit durch Wasser (K-Werte der USLE zwischen 0.06 und 0.02; BEUGLER 1991: 58 und Tab. 9) beitragen. Die Feldmessungen und Geländebeobachtungen (BEUGLER 1991: 53-54; 64) zeigen allerdings auch, daß die Infiltrationseigenschaften innerhalb der bodenkundlichen Kartiereinheit C4 (geschichtete Rendzic Leptosols und Lithic Leptosols) kleinräumig rasch wechseln können. Dieser Befund sowie die allgemein geringe Entwicklungstiefe der Bodenbildungen führen BEUGLER (1991: 69) dazu, die Erodierbarkeit der Böden durch Wasser in ihrer Vergesellschaftung - wie die Böden der Kartiereinheiten C2 und C3 im Süden - als "hoch" einzuschätzen (F-Index des SLEMSA-Modells 2.5). Mit der Bestimmung eines WEG-Faktors von 3 wird auch die Erodierbarkeit durch Wind unwesentlich geringer bewertet (BEUGLER 1991: Karte 3) (Karte 5a).

Die geringmächtige äolische Schichtung der Böden der bodenkundlichen Kartiereinheit C4 reicht offensichtlich aus, um den Grasarten im ökologischen Konkurrenzkampf gegenüber den Busch- und Baumarten einen Standortvorteil zu verschaffen (s.u.). Die geringe Entwicklungstiefe der Lithic Leptosols und Rendzic Leptosols erweist sich dennoch als wichtigster öko-pedologisch limitierender Standortfaktor. Die bodenchemischen Eigenschaften erweisen sich dabei als äußerst günstig (BUCH 1990: 17, 30): Gehalte an organischer Substanz um 4% ("mittel humos") gehören zu den höchsten bisher gemessenen Werten im Untersuchungsraum. Bei einem Gesamtstickstoffgehalt zwischen 0.1% und 0.2% errechnet sich daraus ein günstiges C/N-Verhältnis zwischen 10 und 16. Die absolut gesehen zwar immer noch geringen, vergleichsweise im Untersuchungsraum dennoch hohen N-Gehalte von 0.1% bis 0.2% im Oberboden der Profile Eto 1 und Eto 2 sind nach LE ROUX (1980: 76) wesentlich durch Oberflächenverkrustungen der Blaualge *Nostoc sp.* bedingt, die sich auch positiv auf das Infiltrationsverhalten auswirken (BEUGLER 1991: 63). Die  $KAK_{pot}$  ist nach den vorliegenden Analysen mit Werten zwischen 9.7 und 14.0 mval/100g Boden gering bis mäßig zu bewerten. Die Ca-Sättigung dominiert mit 64-74%, gefolgt von einer Mg-Sättigung zwischen 22% und 32% (vgl. auch LE ROUX 1980: 74).

Entgegen den Befunden von LE ROUX et al. (1988: 8) ergeben die eigenen Messungen der elektrischen Leitfähigkeit EC<sub>5</sub>-Werte unter 0.3 mS/cm. Damit liegt der Salzgehalt zwar höher als bei den pfannenferneren Lithic Leptosols der Kartiereinheit C2 (< 0.1 mS/cm), aber immer noch in einem öko-physiologisch nicht bedenklichen Bereich (vgl. Anhang E). Zweifellos muß aber zukünftigen Veränderungen des Salzgehaltes in den Böden der pfannennahen Kartiereinheiten C3 und C4 größte Aufmerksamkeit gewidmet werden.

Die vergleichsweise vorteilhaften Bodenwasserverhältnisse im äolisch beeinflussten Oberbodenhorizont der Rendzic Leptosols und Lithic Leptosols der bodenkundlichen Kartiereinheit C4 sind offensichtlich ein wesentlicher Gunstfaktor für die verbreitete Grassavanne des 'Sweet Grassveld on Lime'. Das 'Sweet Grassveld on Lime' stellt eine klimaxnahe Assoziation des perennierenden Grases *Eragrostis nindensis* (südlich von 'Okondeka' auch *E. sabinae*) sowie der annuellen Arten *Enneapogon desvauxii*, *E. cenchroides*, *E. porosa*, *Aristida adscensionis* und *Monelytrum leuderitzianum* dar (LE ROUX 1980: 80; DU PLESSIS 1989d: mündl. Mitt.). Diese Grasgesellschaft gehört ganzjährig zu den am intensivsten beweideten Vegetationseinheiten des Untersuchungsraumes (s.u.). Auf Standorten, die vor einer intensiven Beweidung geschützt wurden, konnten darüber hinaus auch höherwachsende, perennierende Grasarten wie *Stipagrostis hochsterreriana* und *Cenchrus ciliaris* gedeihen (LE ROUX et al. 1988: 8). Zwischen den Gräsern kommen häufig niedrige Büsche von *Leucosphaera bainesii*, *Geigeria odontoptera* und *Cyathula hereroensis* vor. Auf den, als "instabile Variante" des 'Sweet Grassveld on Lime' aufgefaßten Standorten (DU PLESSIS 1989d: mündl. Mitt.) sind *Acacia*-Arten (*A. nebrownii*, *A. tortilis*, *A. mellifera*, *A. reficiens*) verbreitet und können einen dichten Busch bilden (s. Standort des Profils Eto 2 im Anhang A). In anderen Varianten bildet auch *Catophractes alexandri* dichte Bestände.

Nach dem derzeitigen Kenntnisstand kann die Frage, ob die "instabilere Variante" des 'Sweet Grassveld on Lime' eine Folge aktuell starker Überweidung oder die "normale", langfristige Sukzession in Richtung auf die Vegetationsgesellschaft des 'Mopane Treeveld' darstellt, nicht schlüssig beantwortet werden. Die Problemstellung soll im Rahmen des Projektes "Etoscha/Namibia" am Lehrstuhl für Physische Geographie der Universität Regensburg detaillierter untersucht werden. Für ein Sukzessionsstadium spricht die Tatsache, daß die *Acacia*-Gesellschaften am Südrand der Etoscha Pfanne regelhaft zwischen der Grassavanne und der Mopane-Savanne eingeschaltet sind. Die zunehmende Verbuschung ist in jedem Fall Ausdruck eines Antagonismus von Gräsern und Holzarten, wie er von WALTER (u.a. 1990: 99-108) eingehend beschrieben ist. Das feinverzweigte, intensive Wurzelsystem der Gräser vermag ein sehr kleines Bodenvolumen dicht, aber relativ flach zu durchwurzeln und den Wasservorrat im geringmächtigen, äolisch geprägten Oberbodenhorizont bestens zu erschließen. Holzarten sind demgegenüber durch ein extensives Wurzelsystem ausgezeichnet, bei dem die groben Wurzeln weit horizontal streichen sowie

in die Klüfte des Kalksteins eindringen. Dies ist die typische Situation im 'Mopane Treeveld'. Unter den gegebenen Verhältnissen mit einem langjährigen Mittelwert des Niederschlages um 400 mm/Jahr (vgl. LE ROUX et al. 1988: 2, Fig. 2) herrscht nach WALTER (1990: 103) ein äußerst labiles Wettbewerbsgleichgewicht zwischen Gräsern und Holzarten. Die nach dem Ende der Regenzeit im Boden vorhandene Feuchtigkeit wird im allgemeinen nicht mehr vollständig von den Gräsern genutzt<sup>14</sup>. Die verbleibende, pflanzenverfügbare Wassermenge kann damit den aufkeimenden und reich fruchtenden *Acacia*-Arten zugute kommen. Je intensiver die Gräser beweidet werden, umso mehr verringert sich der Wasserverlust durch Transpiration. Die Folge ist eine rasche Verbuschung mit *Acacia* und *Catophractes*, die zur Mopane-Baum-Savanne überleitet (vgl. LE ROUX 1980: 91-93). Ein weiteres Beispiel für den Antagonismus von Gräsern und Holzarten, der für die geomorphologische Kartierung am südlichen Rand der Etoscha Pfanne von großem Wert ist, wird im Zusammenhang mit der Beschreibung und Diskussion der sogenannten "Grasterrasse" und "Waldterrasse" im Sinne von JAEGER (1926/27: 11) vorgestellt (vgl. Kapitel 4.3.2.).

Innerhalb der bodenkundlichen Kartiereinheit der geschichteten Lithic Leptosols/Rendzic Leptosols (C4) sind Verti-Calci Salic Fluvisols aus Kalkstein in geschlossenen, abflußlosen Hohlformen und in den flachen Tiefenlinien einer periodischen Entwässerung zum Pfannenboden lediglich von lokaler Bedeutung (vgl. Kapitel 3.2.3.3.). Wie bei entsprechenden, ausgesprochen tonigen Fluvisol-Bodenbildungen des nahen Pfannenbodens (s.o.), ist die Abfolge der detaillierter analysierten Profile Eto 3 und Eto 98 (Anhang A; Karte 8) durch erhöhte Salzgehalte (EC<sub>5</sub>-Werte über 6 mS/cm) gekennzeichnet (Anhang D). Lediglich in den obersten 5 cm des Profils Eto 3 (Probe A) liegt der EC<sub>5</sub>-Wert um 1.4 mS/cm. Die elektrische Leitfähigkeit zeigt damit - wie die pedogenetischen Bildungen im Bereich des Bodens der Etoscha Pfanne (s.o.) - die gleiche, typische Tiefenfunktion, bei der die höchsten Werte (Probe Eto 3-D: 8.9 mS/cm; bzw. Probe Eto 98-C: 21.5 mS/cm) regelhaft zwischen 50 cm und 60 cm unter GOK und damit in einer Zone zwischen 20 cm und 30 cm über dem anstehenden Kalkstein, auftritt. Dies entspricht der Tiefenlage der Durchfeuchtungsfront zum Zeitpunkt der Profilaufnahme Ende Juli 1989 und Ende August 1990. Das im Südosten der 'Homob-Halbinsel' aufgenommene Profil Eto 98 gehört zu den wenigen Lokalitäten im Untersuchungsraum mit durchschnittlichen Werten des Phosphat-Gehaltes von P(DL) 50 mgP/kg Boden im Oberboden (Probe Eto 98-A) (Tab. 10).

Auf den salzreichen Standorten der Verti-Calci Salic Fluvisols der bodenkundlichen

14

Die Vorstellungen von WALTER (1990: 103) können nach eigenen Beobachtungen vollauf bestätigt werden. Im Juli 1990 waren im Nordosten des Etoscha N.P. weite Gebiete durch die Selbstentzündung eines Fahrzeuges abgebrannt. Insbesondere die Grasschicht wurde nahezu vollständig vernichtet. Die Restfeuchte im Boden muß jedoch auch während dieser Phase der Trockenzeit noch groß genug gewesen sein, daß nach Aussagen von RANGERN IN OKAUKEJO (1990: mündl. Mitt.) bereits wenige Tage später wieder grünes Gras auskeimte. Im betreffenden Gebiet hatte sich nach eigenen Beobachtungen am 10. August 1990 eine relativ geschlossene, grüne Grasdecke ausgebreitet. Leider konnten keine Messungen des aktuellen Bodenwassergehaltes vorgenommen werden.

Kartiereinheit C4 gedeihen lediglich halophytische Büsche der Spezies *Salsola tuberculata* und *Sueda articulata*. Oft ist die von Trockenrissen durchzogene Bodenoberfläche völlig vegetationsfrei oder trägt lediglich eine lockere Krautschicht von *Zygophyllum simplex*.

Westlich der bodenkundlichen Kartiereinheit C4 schließt sich bis zur schlauchartigen Fortsetzung der 'Adamax Pfanne' mit fließendem Übergang eine Zone an, die durch eine weitere Zunahme der Akkumulation äolischer Sande und Schluffe gekennzeichnet ist. Die sehr karbonatreichen äolischen Sedimente überdecken den Kalkstein der Hangendfolge der Kalahari Gruppe in einer Mächtigkeit von zunächst wenigen Dezimetern. Die daraus hervorgehende Bodenbildung wird nach einer Kombination der FAO-Bodenklassifikationen der Jahre 1974 und 1988 als 'Calcaric Regosol, petrocalcic phase' angesprochen (FAO 1974: 00; FAO 1988: 38) und als Kartiereinheit C5 ausgewiesen (Karte 4). Mit der hier verwendeten Bezeichnung 'petrocalcic phase', die allerdings in der revidierten Legende von 1988 nicht mehr aufgenommen wurde, soll kenntlich gemacht werden, daß zwischen der geringmächtigen äolischen Auflage und dem liegenden Kalkstein aus sedimentologisch-geologischer Sicht ein Schichtwechsel vorliegt. Insofern wäre es unzulässig, den Kalkstein im Sinne eines diagnostischen 'petrocalcic horizon' (FAO 1988: 26) aufzufassen. Die 'Calcaric Regosols, petrocalcic phase' leiten ihrerseits zu den tiefgründigen und gröber texturierten 'Calcaric Arenosols' (Kartiereinheit A6; Karte 4) der pfannenparallelen Dünen am Westrand der Etoscha Pfanne über (s.u.).

Typische, flachgründige Calcaric Regosols (petrocalcic phase) der Grassavannen-Gesellschaften des 'Sweet Grassveld on Lime' nördlich und westlich von Okaukuejo sind mit den Profilen Eto 114 und Eto 116 beschrieben (Anhang A). Im Profil Eto 114 (am Südrand des Flugfeldes von Okaukuejo; Abb. 43) beträgt die Solummächtigkeit lediglich 12 cm, bei einem basalen Kalksteinschutt (HmkC<sub>v</sub>-Horizont) auch 17 cm. Der dunkelbraune (10 YR 3/3-3/4), humose, sehr karbonatreiche, schluffig-lehmige coMA<sub>h</sub>-Horizont ist von Kalksteinsplittern und Molluskensplittern durchsetzt und bis zum anstehenden Kalkstein intensiv durchwurzelt. An der Unterseite von abgelösten Kalksteinplatten zeugen Pseudomycelien von einer Entkalkung des Solums, die jedoch infolge eines fortwährenden Eintrages sehr karbonatreicher, äolischer Feinsedimente vom nahegelegenen Pfannenboden offensichtlich wieder ausgeglichen wird. Die Größenordnung dieser rezenten Sedimentation verdeutlichen rund 15 cm hohe Kupstendünen im Lee kleiner Büsche (*Salsola sp.*) in der Umgebung des Profils.

Nach Norden zu geht die Vegetationseinheit des 'Sweet Grassveld on Lime' entlang des westlichen Randes der Etoscha Pfanne in die Grasgesellschaft des 'Okondeka Duneveld' über (Karte 6). Das 'Okondeka Duneveld' gehört neben den ebenfalls pfannenrandnah verbreiteten Kartiereinheiten des 'Ekuma Grassveld' und der 'Poachers Peninsula' zu den "Langgras-Gesellschaften" im Sinne von LE ROUX et al. (1988: 6). Das 'Okondeka Duneveld' ist durch eine Assoziation der Grasarten *Triraphis purpurea*, *Monelytrum luederitzianum*, *Stipagrostis uniplumis*, *Eragrostis lehmanniana*, *E. sabinae*, *E. porosa*,

*Enneapogon desvauxii* und *E. chenchroides* gekennzeichnet (LE ROUX 1980: 85; LE ROUX et al 1988: 6). Im Bereich der Dünenkämme, in den Dünengassen sowie auf Standorten mit einer geringmächtigen äolischen Sedimentation über dem anstehenden Kalkstein kommen auch Büsche von *Salsola tuberculata*, *Leucosphaera bainesii*, *Dichostachys cinerea* und *Catophractes alexandri* vor, die lokal auch dichte Bestände bilden. Die Bodengesellschaft des 'Okondeka Duneveld' stellt sich als Toposequenz von gröbertexturierten (gröber als sandiger Lehm) Calcaric Arenosols im Bereich der Dünenwälle und feinkörnigeren Calcaric Regosols (mit und ohne 'petrocalcic phase') in den Dünengassen sowie auf den höhergelegenen Kalkstein-Rahmenflächen dar (bodenkundliche Kartiereinheit A6; Karte 4).

Die überwiegend sandig schluffig-lehmige Textur der Calcaric Regosols (petrocalcic phase) in den Dünengassen erklärt sich aus der Akkumulations-Situation der Standorte. Die saisonale Abspülung von den Dünenkämmen führt hier zu einem verstärkten Eintrag von Korngrößen der Schluff- und Tonfraktion. Diesem Befund entspricht, daß die Gehalte an organischer Substanz in der gesamten Profilabfolge über 1% liegen. Die Profile (z.B. Eto 46: Abb. 43, Anhang D) weisen einen humosen Oberboden (Gehalte an organischer Substanz bis zu 2.1%) mit vergleichsweise überdurchschnittlich hohen Gesamt-Stickstoffgehalten von 0.1% auf. Der Oberbodenhorizont ist gegenüber dem gemischt fluvial-äolischen Ausgangssubstrat der Pedogenese schwach entkalkt (um 19%  $\text{CaCO}_3$  im Vergleich zu 24-26%  $\text{CaCO}_3$ ). Mit der oberflächennahen schwachen Entkalkung, die sich auch hier durch eine Kalkausfällung in Form von Pseudomycelien im cowM-Horizont manifestiert, geht eine geringfügige Erniedrigung des pH-Wertes (pH 7.5 im Oberboden gegenüber pH 8.0 am Kontakt zum liegenden Kalkstein bei 86 cm unter GOK) einher. Im Sickerwasserstrom werden offensichtlich auch Natriumsalze verlagert. Während in den obersten 27 cm des Profils Werte der elektrischen Leitfähigkeit von lediglich (EC<sub>5</sub>) 0.9 mS/cm gemessen wurden, steigt der Salzgehalt im Bereich der Solumsuntergrenze markant auf EC<sub>5</sub>-Werte um 2.6 mS/cm ("starke Versalzung"; vgl. Anhang E) an.

Vergleichbare Tendenzen einer schwachen Entkalkung und Salzverlagerung lassen sich auch in den lehmig fein- bis mittelsandigen Oberflächenböden der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne erkennen. Die als Calcaric Arenosols (A6) anzusprechenden Bodenbildungen sind hauptsächlich an zwei pfannenparallel verlaufende Dünenwälle gebunden (Foto 14). Die auf dem Dünenkamm des zweiten, pfannenferneren, Dünenwalles auf der Höhe von 'Logan's Island' niedergebrachte Bohrung Eto 47 zeigt eine Profilabfolge der hangenden Dünensande (Anhang A). Die Analysendaten (Anhang D) weisen gegenüber dem benachbarten Profil Eto 46 der Dünengasse zunächst einen deutlich schwächer humosen und stickstoffärmeren coMA<sub>n</sub>-Horizont (0.8% organische Substanz; 0.07% Gesamtstickstoff) auf. Die KAK<sub>pot</sub> ist mit einem Wert von 3.8 mval/100g Boden äußerst gering, und insbesondere niedriger als bei den bisher analysierten Proben der geschichteten Rendzic Leptosols der bodenkundlichen Kartiereinheit C4 (z.B. Probe Eto 1-A; s.o.).

Bei einer Basensättigung von über 100% dominiert bemerkenswerterweise Magnesium zu 93.5% (Tab. 14); bei Profil Eto 1 liegt noch eine Ca-Sättigung von 73.8% vor. Die vertikal verlagerten Salze reichern sich in den Dünensandprofilen charakteristischerweise in fossilen, initialen Verbraunungshorizonten an (Haplic Calcisols der FAO-Nomenklatur; FAO 1988: 43). Im Profil Eto 47 steht einer dieser f C<sub>v</sub>-Horizonte bereits oberflächennah zwischen 28 cm und 62 cm unter GOK an. Die elektrische Leitfähigkeit erreicht allerdings auch hier zunächst nicht EC<sub>5</sub>-Werte von über 0.3 mS/cm. Da in den bis über 6 m mächtigen Profilabfolgen der Dünensande aber weitere initiale Verbraunungshorizonte ausgebildet sind, können sich die Salzanreicherungen mit der Tiefe auf EC<sub>5</sub>-Werte von über 1 mS/cm und zum Teil sogar über 2 mS/cm aufsummieren. Die Gliederung der westlichen Pfannenranddünen durch initiale Verbraunungshorizonte und deren Aussagekraft im Hinblick auf eine Rekonstruktion des jungquartären Klima- und Umweltwandels in Etoscha wird in Kapitel 4.4.1. ausführlich diskutiert.

Die "Langgras"-Gesellschaften am westlichen und nördlichen Rand der Etoscha Pfanne gehören mit zu den ökologisch labilsten Vegetationsgesellschaften des Untersuchungsraumes. Entlang des Nordwest- und Nordrandes der Etoscha Pfanne bis zur Nordgrenze des Etoscha N.P. gibt es aber keine Wasserstellen, die von den Tierpopulationen genutzt werden könnten. Der Beweidungsdruck auf die Grassavannen des 'Ekuma Grassveld' (Community 5) und der 'Poachers' Peninsula' (Community 4, Karte 6) ist daher gering, obwohl zum Beispiel im Grasland oberhalb des Hochflutbettes des Ekuma (geomorphologisch: "Ekuma-Delta-Niveaus"; vgl. Kapitel 4.3.2.) mit *Antheophora pubescens* eines der wertvollsten Weidegräser Namibias verbreitet ist (LE ROUX 1980: 87; MÜLLER 1985: 56-57). Anders stellen sich die Verhältnisse am Westrand der Etoscha Pfanne bis auf die Höhe der Wasserstelle 'Okondeka' dar. Der Raum 'Okondeka-Adamax-Leeubron' gehört mit zu den Gebieten, die die schwersten Schäden infolge Vegetationsdegradation und Bodenerosion im gesamten Etoscha N.P. aufweisen (BEUGLER 1991: Folie 1) (Karte 5b). Die Wasserstellen 'Adamax' und 'Leeubron' wurden um 1960 künstlich angelegt und waren ganzjährig zugänglich (DU PLESSIS 1989a: schriftl. Mitt.). Bis 1964 dienten die umgebenden Weideflächen auch als Notweidegebiete für Rinder aus der südlich an den Etoscha N.P. angrenzenden Farmzone. Nachdem im Verlauf der 70er Jahre der Beweidungsdruck durch Tierpopulationen allein des Nationalparks allerdings so groß wurde, daß sich gravierende Vegetations- und Bodenerosionsschäden einstellten, entschloß sich die Nationalparkverwaltung im Jahre 1980, die Wasserstellen 'Adamax' und 'Leeubron' wieder zu schließen, damit sich die Weidegebiete regenerieren können. Bis heute ist dieses Ziel allerdings nicht erreicht worden. Wesentliche Gründe dafür sind in der unterdurchschnittlichen Niederschlagsperiode der 80er Jahre und in der außerordentlichen Niederschlagsvariabilität, die den Raum kennzeichnet, zu suchen (vgl. Kapitel 3.3.2.). Die Schließung der genannten Wasserstellen hatte zur Folge, daß sich der Nutzungsdruck auf die Umgebung der nahegelegenen Wasserstellen 'Okondeka' und



'Okaukuejo' verlagerte. Die Mopane-Savanne um Okaukuejo ist heute vor allem durch Elefantenpopulationen (*Loxodonta africana*) stark degradiert und die Lithic/Rendzic Leptosols bis auf eine "Kalkstein-Hamada" erodiert (Foto 15). Auch in den Dünengebieten westlich von 'Okondeka' kann spätestens seit 1985 eine zunehmende Grasdegradation und Bodenerosionsschädigung beobachtet werden (vgl. Landsat 5 MSS-Aufnahme, Kanal 7, vom 30.10.1985; Abb. 36). Andererseits wurde in den letzten Jahren auch die äolische Umlagerung von Sedimenten des Pfannenbodens, im unmittelbaren Umkreis der Wasserstelle 'Okondeka', durch den hohen Wildbesatz erheblich aktiviert.

Die aktuellen Bodenerosionsschäden betreffen eine Bodengesellschaft am westlichen Rand der Etoscha Pfanne, deren Erodierbarkeit durch Wasser und Wind bereits potentiell als "hoch" eingeschätzt werden muß (Karte 5). Nach BEUGLER (1991: 69-70) übertrifft dabei die Disposition gegenüber Winderosion ('Wind Erodibility Group' [WEG] 2 = "hoch") diejenige gegenüber Wassererosion ('F-Index' [SLEMSA-Modell] 3.5 = "mittel") (Abb. 11). Die für die Böden der Kartiereinheit A6 ermittelten Erodierbarkeits- oder K-Faktoren der 'Universal Soil Loss Equation' (WISCHMEIER & SMITH 1978) streuen reliefabhängig sowie in der Profilaufolge in einem weitem Bereich zwischen 0.04 ("sehr geringes" Erosionsrisiko durch Abspülung) und 0.32 ("mittleres" bis "hohes" Erosionsrisiko durch Abspülung) (BEUGLER 1991: 56-57; Tab. 9). Exemplarische Berechnungen des jährlichen Bodenabtrages durch Abspülung im Bereich der Dünenwälle nach dem 'Soil Loss Estimation Model for Southern Africa' (SLEMSA) zeigen, daß bei einem F-Faktor von 3.5, einer angenommenen mittleren saisonalen Regenenergie von  $E = 8000 \text{ J/m}^2$ , einer realistischen Hangneigung von 0.9% und einer geschätzten aktuellen Vegetationsbedeckung der Bodenoberfläche von 80% bereits mit einem jährlichen Bodenabtrag in der Größenordnung von  $0.9 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$  gerechnet werden muß (Ebenda: 71). Bei einer Vegetationsbedeckung von lediglich 50% steigt der Betrag der Abspülung exponentiell an und erreicht bei völliger Vegetationsentblößung einen maximalen Wert von  $20 \text{ t}\cdot\text{ha}^{-1}\cdot\text{a}^{-1}$  (Abb. 44).

Am Südrand der Etoscha Pfanne sind aktuelle Vegetations- und Bodenerosionsschäden eher kleinräumig verbreitet, kommen jedoch in der unmittelbaren Umgebung nahezu aller Wasserstellen vor. Unter den insgesamt 21 Wasserstellen im Bereich der Vegetationseinheit 'Sweet Grassveld on Lime' sowie der angrenzenden 'Mopane-Savanne' sind größere Flächen vor allem um die Wasserstellen 'Okaukuejo', 'Gemsbokvlakte', 'Homob/Gonob', 'Nuamses', 'Springbokfontein', 'Kalkheuvel', 'Klein Namutoni' und 'Namutoni' betroffen (Karte 5b). Die ökologischen Schäden sind hier - anders als am Pfannenwestrand - die Folge eines allgemein hohen Wasserdargebotes in den überwiegend natürlichen Wasserstellen. Damit sind saisonal äußerst hohe Populationsdichten von Wildgruppen verbunden, für die ausgeprägte Wanderungsbewegungen im Verlauf des Jahres bekannt sind (BERRY 1980; BIGALKE 1961, 1970, 1972; EBEDES 1977; HERDTFELDER 1984; SHELL NAMIBIA Ltd. 1989; THE MINISTRY OF WILDLIFE, NA-

TURE CONSERVATION AND TOURISM [REPUBLIC OF NAMIBIA] o.J.). Von den im Etoscha N.P. insgesamt lebenden etwa 8100 Springböcken (*Antidorcas marsupialis*), 4700 Burchell Zebras (*Equus burchelli antiquorum*) und 2600 Streifengnus (*Connochaetes taurinus*) (Tab. 1) konzentriert sich während der kalten Phase der Trockenzeit von Mai bis August eine unbekannte, in jedem Fall aber überwiegende Zahl von Tieren auf die Grassavanne und angrenzende 'Mopane-Savanne' um die zahlreichen Wasserstellen am Südrand der Etoscha Pfanne östlich von Okaukuejo. Die Migrationen sind in der Abbildung 38 dargestellt. Mit Beginn der heißen Periode der Trockenzeit im September verstärkt sich der Populationsdruck auf die Wasserstellen insgesamt und dehnt sich vor allem auch auf die Weidegebiete in der Umgebung der Wasserstellen um 'Namutoni' und 'Andoni' aus. Diese Verteilung ist aus der Sicht der touristischen Erschließung des Ostteils des Etoscha Nationalparks erwünscht! Mit Beginn der ersten Regenfälle im Januar wandern große Wildherden nach Westen und beweiden die ausgedehnten Flächen des 'Sweet Grassveld on Lime' und des südlichen 'Okondeka Duneveld' westlich und nördlich von 'Okaukuejo'. Hier finden die Tiere im Gebiet der 'Grootvlakte' und den südlichen Ausläufern der 'Adamax Pfanne' auch in ausreichendem Maße offene Wasserflächen vor. Andere Herden konzentrieren sich auf die Umgebung der wasserüberfluteten 'Fisher's Pan'. In dem Maße, wie sich der Zustand der Weideflächen verschlechtert und die ausgedehnten Wasserflächen und Regenwassertümpel der 'Grootvlakte' gegen Ende der Regenzeit im April austrocknen, ziehen die Herden wieder in die Umgebung der ganzjährig offenen und von der Nationalparkverwaltung unterhaltenen Wasserstellen am Südrand der Etoscha Pfanne. In Abhängigkeit vom Regen-/Trockenzeitzyklus sind die saisonalen Wanderungen der Elefantenspopulationen im Etoscha N.P. großräumiger. Auf die Migration der Elefanten vom Westen des Etoscha N.P. ins angrenzende 'Kaokoveld' wurde bereits mit der Darstellung der landschaftsökologischen Zusammenhänge im 'Becken von Otjovasandu' und in 'Kaross' hingewiesen (Kapitel 3.2.1.). Aus dem 'Karstveld' wandern größere Herden mit Beginn der Regenzeit entlang des West- und Ostrandes der Etoscha Pfanne auch heute noch - trotz der Einzäunung des Nationalparks - nach Norden ins 'Ovamboland' und 'Kavangoland' (Abb. 38). Ein Teil der Populationen verbleibt jedoch ganzjährig in der 'Mopane-Savanne' des 'Karstveld' (vgl. auch LESER 1982: 111, Abb. 26).

Das ökologische Gleichgewicht in den Grassavannen des westlichen und südlichen Randes der Etoscha Pfanne ist sehr labil. Diese äußerst wertvollen Weidegebiete reagieren hochsensibel auf eine Überstockung durch große Wildpopulationen, die in ihrem Migrationsverhalten wegen der Einzäunung des Nationalparks stark eingeschränkt sind. Ausgleichsweiden, wie das 'Oponono Lake Grasland', liegen heute unerreichbar im südlichen Ovamboland. Die Vegetationsdegradation führt infolge der hohen Erodierbarkeit der Böden rasch zu Bodenerosionsschäden durch Abspülung und Auswehung<sup>15</sup>. Die Erfahrungen

15

Im Rahmen des Projektes "Etoscha/Namibia" werden Anstrengungen unternommen, die äußerst schwierig erfassbare Bodenerosionsschädigung durch Auswehung zu quantifizieren. Dies schließt insbesondere auch die beobachtbare Intensivierung der äolischen Umlagerung durch den touristischen

im Raum 'Okondeka-Adamax-Leeubron' lehren, daß eine Regeneration der geschädigten Flächen nur über längere Zeiträume erwartet werden kann und bei ungünstigen Niederschlagsverhältnissen in jedem Fall länger als 10 Jahre dauert.

Mittelfristig muß besonders im Raum 'Namutoni' mit einer weiteren Zunahme der Vegetationsdegradation und Bodenerosion gerechnet werden. Die Attraktivität der Weidegebiete beruht hier, neben dem vergleichbar günstigen Wasserangebot, auch auf der Wassergüte. Dies wird auch in Zukunft dazu führen, daß - wie zuvor dargestellt - die bereits heute zum Teil stark geschädigten Flächen nahezu ganzjährig durch Springböcke, Zebras und Gnus beweidet werden. Nach den Auswertungen der chemischen Wasseranalysen durch GAMMER (1993: Karte 3) zeigt sich, daß die Werte der elektrischen Leitfähigkeit (bei 25°C) im östlichen Abschnitt des Pfannensüdrandes mit  $> 300 - < = 600$  mS/m - bei 'Kalkheuvel' sogar unter 300 mS/m - deutlich niedriger sind, als im westlichen Abschnitt (Raum 'Okaukuejo') mit Werten über 1 000 mS/m (s.o., Karte 3). Mit Ausnahme der Quelle 'Klein Namutoni' ( $> 400 - < = 600$  mS/cm bei 25°C) betrifft dies alle artesischen Quellen in der Umgebung von Namutoni ('Chudob' und 'Agab'). Während die Grundwasserquellen mit einer ebenfalls guten Wasserqualität (s. 'Kalkheuvel') allerdings nach unterdurchschnittlichen Regenzeiten im Verlauf der folgenden Trockenzeit vollständig austrocknen können, fördern die artesischen Quellen ganzjährig ergiebige Wassermengen. Es ist daher zu erwarten, daß sich auf die artesischen Quellen, die wahrscheinlich an eine parallel zum Südrand der Etoscha Pfanne streichende und post-karoozeitlich aktive Störungszone gebunden sind (vgl. Karte 2 und Abb. 62a), der Populationsdruck des Wildes bei einer Folge unterdurchschnittlicher Regenzeiten in Zukunft weiter erhöhen wird<sup>16</sup>.

16

Fahrzeugverkehr ein. Vorversuche sollen zunächst klären, ob die von GIESSÜBEL (1987) entworfene und den Verhältnissen in einem Entwicklungsland sehr entgegenkommende Versuchsanordnung den praktischen Erfordernissen in Etoscha genügt (vgl. BUCH 1990a: Fig. 10). Am 18. August 1991 hat der Verfasser nahe der Wasserstelle 'Okondeka' sowie am Rand des Flugfeldes von Okaukuejo je eine Winderosionsfalle errichtet. Die Meßeinrichtung wird zusammen mit jeweils einem kontinuierlich aufzeichnenden Windschreiber von den Kollegen des 'Etosha Ecological Institute' in Okaukuejo betreut. Die Bewirtschaftung der Wasserstellen durch die Nationalparkverwaltung stellt im "quasinatürlichen" Ökosystem des Etoscha N.P. das derzeit einzigste Instrument dar, die Regenerierung von degradierten Weideflächen zu unterstützen. Dabei ist zu berücksichtigen, daß gerade die äußerst geringmächtigen Profile der Bodengesellschaften von (geschichteten) Lithic Leptosols und Rendzic Leptosols am Pfannensüdrand (bodenkundliche Kartiereinheiten C3 und C4; Karte 4) in kurzer Zeit soweit geschädigt sein können, daß die Bodendecke für immer verloren ist. Die Schließung einzelner Wasserstellen ist keine Garantie für eine Regenerierung der geschädigten Weideflächen und führt unter Umständen zu einer Schädigung anderer Flächen. Gemäß den zuvor dargelegten landschaftsökologischen Zusammenhängen kann es daher nur einer "ökologischen Bewirtschaftung" entsprechen, präventive Maßnahmen zum Schutz gefährdeter Gebiete zu ergreifen. Ohne in der vorliegenden Arbeit auf Einzelheiten des Gesamtkonzeptes eingehen zu können, das im Rahmen des Projektes "Etoscha/Namibia" derzeit erarbeitet wird, ist davon auszugehen, daß eine kurz- und mittelfristige Schließung weiterer Wasserstellen - zumindest aber die Verminderung der Schüttung künstlich unterhaltener Wasserstellen - notwendig sein wird. Letztere Maßnahme wird seit dem Jahre 1991 an der Wasserstelle Okaukuejo ergriffen. Diese unpopulären Maßnahmen stehen zweifellos im Gegensatz zu den Zielen einer touristischen Erschließung des Etoscha N.P. und führten bereits in der Vergangenheit zu kontroversen Diskussionen innerhalb der Nationalparkverwaltung. Dabei muß freilich beachtet werden, daß der langfristige Erfolg der für das unabhängige Namibia überlebensnotwendigen Tourismusbranche grundlegend von einer intakten Umwelt abhängt.

Mit der Darstellung des Synergismus biotischer und abiotischer Geofaktoren und Prozesse am Ostrand der Etoscha Pfanne wird die Analyse der landschaftsökologisch relevanten geologischen und geomorphologischen Grundstrukturen des Untersuchungsraumes abgeschlossen. LE ROUX (1980: 40; 38, Fig. 3.2.) bezeichnet diesen Raum als 'Kalahari Sandveld' (Karte 1) und kennzeichnet damit die vegetationsgeographische Sonderstellung innerhalb des Etoscha N.P. sowie seine Verwandtschaft zu ähnlich strukturierten Vegetationsgesellschaften im angrenzenden Kavangoland mit fließendem Übergang zur Kalahari. Der in der vorliegenden Arbeit verwendete morphologische Begriff der "Mushara-Niveaus" trägt der engen Verknüpfung des Raumes mit der quartärgeomorphologischen Entwicklung der Etoscha Pfanne Rechnung (Abb. 36)<sup>17</sup>.

Im Unterschied zum Südrand und vor allem zum Westrand der Etoscha Pfanne, die - auch aktuell - wesentlich durch Prozesse einer äolischen Umlagerung von karbonatreichen, sandigen Feinsedimenten vom Boden der Etoscha Pfanne geprägt werden, sind im Nordosten der Etoscha Pfanne karbonatfreie, fluviale Sande verbreitet. Die fluvialen Schüttungen aus östlicher und nordöstlicher Richtung sind in ihrer Gesamtheit älter als die Abfolge karbonatreicher Dünensande im Westen (vgl. Kapitel 4.3.2. und 4.4.1.). Die Karbonatfreiheit der Sande und höhere durchschnittliche Jahresniederschläge in der Größenordnung zwischen 450 mm und 500 mm bedingen besondere bodengeographische und vegetationsgeographische Verhältnisse (s.u.). Eine äolische Umlagerung von karbonatreichen Sedimenten findet, wie am Nordsaum der Etoscha Pfanne, lediglich kleinräumig vom Pfannenboden zum unmittelbaren Pfannenrand statt. Eine flächenmäßig bedeutendere Verbreitung von Calcaric Arenosols der bodenkundlichen Kartiereinheit A6 bleibt daher auf die 'Stinkwater Bucht' beschränkt (Karte 4). Morphographisch steht damit dem dünen gesäumten Westrand der Etoscha Pfanne ein in zahlreiche größere und kleinere Buchten gegliederter Ostrand gegenüber. Die größeren buchtartigen Erweiterungen werden - von Norden nach Süden - als 'Andoni Bucht', 'Stinkwater Bucht' und 'Namutoni Bucht' bezeichnet (Abb. 36).

Die dichte, gemischte Trockenwaldgesellschaft des 'North-Eastern Sandveld' (Community 20 nach LE ROUX 1980: 114-118 und LE ROUX et al. 1988: 10; Karte 6) unterscheidet sich bereits physiognomisch grundlegend von den offenen Grassavannen des 'Sweet Grassveld on Lime' und des 'Okondeka Duneveld'. In der Artenzusammensetzung ergeben sich - aus geomorphologischer Sicht bemerkenswerte - Übereinstimmungen mit der 'Paradys Vegetation Mapping Unit' (Community 17; LE ROUX et al. 1988: 9-10) im zentralen Norden des Etoscha N.P.. In der Baumschicht dominieren *Terminalia prunioides* (Abundanz-Werte von 37%), *Croton menyhartii*, *Grewia flava* und *Lonchocarpus nelsii*. *Terminalia prunioides* erreicht insbesondere auf den wallartigen Erhebungen, die sowohl das "Obere Mushara-Niveau" (GOK um 1100 m ü. NN), als auch das "Untere Mushara-Niveau" (GOK um 1090 m ü. NN) halbkreisförmig einfassen, Baumhöhen bis zu rund 8 m

17

Die Lokalbezeichnung der Niveaus wurde nach der zentral gelegenen Wasserstelle 'Mushara' gewählt.

(vgl. auch DU PLESSIS 1992a: 31, Fig. 3). Die Strauchschicht wird überwiegend von verschiedenen *Grewia*-Arten, *Lonchocarpus nelsii*, *Erhetia rigida* und einer Reihe weiterer Spezies aufgebaut. In der spärlichen Grasschicht ist *Schmidtia kalahariensis* der wichtigste Vertreter.

Die charakteristische, gemischte Trockenwaldgesellschaft des 'North-Eastern Sandveld' stockt ausschließlich auf karbonatfreien Sanden, die nach den vorliegenden Befunden im zentralen Teil des "unteren Mushara-Niveaus" eine Mächtigkeit von über 4 m erreichen können (Profil Eto 100 im Anhang A). Nach der Beschreibung der Grundwasserbohrung 'Tsumcor' (Bohrung 3, Abb. 63b) überdecken die 4.9 m mächtigen, karbonatfreien Decksande eine lokal (stark) kalkimprägnierte Wechselfolge von weißen bis grauen Sandsteinen, grau-grünen Sanden und grünen Tonen. Das West-Ost Profil durch den Etoscha N.P. in Abbildung 19 erfaßt die geologisch/geomorphologische Situation im Nordosten und verdeutlicht die Eintiefung der Etoscha Pfanne in diese Hangendfolge der Kalahari-Sedimentation. Eigene Bohrungen auf dem Pfannenboden (s.o.) sowie Kartierungen am östlichen Pfannenrand unterstreichen, daß innerhalb der Hangendsedimentation der Kalahari Gruppe offenbar ein engräumiger Fazieswechsel zwischen einem Sandstein, Siltstein und Tonstein der 'Andoni Formation' vorliegt. Die Beobachtungen belegen jedoch auch, daß in den Randzonen der "Mushara-Niveaus", im Bereich der nach Westen ausgreifenden Halbinseln (z.B. 'Stinkwater-Halbinsel') sowie auf der nach Westen vorgelagerten 'Pelikan Island', ein maximal 1-2 m mächtiger Kalkstein die Hangendfolge der Kalahari Gruppe (Sandstein-, Siltstein- und Tonsteinfazies) abdeckt (vgl. auch MARTIN & WILCZEWSKI 1972: 722, Abb. 3 und RUST 1985: 232, Fig. 15). Wahrscheinlich werden auch die Decksande im östlichen Teil des "oberen Mushara-Niveaus" (GOK um 1100 m ü. NN) von einem geringmächtigen Kalkstein unterlagert, der im Bereich der 'Beiseb Pfanne' ansteht (Abb. 19). In den zentralen Teilen des "oberen Mushara Niveaus" und des "unteren Mushara-Niveaus" ist der geringmächtige Kalkstein offensichtlich bereits erodiert. Damit ergibt sich in den zentralen Teilen beider Niveaus gegenüber den Randzonen (im Bereich der wallartigen Umkränzung) eine stärkere Eintiefung. Die Bedeutung dieser Befundlage für die Rekonstruktion der känozoischen Landschaftsgeschichte des Raumes wird detaillierter in den Kapiteln 4.2.2. und 4.3.2. diskutiert.

Die karbonatfreien Decksande der beiden "Mushara-Niveaus" werden von Xanthic Arenosols (Munsell-Farbe 7,5 YR) allgemein großer Entwicklungstiefe überprägt (bodenkundliche Kartiereinheit A2; Karte 4), wie sie mit Profil Eto 6 (Abb. 45) beschrieben ist. Im Bereich der wallartigen Umkränzung der "Mushara Niveaus", am Übergang zur 'Andonivlakte', überdecken die durchgehend von Kalksplittern durchsetzten, schwach tonigen Sande in einer Mächtigkeit von 135 cm den im Liegenden anstehenden Kalkstein. Im Vergleich zu den Xanthic Arenosols der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' (bodenkundliche Kartiereinheiten A3 und A4; vgl. z.B. Profil Eto 131, Abb. 26) sind die fein- bis mittelkörnigen Sande hier mit einem Median-Wert (Md [ $\phi$ ]) zwischen 2.3 und 2.4 etwas gröber, mit ei-

dem Sortierungskoeffizienten (QD [ $\phi$ ]) um 0.8 aber ebenso mäßig sortiert (vgl. Anhang D). Die vergleichsweise geringe Mächtigkeit der Sande bedingt eine vollständige pedogenetische Überprägung der Decksande bis zum liegenden Kalkstein. Der in situ-Charakter der Pedogenese kommt in der aufgehellten Farbe des  $B_{uv}C_v$ -Horizontes (7,5 YR 4-5/6) zum Ausdruck und wird auch durch eine tendenzielle Abnahme der  $Fe_d$ -Gehalte mit der Tiefe (von 1.4‰ auf 0.7‰) unterstrichen (Abb. 45). Die Feldebefunde, wie die analytischen Standardwerte weisen die obersten 5 cm des Profils als korrelates Sediment aktueller, äolischer Umlagerungsprozesse aus. Auch noch der 30 cm mächtige, sehr schwach humose  $A_h$ -Horizont weist eine aktuell-äolische Komponente im Vergleich zum basalen Abschnitt des Profils auf. Obwohl der Gehalt an organischer Substanz mit 0.5% für sandige Substrate als vergleichsweise hoch eingeschätzt werden kann, ist der Gesamt-Stickstoffgehalt im Oberboden mit 0.01% äußerst gering. Die Bodenreaktion ist auf Grund des Durchsatzes der Sande mit Kalksplintern höher als in anderen Teilen der "Mushara-Niveaus" (s.u.). Sie liegt durchweg im schwach alkalischen Bereich und schwankt zwischen pH 7.7 und 8.0. Mit Werten von unter 5 mval/100g Boden ist die Kationenaustauschkapazität (KAK<sub>pot</sub>) im Profil Eto 6 ähnlich gering wie bei anderen Arenosol-Bodenbildungen des Untersuchungsraumes (Tab. 15). Die Basensättigung liegt zwischen 92.5% und 100%, wobei die Ca-Sättigung mit Werten zwischen 78% und 90% mit Abstand dominiert.

Die mit der Abfolge des Profils Eto 6 beschriebenen Xanthic Arenosols auf den wallartigen Umkränzungen des "oberen" und "unteren Mushara-Niveaus" werden in den bis zu 5 m tieferliegenden, zentralen Teilen beider Niveaus von fahl grauen, gemischt fluvial/äolisch umgelagerten Sanden fossilisiert. Damit liegen weitverbreitet Schichtprofile vor, wie sie mit dem Profil Eto 100 dokumentiert ist (Abb. 46). Die Schichtung kommt in der Tiefenfunktion der pedogenen Eisenoxide deutlich zum Ausdruck: Die 140 cm mächtigen, äolisch-kolluvialen oM- und owM-Horizonte weisen noch geringe  $Fe_o$ -Gehalte von 0.1‰ bei gleichzeitig - gegenüber dem fossilen Xanthic Arenosol - leicht erniedrigten  $Fe_d$ -Gehalten auf. Der  $Fe_d$ -Gehalt erreicht erst im kolluvialen Umlagerungshorizont (II fBuv owM-Horizont) unmittelbar über dem fossilen Xanthic Arenosol ein Maximum und zeigt damit, zusammen mit der kräftig dunkel braunen Färbung (7,5 YR 4/4), bereits eine deutliche Prägung durch die liegende Pedogenese an. Entsprechend einer abnehmenden Intensität der pedogenetischen Überprägung der fluvialen Sande durch den Xanthic Arenosol nehmen auch die Gehalte an dithionitlöslichen, pedogenen Eisenoxiden mit der Tiefe ab. Die Umlagerungshorizonte sind bis in eine Tiefe von 76 cm durch erstaunlich hohe Gehalte an organischer Substanz zwischen 0.6% und 1.1% gekennzeichnet, die den Oberflächensanden ihre typisch fahlgraue bis dunkel gelblich-braune Farbe (10 YR 4/3-4/4) verleihen. Die Bodenreaktion ist in den Umlagerungshorizonten mit pH-Werten knapp über pH 7 signifikant höher als im sehr schwach sauren (pH 6.8) Solum des fossilen Xanthic Arenosol. Die Salzgehalte sind in der gesamten Profilabfolge mit Werten unter 0.03% öko-physiologisch nicht relevant. Mit dem Erreichen der Untergrenze des Verbraunungshorizontes, der

im tieferen Abschnitt zwischen 225 cm und 268 cm unter GOK als Lamellenverbraunung ausgebildet ist, setzt eine schwache bis mäßige Rostfleckung ein. Die ab 300 cm unter GOK fühlbare Feuchte kündigt einen nahen Grundwasserspiegel über dem liegenden, kohärenten Silt- und Tonstein an.

Gegenüber den gelblich-braunen Xanthic Arenosols (Profile Eto 6 und Eto 100) aus karbonatfreien Sanden beider "Mushara-Niveaus" weist ein schmaler Streifen ebenfalls karbonatfreier Sande unmittelbar an der Nordostgrenze des Etoscha N.P. zum Ovambo-land eine deutlich intensivere Pedogenese vom Typ der Rhodic Arenosols (bodenkundliche Kartiereinheit A1; Karte 4) auf. Bei den rötlich gefärbten Sanden handelt es sich um Ausläufer des im Norden und Nordosten Namibias und den angrenzenden Ländern weitverbreiteten Systems roter Längsdünen (Abb. 36). Bei einer absoluten Höhe um 1110 m ü. NN liegt der flache Längsdünenwall um etwa 10 m höher als das "obere Mushara-Niveau" und damit rund 30 m über dem Boden der Etoscha Pfanne (Abb. 85). Aus geomorphologischer und pedologischer Sicht ist der Längsdünenausläufer mit einer Rhodic Arenosol-Bodenbildung im Nordosten des Etoscha N.P. damit bereits dem Landschaftsraum des 'Kavango Längsdünenveld' im Nordosten Namibias zuzurechnen (Karte 1).

Nach den vorliegenden sedimentologischen Analysen von Proben des Profils Eto 137 (vgl. Anhang A und D) sind die Sande des Längsdünenausläufers im Vergleich zu den benachbarten Sanden der beiden "Mushara-Niveaus" (z.B. Profil Eto 6; s.o.) durchweg feiner (Md-Werte um 2.4 [phi] gegenüber 2.1 [phi]) und mit Sortierungskoeffizienten zwischen QD (phi) 0.8 und 1.0 gegenüber QD (phi) 0.8 tendenziell schlechter sortiert. Die rötlich gefärbten Sande der Längsdünenausläufer weiter im Westen, im Raum 'Paradys' (Profil Eto 128; s.o.), sind vergleichsweise feinkörniger (Md[phi]-Werte um 2.9) und mit QD(phi)-Werten um 0.6 deutlich besser sortiert.

Der Rhodic Arenosol des Profils Eto 137 im Nordosten des Etoscha N.P. ist, ebenso wie entsprechende Bodenbildungen der Profile Eto 128 (Raum 'Paradys') und Kav 4 (Raum 'Rundu/Okavango') (vgl. Anhang A), nach der Geländeansprache und den Laboranalysen als in situ-Pedogenese ausgewiesen. Die Bedeutung dieses Befundes sowie die daraus abzuleitenden Folgerungen für die känozoische Entwicklungsgeschichte des Untersuchungsraumes werden in den Kapitel 4.3.1. und 4.3.2. ausführlich diskutiert. Die Solumsmächtigkeit des Profils Eto 137 beträgt rund 170 cm (Abb. 84). Die im Vergleich zu den zuvor beschriebenen Xanthic Arenosols der "Mushara-Niveaus" höheren Gehalte an dithionitlöslichen pedogenen Eisenoxiden von bis zu  $Fe_d$  3.3‰ verleihen den Rhodic Arenosols ihre markant rötliche Farbe (5 YR 4/4-3/4 bis 5 YR 5/6-5/8). Sie sind möglicherweise auch dafür verantwortlich zu machen, daß auf Standorten der bodenkundlichen Kartiereinheit A1 die größten Wuchshöhen von *Terminalia* sp. von bis zu 8-10 m erreicht werden. Mit Gehalten an organischer Substanz um 0.9% werden in der Größenordnung vergleichbare Werte wie bei den Xanthic Arenosols erreicht. Die Bodenreaktion ist jedoch

mit Werten im schwach sauren Bereich um pH 6.2 im Oberboden deutlich niedriger.

Die ausgesprochen günstigen Infiltrationseigenschaften, die geringe Neigung zur Bildung von Oberflächenverkrustungen und äußerst niedrige K-Faktoren (USLE-Modell) zwischen 0.02 und 0.03 begründen die sehr geringe Erosionsanfälligkeit der Xanthic Arenosols gegenüber der Abspülung (BEUGLER 1991: 68; Abb. 65; Tab. 2; Tab. 9). Die Eigenschaften der Rhodic Arenosols sind zwar experimentell noch nicht untersucht, können aber nach Inaugenscheinnahme im Gelände in gleicher Weise eingeschätzt werden. Der ermittelte F-Index von 7 (= maximaler Erosionswiderstand im SLEMSA-Modell) ist der höchste Wert aller bisher untersuchten Bodengesellschaften des engeren Untersuchungsraumes des Etoscha N.P. (Karte 5a, Abb. 11). Dem steht jedoch eine hohe Erodierbarkeit durch Auswehung ('Wind Erodibility Group' [WEG] 2) gegenüber. Diese Einschätzung der potentiellen Erodierbarkeit durch Wind erscheint unter den gegebenen Verhältnissen der dichten Vegetationsgesellschaft des 'North-Eastern Sandveld' aktual-geomorphodynamisch als nicht relevant. Die Beobachtungen während der Geländearbeiten von 1989 bis 1992 sowie die deutlich ausgebildeten äolischen Deckschichten der meisten Bodenprofile belegen jedoch, daß Prozesse der Winderosion im Nordosten des Etoscha N.P. aktuell äußerst wirksam sind! Potentielle Auswehungsgebiete stellen vor allem die einzigen ganzjährig zugängigen Wasserstellen des Raumes, die drei künstlich angelegten Wasserstellen von 'Mushara', 'Tsumcor' und 'Kameeldoring' dar. Obwohl die Wasserqualität hier mit Werten der elektrischen Leitfähigkeit zwischen  $> 300$  und  $\leq 600$  mS/m (bei 25°C) nach GAMMER (1993: Karte 3) - ähnlich wie bei der Quelle 'Andoni' - nur als "mäßig" einzuschätzen ist (Karte 3), besteht auf die genannten Wasserstellen ein hoher Nutzungsdruck durch die Großsäugerpopulationen des Raumes. Die dadurch hervorgerufene Schädigung der Vegetation, die insbesondere den großen Elefantenherden zugeschrieben werden muß, wird allerdings erst bei einer Betrachtung aus der Luft deutlich (Foto 16). Neben den von einer Vegetationsdegradation stark betroffenen Flächen unmittelbar um die Wasserstellen (Karte 5b) bilden auch die Wildwechsel und die festgelegten Trampelpfade der Elefanten zahlreiche Ansatzpunkte für Prozesse der Deflation. Neben den Elefanten sind es jedoch auch große Populationen von Giraffen (*Gieraffa camelopardalis*), die zu einer zunehmenden Vegetationsdegradation und Winderosion beitragen. Die Individuenzahl der Giraffen (im Jahr 1990 im gesamten Etoscha N.P. 818 +/- 272 Tiere; Tab. 1) ist in den letzten Jahren gerade im Raum 'Namutoni' soweit angestiegen, daß sich die Nationalparkverwaltung im Jahre 1991 entschloß, etwa 100 Tiere einzufangen und in den 'Caprivi Zipfel' im Nordosten Namibias umzusiedeln.

### 3.3. Grundzüge der klimageographischen Ausstattung im Norden Namibias

Die mit den voranstehenden Kapiteln dargestellte, wesentlich von den geologisch-tektonischen und geomorphologischen Grundstrukturen geprägte landschaftsökologische Gliede-



zung des Untersuchungsraumes wird von einem klimatischen Wandel überlagert, der sich vor allem in einem bemerkenswerten Niederschlagsgradienten ausdrückt. Auf einer Strecke von rund 300 km nimmt der langjährige durchschnittliche Niederschlag von über 450 mm/a im Osten (Raum 'Namutoni') auf unter 300 mm/a im Westen (Raum 'Otjovasandu') ab (Karte 9a). Nach Westen zu steigert sich der Niederschlagsgradient weiter; bereits im Raum 'Sesfontein/Kaokoland' - etwa 100 km westlich von 'Otjovasandu' gelegen - werden gerade noch 100 mm Jahresniederschlag erreicht. Dem stehen in nordöstlicher Richtung, im 500 km von Namutoni entfernten 'Rundu/Kavangoland', Jahresniederschläge zwischen 550 mm und 600 mm gegenüber (DEPARTMENT OF WATER AFFAIRS 1973; VAN DER MERWE 1983: 10; LE ROUX et al. 1988: 1). Innerhalb des engeren Untersuchungsraumes des Etoscha N.P. spiegelt sich dieser Wandel der Niederschlagsverhältnisse in der Physiognomie und Artenvielfalt der Vegetationsgesellschaften wieder: Der weitständigen Buschsavanne im niederschlagsärmeren Westen (z.B. 'dry sandveld'-Gesellschaften; Kartiereinheiten 16, 17, 18, 29 nach LE ROUX et al. 1988: 9-10) steht eine dichte Busch- und Baumsavanne (z.B. 'wetter sandveld'-Gesellschaften; Kartiereinheiten 19, 20 nach LE ROUX et al. 1988: 10) gegenüber. Ein Indikator für die hygrischen Verhältnisse ist die Verbreitung von *Sesamothamnus guerichii* ausschließlich in den trockeneren Regionen sowie von *Spirostachys africana* ausschließlich in den Regionen mit höheren Niederschlägen.

Bei den bisherigen Betrachtungen wurde lediglich die räumliche Abwandlung eines Klimatelementes - des Niederschlages - berücksichtigt, wie sie sich in der natürlichen Vegetation des Untersuchungsraumes widerspiegelt. Die zeitliche Dimension des Klimas, das heißt der charakteristische Jahrgang der Witterung im Norden Namibias, bedarf im folgenden einer detaillierten Erläuterung. Besondere Aufmerksamkeit - auch im Hinblick auf eine Deutung der Befunde zum känozoischen Klima- und Umweltwandel - wird dabei den Problemen einer Variabilität und Periodizität des Klimas insgesamt, und vor allem der Niederschlagsverhältnisse, gewidmet. Die vorliegenden Meßdaten erlauben eine Betrachtung der Problemstellung in der zeitlichen Größenordnung von Jahr zu Jahr, einigen zehn Jahren und bis zu nahezu 100 Jahren.

### 3.3.1. Klima und Witterungsgang

Der Untersuchungsraum im Norden Namibias gehört nach der effektiven Klimaklassifikation der "Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde" von TROLL & PAFFEN (1964) den tropischen Trockenklimaten der tropischen Dorn-Sukkulenten-Wälder und -Savannen mit 4 1/2 bis 2 humiden Monaten (V,4) an (MÜLLER 1980: 265). Gemäß der Köppenschen Klassifikation handelt es sich - aus subkontinentaler Sicht - um ein heißes (h), wintertrockenes (w) Steppenklimate (BS) mit einem Temperaturmaximum im Frühsommer (g) (BS<sub>hw</sub>-Klimate) (VAN DER MERWE 1983: 23). Erst beide Klimaklassifikationen zusammen genommen typisieren aber den Klimacharakter so umfassend wie möglich. Die synop-

tische Betrachtung des thermischen und hygrischen Jahresganges führt BERRY (1980: 31) zur Unterscheidung von drei "Jahreszeiten" im Untersuchungsraum:

- \* feuchte und heiße Periode von Januar bis April
- \* trockene und kalte Periode von Mai bis August
- \* trockene und heiße Periode von September bis Dezember.

Thermisch ist das Klima des Untersuchungsraumes als "randtropisch" zu charakterisieren. Das Thermoisoplethendiagramm der Station 'Okaukuejo' (Abb. 47) verdeutlicht zunächst die starken Tagesschwankungen der Temperatur, wie sie für "Tageszeitenklimate" der Tropen im Sinne von TROLL (1943) typisch sind. Während der trockenen und kalten Periode der Trockenzeit beträgt die Tagesamplitude der Temperatur im Monat Juli 18°C, während der trockenen und heißen Phase der sogenannten "kleinen Regenzeit" im Monat Dezember immerhin noch 12°C. Dem stehen Jahresamplituden von minimal 9°C (14 Uhr) und maximal 15.4°C (8 Uhr) gegenüber. Damit übertrifft zumindest die Jahresschwankung des 8 Uhr-Termines die Tagesschwankung im Monat Dezember! Die niedrigsten Tagestemperaturen werden ganzjährig unmittelbar nach Sonnenaufgang erreicht. Bei durchschnittlichen Temperaturminima zwischen 5.9°C und 8.9°C während der Monate Juni bis August (1982-1990) bedeutet dies, daß schwacher Nachtfrost auftreten kann. Die niedrigste gemessene absolute Minimumtemperatur betrug -3.5°C am 15. Mai 1985 (ENGERT 1992b: mündl. Mitt. <sup>18</sup>; vgl. auch BERRY 1980: 40; 41, Tab. 2.6). Im Monat Januar wurden demgegenüber während der Beobachtungsperiode 1982-1990 durchschnittliche Minimumtemperaturen von 18.9°C gemessen. Im Verlauf der Vormittagsstunden bis 14 Uhr herrscht der größte Temperaturgradient im Verlauf des Tages (Abb. 47). Durchschnittliche Maximumtemperaturen von 26.1°C im Juni stehen 34.7°C während der Monate November und Dezember gegenüber (Periode 1982-1990). Dabei haben nach BERRY (1980: 41, Tab. 2.6) während der Beobachtungsperiode 1974 bis 1978 von August bis Mai die absoluten Maxima den Wert von 30°C mindestens an einem Tag des Monats übertroffen - im Dezember an allen Tagen! - und erreichten in den Monaten Oktober bis Dezember Spitzenwerte um 39°C.

Der Jahresgang der Monatsmittel-Temperaturen (Abb. 48) unterstreicht den "randtropischen" thermischen Klimacharakter des Untersuchungsraumes. Mit einer durchschnittlichen Mitteltemperatur des kältesten Monats von 16.1°C (Juli; Periode 1982-1990) liegt der Untersuchungsraum zunächst bereits jenseits der 18°C-Isotherme des kältesten Monats, durch die nach V. WISSMANN (1948) die tropische "Wärmemangelgrenze" definiert werden kann. Andererseits gehört die Jahresschwankung der Monatsmittel-Temperaturen mit einem Wert von 10.5°C genau jenem Schwankungsbereich zwischen 10°C und

18

Die Untersuchungsergebnisse von Frau cand.geogr. S. Engert zum Thema "Räumliche Variabilität und zeitliche Periodizität der Niederschläge im Etoscha Nationalpark/Namibia und angrenzenden Landschaften - mit einer Anmerkung zur Erosivität der Niederschläge" wurden im Rahmen einer Diplomarbeit vorgelegt. Sie sind ein Beitrag zum Forschungscooperation-Projekt "Etoscha/Namibia". Den folgenden Ausführungen liegen - soweit nicht anders gekennzeichnet - die Auswertungen des umfangreichen Datenmaterials durch Frau cand.geogr. S. Engert zugrunde.

12°C an, den LAUER (1975: 10, Abb. 3) als "randtropischer Modelltyp des Temperaturganges in den Tropen" bezeichnet. Im Verlauf der Trockenzeit steigen die Monatsmitteltemperaturen von rund 16°C während der beiden kältesten Monate Juni (16.3°C) und Juli (16.1°C) auf einen Maximalwert von 26.6°C im Monat Januar, das heißt mit Beginn der Hauptregenzeit (s.u.), an (Abb. 48). Die ersten geringen Regenfälle der Monate September und Oktober vermögen dabei den Temperaturanstieg nicht zu dämpfen. Erst mit den höheren Niederschlägen über 30 mm ab November/Dezember verringert sich der Temperaturanstieg und pendelt sich dann um Monatsmittelwerte von 26°C ein (Abb. 48). Mit Beginn des niederschlagsreichsten Monats des Jahres, des Monats Februar, verringern sich die Monatsmitteltemperaturen kontinuierlich bis in die Trockenzeit (s.o.).

Die hygrischen Verhältnisse im Jahresverlauf sind durch den saisonalen Wechsel von Regen- und Trockenzeit charakterisiert. Dieser saisonale Wandel prägt wesentliche biotische Prozesse (z.B. Wildmigration; auskeimen/sprossen der Gräser; Blattaustrieb, Blütezeit, Blattfall von *Colophospermum mopane*; Blüte von *Acacia*; u.a.) und führt insbesondere zu einem rhythmischen Wechsel dominierender fluvialer bis fluvial-limnischer und dominierender äolischer Geomorphodynamik im Untersuchungsraum. Der Jahresgang des Niederschlages an der Station 'Okaukuejo' ist in Abbildung 48 in Gegenüberstellung der langjährigen Meßperiode von 1913 bis 1990, sowie der Periode mit unterdurchschnittlichem Niederschlag von 1982 bis 1990 dargestellt. Beide Diagramme zeigen hinsichtlich des Jahresganges des Niederschlages grundsätzlich einen gleichen Verlauf. Größere Abweichungen ergeben sich lediglich nach der Höhe der Niederschlags-Mittelwerte der Monate Dezember (63.7 mm [1913-1990] gegenüber 35.1 mm [1982-1990]) und Februar (102.4 mm [1913-1990] gegenüber 85.3 mm [1982-1990]).

Nach BERRY (1980: 32-34) lassen sich drei hygrische Phasen im Jahresverlauf unterscheiden (s.o.). In einer ersten Phase, die als sogenannte "kleine Regenzeit" bezeichnet wird, nimmt sowohl die Niederschlagshöhe als auch die Anzahl der Regentage von September (Beobachtungsperiode 1982-1990: 1.7 mm/0.5 Tage) bis Dezember (35.1 mm/5.5 Tage) kontinuierlich zu (Abb. 49). Die Niederschlagsmenge ist jedoch insgesamt noch zu gering und regional höchst unterschiedlich verteilt, um ökologisch effizient sein zu können. Lediglich *Colophospermum mopane* genügt der geringe Niederschlag für einen Blattaustrieb bereits im Verlauf des Monats Oktober. Erst im Monat Januar setzt die Hauptregenzeit ein. Die Niederschläge sind nun bei 71.6 mm und 8.6 Regentagen im allgemeinen so hoch und vergleichsweise gleichmäßiger verteilt, daß innerhalb weniger Tage die Gräser auskeimen beziehungsweise sprossen und die in Kapitel 3.2.3.5. beschriebene Wildmigration beginnt. Das Jahresmaximum des Niederschlages fällt im Raum 'Okaukuejo' im Verlauf des Monats Februar und macht mit 85.3 mm (10.0 Regentage [1982-1990]) bzw. 102.4 mm im langjährigen Mittel 1913-1990 alleine rund 26% des gesamten Jahresniederschlages aus (Abb. 49). Die ökologisch effektive Regenzeit endet im Verlauf des Monats April (30.6 mm bei 4.5 Regentagen). Die Monate von Mai bis August/September gelten mit Nieder-

schlagen unter 2 mm (max. 0.8 Regentage im langjährigen Durchschnitt) als Trockenzeit. Die Abweichungen von diesem Jahresgang des Niederschlages im langjährigen Durchschnitt werden in Kapitel 3.3.2. eingehend dargestellt und diskutiert.

Die relative Luftfeuchtigkeit verändert sich im Jahresverlauf in Abhängigkeit von der Temperatur und den Niederschlägen. Eine einfache Abhängigkeit ergibt sich auch zur Anzahl der Regentage (Abb. 50). Während der zweiten Hälfte der Trockenzeit liegen die Monatsmittelwerte der relativen Luftfeuchtigkeit durchweg unter 25%. Die geringste relative Luftfeuchtigkeit wird dabei im Mittel der Meßperiode 1982-1990 während des Monats September mit 18% erreicht. Mit der Zunahme der Anzahl der Regentage sowie höheren Niederschlägen insgesamt (vgl. Abb. 49) nimmt die relative Luftfeuchtigkeit rasch zu und erreicht ihren maximalen Wert im Verlauf des niederschlagsreichsten Monats Februar mit durchschnittlich 42.6%. Das Ende der ökologisch effizienten Regenzeit im April geht mit einer deutlichen Verminderung der relativen Luftfeuchtigkeit mit Werten zwischen 30% und 25% während der ersten Monate der Trockenzeit (Mai und Juni) einher.

Die Niederschläge in Etoscha fallen nach den langjährigen Beobachtungen von BERRY (1980: 34) überwiegend im Verlauf von mäßig starken bis heftigen Gewitterereignissen bei vorherrschender Cumulus- und Cumulonimbus-Bewölkung. Besonders während der "kleinen Regenzeit" von September bis Dezember führen die Gewitter häufig zu lokalen Bränden (SIEGFRIED 1981), so, wie sie der Autor in der Nacht vom 21. auf den 22. September 1991 vom Nordrand der Etoscha Pfanne auf der Ostseite der 'Poacher's Point-Halbinsel' sowie entlang des Nordzaunes des Etoscha N.P. beobachtet hat. Der Niederschlagstyp bedingt regional höchst unterschiedliche Niederschlagsmengen mit hoher Variabilität von Jahr zu Jahr (vgl. Kapitel 3.3.2.). BERRY (1980: 34, 37) beschreibt ein Regenereignis, bei dem in 'Okaukuejo' am 26. März 1978 22 mm Niederschlag gemessen wurden, während am 17 km entfernten 'Andersson Gate', dem Eingangtor zum Etoscha N.P. von 'Outjo', gerade 3 mm Niederschlag auftraten. Die höchste Niederschlagsmenge in Okaukuejo wurde bisher mit 106.2 mm in 24 Stunden am 4. Dezember 1934 aufgezeichnet. Die bisherigen Auswertungen der maximalen halbstündigen Niederschlagsintensitäten von Niederschlagsereignissen an der Station Okaukuejo während des Beobachtungszeitraumes vom 1.9.1974 bis 31.5.1982 ergab (Abb. 51), daß I30-Ereignisse bis zu 20 mm mit einer Häufigkeit von insgesamt 89.5% auftreten (WEATHER BUREAU OF NAMIBIA/WINDHOEK o.J.; vgl. auch BEUGLER 1991: 25; Abb. 22). Höhere 30-minütige Niederschlagsintensitäten sind dagegen selten; den Maximalwert stellt ein Ereignis mit halbstündiger Niederschlagsintensität von 38.4 mm dar (Abb. 51).

Die Saisonalität der Niederschläge im südlichen Afrika wird heute als komplexes Zusammenwirken verschiedener Subsysteme der atmosphärischen Zirkulation, einschließlich regionaler Komponenten, verstanden. Nach TYSON (1986: 95-114) und HEINE (1988: 7-9) gehören die nördliche und südliche HADLEY-Zelle, eine FERRELSche Zelle, die WALKER-Zirkulation, die sogenannte 'Southern Oscillation' sowie ausgedehnte

atmosphärische Wellenstörungen aus subkontinentaler Sicht zu den wichtigsten Zirkulationsgliedern. Auf die Bedeutung zusammenhängender tropisch-außertropischer Tröge und Konvergenzzonen mit Wolkenbändern für das regionale Niederschlagsgeschehen weisen insbesondere WEISCHET (1979) und TYSON (1986: 133-139) hin. Im südlichen Afrika bis 20°S, und damit auch im Norden Namibias, wird der Jahresgang des Niederschlagsgeschehens wesentlich von der sich jahreszeitlich verändernden Lage der Konvergenzzone dreier bodennaher, tropischer Luftmassen mit darin eingelagerten, geschlossenen Tiefdruckgebieten sowie Tiefdrucktrögen gesteuert (Abb. 52). Im Bereich der sogenannten "Zaire Air Boundary (ZAB)", die die bodennahen Luftmassen vom Atlantik von denen des Indischen Ozeans trennt, kommt es zu ausgeprägten vertikalen Luftmassenbewegungen und hochreichenden Wolkenbildungen vom Typ der bereits genannten Cumulonimbus. Nach dem heutigen Kenntnisstand muß davon ausgegangen werden, daß bereits kleine Lageveränderungen der "Zaire Air Boundary (ZAB)" von Jahr zu Jahr beziehungsweise von Tag zu Tag - ihrerseits das Ergebnis eines komplexen Zusammenwirkens verschiedener Subsysteme der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre (s.o.) - die Ergiebigkeit der Regenzeit im Untersuchungsraum maßgeblich beeinflusst.

Die in Abbildung 52 dargestellte bodennahe Luftströmung im saisonalen Wechsel von Regen- und Trockenzeit im Norden Namibias allgemein, drückt sich auch nach den Aufzeichnungen an der Station 'Okaukuejo' aus. Während des bisher ausgewerteten Beobachtungszeitraumes vom 06.01.1982 bis 08.01.1991 (14.00 Uhr-Termin) dominiert nach ENGERT (1992a: 9-12) die Windrichtung aus Nordosten mit 43% mit Abstand (Abb. 53a). Mit abnehmender Bedeutung folgen Windrichtungen aus Norden (14.9%), Osten (13.2%) und Nordwesten (10.1%). Auch während der Trockenzeit von Mai bis August kommt eine nordöstliche Windrichtung mit Abstand am häufigsten vor (Abb. 53b; vgl. auch BERRY 1980: 44, Tab. 2.7). Für die Prozesse einer äolischen Sedimentverfrachtung im Untersuchungsraum, vor allem auch im Umkreis der Etoscha Pflanze, ist dabei besonders bemerkenswert, daß gerade bei Winden aus Nordosten höhere Windgeschwindigkeiten von 11-22 m/s auftreten (vgl. ENGERT 1992: 13, Abb. 1.7.). Im Zeitraum 1974-1978 wurde nach BERRY (1980: 42, Tab. 2.7) während der Trockenzeit-Monate Juni, Juli und August jeweils an 8 bzw. 9 Tagen eine Windgeschwindigkeit von 20 m/s überschritten. Nach eigenen Beobachtungen und Erfahrungen während der Geländearbeiten von 1989 bis 1992 in Etoscha ist davon auszugehen, daß die an der Station 'Okaukuejo' registrierten Meßwerte die Windgeschwindigkeiten allgemein unterschätzen. Dies liegt unter anderem an den festgelegten Beobachtungsterminen von 8.00 Uhr, 14.00 Uhr und 20.00 Uhr. Im Verlauf der raschen Erwärmung am Vormittag können auch hier deutlich höhere Windgeschwindigkeiten als 20 m/s auftreten. Dies gilt insbesondere auch für den Rand der Etoscha Pflanze bei der Wasserstelle 'Okondeka', wo während der Monate Juli/August 1990 bis etwa 13.00/14.00 Uhr häufig ein starker, böiger Wind auftrat.

Die hohen Windgeschwindigkeiten im Verlauf der zweiten Hälfte der Trockenzeit

bewirken, daß die Grundsicht der Atmosphäre über dem Etoscha N.P. in einer Mächtigkeit von rund 3.5 km (GARSTANG 1992: mündl. Mitt.), weit über die Grenzen der Etoscha Pfanne hinaus, von Staub getrübt ist. Der Staub wird von Staub-/Sandtromben aufgewirbelt, die sich über dem lokal unterschiedlich erhitzten, ausgetrockneten und überwiegend vegetationsfreien Boden der Etoscha Pfanne von Juli bis August zahlreich bilden (Foto 17). Ein bodennaher Sandtransport findet auf der Etoscha Pfanne durch Prozesse der Saltation und Reptation von östlichen in westliche Richtungen statt. Sedimentliefergebiete sind - über die Etoscha Pfanne hinaus - alle Lokalitäten mit einer aufgelichteten Vegetation (z.B. um die Wasserstellen) einschließlich der Fahrpisten.

Mit Hilfe der Klimadiagramme nach WALTER (1990: 35-42), wie sie von LE ROUX (1980: 54, 56; Fig. 3.5.), LE ROUX et al. (1988: 2, Fig. 2) und RUST (1985: 229, Fig. 6) für Stationen des Untersuchungsraumes bereits vorgelegt wurden, können ökologisch wichtige Merkmale des Witterungsganges im Jahresverlauf zusammenfassend und übersichtlich dargestellt werden (Abb. 54). Die in einer Höhe von 1200 m ü. NN gelegene Klimastation von 'Otjovasandu' im Westen des Etoscha N.P. weist bei einem langjährigen saisonalen Niederschlagsmittel (1966-1992) von 304.8 mm nach der Darstellung im WALTER-Diagramm lediglich 3 1/2 humide Monate (2. Hälfte Dezember bis Ende März) auf. Bei einem langjährigen saisonalen Niederschlagsmittel (1913-1992) von 382.8 mm sind bei der Station 'Okaukuejo' (1103 m ü. NN) im zentralen Teil des Etoscha N.P. bereits volle 4 Monate (Dezember bis März) als "humid" ausgewiesen. Die Berechnungen der monatlichen Trockenheitsindizes nach LAUER (1952) auf der Grundlage der vorliegenden Daten der Station 'Okaukuejo' bestätigt mit Indexwerten zwischen 21.0 (Dezember) und 34.5 (Februar) die Anzahl von vier humiden Monaten (Abb. 54) und läßt den hygrischen Klimatyp des Untersuchungsraumes damit insgesamt als "semi-arid" charakterisieren. Dies entspricht der Einordnung von VAN DER MERWE (1983: 10), der alle Klimate in Namibia mit Mittelwerten des Jahresniederschlags zwischen 300 mm und 500 mm als "semi-arid" bezeichnet. Die rund 70 km östlich des Etoscha N.P. gelegene Station Tsumeb (1311 m ü. NN) weist nach der Darstellung im WALTER-Diagramm bei einem 57-jährigen Durchschnitt des Jahresniederschlags von 513 mm bereits während 5 Monaten (2. Hälfte November bis 1. Hälfte April) humide Verhältnisse auf (LE ROUX et al. 1988: 2, Fig 1; vgl. Abb. 54). Bei ebenfalls 5 humiden Monaten nach LAUER (1952) ist damit der hygrische Charakter des Klimas im Raum Tsumeb ebenfalls als "semi-arid" anzusprechen, während nach VAN DER MERWE (1983: 10) mit durchschnittlichen Jahresniederschlägen über 500 mm bereits das Kriterium für "sub-humid" erfüllt wäre.

Der Problembereich "Aridität und Humidität" bedarf - auch weil dieses Begriffspaar im Sinne einer paläoökologischen Interpretation quartärer Klimaschwankungen in zahlreichen Publikationen immer wieder verwendet wird (vgl. u.a die Zusammenstellungen bei HEINE 1985; HEINE 1990a: Abb. 4) - einer detaillierteren Betrachtung. Diese Diskussion kann für den Untersuchungsraum geführt werden, da seit dem Aufbau der Klimastation 1.

Ordnung in Okaukuejo durch H.H. BERRY im Mai 1974 inzwischen eine umfangreiche Datensammlung zur potentiellen Evapotranspiration (gemessen mit einem 'Class-A-Evaporimeter') und zum Niederschlag vorliegt.

Bei der Darstellung der "ökologischen Klimadiagramme" nach WALTER ersetzt die Temperaturkurve eine Kurve der potentiellen Evapotranspiration (pET), ohne, daß allerdings beide Kurven kongruent wären (WALTER 1990: 38). Die daraus abzuleitenden Aussagen zur Dauer und Intensität "relativ humider" und "relativ arider" Jahreszeiten sind jedoch qualitativ anders zu bewerten, als ursprünglich von PENCK (1910) auf "physiogeographischer Grundlage" definiert. Nach PENCK (1910: 238) ist ein Klima "arid", wenn *"die Verdunstung allen gefallenen Niederschlag aufzehrt, und noch mehr aufzehren könnte, also auch einströmendes Flußwasser zu entfernen vermag"*. (vgl. auch BLÜTHGEN & WEISCHET 1980: 595). Solche Verhältnisse sind im endoreischen Landschaftsraum von Etoscha aktuell zweifellos gegeben! Damit ist der Untersuchungsraum im Sinne von PENCK (1910) als "physiogeographisch arid" zu bezeichnen. Wird diese physiogeographische Festlegung weiterverfolgt, so ist die Kennzeichnung arider und humider Verhältnisse im Jahresgang durchaus auf Grund des Vergleiches der potentiellen Evapotranspiration einer offenen Wasserfläche ('Class-A-Pan') mit dem Niederschlag zulässig, obwohl dies aus streng klimatologisch-ökologischer Sicht zu Recht als problematisch angesehen wird (vgl. BLÜTHGEN & WEISCHET 1980: 596-597).

Der Gang der potentiellen Evapotranspiration (pET) und des Niederschlages (NS) an der Klimastation 'Okaukuejo' ist in Abbildung 55 für ausgewählte Jahre dargestellt. Dabei ergeben sich bemerkenswerte Unterschiede. Mit dem Jahresgang 1974/75 sind die Verhältnisse einer Regenzeit mit durchschnittlicher Niederschlagshöhe (-2% Abweichung vom langjährigen saisonalen Mittelwert seit 1960/61) dokumentiert. In keinem Monat im Jahresverlauf übertrifft der Niederschlag die pET. Obwohl es sich um eine vergleichsweise lange Regenzeit von September 1974 bis Mai 1975 mit einer angenäherten Normalverteilung der Niederschläge über die Monate hinweg handelt, erreichen die Niederschläge während des ansonsten niederschlagsreichsten Monat Februar (Durchschnitt der Regenzeiten 1974/75-1977/78: 134.4 mm) gerade 41.1 mm. Dieses erhebliche Defizit wird auch durch die durchschnittlich hohen Regenfälle im Januar (89.3 mm) nicht ausgeglichen. Der außerordentlich geringe Niederschlag und die damit verbundene vergleichsweise geringe Bewölkung im Monat Februar hat zur Folge, daß sich die, zum Beispiel für die Regenzeit 1976/77 erkennbare, deutliche Verminderung der pET im Februar nicht einstellt. Daher wird erst im April das saisonale Minimum der pET erreicht.

Ein völlig anderer Jahresgang des Niederschlages und der potentiellen Evapotranspiration liegt während der unmittelbar folgenden Regenzeit 1975/76 vor, die mit +92% Abweichung gegenüber dem langjährigen Mittelwert die höchsten Niederschläge der Jahresreihe 1960/61-1988/89 aufweist. Mit den überdurchschnittlich ergiebigen Regenfällen bereits im Monat Januar (171.7 mm) vermindert sich die pET so deutlich, daß bereits zu

Beginn der Hauptregenzeit ein Gleichgewicht zwischen Niederschlag und pET erreicht wird. Durchschnittliche Niederschläge im Februar und zusätzlich außerordentlich hohe Niederschläge von 211.5 mm noch im März ergeben für die drei Monate von Januar bis März humide Verhältnisse im Sinne von PENCK (1910). Die durch die Bewölkungs- und Niederschlagsverhältnisse während dieser Monate erreichte deutliche Verminderung der pET mit Werten um 150 mm wirkt sich noch bis in den Juli (s. Darstellung der Regenzeit 1976/77; Abb. 55) aus.

Den geringen Werten der pET im Monat Juli folgt, auf Grund intensiverer Sonneneinstrahlung und hohen Windgeschwindigkeiten während der Trockenzeit und "kleinen Regenzeit" 1976, ein steiler Anstieg der pET bis Oktober mit einem Maximum von 313.8 mm im Dezember. Die Niederschläge der Regenzeit 1976/77 sind mit einer Abweichung vom langjährigen Mittel der Jahre 1960/61 bis 1988/89 von -29% als mäßig unterdurchschnittlich zu klassifizieren. Trotz des im Vergleich zur durchschnittlichen Regenzeit 1974/75 (s.o.) insgesamt geringeren saisonalen Niederschlages reichen die Niederschläge von 104.9 mm im Monat Februar zumindest aus, um die pET deutlich herabzusetzen, ohne daß allerdings die Niederschläge die pET übertreffen.

Im Verlauf der mäßig überdurchschnittlichen Regenzeit 1977/78 (+40% Abweichung vom langjährigen saisonalen Mittelwert der Jahresreihe 1960/61-1988/89) bewirken hohe Niederschläge von 111.9 mm bereits im Dezember zunächst nur eine geringe Verminderung der pET vom saisonalen Maximum mit 376.5 mm im November auf 311.0 mm. Erst etwa gleichhohe Regenfälle im Januar drücken die pET unter einen Wert von knapp unter 250 mm. Mit den überdurchschnittlichen Niederschlägen von 221.6 mm im Februar wird die pET zumindest während eines Monats der Regenzeit 1977/78 übertroffen. Damit ist allein der Monat Februar als "humid" im Sinne von PENCK (1910) anzusprechen.

Da mit dem dargestellten Jahresgang der Relation von potentieller Evapotranspiration und Niederschlag im Zeitraum von 1974/75 bis 1977/78 eine ausreichend große Variationsbreite von Regenzeit-Szenarien abgedeckt ist, können bereits einige Schlußfolgerungen gezogen werden. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die betrachtete Zeitreihe nach der Methode von TYSON & DYER (1975) in Okaukuejo eine 6-jährige Periode insgesamt überdurchschnittlicher Niederschläge von 1972/73 bis 1977/78 darstellt (s.u.). Folgende Befunde, die für die aktuellen Klimaverhältnisse im Untersuchungsraum ebenso bedeutend sind, wie für die Interpretation jungquartärer Klimaschwankungen, können nach dem derzeitigen Kenntnisstand verallgemeinert werden:

1. Die potentielle Evapotranspiration einer offenen Wasserfläche zeigt in Etoscha einen typischen Jahresgang mit durchschnittlichen Minima der pET von knapp unter 200 mm während der Monate Februar bis Juli und durchschnittlichen Maxima der pET um 300 mm von Oktober bis Dezember (Abb. 55). Im Durchschnitt der Jahre 1974/75-1977/78, die als Szenarium überdurchschnittlicher Regenzeiten aufgefaßt werden kann (s.o.), vermindert sich die pET signifikant im Monat Januar bei



- Niederschlägen um 100 mm und einer damit verbundenen stärkeren Bewölkung.
2. Selbst innerhalb einer als einheitlich aufzufassenden Periode überdurchschnittlicher Niederschläge variiert der Jahresgang des Niederschlages und der pET von Jahr zu Jahr erheblich. Diese große Variabilität, die sich auch in der raum-zeitlichen Verteilung der Niederschläge ausdrückt (vgl. Kapitel 3.3.2.), muß sogar als charakteristisch für die Klimaverhältnisse im Untersuchungsraum angesehen werden.
  3. Regenzeiten, die auf Grund der Höhe des saisonalen Niederschlages im langjährigen Mittel als "durchschnittlich" zu klassifizieren sind (s. 1974/75), müssen keineswegs den zuvor beschriebenen typischen Jahresgang der pET zeigen. Der Vergleich der Regenzeiten 1974/75 und 1976/77 verdeutlicht, daß weniger die absolute saisonale Niederschlagshöhe, als vielmehr die Verteilung der Niederschläge den Verlauf der pET-Kurve maßgeblich beeinflusst.
  4. Nach dem verfügbaren Wasserdargebot können an der Station 'Okaukuejo' maximal drei "humide" Monate, von Januar bis März, im Sinne von PENCK (1910) auftreten. Auch wenn bereits im Dezember überdurchschnittlich hohe Niederschläge fallen (s. Regenzeit 1977/78), beeinflusst dies die pET nur wenig. Volle drei humide Monate treten aber nur im Verlauf von Regenzeiten mit einer sehr hohen positiven Abweichung der Niederschläge vom langjährigen saisonalen Mittelwert auf (s. Regenzeit 1975/76).
  5. Während mäßig überdurchschnittlicher Regenzeiten ist in der Regel lediglich ein Monat humid (s. Regenzeit 1977/78). Humide Verhältnisse sind dann mit der größten Wahrscheinlichkeit im Monat Februar zu erwarten. Dieser Fall scheint nach dem derzeitigen Kenntnisstand aber nur dann einzutreten, wenn der Niederschlag im Januar mindestens 100 mm erreicht, die pET damit um einen Wert von 150 mm herabgedrückt wird und im nachfolgenden Monat Februar mindestens 150 mm Niederschlag fallen.
  6. Auch bei mäßig unterdurchschnittlichen saisonalen Niederschlägen kann der Monat Februar "humid" sein, wenn die Regenzeit insgesamt stark akzentuiert ist und das Maximum des Niederschlages im Februar auftritt (s. Regenzeit 1976/77). Gerade dieser Fall erzeugt aber, über einen erhöhten Oberflächenabfluß, geomorphodynamisch aktive Verhältnisse, da sich die Vegetationsdecke im ökologisch wichtigen Monat Januar bei Niederschlägen um 50 mm nicht ausreichend regenerieren kann.
  7. Im Durchschnitt der Regenzeiten 1974/75 bis 1977/78 ist an der Station 'Okaukuejo' kein Monat als "humid" ausgewiesen. Dies entspricht der physiogeographischen Beobachtung, daß das Klima von Etoscha als "arid" im Sinne von PENCK (1910) bezeichnet werden muß. Der sehr ähnliche Kurvenverlauf des Niederschlages und der potentiellen Evapotranspiration bei einem "durchschnittlichen Jahresgang" (1974/75-1977/78) einerseits und dem Fall eines "Jahresganges akzentuierter Niederschläge" (1976/77) andererseits, läßt sich jedoch

paläoklimatisch-geomorphodynamisch weiter interpretieren. Beide Fälle verdeutlichen nämlich, daß bereits geringfügige Veränderungen der Niederschlagsverhältnisse während der Regenzeit, die letztlich zu einer Akzentuierung der Niederschlagsverteilung führen, einen verstärkten Oberflächenabfluß und damit eine erhöhte fluviale Aktivität erzeugen können. Je niedriger das allgemeine Niveau der potentiellen Evapotranspiration im Jahresgang ist, umso wahrscheinlicher würde dieser Fall erhöhter fluvialer Aktivität eintreten. Eine Verminderung der pET - für den Zyklus der Jahre 1974/75-1977/78 und 1976/77 als paralleler Kurvenverlauf unterhalb des dargestellten Jahresganges der pET zu denken - kann, bei ansonsten gleicher zeitlicher Niederschlagsverteilung, eine Folge durchweg geringerer Temperaturen sein, wie sie zum Beispiel für die Zeit um 18 ka ('Last Glacial Maximum', LGM) aus terrestrischen und marinen Befunden im südlichen Afrika nachgewiesen ist (vgl. u.a. DIESTER-HAASS et al. 1988; EMBLEY & MORLEY 1980; HEINE 1985, 1991). Für die konkreten Umweltverhältnisse im Untersuchungsraum von Etoscha, mit einem jahreszeitlichen Wechsel von Regen- und Trockenzeit, bedeutet dies jedoch, daß die während der Regenzeit verstärkt fluvial umgelagerten Sedimente im Verlauf der nachfolgenden Trockenzeit für eine äolische Umlagerung in höherem Maße zur Verfügung stehen. Dies gilt insbesondere für die Etoscha Pfanne, die den größten potentiellen Sedimentationsraum des Untersuchungsgebietes darstellt. Eine Akzentuierung der Niederschlagsverteilung führt damit letztlich zu einer Verstärkung der äolischen Geomorphodynamik! In Anbetracht der hohen Variabilität der Niederschläge von Jahr zu Jahr muß jedoch bezweifelt werden, daß die beschriebene Prozeßkombination über einen längeren Zeitraum in der Größenordnung von einigen 10 Jahren bis 1000 Jahren stabil bleibt.

Insbesondere die unter Punkt 7. dargestellten Zusammenhänge werden bei der Interpretation der eigenen Befunde zum jungquartären Klima- und Umweltwandel in Etoscha (Kapitel 5.2.2.) erneut aufzugreifen sein.

### 3.3.2. Niederschlagsperiodizität und Niederschlagsvariabilität

Schon seit Beginn des vergangenen Jahrhunderts wird in wissenschaftlichen Abhandlungen, Reiseberichten und Zeitungsartikeln das Problem von Klimaänderungen, speziell eine Abnahme der Niederschläge und eine "Austrocknung" des Inneren Südafrikas, von (wissenschaftlichen) Forschungsreisenden, Abenteurern, Militärs und Missionaren diskutiert (u.a. LICHTENSTEIN 1811, ANDERSSON 1856, LIVINGSTONE 1858, CHAPMAN 1868, FRITSCH 1868, DANCKELMANN 1885, SCHINZ 1891, DOVE 1893, DOVE 1896, BUCHAN 1897, SUPAN 1898, BAUM 1903, PASSARGE 1904, FRAUENBERGER 1906, OTTWEILER 1907, FITZNER 1908, TÖNJES 1911, MORITZ 1918,

HEIDKE 1919, SCHWARZ 1919, JAEGER & WAIBEL 1921, VAN REENEN 1925, JAEGER 1926, JAEGER 1926/27, EBERLE 1927, JAEGER 1926, OBST 1938, BEHRMANN 1941, KELLER 1942). PASSARGE (1904: 98-104) unterzieht die bis dahin zugängliche Literatur einer ersten, umfassenderen Kritik und kommt dabei zum abschließenden Ergebnis: *"Man wird also von vornherein bei einer Erklärung von Beobachtungen über Abnahme der Niederschläge, auch wenn man die Beobachtungen selbst für durchaus zuverlässig hält, vorsichtig sein. Sehr auffallend ist es aber doch, daß in der ganzen großen Literatur auch nicht ein mal die Behauptung aufgestellt wird, die Niederschläge nähmen zu, daß dagegen aus ganz Südafrika, und zwar nicht bloß südlich des 12. Grades südlicher Breite, Nachrichten über Austrocknung seit historischer Zeit in großer Zahl vorliegen"* (Ebenda: 98). Ohne dies explizit auszuführen, schließt sich PASSARGE damit der Auffassung von DOVE (1888) an. Obwohl DOVE selbst die 43jährige Beobachtungsreihe der Regenmeßergebnisse des 'Royal Observatory' anführt, die keine signifikante Abnahme der Niederschläge belegt, kommt er nach der Auswertung von Augenzeugenberichten zu dem Schluß. *"Eine Verschlechterung des Südafrikanischen Klimas ist unleugbar."* (Ebenda: 152). PASSARGE (1904: 98) möchte allerdings nicht ausschließen, daß *"Perioden größerer und geringerer Niederschläge, entsprechend den 35jährigen Brücknerschen Klimaschwankungen auftreten"* mögen. Die Hypothese einer Niederschlagsperiodizität wird von OTTWEILER (1907) aufgegriffen, der als erster versuchte, die bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts verfügbaren Niederschlagsdaten systematisch auszuwerten. OTTWEILER (1907: 65, 68) hält es jedoch sowohl nach den vorliegenden Meßdaten, als auch nach den Augenzeugenberichten für verfrüht, eine 35jährige oder 11jährige Periode der Klimaschwankungen konstatieren zu wollen.

Erst kurz vor und während des 2. Weltkrieges erfahren die Untersuchungen des Problems einer möglichen Periodizität von "Trocken- und Regenjahren" durch die Arbeiten von WALTER und seinen Schülern in Südwestafrika eine erneute Stimulierung (WALTER 1936, 1940; HUSS 1944). Nach den nun verfügbaren langjährigen meteorologischen Aufzeichnungen in Windhuk hat es nach WALTER & VOLK (1954: 22) den Anschein, daß alle 8-11 Jahre ein extremes Dürrejahr eintritt, so daß möglicherweise von einer 10jährigen (bzw. 20- oder 40jährigen) Periode ausgegangen werden kann. In der verdienstvollen und unter äußerst schwierigen Umständen durchgeführten Dissertation kommt HUSS (1944) zu dem Ergebnis, daß sich eine Periodizität der Niederschläge nach dendrochronologischen Untersuchungen an Bäumen in Südwestafrika nicht landesweit übereinstimmend nachweisen läßt (Ebenda: 221). Immerhin zeigte sich jedoch, daß die Jahresringbreiten der ausgewerteten Kameldornbäume (*Acacia erioloba*) fast ohne Ausnahme seit der Jahrhundertwende im Mittel schmaler waren als früher, was auf eine häufige Anzahl von "Dürrejahren" in diesem Jahrhundert hinweisen würde (HUSS 1944: 172-174; vgl. auch WALTER & VOLK 1954: 23). Die Einsatzmöglichkeit der dendrochronologischen Methode zur Rekonstruktion von Niederschlagsperiodizitäten hat sich auch in der

Folgezeit als problematisch erwiesen. Nur wenige Baumarten im südlichen Afrika eignen sich für solche Untersuchungen. Im Sommerregengebiet von 'Natal' und 'Transvaal' lassen die Baumringserien von *Podocarpus falcatus* seit 1760 Veränderungen mit einer Periode von 14, 18 und 21 Jahren erkennen (zit. nach TYSON 1986: 57-59). Der 18-Jahreszyklus ist am deutlichsten ausgeprägt und dürfte mit Niederschlagsoszillationen gleicher Wellenlänge zusammenhängen.

In Südwestafrika hat sich neben WALTER vor allem GELLERT (1948, 1950a, 1950b, 1955 und 1968) aus der Sicht der Weidewirtschaft mit dem Problem der Niederschlagsschwankungen beschäftigt. In seiner Monographie über "Die Niederschlagsschwankungen im Hochland von Südwestafrika" stellt GELLERT (1955: 42) als wichtigste Untersuchungsergebnisse heraus: *"Die vorliegenden, bis etwa 1890 in größerer Vollständigkeit zurückweichenden Niederschlagsbeobachtungen reichen nicht aus, eine Periodizität abzuleiten. Die von H. WALTER und W. HUSS aus Dickenmessungen von Anwachsstreifen südwestafrikanischer Trockenbusch- und Steppenbäume abgeleitete WALTERsche Doppelsinuskurve mit Perioden von 9,53 und 10,25 Jahren entspricht unter gewissen Vorbehalten dem aufeinanderfolgenden Auftreten von trockenen (Dürre-) und feuchten (Starkregen-) Jahren und hat über rund 15 Jahre ihren prognostischen Wert bestätigt."* (vgl. auch Ebenda: 33-41). Insgesamt treten Dürreperioden von 1-2 Jahren Dauer in der Folge der Jahre häufiger auf als Starkregenjahren (Ebenda: 37).

Systematische Zeitreihenanalysen der Niederschläge im südlichen Afrika wurden seit Beginn der 70er Jahre von TYSON und Mitarbeitern in zahlreichen Publikationen vorgelegt (zur Literatur vgl. TYSON 1986: 89-92). Auf der Grundlage der über eine Periode von 1880 bis 1972 verfügbaren Daten von 157 Niederschlagsmeßstationen im Sommerregengebiet der Republik Südafrika und Glättung der Jahresreihen mit einem 5-Jahres binominalen Filter nach TYSON & DYER (1975) können TYSON et al. (1975) zunächst eine erstaunlich regelhafte Abfolge von Phasen über- und unterdurchschnittlicher Niederschlagsjahre mit einer Dauer von jeweils 9 Jahren ('quasi-18-year oscillation') nachweisen (vgl. TYSON 1986: 74, Fig. 4.6). Oszillationen von 10-12 Jahren treten an der Südküste in der Region mit Niederschlägen zu allen Jahreszeiten auf. Entlang der südwestlichen Kapküste sind Zyklen von mehr als 20 Jahren nachgewiesen. Quasi-zweijährige (2.3 Jahre) Oszillationen konzentrieren sich auf das Innere der Kapprovinz (TYSON 1986: 71: Fig. 4.3). Den 18-Jahre Zyklus findet NGARA et al. (1983) in Simbabwe und REDDY (in prep.; zitiert nach TYSON 1991: 249) in Mosambik bestätigt. Für 17 Stationen im zentralen und südlichen Namibia bestimmen DYER & MARKER (1978) längere Zyklen von 20-22 Jahren, 18, 17 und 9-14 Jahren sowie kürzere Oszillationen von 5-8 Jahren, 4, 3 und 2 Jahren. Die Vielzahl der ermittelten Zyklen in Namibia sind nach DYER & MARKER (1978: 148) Ausdruck komplexerer Klimaverhältnisse als im südlichen und östlichen Südafrika. Heute kann kein Zweifel mehr daran bestehen, daß die Vorstellung einer stetigen Niederschlagsabnahme vom Beginn des Jahrhunderts (s.o.) zugunsten des statistisch fundierten

Nachweises einer Periodizität der Niederschlagsverhältnisse im südlichen Afrika aufgegeben werden muß (vgl. auch NICHOLSON 1986; NICHOLSON & ENTEKHABI 1986).

Im Norden Namibias untersucht ENGERT (1992a) im Rahmen des Forschungsoperations-Projektes "Etoscha/Namibia" erstmals die Periodizität der Niederschläge an den Stationen mit langjährigen Meßreihen im Etoscha Nationalpark (Okaukuejo: 1913/14-1989/90 [fehlende Meßdaten: 1915/16-1933/34]; Namutoni: 1913/14-1989/90 [fehlende Meßdaten: 1915/16-1921/22, 1932/33, 1943/44, 1968/69]) sowie weiteren Stationen der unmittelbar angrenzenden Farmzone im Süden und Osten des Naturreservates. Obwohl die Analyse der umfangreichen Datensammlung noch nicht abgeschlossen ist, können bereits erste Ergebnisse mitgeteilt werden (ENGERT 1992a, 1992b: mündl. Mitt. und eigene Auswertungen).

Mit der Abbildung 56 sind zunächst die prozentualen Abweichungen der jährlichen, saisonalen Niederschläge vom langjährigen saisonalen Mittelwert für die Stationen 'Okaukuejo' (382.8 mm) und 'Namutoni' (434.8 mm) dargestellt. Entsprechend dem methodischen Ansatz der "binomialen Tiefpaßfilterung" von TYSON & DYER (1975) wurden die Niederschlagsserien beider Stationen geglättet. Dabei wurde zunächst ein 3- und ein 5-Jahresfilter unter Berücksichtigung aller Niederschlagsdaten und dann ein 5-Jahresfilter unter Berücksichtigung einer Zeitreihe von 25 Jahren (1955/56-1979/80), bei der nur in 'Namutoni' mit der Regenzeit 1968/69 eine Datenlücke auftritt, verwendet (zum statistischen Verfahren vgl. ausführlich ENGERT 1992a: 24-25). Das Ergebnis der Glättungen zeigt die Abbildung 57. Die Glättungen nach den drei Varianten stimmen für die einzelnen Stationen gut überein, wobei natürlich kleinere Fluktuationen in der Größenordnung von 1-2 Jahren vom größeren 5-Jahresfilter beziehungsweise bei einer Beschränkung auf eine Zeitreihe von lediglich 25 Jahren unterdrückt werden.

Der Vergleich der Stationen 'Okaukuejo' und 'Namutoni' untereinander zeigt nach dem Ergebnis der 5-Jahresglättung (TYSON & DYER 1975) und der Verwendung aller Niederschlagsjahre ab 1934/35 - d.h. ohne die großen Datenlücke zwischen 1915/16 und 1933/34 interpolieren zu müssen - sowohl Übereinstimmungen als auch Unterschiede in der Periodizität über- und unterdurchschnittlicher Niederschlagsjahre (Abb. 57). Unterdurchschnittliche Niederschlagsperioden treten in 'Okaukuejo' mit den Regenzeiten 1935/36, 1944/45, 1957/58-1965/66, 1970/71-1971/72 und 1978/79 bis mindestens 1985/86 auf. Überdurchschnittliche Niederschlagsperioden sind mit den Regenzeiten 1936/37-1943/44, 1945/46-1956/57, 1966/67-1969/70 und 1972/73-1977/78 dokumentiert (vgl. auch ENGERT 1992a: 84, Tab. 4.14.). In 'Namutoni' gehören die Regenzeiten 1938/39-1939/40, 1956/57-1961/62 und 1978/79 bis mindestens 1985/86 Perioden mit unterdurchschnittlichen Niederschlägen an. Überdurchschnittliche Niederschlagsperioden treten hier mit den Regenzeiten 1955/56, 1962/63-1964/65 und 1970/71-1977/78 auf (vgl. auch ENGERT 1992a: 83, Tab. 4.13.). Für die Regenzeiten 1940/41-1945/46 und 1965/66-1969/70 liegen nach der 5-Jahresglättung keine Angaben vor. Zeitlich längere Überein-

stimmungen zwischen den Stationen 'Okaukuejo' und 'Namutoni' ergeben sich demnach mit den überdurchschnittlichen Regenzeitperioden 1946/47 bis 1955/56 (10 Jahre) und 1972/73 bis 1977/78 (6 Jahre) sowie der unterdurchschnittlichen Regenzeitperiode von 1978/79 bis mindestens 1985/86 (> 8 Jahre). Die den Niederschlagszyklen der Stationen 'Okaukuejo' und 'Namutoni' im Etoscha N.P./Nord-Namibias gegenübergestellte 18-Jahresoszillation (jeweils 9 über- und 9 unterdurchschnittliche Regenzeiten) im Sommerregengebiet des südlichen Afrika nach TYSON (1986) verdeutlicht, daß eine überwiegende Phasenübereinstimmung erst etwa seit Beginn der 70er Jahre vorliegt.

Rein empirisch lassen sich damit für 'Okaukuejo' Niederschlagszyklen von durchschnittlich 20 Jahren (10 Jahre über- und 10 Jahre unterdurchschnittlich), 16, 12, 8, 4 und 2 Jahren ableiten. 'Namutoni' zeigt Niederschlagszyklen von 20 Jahren, 8, 6, 4, 3 und 2 Jahren. Für die Station 'Okaukuejo' werden diese Zyklen in Abbildung 58 mit der 5-Jahresglättung der Niederschläge verglichen. Die Zyklen wurden dabei in der Weise in die geglättete Niederschlagsreihe eingepaßt, daß sie mit den typischen unter- und überdurchschnittlichen Niederschlagsperioden deckungsgleich sind. Die vier überdurchschnittlichen Regenzeiten von 1966/67 bis 1969/70 sind somit der Bezugszeitraum für den 8-Jahreszyklus. Sind mehrere Perioden in der 5-Jahresglättung erkennbar, so gilt die ältere Periode als Referenzzeitraum. Für die beiden 8jährigen Halbperioden des 16-Jahreszyklus von 1936/37-1943/44 und von 1978/79-1985/86 ist entsprechend die erstgenannte Halbperiode maßgebend.

Die zunächst recht unregelmäßig erscheinende Folge über- und unterdurchschnittlicher Niederschlagsperioden der 5-Jahresglättung der Meßstation 'Okaukuejo' läßt sich nun im Vergleich zu den rhythmischen Änderungen des Niederschlagsgeschehens empirisch interpretieren (Abb. 58). Der unterdurchschnittliche Zeitabschnitt I. der Regenzeit 1935/36 und der folgende Abschnitt II. der überdurchschnittlichen Regenzeiten 1936/37 bis 1943/44 stehen in völliger Übereinstimmung mit dem 16jährigen Zyklus. Das Signal des 12-Jahreszyklus dürfte nur untergeordnet von Bedeutung sein. Mit den Zeitabschnitten III. und IV. erfolgt zunächst offensichtlich ein Phasenübergang zum 20-Jahreszyklus, der - nach kurzfristiger Betonung des 16-Jahreszyklus am Ende von IV. auch für den Beginn des Zeitabschnittes V. wirksam sein dürfte. Im Verlauf des Abschnittes V. wird der 8-Jahreszyklus bestimmender und dominiert schließlich die überdurchschnittliche Regenzeitperiode von 1966/67 bis 1969/70 (VI.). Der folgende, kurze Zeitabschnitt VII. (1970/71-1971/72) zeigt übereinstimmende Signale unterdurchschnittlicher Niederschlagsverhältnisse bei 12-, 8- und 4-Jahreszyklus. Der 12-Jahreszyklus scheint dabei zu dominieren, da er als einziger den Zeitabschnitt VIII. vollständig erklärt. Übereinstimmende Signale unterdurchschnittlicher Niederschläge des 12-, 16- und 20-Jahreszyklus kennzeichnen den Zeitabschnitt IX. seit 1978/79. Alle drei Zyklen sollten jedoch mit der Regenzeit 1984/85 eine überdurchschnittliche Niederschlagsperiode einleiten, die sich übereinstimmend auch aus den kürzeren Zyklen ergibt. Das Gegenteil ist der Fall! Obwohl dies die erste Phasengleichheit aller

Niederschlagszyklen seit 1952/53 darstellt, setzt sich die Periode unterdurchschnittlicher Niederschläge (praktisch bis heute, 1992) fort. Dieses Phänomen kann nur durch einen "Phasensprung" erklärt werden, der von den kürzeren Jahreszyklen, und vor allem vom 8-Jahreszyklus, erzeugt wird.

Einen vergleichbaren "Phasensprung" im südlichen Afrika, als um die Jahrhundertwende ebenfalls zwei unterdurchschnittliche Niederschlagsperioden unmittelbar aufeinanderfolgten, stellt bereits TYSON (1980) fest. Auf eine Verminderung der Baumringbreiten von *Acacia erioloba* (HUSS 1944: 172-174; WALTER & VOLK 1954: 23) in Südwestafrika etwa zur gleichen Zeit wurde bereits hingewiesen. *Podocarpus falcatus* zeigt in 'Natal' und 'Transvaal' das gleiche Merkmal (TYSON 1986: 57-59). Nach TYSON (1986: 80) steht das Phänomen eines "Phasensprunges" der Niederschlagsverhältnisse im südlichen Afrika um die Jahrhundertwende in einem ursächlichen Zusammenhang mit einem weltweiten Anstieg der Jahresdurchschnitts-Temperaturen im gleichen Zeitraum (Abb. 59). Nach einem Temperaturanstieg zwischen 0.1°C und 0.5°C pro Dekade von 1950 bis 1985 hat sich der Temperaturanstieg von 1966 bis 1985 auf einen Wert zwischen 0.2°C und 0.8°C pro Dekade auf der Südhemisphäre erhöht (TYSON 1990: 321). Auf der Südhemisphäre sind insbesondere während der 80er Jahre dieses Jahrhunderts mit die wärmsten Jahre seit der "Kleinen Eiszeit" dokumentiert. Bemerkenswerterweise tritt gerade während dieser Dekade, um 1984/85, ein "Phasensprung" in der Zeitreihe der Niederschläge der Meßstation 'Okaukuejo' (Etoscha N.P.) im Norden Namibias auf! Der "Phasensprung" folgt unmittelbar auf das 'Benguela El Niño'-Ereignis vom Februar bis Mai des Jahres 1984 (SHANNON et al. 1986), das sich auch an der Station 'Okaukuejo' durch außergewöhnlich hohe Niederschläge von 110.9 mm noch im Monat April auswirkte (ENGERT 1992b: mündl. Mitt.; vgl. auch ENGERT 1992a: 60-61).

Der empirische Befund, daß im Verlauf der 80er Jahre im Niederschlagsrhythmus der Meßstation 'Okaukuejo' zwei unterdurchschnittliche Niederschlagsperioden unmittelbar aufeinanderfolgen, bedarf - unter Einbeziehung der jüngsten Niederschlagsdaten der 90er Jahre - einer weiteren statistischen Überprüfung. Entsprechende Untersuchungen werden auf der Grundlage der Diplomarbeit von ENGERT (1992a) im Rahmen des Forschungsprojektes "Etoscha/Namibia" weitergeführt. Insbesondere gilt es, die räumliche Ausdehnung dieses Phänomens zu klären.

Nach den vorliegenden Daten der Abweichung der Jahresniederschläge vom langjährigen Mittelwert (1913/14-1990/91) steht außer Zweifel, daß die Regenzeiten von 1979/80 bis 1990/91 in 'Okaukuejo' überwiegend unterdurchschnittlich ausfielen (Abb. 56). Lediglich die Regenzeit 1985/86 zeigt eine positive Abweichung von +14% (ENGERT 1992b: mündl. Mitt.). Im Verlauf der endächtziger Jahre kann die Störung im allgemeinen Niederschlagsrhythmus nur vom 8-Jahreszyklus erzeugt werden (Abb. 58). Der "Phasensprung" der Niederschlagsverhältnisse hat dabei weitreichende Konsequenzen: Die 4jährige unterdurchschnittliche Niederschlagsperiode des 8-Jahreszyklus endete mit

der Regenzeit 1989/90. Ihr folgt ab 1990/91 eine 6jährige Phase unterdurchschnittlicher Niederschläge des 12-Jahreszyklus. Bereits ab 1992/93 setzt aber auch die 8jährige Phase unterdurchschnittlicher Niederschläge des 16-Jahreszyklus ein. Mit der 1994/95 beginnenden Phase unterdurchschnittlicher Niederschläge des 20-Jahreszyklus würde damit die Trockenperiode bis zum Beginn des nächsten Jahrtausends anhalten. Es würde sich damit um die längste Trockenperiode der gesamten Meßreihe seit 1934/35 handeln. Aus der Sicht der landschaftsökologischen Zusammenhänge im Untersuchungsraum (vgl. Kapitel 3.2. allgemein und insbesondere Kapitel 3.2.3.5.) und bereits aktuell erkennbarer Schädigungen des Naturhaushaltes müßte dies katastrophale Umweltveränderungen im Untersuchungsraum von 'Etoscha' und angrenzenden Landschaftsräumen zur Folge haben.

Jegliche Prognosen über zukünftige Niederschlagsfluktuationen, die aus der Erkenntnis einer Periodizität der Niederschläge an den Stationen 'Okaukuejo' und 'Namutoni' auf den Untersuchungsraum des Etoscha N.P. insgesamt extrapoliert werden, müssen die große Variabilität der Niederschläge in Zeit und Raum berücksichtigen. Zunächst ist davon auszugehen, daß die Variabilität der Niederschläge um so größer ist, je niedriger der durchschnittliche Niederschlag ausfällt. Für den Norden Namibias bedeutet dies nach VAN DER MERWE (1983: 12), daß die durchschnittliche Abweichung gegenüber dem langjährigen Mittelwert des Jahresniederschlags (Variationskoeffizient in %) von Osten (30-35%) nach Westen (40-50%) deutlich zunimmt. ENGERT (1992a: 58, Tab. 4.8.) berechnet für die Niederschlagsmeßstationen des Etoscha N.P. mit langjähriger, täglicher Aufzeichnung Variationskoeffizienten von 33.2% ('Namutoni'), 36.0% ('Halali'), 32.4% ('Ombika') und 34.2% ('Okaukuejo') im Osten sowie 41.3% ('Otjovasandu') im Westen.

In Zusammenarbeit mit dem 'Weather Bureau of Namibia' in Windhuk haben die Mitarbeiter des 'Etosha Ecological Institute' in Okaukuejo im Jahre 1983 damit begonnen, ein Stationsnetz zur Messung des Jahresniederschlags aufzubauen, daß die gesamte Fläche des Etoscha Nationalparks (22 270 km<sup>2</sup>) abdeckt. Heute (1992) werden 165 Meßgeräte unterhalten. Die Meßgeräte entsprechen der Bauweise nach HELLMANN, haben jedoch ein größeres Fassungsvermögen. Die Ablesung erfolgt jährlich im Verlauf der Trockenzeit. Der aufgefangene Niederschlag wird durch einen Öltropfen im Auffanggefäß vor der Verdunstung geschützt.

Von 1983/84 bis 1989/90 liegen bisher 7jährige Meßreihen der überwiegenden Zahl der Meßstationen vor, die ein wohl einzigartig differenziertes Bild der Variabilität der Niederschläge für einen Raum des afrikanischen Kontinentes entwerfen lassen. Mit der Karte 10 sind die Auswertungen von ENGERT (1992a: Karte 11) dargestellt: Die höchsten Variationskoeffizienten des Untersuchungsraumes mit Werten von > 40% (18.7% aller auswertbaren Stationen) konzentrieren sich auf die Nordwestecke des Etoscha N.P., auf einen schmalen Geländestreifen, der sich in südwest-nordöstlicher Richtung von 'Kaross' nach 'Paradys' erstreckt, sowie auf den Raum 'Adamax', nordwestlich von 'Okaukuejo' im



zentralen Teil des Etoscha N.P.. Hohe Variationskoeffizienten zwischen 31% und 40% (ebenfalls 18.7% aller auswertbaren Stationen) kommen in verschiedenen Gebieten des zentralen und westlichen Teils des Nationalparks vor. Größere, zusammenhängende Zonen begleiten den Westrand und Abschnitte des Südrandes der Etoscha Pfanne. Mittlere Variationskoeffizienten des Niederschlages zwischen 21% und 30%, die mit 36.6% aller Stationen am häufigsten vertreten sind, streuen über den gesamten Etoscha N.P. und sind insbesondere auch im feuchteren Osten verbreitet. Größere, zusammenhängende Areale konzentrieren sich jedoch vor allem auf den zentralen Norden und Süden. Die Gebiete mit einem niedrigen Variationskoeffizienten des Niederschlages zwischen 11% und 20% (22.7% aller Stationen) liegen im Nordosten und Südosten des Nationalparks. Lediglich 5 von 150 Stationen (3.3%) weisen sehr niedrige Variationskoeffizienten von 0-10% auf. Sie kommen in allen Teilen des Etoscha N.P. vor. Im Durchschnitt des betrachteten Zeitraumes weist damit der trockenere Westen des Untersuchungsgebietes größere räumliche Disparitäten der Niederschlagsvariabilität auf als der feuchtere Osten. Bemerkenswert ist aber insbesondere die hohe bis sehr hohe Niederschlagsvariabilität am Westrand und Teilen des Südrandes der Etoscha Pfanne.

Eine noch differenziertere Betrachtung der Niederschlagsvariabilität erlaubt die Auswertung der 162 Jahres-Meßstationen nach einzelnen Regenzeiten von 1984/85 bis 1988/89 (Karte 9a-g). Die Durchschnittssituation der betrachteten Regenzeiten zeigt die Karte 9b. Sie verdeutlicht im Vergleich zu den eingetragenen Isohyeten der langjährigen Beobachtungsreihe nach LE ROUX et al. (1988: 2, Fig. 2), daß die *Regenzeiten von 1984/85-1988/89* für den gesamten Untersuchungsraum, außer Randzonen im äußersten Osten, als "unterdurchschnittlich" gekennzeichnet werden müssen. Insgesamt ergibt sich eine Verschiebung der Niederschlagszonen zwischen 200-250 mm und 400-450 mm von Westen nach Osten, wobei der grob meridionale Verlauf der Isohyeten mehr oder weniger erhalten bleibt. Dadurch tritt im Osten des Etoscha N.P. ein stärkerer Niederschlagsgradient auf.

Die räumliche Niederschlagsverteilung der *Regenzeit 1984/85* entspricht etwa der Durchschnittssituation der Regenzeiten 1984/85-1988/89 (Karte 9b). Abweichend von diesem Bild ergeben sich höhere Niederschläge im zentralen Norden des Etoscha N.P. (Karte 9c). Signifikant niedrigere Regenfälle erfährt der Raum 'Okondeka-Adamax'. Eine Zone deutlich unterdurchschnittlicher Niederschläge zieht sich entlang des Nordrandes der Etoscha Pfanne. Die Regenzeit beginnt in 'Okaukuejo' im Oktober, endet im Mai und umfaßt damit 8 Monate. Das Niederschlagsmaximum tritt im Februar ein, ein zweites Maximum im November (Tab. 16). Die *Regenzeit 1985/86* zeigt für das Szenarium unterdurchschnittlicher Regenzeiten im Zeitraum 1984/85-1988/89 eine vergleichsweise günstigere Niederschlagsverteilung (Karte 9d). Höhere Niederschläge fallen im Nordosten, Nordwesten und Westen des Etoscha N.P.. Außerordentlich hohe Niederschläge von örtlich über 500 mm/Jahr kennzeichnen den Raum 'Okondeka-Adamax'. Ansonsten entspricht

die Niederschlagsverteilung dem Normalbild im Untersuchungsraum. Bei gleicher zeitlicher Lage der Niederschlagsmaxima dauert die Regenzeit 1985/86 in 'Okaukuejo' zwei Monate weniger als die vorangegangene Regenzeit (Beginn: November, Ende: April; Dauer: 6 Monate). Katastrophal niedrige Niederschläge - die insbesondere auch die Regenzeit 1991/1992 übertrifft! - bringt die *Regenzeit 1986/87* für nahezu den gesamten Etoscha N.P. (Karte 9e). Vom Westen, oberhalb der "Großen Randstufe", bis zum östlichen Abschnitt des Nordrandes der Etoscha Pfanne fallen Niederschläge, die kaum 200 mm/Jahr erreichen. Örtlich liegen die Niederschläge hier sogar unter 150 mm/Jahr. Im langjährigen Mittel fallen im Osten der Etoscha Pfanne nach LE ROUX et al. (1988: 2, Fig. 2) 450 mm/Jahr! Bemerkenswerterweise erreichen die Niederschläge im Westen, unterhalb der "Großen Randstufe", zumindest die Durchschnittsniederschläge der Jahresreihe 1984/85-1988/89. Dies gilt auch für einzelne Gebiete im Südosten des Nationalparks. Auf der Grundlage der langjährigen Meßreihen der Stationen 'Namutoni', 'Halali', 'Okaukuejo', 'Ombika' und 'Otjovasandu' berechnet ENGERT (1992b: mündl. Mitt.) Abweichungen vom saisonalen Mittelwert des Niederschlages zwischen -30% ('Namutoni') und -41% ('Halali'). In 'Okaukuejo' dauert die Regenzeit 1986/87 7 Monate von Oktober bis April. Das 1. Maximum des Niederschlages liegt wieder im Monat Februar und ein 2. Maximum im November (Tab. 16). Auch die nachfolgende *Regenzeit 1987/88* bringt für weite Gebiete des Etoscha N.P. erheblich unterdurchschnittliche Niederschläge (Karte 9f). Besonders betroffen ist erneut der Nordwesten des Untersuchungsraumes, der zentrale und westliche Teil der Etoscha Pfanne sowie der Raum 'Okondeka-Adamax-Leeubron'. Durchschnittliche Niederschlagsverhältnisse liegen im Nordwesten und Westen des Nationalparks vor. Ein räumlich enges Nebeneinander von deutlich über- und deutlich unterdurchschnittlichen Niederschlägen kennzeichnet die Situation im Südosten und zentralen Norden von Etoscha. Insgesamt ergeben sich große regionale Disparitäten des Niederschlages, die zu starken Niederschlagsgradienten - vor allem im Nordosten und Südosten des Untersuchungsraumes - führen. Im Osten der Etoscha Pfanne nehmen die Niederschläge auf einer Distanz von knapp 10 km von 200-250 mm/Jahr auf 450/500 mm/Jahr zu! Die Regenzeit 1987/88 setzt in 'Okaukuejo' bereits früh, im Monat September, ein und dauert 8 Monate bis April. Im Monat April fallen mit rund 50 mm noch ergiebige Niederschläge (2. Maximum). Das primäre Maximum der Regenzeit-Niederschläge wird im Monat Januar mit rund 100 mm erreicht. Die *Regenzeit 1988/89* bringt für die meisten Gebiete des Etoscha N.P. überdurchschnittliche Niederschläge (Karte 9g). Weite Teile im Osten und Südosten erfahren Niederschläge über 500 mm/Jahr, lokal sogar über 600 mm/Jahr. Die Meßstationen 'Namutoni' und 'Halali' weisen Abweichungen des Niederschlages vom langjährigen saisonalen Mittelwert von +42% bzw. +34% auf (ENGERT 1992b: mündl. Mitt.). Auch im Raum 'Okondeka-Adamax' liegen die Niederschläge lokal zwischen 400 und 450 mm/Jahr, örtlich sogar zwischen 450 und 500 mm/Jahr. Lediglich in einigen Gebieten im Westen fallen die

Niederschläge unterdurchschnittlich aus. Insgesamt ist auch die Regenzeit 1988/89 durch größere räumliche Disparitäten der Regenfälle gekennzeichnet. Sie sind jedoch im allgemeinen weniger stark ausgeprägt als während der vorangegangenen Regenzeit. Die Regenzeit 1988/89 dauert 7 Monate von Oktober bis April. Das 1. Maximum der Niederschläge fällt im Dezember, ein 2. Maximum im Februar (Tab. 16).

Die Befunde zur Niederschlagsperiodizität und Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsraum des Etoscha N.P. führen zu folgenden Schlußfolgerungen: Wie in anderen Teilen des südlichen Afrika (vgl. TYSON 1986: 67-85), so läßt sich auch im Norden Namibias eine klare Periodizität der Niederschläge nachweisen. Anders als im Sommerregengebiet der Republik Südafrika und in den nordöstlich angrenzenden Ländern, wo eine 18-Jahresoszillation eindeutig dominiert, beschreiben im Untersuchungsgebiet des Etoscha Nationalparks mehrere Oszillationen (20-, 16-, 12-, 8-, [6-], 4-, [3-] und 2-Jahreszyklus) die mittelfristigen Niederschlagsschwankungen, wobei offensichtlich die längeren Zyklen die bedeutensten sind. Der zu Beginn der 80er Jahre (um 1984/85) erkannte "Phasensprung" der Niederschlagsperiodizität könnte - im Sinne von TYSON (1990: 321) - mit einer gleichzeitig einsetzenden starken Erwärmung der Südhemisphäre in Zusammenhang gebracht werden. Eine längerfristige Auswirkung des 'Benguela El Niño'-Phänomens des Jahres 1984 ist nicht auszuschließen. Dabei bleibt freilich zunächst ungeklärt, ob möglicherweise ein langfristiger Niederschlagszyklus in der Größenordnung von 80-100 Jahren den "Phasensprung" erzeugt. Gleichwohl gibt es deutliche Hinweise, daß im Verlauf der 90er Jahre dieses Jahrhunderts und während der ersten Jahre des 20. Jahrhunderts eine ausgesprochene "Trockenperiode" erwartet werden kann.

Die Aussagen zur Niederschlagsperiodizität werden durch eine ausgeprägte Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsraum relativiert. Während der zweiten Hälfte der 80er Jahre, die als Szenarium für eine "Trockenperiode" gelten kann, läßt sich zwar auf Grund der erkannten Periodizität der Niederschläge auch in der räumlichen Dimension des Untersuchungsraumes insgesamt auf unterdurchschnittliche Niederschlagsverhältnisse schließen (vgl. Karte 9b); daraus ergeben sich jedoch keine sicheren Prognosen für einzelne Regenzeiten und bestimmte Regionen des Etoscha N.P.. Nach den vorliegenden Befunden erzeugt jede Regenzeit ein in hohem Maße eigenständiges räumliches Muster der Niederschlagsverteilung. Die Unterschiede von Regenzeit zu Regenzeit sind beträchtlich (vgl. Karte 9c-g). Im Durchschnitt der Regenzeiten 1984/85-1988/89 ist die Niederschlagsvariabilität im Nordosten, Osten und Südosten des Untersuchungsraumes am geringsten (vgl. Karte 10). Die westlichen Gebiete zeigen - zumindest im betrachteten Zeitraum - keine generell hohe Niederschlagsvariabilität (vgl. dazu im Unterschied VAN DER MERWE 1983: 12). Hier sind vielmehr kleinräumige Unterschiede der Niederschlagsvariabilität bemerkenswert (vgl. Karte 10). Der Nordwesten und die zentralen Regionen des Nationalparks, einschließlich eines Teils des Südsaumes der Etoscha Pfanne, weisen die höchste

Niederschlagsvariabilität auf. Insbesondere mit dem Raum 'Okondeka-Adamax-Leeubron' betrifft dies eine Region, die - nach den Ausführungen in Kapitel 3.2.3.5. - ökologisch äußerst labil ist und geomorphodynamisch höchst sensibel reagiert.

### 3.3.3. Zusammenfassung

Die aktuelle klimageographische Ausstattung des Untersuchungsraumes des Etoscha Nationalparks und angrenzender Landschaften im Norden Namibias ist durch folgende Grundzüge charakterisiert:

1. Der hygrische Jahresgang, mit einem saisonalen Wechsel von Regen- und Trockenzeit, prägt grundlegende biotische und abiotische Prozesse und führt insbesondere zu einem rhythmischen Wechsel einer dominierend fluvialen bis fluvial-limnischen Geomorphodynamik einerseits und einer dominierend äolischen Geomorphodynamik andererseits. Es handelt sich dabei um eine systemimmanente "Grundschwankung" des Klimas (vgl. HEINE 1990a: 231).
2. Diese systemimmanente "Grundschwankung" des Klimas ist in zyklische Schwankungen der hygrischen Verhältnisse in der Größenordnung von einigen Jahren bis einigen zehn Jahren (möglicherweise auch 100 Jahren) eingebunden, die sich gegenseitig überlagern. Dadurch werden große Amplituden der hygrischen Veränderungen in Raum und Zeit erzeugt. Der Charakter eines "semiariden" Klimas im Sinne von LAUER (1952) beziehungsweise eines "ariden" Klimas nach PENCK (1910) bleibt dabei erhalten. Es kann sogar davon ausgegangen werden, daß die großen Amplituden der hygrischen Veränderungen in der Übergangzone von tropischer zu subtropischer Zirkulation der Atmosphäre ebenso systemimmanent sind, wie die Rhythmik von Regen- und Trockenzeit.
3. Geomorphodynamische Veränderungen können in diesem hochkomplexen System durch relativ kleine Veränderungen einzelner Variablen ausgelöst werden. Dies wurde bereits am Beispiel des Verhältnisses von potentieller Evapotranspiration und Niederschlag im Jahresgang ausführlich verdeutlicht. Sowohl für Prozesse einer fluvialen als auch einer äolischen Umlagerung spielt die Akzentuierung der Niederschlagsverteilung im Jahresgang eine entscheidende Rolle (vgl. ROHDENBURG 1970, 1971: 37-43). Es entspricht jedoch dem Grundcharakter hoher Klimavariabilität, daß entsprechende Systemzustände im Untersuchungsraum nur kurzfristig stabil sind.

Die im nachfolgenden Kapitel 4 dargelegten geologisch-sedimentologischen und pedologischen Befunde zum känozoischen Klima- und Umweltwandel im Norden Namibias werden in Kapitel 6 vor dem Hintergrund der aktuellen landschaftsökologischen Zusammenhänge sowie der aktual-klimageographischen Ausstattung und Differenzierung des Untersuchungsraumes zu diskutieren sein. Der Aspekt der Periodizität und Variabilität des Klimas

bedarf dabei einer besonderen Würdigung.

#### 3.4. Aktuelle Klimasensibilität landschaftsökologisch relevanter Faktoren, raumfunktionaler Strukturen und Prozesse - Versuch einer Synopsis

In den voranstehenden Kapiteln 3.2. und 3.3. wurde der Untersuchungsraum des Etoscha Nationalparks und angrenzender Landschaften im Norden Namibias einer detaillierten geographisch-landschaftsökologischen Analyse unterzogen. Dabei wurde versucht, die wesentlichen biotischen und abiotischen Faktoren, raumfunktionalen Strukturen und Prozesse zu erfassen, die potentiell als klimasensibel angesehen werden können. Soweit möglich, wurde auch versucht, Quantifizierungen vorzulegen. Die ausgewiesenen Landschaftsräume erfüllen das Kriterium einer geographisch-landschaftsökologisch weitgehend homogenen Ausstattung, weisen jedoch auch ein raumspezifisches geoökologisches Risikopotential und damit raumspezifische Nutzungsprobleme auf.

Die Ausführungen in Kapitel 3.2. mögen zunächst verdeutlicht haben, daß grundlegende landschaftsökologische Zusammenhänge im quasinatürlichen Ökosystem des Etoscha N.P. und angrenzender Landschaften im Norden Namibias von den geologisch-tektonischen und sedimentologisch-geomorphologischen Grundstrukturen geprägt werden. Eine sehr klare Abhängigkeit besteht zwischen der geologischen und pedologischen Ausstattung. Die pedologischen Verhältnisse, vor allem aber die pedogenetisch bedingten Besonderheiten des Bodenwasserhaushaltes, prägen ihrerseits in hohem Maße die vegetationsgeographische Ausstattung bis hin zur Wuchsform. Dies kommt beispielhaft im Vergleich der Buschmopane-Gesellschaft (*'Nineteeth Latitude Shrub Mopaneveld'*) auf Vertic Cambisols/Eutric Vertisols aus Kalkstein und sandigem Kalkstein (C1) einerseits und der Baummopane-Gesellschaft (*'Mopane Treeveld'*) auf Lithic/Rendzic Leptosols aus Kalkstein (C3) andererseits zum Ausdruck. Es ist daher verständlich, daß die meisten bodengeographischen und vegetationsgeographischen Kartiereinheiten im Untersuchungsraum nahezu deckungsgleich sind (Karte 4 und Karte 6).

Die klimageographische Ausstattung des Untersuchungsraumes wurde unter dem besonderen Aspekt des typischen Witterungsganges sowie der Periodizität und Variabilität der Niederschläge beschrieben. Die Variabilität der Niederschläge in Raum und Zeit unterstreicht die Notwendigkeit einer regional und inhaltlich differenzierten Betrachtung des Problemkreises "Klimasensibilität und geomorphodynamische Reaktionen" und seine Einbindung in den größeren Problemkreis der "landschaftsökologischen Risiken".

Die Gesamteinschätzung der landschaftsökologischen Risiken resultiert aus der Bewertung der Einzelrisiken im Wirkungsgefüge der Faktoren "Klima", "Vegetation", "Wasser", "Nutzungsdruck durch Wildpopulationen", "Boden" und "Relief" und ihrer Verknüpfung untereinander. Dabei gilt, daß das landschaftsökologische Risiko insgesamt um so höher einzuschätzen ist, je umfassender die Integration der geoökologischen Einzelrisiken fortgeschritten ist (Abb. 60).

Ein hoher Nutzungsdruck durch Wildpopulationen kann sowohl von einem allgemein hohen Wasserangebot und einer günstigen chemischen Wasserqualität (geringe Werte gelöster Salze [TDS-Werte]) als auch von einem geringen Wasserangebot, einer vergleichsweise ungünstigen chemischen Wasserqualität (hohe TDS-Werte) aber fehlenden Alternativen zum aktuellen Wasserangebot erzeugt werden. Letztgenannter Faktor stellt dabei auch ein Distanzproblem dar. Bei einem ganzjährig geringen Wasserangebot ist zu erwarten, daß sich der Beweidungsdruck durch Tierpopulationen auf ein Minimum reduziert. Die durch einen hohen Nutzungsdruck verursachte Vegetationsdegradation kann unmittelbar in eine erhöhte Geomorphodynamik überleiten. Entscheidend ist hier das Ausmaß und die Nachhaltigkeit der Vegetationsdegradation sowie die Möglichkeit einer kurzfristigen Regeneration der Vegetationsschäden, die ihrerseits wesentlich von der Niederschlagsvariabilität abhängt. Die Wirksamkeit erhöhter Geomorphodynamik und die Art ihrer Ausprägung ("Abspülung" und "Deflation") wird wesentlich von den Faktoren "Boden" und "Relief" bestimmt. Prozesse der Abspülung können bei primär flachgründigen Böden bereits mittelfristig die physikalischen Bodeneigenschaften so nachhaltig verändern, daß sich eine Veränderung der Vegetationsgesellschaft nach Artenzusammensetzung und Bedeckungsgrad einstellt. Es bleibt allerdings zu berücksichtigen, daß sich vor allem in den westlichen Teilen des 'Etoscha Bogens' die Vegetation auf Gesteinen der Damara-Orogenese bereits natürlicherweise an äußerst flachgründige Böden und eine vergleichsweise erhöhte Niederschlagsvariabilität angepaßt hat. Die Abspülung kann im saisonalen Wechsel von Regen- und Trockenzeit andererseits jedoch auch zu einer Aktivierung der äolischen Umlagerung führen. Soweit es sich bei den korrelierten Sedimenten der Abspülung um salzhaltige Sedimente handelt, können sich durch die Deflation weiträumig Versalzungsprobleme ergeben. Das Ausmaß der Versalzung richtet sich dabei nach den primär vorliegenden bodenchemischen und bodenphysikalischen Eigenschaften und der Reliefposition. Mittelfristig können sich dadurch auch hier Veränderungen in Artenzusammensetzung der Vegetationsgesellschaft ergeben, die durch den Beweidungsdruck weiter gefördert wird. Andererseits kann die weiträumige äolische Umlagerung nicht-salzhaltiger, sandiger Sedimente die bodenphysikalischen (und bodenchemischen) Eigenschaften aber auch positiv beeinflussen.

Im folgenden wird in einer Synopsis versucht, die spezifischen geoökologischen Risiken auf der Grundlage der erarbeiteten landschaftsökologischen Raumgliederung herauszustellen (Karte 11a/b) <sup>19</sup>.

Für die bereits westlich der "Großen Randstufe" (im morphologischen Sinne) gelegenen Landschaftsräume von 'Kaross' und das 'Becken von Otjovasandu' mit prä-damarazeitlichen Gesteinen des 'Basement' muß auf Grund der hohen Reliefenergie bereits natürlicherweise von einer hohen bis sehr hohen Disposition gegenüber der Abspülung aus-

<sup>19</sup>

Eine parametrische Bewertung der landschaftsökologischen, öko-pedologischen und geomorphodynamischen Risiken im Etoscha N.P. wird im Rahmen des Forschungsoperations-Projektes "Etoscha/Namibia" erarbeitet.

gegangen werden. Die Abspülung betrifft hier bereits verbreitet flachgründige Bodengesellschaften mit allgemein standortökologisch limitierenden chemischen und physikalischen Eigenschaften. Die überwiegend günstigen chemischen Eigenschaften des Grundwassers erzeugen aktuell einen hohen Nutzungsdruck durch die Wildpopulationen, der bei einer offenen Baum- und Buschsavanne mit geringer Bodenbedeckung zu einer (indirekt anthropogen) gesteigerten Abtragung durch Wasser, das heißt Bodenerosion im Sinne der Definition in Kapitel 3.2.1., führt. Die korrelaten Sedimente der Abspülung stehen darüber hinaus insbesondere im 'Becken von Otjovasandu' während der Trockenzeit in großem Umfang für Prozesse der Deflation zur Verfügung.

Eine hohe Reliefenergie, verbreitet flachgründige Bodengesellschaften, standortökologisch limitierende physikalische und chemische Bodeneigenschaften und eine ausgesprochen günstige chemische Qualität des Grundwassers kennzeichnen auch die Regionen im Südosten, Süden und Westen des Etoscha N.P., die dem Landschaftsraum des 'Etoscha Bogens' mit verbreitet dolomitischen Gesteinen der Damara-Orogenese zuzurechnen sind. Bei einem - reliefbedingt - allgemein geringen Nutzungsdruck insbesondere durch die Großsäugerpopulationen bleibt eine hohe bis sehr hohe Disposition gegenüber der Abspülung im wesentlichen jedoch auf die Pedimentzonen beschränkt. Die Niederschlagsvariabilität ist im Westen des 'Etoscha Bogens' höher einzuschätzen als im Südosten.

Mit dem 'Ovambo Sandveld' ist ein Landschaftsraum im Westen und Nordwesten des Etoscha N.P. beschrieben, in dem die Deflation entsprechend den Relief-, Vegetations- und Bodenverhältnissen der mit Abstand dominierende geomorphodynamische Prozeß ist. Als standortökologisch limitierend erweisen sich insbesondere die chemischen Eigenschaften (s. v.a.  $KAK_{pot}$ ) der meist flachgründigen, sandigen Bodensedimente. Bodenphysikalisch wie bodenchemisch günstiger einzuschätzen sind die Standorte von Eutric Vertisols in flachen Lösungshohlformen des Kalksteins. Eine hohe bis sehr hohe Niederschlagsvariabilität betrifft vor allem den Nordwesten des Nationalparks. Der Nutzungsdruck der Wildpopulationen ist trotz einer durchweg günstigen chemischen Grundwasserqualität gering.

Die 'südliche Ovambo Ebene' ist als einer der geomorphodynamisch stabilsten Landschaftsräume des Etoscha N.P. anzusehen. Die Bodengesellschaft von Vertic Cambisols und Eutric Vertisols (C1) ist die am weitesten fortgeschrittene Pedogenese aus Kalkstein bzw. sandigem Kalkstein. Die chemischen Bodeneigenschaften (s. v.a.  $KAK_{pot}$ ) sind vergleichsweise günstig zu beurteilen. In den Unterbodenhorizonten liegt jedoch bei EC<sub>s</sub>-Werten um 1 mS/cm eine aktuelle Gefährdung gegenüber Versalzung vor. Die aus einer tonigen Textur resultierenden standortökologisch limitierenden physikalischen Bodeneigenschaften (s. v.a. "nutzbare Feldkapazität" [nFK]) werden in den Oberböden durch den äolischen Eintrag von Sanden aus dem angrenzenden 'Ovambo Sandveld' sowie der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' weitgehend kompensiert. Mit Werten der gelösten Salze (TDS) von über 5 000 mg/l weist das Grundwassers mit die schlechteste chemische Qualität im gesamten Etoscha N.P. auf. Entsprechend ist der Nutzungsdruck durch die Wildpopulatio-

nen auf den Landschaftsraum der 'südlichen Ovambo Ebene' insgesamt nur gering; lediglich die Wasserstellen entlang der Piste 'Okaukuejo-Olifantsrus-Otjovasandu' werden intensiver genutzt. Eine in jüngster Zeit diskutierte Ausgliederung von Teilen der 'südlichen Ovambo Ebene' und der nördlich angrenzenden 'Ovambo-Pfannen-Ebene' ins Ovambo-land und ackerbauliche Nutzung des Raumes (LINDEQUE 1991b: mündl. Mitt.) muß insbesondere die schlechte Grundwasserqualität und die bereits aktuell vorliegende Versalzungsgefahr bei den Böden berücksichtigen.

Die schlechte chemische Grundwasserqualität der 'südlichen Ovambo Ebene' kennzeichnet in gleicher Weise auch die 'Ovambo-Pfannen-Ebene' und setzt sich ins südliche Ovamboland fort. Standortökologisch limitierende bodenchemische Eigenschaften (niedrige pH-Werte; geringe Gehalte an organischer Substanz; niedrige KAK<sub>pot</sub>) prägen die Bodengesellschaften aus tiefgründigen, sandigen Substraten (A3 und A4) im westlichen Teil der 'Ovambo-Pfannen-Ebene'. Aktuelle Versalzungsprobleme bleiben allgemein auf die unmittelbare Umgebung der Pfannen beschränkt. Wie im westlich anschließenden 'Ovambo Sandveld' ist die Deflation bei den bodenkundlichen Kartiereinheiten A3, A4 und A5 der mit Abstand wirksamste geomorphodynamische Prozeß im Landschaftsraum der 'Ovambo-Pfannen-Ebene'.

Das 'Karstveld' im Süden des Etoscha N.P. ist sowohl hinsichtlich Prozessen der Abspülung als auch der Deflation durch eine hohe Disposition gekennzeichnet. Beide Abtragungsarten betreffen mit den verbreiteten Lithic Leptosols aus Kalkstein äußerst flachgründige Böden, so daß bereits geringe Abtragungsraten nachhaltige Bodenerosionsschäden hervorrufen. Im zentralen Süden des Etoscha N.P. ('Gobaub' bis 'Okaukuejo') treten Bodenerosionsschäden als Folge eines ganzjährig hohen Nutzungsdruckes und einer Vegetationsdegradation durch große Elefanten-Populationen bei lokal hoher Niederschlagsvariabilität auf. Der Nutzungsdruck durch die Elefanten wird dabei - neben einem reichhaltigen Biomasseangebot - wesentlich durch eine günstige chemische Wasserqualität der überwiegenden Zahl der Wasserstellen gefördert. Bodenphysikalisch limitierende Eigenschaften liegen mit der Flachgründigkeit und dem hohen Skelettgehalt der Lithic Leptosols sowie dem hohen Tongehalt und der geringen nutzbaren Feldkapazität der Eutric Vertisols der Kartiereinheit C2 vor. Bei einem äolischen Sandeintrag verbessern sich jedoch auch hier zumindest die bodenphysikalischen Eigenschaften der Oberböden.

Der Landschaftsraum der 'Etoscha Pfanne i.w.S.' wird durch die Auswehung karbonathaltiger und salzhaltiger Sedimente vom überwiegend vegetationsfreien Boden der Etoscha Pfanne und ihrer Deposition in einer Pfannenrandzone geprägt. In Abhängigkeit von der Lage der Pfannenrandzone zu den geomorphodynamisch wirksamen Winden aus östlichen Richtungen (NE und E) ergibt sich eine unterschiedliche Breite dieser Zone: Im Norden und Osten beschränkt sie sich auf eine Breite von oft wenigen hundert Meter; im Süden ist ein äolischer Einfluß in den Oberböden der in situ-Bodenbildungen noch bis 8 km vom Pfannenrand entfernt nachweisbar. Die Sedimentation karbonathaltiger, äolischer



Sande wirkt sich hier bei primär flachgründigen Bodenbildungen vom Typ der Lithic/Rendzic Leptosols aus Kalkstein zwar einerseits positiv auf den Bodenwasserhaushalt aus, trägt andererseits jedoch auch zu einer aktuellen Versalzungsgefährdung in den Unterböden bei. Die sandigen Sedimente sind ihrerseits in hohem Maße anfällig für Prozesse der Deflation und Abspülung. Trotz einer allgemein schlechten chemischen Wasserqualität in zahlreichen Wasserstellen der Pfannensüdrandzone ist das verfügbare Wasserangebot ganzjährig hoch und bewirkt damit einen äußerst hohen Nutzungsdruck der Wildpopulationen auf die Weidegebiete des 'Sweet Grassveld on Lime'. Im einzelnen hängt die chemische Wasserqualität und Quellschüttung vom Quelltyp ab: günstige Verhältnisse sind insbesondere von den artesischen Quellen 'Agab' und 'Namutoni' bekannt.

Die überwiegende Akkumulation äolischer Sedimente vom Boden der Etoscha Pfanne findet - entsprechend der Hauptwindrichtung (s.o.) - am westlichen Pfannenrand statt. Der durch eine sehr hohe Niederschlagsvariabilität und einen hohen Nutzungsdruck durch verschiedene Wildpopulationen gekennzeichnete Raum 'Okondeka-Adamax-Leeubron' gehört heute mit zu den am stärksten durch Bodenerosion (Abspülung und Deflation) geschädigten Gebieten im gesamten Etoscha N.P.. Im Bereich der Dünenkämme sind die Böden zumindest durch Versalzung gefährdet; in den Dünengassen stellt sich am Kontakt der äolischen Sande zum anstehenden Kalkstein bereits aktuell eine starke Versalzung ein.

Ausgesprochen hohe Salzgehalte kombiniert mit limitierenden bodenphysikalischen Eigenschaften (salzverkrustete 'hardpan' als Stauwassersohle) prägen insbesondere die Standorte der buchtartigen Erweiterung der 'Andonivlakte' (bodenkundliche Kartiereinheit E1). Trotz der ebenfalls hohen Gehalte gelöster Salze von über 5 000 mg/l an der Wasserstelle 'Andoni' besteht ein hoher Nutzungsdruck verschiedener Wildpopulationen der offenen Grassavanne (Springböcke, Gnus, Zebras u.a.) auf das geringe Wasserangebot im Nordosten des Etoscha N.P.. Bei einer bereits primär sehr hohen Disposition der oberflächlich anstehenden, geringmächtigen Sande gegenüber Prozessen der Deflation führt eine weitere Auflichtung der schütterten, halophytischen Grasdecke rasch zu nachhaltigen Schäden durch äolische Umlagerung.

Trotz der vergleichsweise dichten Vegetationsdecke einer Trockenwaldgesellschaft ist auch auf der Ostseite der Etoscha Pfanne, im Bereich des "Kalahari Sandveld", die Deflation der geomorphodynamisch wichtigste Prozeß. Bei einer texturbedingt hohen Grunddisposition gegenüber der Winderosion ist die mit dem hohen Nutzungsdruck durch große Elefanten-Herden einhergehende Vegetationsdegradation eine wesentliche Voraussetzung für aktuelle Schäden durch Deflation. Da es sich bei den mehrere Meter mächtigen Sanden hier allerdings nicht um korrelierte Sedimente der Auswehung vom Boden der Etoscha Pfanne handelt, sondern um fluviale Schüttungen aus dem angrenzenden Landschaftsraum des 'Kavango Längsdünenfeld', besteht allerdings keine aktuelle Versalzungsgefahr.

Die geomorphodynamische Entwicklung der Etoscha Pfanne i.e.S. wurde bereits

nach den vom Ostteil des Pfannenbodens mitgeteilten Beobachtungen als Ausdruck des jahreszeitlichen Wechsels von Regen- und Trockenzeit und des damit verbundenen rhythmischen Wechsels einer Durchfeuchtung des Pfannenbodens einerseits und eines äolischen Sedimentaustuges andererseits beschrieben. "Pfannen", verstanden als geschlossene Abtragungshohlformen, sind damit typische Formen eines wechselfeuchten, semiariden Klimas, bei dem der fluviale bis fluvial-limnische Sedimenteintrag langfristig vom äolischen Sedimentaustag übertroffen wird. Die saisonal aquatischen Verhältnisse zumindest in Teilen der Etoscha Pfanne begründen - wie dargestellt - auch die Bedeutung des Raumes als Brutgebiet für Flamingos. Obwohl oberflächennahe Salz-Effloreszenzen nur lokal und hier vor allem am Pfannenrand in einer Mächtigkeit von wenigen Millimetern verbreitet sind, werden in den Profilabfolgen des Pfannenbodens hohe bis extrem hohe Salzgehalte erreicht. Die Maxima des Salzgehaltes treten dabei typischerweise im Bereich von Schichtgrenzen auf. Nach den vorliegenden Befunden muß davon ausgegangen werden, daß die Tiefenfunktion der in feindisperser Verteilung vorliegenden NaCl-Verbindungen wesentlich von der Möglichkeit einer vertikalen Verlagerung im Sickerwasserstrom bei einem äußerst geringen Eintrag salzhaltiger Sedimente vom Pfannenrand abhängt. Es ist daher zu erwarten, daß sowohl ein regionalklimatisch gesteuerter, erhöhter Sedimenteintrag, als auch kurzfristige aquatische Verhältnisse im Bereich des Pfannenbodens die Ausbildung von oberflächennahen Salzausblühungen begünstigen. Dies würde jedoch andererseits - entsprechend der über äolische Prozesse hergestellten stofflich-sedimentologischen Verknüpfung des Pfannenbodens mit den Pfannenrandzonen - die Versalzungsgefahr in den Bodengesellschaften der Kartiereinheiten C4, C5 und A6 weiter erhöhen.

Die Ausführungen weisen nachdrücklich auf eine räumlich höchst unterschiedliche, aktuelle Klimasensibilität biotischer und abiotischer Faktoren, raumfunktionaler Strukturen und Prozesse im quasinatürlichen Ökosystem des Etoscha N.P. im Norden Namibias hin. Eine ausgesprochen hohe Integration geökologischer Einzelrisiken (s.o.; Abb. 60) kennzeichnet den Landschaftsraum des 'Beckens von Otjovasandu' mit 'Kaross' im Westen sowie den Landschaftsraum der 'Etoscha Pfanne i.w.S.' im Osten des Etoscha N.P.. Die genannten Landschaftsräume weisen ein "sehr hohes" geökologisches Gefährdungspotential auf (Karte 11a), wobei im Westen sowohl die Abspülung als auch die Deflation in hohem Maße wirksam ist, während im Osten vor allem die Deflation dominiert (Karte 11b). Ein "erhöhtes" geökologisches Gefährdungspotential ergibt sich für das 'Karstveld' mit einer hohen Disposition gegenüber Prozessen der Abspülung und Deflation bei lokal hohem Nutzungsdruck durch größere Wildpopulationen. Die 'Ovambo-Pfannen-Ebene' und das 'Ovambo Sandveld' werden nach der Verknüpfung der geökologischen Einzelrisiken als "mäßig gefährdet" eingestuft, wobei sich die geomorphodynamische Aktivität im wesentlichen auf die äolische Umlagerung konzentriert. Unter den Gegebenheiten der aktuellen Landnutzung liegt im Landschaftsraum der 'südlichen Ovambo Ebene' lediglich ein

"geringes" geoökologisches Gefährdungspotential vor. Diese Einstufung basiert hauptsächlich auf der geomorphodynamischen Stabilität des Raumes, die sich ihrerseits von den Boden- und Reliefeigenschaften ableitet. Jegliche Nutzungsänderung muß allerdings die schlechte chemische Grundwasserqualität und die aktuelle Versalzungsgefahr in den Böden berücksichtigen. Ein "geringes" geoökologisches Risikopotential ergibt sich nach dem aktuellen Faktoren- und Prozeßgefüge auch für Gebiete innerhalb des Etoscha N.P., die dem Landschaftsraum des 'Etoscha Bogens' angehören.

Mit der räumlich differenzierten Erfassung der aktuellen Klimasensibilität landschaftsökologisch relevanter Faktoren, raumfunktionaler Strukturen und Prozesse im engeren Untersuchungsraum des Etoscha N.P. liegt eine wesentliche Diskussionsgrundlage für die Evaluierung landschaftsökologischer Auswirkungen zukünftiger Klimaänderungen vor (vgl. Kapitel 1.3.). Unter Beachtung einer bereits aktuell regional differenzierten Niederschlagsvariabilität ist davon auszugehen, daß die Spannweite der landschaftsökologischen Veränderungen unter den Gegebenheiten der heutigen Landnutzung von "gering" bis "sehr groß" reicht. Bestimmte Landschaftsräume ('Etoscha Bogen'; 'südliche Ovambo Ebene') sind als landschaftsökologisch und insbesondere auch geomorphodynamisch äußerst "stabile" Systeme aufzufassen. Es handelt sich dabei um Ökosysteme, die unter den quasi-natürlichen Verhältnissen in einem weiten Rahmen anpassungsfähig sind. Landschaftsökologisch "metastabile" Ökosysteme wie das 'Karstveld' und das 'Ovambo Sandveld' reagieren mit zeitlicher Verzögerung auf klimatische Veränderungen. Die geomorphodynamischen Reaktionen reichen dabei von einer Aktivierung der Deflation mit vergleichsweise nur mäßigen Veränderungen des Landschaftshaushaltes ('Ovambo Sandveld') bis zu einer kombinierten Aktivierung von Prozessen der Abspülung und Deflation mit gravierenden Veränderungen des Landschaftshaushaltes ('Karstveld'). Die landschaftsökologisch wie geomorphodynamisch "hochsensiblen" Systeme des 'Beckens von Otjovasandu/Kaross' und der 'Etoscha Pfanne i.w.S.' reagieren unmittelbar selbst auf geringfügige Veränderungen der Klimaverhältnisse (Niederschlagshöhe, Niederschlagsverteilung, Niederschlagsintensität, höhere Windgeschwindigkeiten, u.a.). Auf eine kombinierte Aktivierung der Abspülung und Deflation im Westen und eine dominierende Aktivierung äolischer Prozesse im Osten wurde bereits hingewiesen. Es bleibt dabei zu berücksichtigen, daß Eingriffe des Menschen in den Naturhaushalt - in der dargestellten räumlichen Differenzierung - zu landschaftsökologischen Veränderungen führen, die nach dem derzeitigen Kenntnisstand die klimatisch induzierten Veränderungen sowohl nach ihrer Reaktionszeit als auch nach ihrem Ausmaß bei weitem übertreffen. Die anthropogenen Eingriffe beginnen dabei bereits mit der Anlage künstlicher Wasserstellen durch die Verwaltung des Nationalparks und reichen bis zu einer den landschaftsökologischen Verhältnissen unangepaßten ackerbaulichen und/oder viehwirtschaftlichen Nutzung des Raumes.

#### 4. GEOLOGISCH-SEDIMENTOLOGISCHE UND PEDOLOGISCHE BEFUNDE ZUM KÄNOZOISCHEN KLIMA- UND UMWELTWANDEL IM NORDEN NAMIBIAS

Auf der Grundlage der im voranstehenden 3. Kapitel vorgelegten geographisch-landschaftsökologischen Analyse des Untersuchungsraumes und einer detaillierten Darstellung der aktual-klimatologischen Verhältnisse wird im folgenden 4. Kapitel der Problemkreis der Klimasensitivität geomorphodynamischer Veränderungen aus der zeitlich weitergefaßten Sicht des känozoischen Klima- und Umweltwandels betrachtet. Der Untersuchungsraum von "Etoscha" erweist sich dabei als vergleichsweise günstige "Versuchsanordnung der Natur", da mit dem "Etoscha Becken" im Norden Namibias ein Sedimentationsraum vorliegt. Damit liegen insbesondere günstigere Forschungsvoraussetzungen vor als zum Beispiel in der Namib, die im Verlauf des Känozoikums eine unter terrestrischen Bedingungen gestaltete Abtragungslandschaft darstellt (HEINE 1990a: 226). In den ersten Kapiteln (4.1. und 4.2.) geht es zunächst um eine Darstellung von geologisch-sedimentologischen und mineralogisch-geochemischen Befunden zum Sedimentationsmilieu innerhalb des Ovamboland/Etoscha Beckens. In den weiteren Kapiteln 4.3 und 4.4. konzentrieren sich die Betrachtungen auf die geomorphologisch-pedologischen Befunde zur quartären Entwicklung der Etoscha Pfanne. Die pedostratigraphische Gliederung der westlichen Randedünen der Etoscha Pfanne (Kapitel 4.4.1.) stellt die Grundlage für eine Rekonstruktion des jungquartären Klima- und Umweltwandels in Etoscha (Kapitel 4.4.3.) dar.

##### 4.1. Die geologisch-tektonische Entwicklung des Ovamboland/Etoscha Beckens bis zur späten Kreide (?)/Känozoikum

Die Rekonstruktion des känozoischen Klima- und Umweltwandels im Untersuchungsgebiet des Etoscha Nationalparks und angrenzender Landschaften im Norden Namibias verlangt nach einem besonderen Grundverständnis für die geologisch-tektonische und geomorphologische Sonderstellung Afrikas als Teil des ehemaligen Gondwanakontinentes. Kennzeichnende Merkmale dieser Sonderstellung sind die überwiegend bereits präkambrische Anlage der Orogene, die lange Zeit der Konsolidierung sowie der lange Zeitraum einer tektonisch weitgehend ungestörten terrestrischen Abtragung (HÜSER 1979: 100-101; HÜSER 1989: 95). Erst im Zuge des kretazisch-tertiären Umbruchs gingen von Grabenbildungen (z.B. Ostafrika) beziehungsweise Hebungen von Randschwellen (z.B. Südwestafrika) neue Reliefimpulse aus (HÜSER 1989: 95).

Die geologisch-tektonische und geomorphologische Sonderstellung von Gondwana-Afrika spiegelt sich auch in der Reliefgeschichte des Ovamboland/Etoscha Beckens wieder. Die strukturelle Anlage des **Ovamboland Beckens** ist eng mit der präkambrisch/altpaläozoischen Damara Orogenese verknüpft (Abb. 12). Auf eine Phase des intrakontinentalen 'rifting' zwischen 1000-900 Millionen Jahren mit der Sedimentation der überwiegend grobklastischen Nosib Gruppe folgt eine Phase des 'seafloor-spreading' zwi-

schen 730 und etwa 650 Millionen Jahren mit der Ablagerung von dolomitischen und karbonatischen Serien der Otavi Gruppe in einer Flachwasser-Schelfzone der sogenannten "nördlichen Plattform" (vgl. Kapitel 3.2.2.). Mit der Umkehr des 'seafloor-spreading' zu Bewegungen einer kontinentalen Kollision seit rund 600 Millionen Jahren geht die Geosynklinalphase in die Orogenese i.e.S. über. Im Zuge der Hauptphase der morphologischen Heraushebung des Damara-Orogens (vor 550-450 Millionen Jahre) und gleichzeitig einsetzender Abtragung wandelt sich das Sedimentationsmilieu im nördlichen Vorland von "flachmarin", noch zur Zeit der Otavi Gruppe, zu progressiv "terrestrisch" im Verlauf der Ablagerung der Mulden Gruppe (450-290 Millionen Jahre). Als Abschluß der Mulden Gruppe repräsentieren die überwiegend feinklastischen Sedimente der Ovambo-Formation (Siltsteine, Sandsteine, Schiefer, Kalksteine und Dolomite) bereits eine späte Phase der Damara-Orogenese.

Absenkungsbewegungen und die Ausprägung großer Antiklinalen lassen im nördlichen Vorland des Damara-Orogens während des späten Westfals, am Ausgang des Oberkarbons (290 Millionen Jahre), erstmals eine geschlossene Beckenstruktur erkennen: das **Etoscha Becken**. Das Etoscha Becken stellt eine zusammengesetzte Depression von vier, in sich geschlossenen Teilbecken dar (Abb. 61). Jüngste geophysikalische Sondierungen in Verbindung mit Erdölprospektionen zeigen nach MOMPER (1982), daß das westliche, etwa 10 000 miles<sup>2</sup> große Teilbecken durch das Hebungsgebiet des sogenannten 'Ondangwa Uplift' von zwei zentralen, kleineren Teilbecken getrennt wird. Beide kleine Teilbecken wurden offensichtlich erst im Zuge der mesozoischen vulkanischen Ereignisse separiert. Interessanterweise befindet sich das südliche der zwei kleinen Teilbecken unmittelbar unter der heutigen Etoscha Pfanne. Das östliche Großbecken schließt sich ostwärts der Antiklinalstruktur der sogenannten 'Otjiwella Plattform' an; der zentrale Teil dieses Teilbeckens liegt offensichtlich im Grenzgebiet zwischen Namibia und Angola.

Großräumig betrachtet ist das Etoscha Becken nach MOMPER (1982: 270) seit seiner Anlage während des Westfals (vor 290 Millionen Jahren) tektonisch relativ stabil. Regionale Hebungs- und Absenkungstendenzen sind jedoch ebenso bekannt wie zwei Ereignisse regionaler Kippung. Die erste regionale Kippungsphase betrifft die "prä-Kalahari" Sedimente. Die markante Störungszone parallel zum Südrand der heutigen Etoscha Pfanne, an die offensichtlich zahlreiche der am Pfannensüdrand auftretenden artesischen Quellen gebunden sind, dürfte im Zusammenhang mit diesem regionaltektonischen Ereignis stehen (vgl. Abb. 62a). Das zweite Kippungsereignis betrifft die gesamte Sedimentationsfolge einschließlich der Kalahari Gruppe. Es ist davon auszugehen, daß die regionaltektonischen Ereignisse einen Einfluß auf die Form des Sedimentationsbeckens sowie auf die Lage des Sedimentationszentrums innerhalb des Beckens seit dem ausgehenden Oberkarbon hatten.

Vom ausgehenden Oberkarbon (Stefan) bis zum Ende der Unterkreide werden terrestrische Sedimente der Karoo Sequenz (290-100 Millionen Jahre vor heute) in das kon-

solidierte Etoscha Becken, als Teil des großen Kalahari Beckens, geschüttet. Die größten Sedimentmächtigkeiten innerhalb des karoo-zeitlichen Etoscha Beckens werden mit über 400 m (HEDBERG: 1979: 285, Fig. 80) unter dem Ostteil der heutigen Etoscha Pfanne erreicht (Abb. 62a). Die Karoo Sequenz beginnt innerhalb des flachen Beckens mit Tilliten (Dwyka Formation) der permo-karbonischen Vereisung, die in der geologischen Bohrung 'Beiseb Pan' am Nordostrand des Etoscha N.P. eine Mächtigkeit von 160 m erreichen (HEDBERG 1979: 286). Nördlich des Damara-Gebirges lag das Zentrum dieser Vereisungsperiode nach MARTIN (1961) im Bereich von morphologischen Hochgebieten im Norden und Osten des karoo-zeitlichen Etoscha Beckens. Die Bewegung der Inlandeismassen war nach Westen, auf das Kaokoveld, gerichtet. Ausflüsse der Eisströme schufen im Kaokoveld steilwandige U-Täler, die bereits in eine Peneplain eingesenkt waren. Die nochmalige Ausräumung eines solchen 200 m tiefen U-Tales hat zur Bildung der Ruacana-Fälle des Kunene geführt (MARTIN 1950: 11).

Bei den sogenannten 'Shale Members' der Dwyka Formation im Sinne von HEDBERG (1979) beziehungsweise der 'Dwyka Shale' Formation als Teil der Eccca Gruppe im Sinne von MOMPER (1982) handelt es sich um aufgearbeitete und fluvial umgelagerte Tillite, insbesondere aus dem Westen und Nordwesten ihres früheren Verbreitungsgebietes. Die lithologische Ausprägung als Konglomerate, dunkle, organisch angereicherte, dolomitische Schiefer, Schiefer, Siltsteine, Kalksteine und Sandsteine sprechen für ein fluvial und fluvial-limnisches Sedimentationsmilieu im Etoscha Becken im Verlauf des frühen Perm.

Die nach einer Erosionsphase am Ende der 'Dwyka Shale' Formation folgende 'Etjo Sandstone Formation' umfaßt einen geologischen Zeitraum von rund 50 Millionen Jahren, etwa vom Beginn des Oberen Rotliegenden/Perm (vor 250 Millionen Jahren) bis etwa zum Ende der Trias (vor 200 Millionen Jahren). Innerhalb des Etoscha Beckens rekonstruiert HEDBERG (1979: 290-291) auf der Grundlage der wenigen verfügbaren geologischen Forschungsbohrungen einen Fazieswechsel von Sandsteinen im westlichen und westlich-zentralen Teil des Etoscha Beckens zu Schiefen und Sandsteinen im zentralen und östlichen Teil des Beckens. Der Etjo-Sandstein wird von HEDBERG (1979: 290) - in Analogie zum 'Plateau Sandstone' sensu GEVERS (1937) - als primär äolische Fazies interpretiert. Unter allgemein ariden Klimaverhältnissen wurden diese Sande auch fluvial umgelagert. Im Zuge einer "prä-Kalahari-zeitlichen" Erosionsphase wurden insbesondere die äolischen Sedimente im äußersten Westen des Etoscha Beckens erodiert und in die Sedimentfolgen der Kalahari Gruppe eingearbeitet, so daß in einigen geologischen Forschungsbohrungen im Norden und Osten der Etoscha Pfanne eine Unterscheidung der Etjo Formation von den Sedimenten der Kalahari Gruppe problematisch ist (vgl. HEDBERG 1979: 291).

Vulkanite der abschließenden Kaoko Formation (200-120 Millionen Jahre vor heute) der Karoo Sequenz sind im Etoscha Becken zwar nicht durch Bohrungen erfaßt; sie sind jedoch durch geophysikalische Anomalien nachgewiesen. Die Vulkanite beschränken

sich auf langgestreckt angeordnete, schwarmartige Einzelvorkommen im östlichen Teil des Etoscha Beckens außerhalb des engeren Untersuchungsraumes (Abb. 61), sowie auf eine Nord-Süd gerichtete Störungslinie an der Ostflanke des 'Ondangwa Uplift' von der angolanischen Grenze bei 16°15' E zur Etoscha Pfanne. Die vulkanische Aktivität von der Wende Trias/Jura bis zur Wende Obere/Untere Kreide dürfte im Zusammenhang mit dem beginnenden Auseinanderbrechen des Gondwana-Kontinentes und der Öffnung des Südatlantik zu sehen sein.

Am Beginn des Sedimentationszyklusses der Kalahari Gruppe, möglicherweise schon während der ausgehenden Kreide (?), ist das Etoscha Becken bereits seit rund 190 Millionen Jahren ein großer Sedimentationsraum mit einer wechselvollen Sedimentationsgeschichte. Abgesehen von den glazialen Tilliten der Dwyka Formation am Beginn der Karoo Sequenz handelt es sich überwiegend um fluviale bis fluvial-limnische Sedimente und seit dem späten Perm auch um äolische Sedimente. Das mesozoische Sedimentationsmilieu innerhalb des Etoscha Becken scheint damit im Vergleich zu den heutigen Verhältnissen nicht sehr verschieden gewesen sein (vgl. Kapitel 3.2.3.5.).

## 4.2. Die Sedimentationsgeschichte der spätkretazisch(?)-känozoischen "Kalahari Gruppe" im Etoscha Becken

### 4.2.1. Die Rekonstruktionen nach HEDBERG (1979) und SACS (1980)

Der Beginn der Sedimentationsgeschichte der "Kalahari Gruppe" im Etoscha Becken ist wegen der fehlenden biostratigraphischen Indikatoren unklar. Auch die Grenze zwischen dem Tertiär und Quartär ist allein lithostratigraphisch nicht faßbar. Die von HEDBERG (1979) zusammengefaßten Befunde zur lithostratigraphischen Gliederung beruhen allein auf der Auswertung von einer - im Vergleich zur Größe des Etoscha Beckens - geringen Anzahl von geologischen Bohrprofilen.

Sowohl HEDBERG (1979: 298) als auch MOMPER (1982: 280) stellen den Beginn der "Kalahari-Sedimentation" in die ausgehende Kreidezeit, wobei MOMPER (1982: 280) von einer Hauptsedimentationsphase während des Tertiärs ausgeht. PARTRIDGE & MAUD (1987: 187, 195) geben die Phase einer erhöhten Sedimentationsrate innerhalb des Kalahari Beckens nach tektonischen Befunden mit "frühes Mittel-Miozän bis spätes Pliozän" genauer an.

Innerhalb der Sedimentfolge der Kalahari Gruppe dominieren nach HEDBERG (1979: 298) Sande und Sandsteine, während Tone, Konglomerate und Karbonate eher untergeordnet auftreten. Eine erste, vorsichtige Generalisierung der Verbreitung der unterschiedlichen Lithofazies der Kalahari Sedimente zeigt nach HEDBERG (1979: 300), daß in den Randzonen des aus Dolomiten der Otavi Gruppe aufgebauten Otavi Berglandes und des Kaokoveldes sandige Kalksteine und Mergel dominieren. Im Ovamboland scheinen dagegen Sande und Sandsteine den bedeutendsten Anteil auszumachen (vgl. auch

HEDBERG 1979: 301, Fig. 86).

Die Mächtigkeit der Kalahari Sedimente beträgt im Untergrund der Etoscha Pfanne lediglich zwischen 50 m am Südrand und 250 m am Nordrand (Abb. 62b). Die größten bekannten Mächtigkeiten von über 500 m werden erst im Norden des Ovambolandes, an der Grenze nach Angola erreicht. Im zentralen Teil des kalahari-zeitlichen Etoscha Beckens dominieren tonige beziehungsweise feinklastische Sedimente, während zu den Beckenrändern eine durchweg sandige Fazies verbreiteter ist (SACS 1980: 612). Diese fazielle Differenzierung spiegelt auch hier ein Sedimentationsmilieu mit fluvialer bis fluvial-limnischer Akkumulation im Zentrum des Beckens einerseits und fluvialer bis äolischer Umlagerung in den marginalen Zonen des Beckens andererseits wieder.

Auf Vorschlag des 'South African Committee for Stratigraphy' (SACS) wird die Kalahari Gruppe des Ovambolandes in drei Formationen gegliedert: die liegende 'Beiseb Formation', die mittlere 'Olukonda Formation' und die hangende 'Andoni Formation' (SACS 1980: 612). Die basale 'Beiseb Formation' erreicht in der Typlokalität der Bohrung 'Beiseb Pan' im Nordosten des Etoscha N.P. eine Mächtigkeit von über 30 m und besteht aus einer Folge von rötlichen, z.T. konglomeratischen Sandsteinen. Die 'Olukonda Formation' ist in der Typlokalität 'Olukonda' im mittleren Ovamboland als rötlichbrauner, karbonatischer Sandstein beschrieben und erreicht eine Mächtigkeit von mehr als 121 m. Die hangende, mindestens 134 m mächtige 'Andoni Formation' unterscheidet sich von den beiden Formationen im Liegenden vor allem durch die grau-grüne bis grünlich-graue Farbe ihrer Sedimentfolgen. Die fazielle Differenzierung zwischen tonigen Sedimenten im Beckenzentrum und sandigen Sedimenten in den marginalen Beckenzonen scheint innerhalb der 'Andoni Formation' besonders ausgeprägt. Eigene Beobachtungen zu dieser Faziesdifferenzierung werden noch anzufügen sein (s.u.).

#### 4.2.2. Geologische und mineralogische Befunde zur stratigraphischen Differenzierung der Hangendsedimente der Kalahari Gruppe im südlichen Etoscha Becken

Die bereits von HEDBERG (1979) erkannte regionale Differenzierung der Lithofazies der Hangendsedimente der Kalahari Gruppe innerhalb des südlichen Etoscha Beckens kann auf Grund der Auswertung der Beschreibung zusätzlicher 21 geologischer Aufschlußbohrungen, die das 'Department of Water Affairs' in Windhuk freundlicherweise zur Einsicht zur Verfügung gestellt hat, weiter verdichtet werden (Abb. 63a, Abb. 63b und Abb. 63c).

Mächtige Kalksteinserien von mindestens 30 m und bis über 50 m sind aus allen Bohrungen im Westteil des Etoscha N.P. bekannt (Abb. 63b: Bohrungen Nr. 5, 8, 10, 12, 13 und 14). Die Kalksteine sind oft als "kompakt" beschrieben. In zahlreichen Profilen handelt es sich jedoch auch um einen sandigen Kalkstein beziehungsweise um eine Wechselfolge von karbonatischen Sanden, sandigen Kalksteinen und Kalksteinen, die typischerweise im Bereich der 'südliche Ovambo Ebene' und der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' (Kapitel 3.2.3.2.)



verbreitet sind. Lokal sind die Kalksteine mit Chalcedon-Konkretionen durchsetzt (Bohrung Nr. 10 und 12). Die Profile Nr. 6 ('Brakwater') und Nr. 9 ('Narawandu') im zentralen Norden des Etoscha N.P. zeigen bereits Übergänge zu den Verhältnissen im nördlich angrenzenden Ovamboland (vgl. Bohrungen Nr. 17 und 21; Abb. 63c): Unter einem geringmächtiger werdenden hangenden Kalkstein (< 30 m) folgen hier karbonathaltige Sande beziehungsweise Schluffe und Tone. Im Nordosten des Etoscha N.P. sind in keiner der zur Verfügung stehenden Bohrungen Kalksteine in den hangenden Kalahari Sedimenten beschrieben (vgl. Bohrungen Nr. 1, 2, 3 und 15; Abb. 63b und Abb. 63c). Nach eigenen Kartierungen ist jedoch bekannt, daß ein wenige Meter mächtiger Kalkstein auch hier vorkommen kann (vgl. Kapitel 3.2.3.5.). Im allgemeinen dominieren jedoch im Raum nördlich und nordöstlich von Namutoni grünliche Sandsteine, Sande, sowie (sandige) Silt- und Tonsteine. Die Bohrung Nr. 4 ('Kalkheuvel'; Abb. 63b) repräsentiert nach den regionalen Kartiererfahrungen eine typische Profilabfolge des Südrandes der Etoscha Pfanne: Unter einem nur rund 6 m mächtigen Kalkstein folgt ein kalkimprägnierter, grünlicher Silt-/Tonstein, der seinerseits in einen karbonathaltigen Sand überleitet. Die Kalahari Sedimente liegen hier Dolomiten der Otavi Gruppe auf. In pfannenferneren Positionen im Süden des Etoscha N.P. liegt ein wenige Meter mächtiger Kalkstein beziehungsweise eine "pedogene" Kalkkruste direkt dem Dolomit auf.

Faßt man die Befunde der Bohrungen aus dem Etoscha Nationalpark und dem angrenzenden Ovamboland zusammen, so lassen sich, unter Berücksichtigung der in Kapitel 3.2.3. dargestellten naturräumlichen Zusammenhänge, folgende genetische Schlußfolgerungen ableiten:

1. Die bereits von HEDBERG (1979) erkannte regionale Differenzierung der Lithofazies der Hangendfolge der Kalahari Sedimente innerhalb des Etoscha Beckens kann nach den eigenen Auswertungen bestätigt werden.
2. Die zum Teil bis über 50 m mächtigen Kalksteine im Westen des Etoscha N.P. (Südwesten des Etoscha Beckens) müssen als abschließende sedimentäre Bildung innerhalb der Kalahari Folge aufgefaßt werden. Eine Deutung dieser Kalksteine als pedogen gebildete "Kalkkruste" im Sinne von BLÜMEL (1981, 1991) (vgl. auch RUST 1984, 1985) wird bereits durch die große Mächtigkeit der Vorkommen ausgeschlossen. Für die weitverbreitete Kalkstein-Lithofazies innerhalb des Etoscha Beckens wird die Bezeichnung "Etoscha Kalkstein" vorgeschlagen.
3. Die Bildung einer sedimentär/evaporitischen Kalkstein-Fazies konzentriert sich deutlich auf eine Randzone innerhalb des kalahari-zeitlichen Etoscha Beckens, die sich unmittelbar an die Beckenumrahmung im Süden und Westen mit dolomitischen Gesteinen der Otavi Gruppe anlehnt. Wie die Bohrung Nr. 21 bei 'Ondangwa' im Ovamboland im Vergleich zu den Bohrungen Nr. 1, 2 und 3 im Nordosten des Etoscha N.P. zeigt, hängt die Bildung von evaporitischem Kalk offen-

sichtlich aber auch vom lokalen, geochemischen Milieu innerhalb des Sedimentationsraumes ab. Als rezentes Beispiel für ein solch spezielles, regional begrenztes Sedimentationsmilieu kann die Sedimentabfolge im Ostteil der 'Fisher's Pan' (Profil Eto 52) angeführt werden (vgl. Kapitel 4.2.4.). Hier konnte in den obersten 45 cm des Profils einerseits eine oberflächennahe (10-35 cm unter GOK) Bildung von überwiegend Calcit in der Tonfraktion nachgewiesen werden (Probe Eto 52-A), während zwischen 35 cm und 45 cm (Probe Eto 52-B) offensichtlich eine dominierende Dolomit-Bildung in der Tonfraktion vorliegt.

4. Die Deutung der verbreiteten Kalksteine im Untersuchungsraum als sedimentäre Bildungen schließt nicht aus, daß auf Pedimenten, die überwiegend auf Dolomiten der Otavi Gruppe angelegten sind, "pedogene Kalkkrusten im weitesten Sinne" auftreten können. Nach den Befunden des Profils Eto 144 (Abb. 13), im Westen des Etoscha N.P. nahe der Wasserstelle 'Dolomitpoint', handelt es sich jedoch zunächst weniger um pedogene Bildungen im Sinne des Bildungsmechanismus von BLÜMEL (1981, 1991), sondern vielmehr um eine "subkutane Ausfällung" aus Lösungswässern, die zwischen dem Bodensolum (hier: "Rhodic Cambisol") und dem anstehenden Dolomit zirkulieren. Berücksichtigt man die lange Zeit der Bodenbildung, die mindestens bis ins Tertiär zurückreicht, und die - aus der Sicht der langen Abtragungsgeschichte des Damara-Orogens begründete - wahrscheinlich noch länger zurückreichende Formung der Pedimente, so sind Kalkkrustenbildungen in der Größenordnung von einigen Metern Mächtigkeit erklärbar. Erst seit dem Zeitpunkt, als die sedimentären Kalkbildungen innerhalb des Sedimentationsraumes des Etoscha Beckens eine größere Verbreitung gefunden haben, steht auch ein größeres Liefergebiet für Karbonate zur Verfügung. Die äolische Ausblasung dieser Karbonate, ihre weiträumige Verfrachtung durch den Wind bis in die Randzonen des Etoscha Beckens (und darüber hinaus) sowie eine deszendente Verlagerung des  $\text{CaCO}_3$  und  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  im Bodenprofil im Sinne von BLÜMEL fördert die Bildung von Kalkkrusten auf den Pedimenten nachfolgend. Die Entstehung karbonatischer Bildungen stellt sich im Untersuchungsraum von Etoscha damit als zeitlich differenzierter Prozeß dar, der - über einen längeren geologischen Zeitraum wirksam - von den Pedimentzonen der Beckenumrahmung ausging, auf das Etoscha Becken ausgriff und über äolische Prozesse die Kalkkrustenbildung auf den Pedimenten wiederum verstärkte.
5. Die Ausführungen stellen klar, daß der von RUST (1985) vorgelegten Deutung des weitverbreiteten "Kalksteins" in der vorliegenden Arbeit für den überwiegenden Teil des Untersuchungsraumes nicht gefolgt werden kann. RUST (1985: 201-203) faßt den Kalkstein als pedogenen "Kalkanreicherungshorizont" ( $C_{kc}$ -Horizont) einer heute weitgehend dekapierten, rotgefärbten Bodenprofilabfolge mit  $A_h$ - $B_v$ - $C_{kc}$ -C-Horizontierung auf. Über den Befund hinaus, daß die karbonatischen Bil-

dungen innerhalb des Etoscha Beckens Mächtigkeiten von über 50 m erreichen können (vgl. Punkt 2.), sprechen auch weitere pedologische Befunde gegen diese Deutung (vgl. Kapitel 4.3.1.).

Die vollständigste Abfolge der hangenden Sedimente der Kalahari Gruppe im Untersuchungsraum ist an der Westflanke der 'Poacher's Point'-Halbinsel im Nordosten der Etoscha Pfanne mit den Profilen 11 und Eto 75 aufgeschlossen (Foto 19; Abb. 64a, Abb. 64b und Abb. 64c).

Die Basis des Aufschlusses Eto 75 bildet ein ungeschichteter, grüner, stellenweise schwach sandiger Siltstein. In diesen Siltstein ist auch der Boden der Etoscha Pfanne (1077.5-1078 m ü. NN) eingetieft (Abb. 64c). Zwischen 0.8 und 1.2 m über dem Pfannenboden wird der grüne Siltstein von einem Stromatolithen-Lager durchzogen. Die einzelnen Stromatolithen können die Form und Größe eines Blumenkohls erreichen und zeigen eine schalenförmige Innenstruktur (Foto 18). An verschiedenen Stellen am Westrand der 'Poacher's Point'-Halbinsel finden sich die aus der Wand herausgewitterten Stromatolithen in einem Spülsaum in einiger Entfernung vom Pfannenrand angereichert (vgl. Foto 11). Der grüne Siltstein des Profils Eto 75 wird von einer geringmächtigen Lage von Siltsteingeröllen sowie Kalkstein-, Sandsteingeröllen vom rückwärtigen Hang abgeschlossen. Die Kalklösung aus dieser Geröllage imprägniert den hangenden Siltstein. Zur rückwärtigen Geländestufe hin (s. weiter Profil 11, Abb. 64c) wird die weitere Abfolge der Hangendsedimentation der Kalahari Gruppe zunächst durch Kalksteinschutt verhüllt, der sich im unteren Teil mit der Geröllage verzahnt. Über dem Kalkschutt ist ein grüner, feingeschichteter Feinsandstein lediglich zwei Meter mächtig aufgeschlossen. Der grüne Feinsandstein geht ab 1086 m ü. NN mit klarer Grenze in einen bankigen Kalkstein über, der oberflächlich zellulär, nodulär angewittert ist. In dem Kalkstein, der in einer Mächtigkeit von bis zu 25 m erhalten ist, sind zwei Niveaus, um 1090 m ü. NN und 1100 m ü. NN, ausgebildet (Abb. 64b). Beide Niveaus lassen sich auch an anderen Stellen des westlichen, nördlichen und östlichen Randes der Etoscha Pfanne nachweisen (vgl. Kapitel 4.3.2.).

Die hier mit dem Profil 11/Eto 75 von der Westflanke der 'Poacher's Point'-Halbinsel beschriebene stratigraphische Abfolge der Hangendsedimentation der Kalahari Gruppe ist nach eigenen Kartierungen auch für andere Aufschlüsse am Rand der Etoscha Pfanne typisch (vgl. u.a. Abb. 64a). Die stratigraphische Gliederung stimmt insbesondere mit der Aufschlußaufnahme von der Südspitze von 'Pelikan's Island' im Ostteil der Etoscha Pfanne (zur Lage vgl. Abb. 36) durch MARTIN & WILCZEWSKI (1972: 722, Abb. 3) überein. MARTIN & WILCZEWSKI (1972: 726) deuten die in einem graugrünen Ton eingeschalteten und zu ca. 90% aus  $\text{CaCO}_3$  bestehenden Stromatolithen (Ebenda: 722) als Kolonien von Blaugrünalgen (*Cyanophyten*), die im jüngeren Tertiär einen flachen salzigen Binnensee im Süden des Etoscha Beckens besiedelten. Die Bildung des hangenden Kalksteins stellen beide Autoren ins Pliozän (Ebenda: 725). Die beschriebene Abfolge wird von

SMITH & MASON (1991) als 'Poacher's Point Formation' zusammengefaßt.

Der grüne Siltstein der Typlokalität 'Poacher's Point' bildet im überwiegenden Teil der Etoscha Pfanne das anstehende Sedimentgestein im Bereich des Pfannenbodens (vgl. Abb. 40a und Abb. 40c). Der Nachweis der Siltsteinfazies liegt insbesondere mit den Bohrungen Eto 96, Eto 101 und Eto 93 im Nordosten, Eto 90, Eto 91 und Eto 107 im Süden, Eto 133, Eto 134, Eto 135 im Südwesten sowie Eto 119 ('Logan's Island') im Westen der Pfanne vor (Abb. 40c). Demgegenüber steht - bei vergleichbaren Höhenlagen um 1080 m ü. NN +/- 2 m - in den Bohrungen im Nordwesten (Bohrungen Eto 45, Eto 51, Eto 89 und Eto 88) sowie im Bereich der 'Andonivlakte' im Nordosten der Pfanne (Bohrung Eto 5) ein grüner Sandstein an. Unter Berücksichtigung der Befunde der geologischen Bohrungen im Nordosten des Etoscha N.P. (vgl. Kapitel 3.2.3.5.; Abb. 63a und Abb. 63b, Bohrungen Nr. 1-3) muß davon ausgegangen werden, daß für den hangenden Abschnitt der 'Andoni Formation' eine Wechsellagerung und horizontale Verzahnung von Silt- und Sandsteinen charakteristisch ist. Im Osten des Etoscha N.P. und den angrenzenden Landschaften liegen darüber hinaus jedoch auch Beobachtungen über einen Fazieswechsel von einem Silt-/Ton- und Sandstein zu einem Kalkstein vor: während bei 'Poacher's Point' der "Etoscha Kalkstein" oberhalb von 1086 m ü. NN ansteht, ist im Bereich der 'Mushara-Niveaus' eine Silt-/Tonstein und Sandsteinfazies noch bis in eine Höhenlage von 1098 m ü. NN beschrieben (Abb. 63b).

Der verbreitete, typischerweise intensiv grün gefärbte und ungeschichtete Siltstein (Foto 19) wird lokal auch durch besondere Faziesausprägungen vertreten (Abb. 65). Vom Pfannenboden im Bereich des Nordrandes der 'Namutoni Bucht' ist ein beige-brauner, feingeschichteter Siltstein bekannt (Lokalität 3, Abb. 65). Der grüne "Ekuma-Sandstein" im Sinne von RUST (1985) (Lokalität 2) weist im Flußbett des unteren Ekuma lokal bizarre Röhrenstrukturen auf. Rasterelektronische Aufnahmen eines Handstückes dieses Sandsteins zeigen, daß es sich auch hier primär um eine schluffige Matrix handelt, in die Quarzkörner "wie Rosinen" eingesenkt sind. Auf den grünen, feingeschichteten Feinsandstein bei 'Poacher's Point' (Lokalität 11/3) wurde bereits hingewiesen (s.o. und Foto 20). Entlang des Nord- und Ostsaumes der Etoscha Pfanne ist ein beige-brauner, geschichteter Sandstein verbreitet, der hier in zahlreichen Ausbissen am Pfannenrand ansteht (Abb. 64a). Der etwa 2 m mächtige und rund 2.5 m über dem Pfannenboden am Nordrand der 'Oshigambo-Halbinsel' aufgeschlossene beige-braune Sandstein (Profil Eto 73; Abb. 66) zeigt eine deutliche Kreuzschichtung (Foto 21).

Röntgendiffraktometrische Untersuchungen, Röntgenfluoreszenz- (RFA-) Analysen auf Haupt- und Spurenelemente, ergänzt durch mikroskopische Methoden (Dünnschliffe, Streupräparate, Raster-Elektronenmikroskop- [REM-] Aufnahmen) weisen auf eine recht homogene mineralogische und geochemische Zusammensetzung der Silt-/Ton- und Sandsteine der 'Andoni Formation' der direkten Umrahmung der Etoscha Pfanne hin<sup>20</sup> (Abb.

64d; Abb. 65). Die Gesamtproben führen neben wechselnden Anteilen an Quarz (Handstück 11/3) durchweg Analcim und ein 10 Å-Mineral der Glimmergruppe, wahrscheinlich Glaukonit<sup>21</sup>. Sepiolith ist bisher nur vom feingeschichteten Feinsandstein des Profils 'Poacher's Point' bekannt (Probe 11/3, Abb. 64d). Dolomit dominiert lokal beim feingeschichteten, beige-braunen Siltstein der 'Namutoni Bucht' (Lokalität 3, Abb. 65) und dem ungeschichteten, grünen Siltstein der 'Stinkwater Bucht' (Lokalität 9). Der in verschiedenen Proben nachgewiesene Calcit muß nach den vorliegenden Befunden als Verunreinigung durch Kalkimprägnierung vom hangenden Kalkstein aufgefaßt werden. Der geringe Anteil von Halit in der Probe 11/1 ('Poacher's Point'; Abb. 64d) resultiert aus Verunreinigungen durch rezente Salzausblühungen an der Basis des Aufschlußprofils (vgl. Abb. 64c). Die Tonfraktion ausgewählter Proben (Nr. 11/1-11/3; 'Poacher's Point') zeigt eine vergleichbare Mineralassoziation von Analcim und einem 10 Å-Mineral der Glimmergruppe (Abb. 65). Der einzige Unterschied gegenüber den Gesamtproben < 2 mm besteht darin, daß die Tonfraktion - korngrößenbedingt - keinen Quarz führt und daß auch der Dolomit in den Proben 11/1 und 11/2 mengenmäßig zurücktritt. In geringen Mengen kann auch ein Kalifeldspat vorkommen (vgl. Probe-Nr. 11/3). Der Analcim aus dem anstehenden Siltstein weist ein Si/Al-Verhältnis von ca. 2.0 auf.

Nach Norden zu, im angrenzenden Ovamboland, ergibt sich ein bemerkenswerter Wandel der mineralogischen und geochemischen Zusammensetzung des Siltsteins (Abb. 65). Bei den Profilen Ova 5, Ova 8 und Ova 9 ist Analcim in der Tonfraktion der Proben nicht, oder lediglich in Spuren vertreten, während das 10 Å-Mineral der Glimmergruppe mit Abstand dominiert. Erst bei Profil Ova 10, unmittelbar am Nordzaun des Etoscha N.P., tritt die von der Umrahmung der Etoscha Pfanne bekannte Vergesellschaftung von Analcim und einem 10 Å-Mineral der Glimmergruppe (z.B. Proben 11/1 und 11/2) auf.

Die Hangendsedimentfolge der Kalahari Gruppe wird durch den sogenannten "Etoscha Kalkstein" abgeschlossen. Nach Aufschlußbeobachtungen vom Rand der Etoscha Pfanne ist dieser Kalkstein überwiegend bankig ausgebildet und oberflächenhaft, wie bei 'Poacher's Point' (Abb. 64b und Abb. 64c, zellulär, nodulär angewittert. Lediglich am Südrand der Pfanne, nahe der Wasserstelle 'Sueda', läßt sich im hangenden, ausgehärteten Teil des Kalksteins eine Schichtung erkennen (Foto 22). Nach den bisher vorliegenden mineralogischen Analysen besteht der Kalkstein überwiegend aus Calcit mit wechselnden Anteilen von Quarz, einem 10 Å-Mineral der Glimmergruppe, Palygorskit, Sepiolith und Dolomit (vgl. Tab. 17 und Tab. 18; Abb. 64d: Profil Nr. 11 ['Poacher's Point'], Probe 11/4 und 11/5); Dolomit kann lokal sogar dominieren (vgl. ausführlicher: BUCH & ROSE 1993).

neralogie an der Universität Regensburg, durch Herrn Dr. Rose möchte ich an dieser Stelle für die kollegiale Zusammenarbeit im Verlauf des gemeinsamen Geländeaufenthaltes in Etoscha Ende August/Anfang September 1990 und bei der intensiven Diskussion der Befunde in Regensburg danken.

21

"Glaukonit" konnte bisher röntgendiffraktometrisch nicht eindeutig nachgewiesen werden, da es sich nicht um pelletische Bildungen handelt. Die grüne Farbe des Siltsteins und das über die Gesamtmineral-Assoziation angezeigte salzig-alkalische Sedimentationsmilieu spricht jedoch für Glaukonit als einem entsprechend typischen Vertreter eines 10 Å-Mineral der Glimmergruppe.



Eigroße Chalcedon-Bildungen im "Etoscha Kalkstein" sind, neben den bereits angeführten Bohrungen Nr. 10 und 12 im Westen des Etoscha N.P. (Abb. 63b), auch von Aufschlüssen am Ostrand der Etoscha Pfanne bekannt (Abb. 64). An verschiedenen Lokalitäten des Pfannenrandes kommen Mollusken im "Etoscha Kalkstein" vor; sie treten besonders dann deutlich in Erscheinung, wenn der Kalkstein zellulär angewittert ist (Abb. 64c). Im Gebiet der karbonatreichen, westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne wurden an der Basis der äolischen Sande bei Profil Eto 67 (Abb. 95a und Anhang A) außergewöhnlich zahlreiche, bis zu 1.5 cm lange Mollusken erbohrt (Foto 23). Die Mollusken sind offensichtlich aus dem liegenden Kalkstein herausgewittert und in Form eines Spülsedimentes angereichert worden. Nach RUST (1991b mündl. Mitt.) sind die von ihm aus dem Kalkstein gesammelten Mollusken als "marine Art" angesprochen worden, ohne, daß die Spezies genau bestimmt werden konnte. Da ein marines Sedimentationsmilieu zur Bildungszeit der Hangendfolge der Kalahari Gruppe im Untersuchungsraum auszuschließen ist, können die Mollusken nur als Indikator für Umweltverhältnisse interpretiert werden, die als "salzig-alkalische Endsee-Situation" zu charakterisieren sind (s.u.).

Wie bereits zuvor nach geologischen Bohrungen beschrieben, erreicht der "Etoscha Kalkstein" im Westteil des Etoscha N.P. Mächtigkeiten von mindestens 30 m und bis über 50 m. Der 25 m mächtige Kalkstein von 'Poacher's Point' ist durch die Anlage von zwei Niveaus, um 1090 m ü. NN bzw. 1100 m ü. NN, bereits erosiv verkürzt (Abb. 64b). Der lithologische Wechsel vom hangenden Kalkstein zum liegenden Sandstein bzw. Silt-/ Tonstein, der bei 'Poacher's Point' mit 1086 m ü. NN angegeben wurde, kann nach Aufschlußbeobachtungen und selbst niedergebrachten Bohrungen am Süd-, West- und Nordrand der Etoscha Pfanne mit einer Höhenlage um 1085/1086 m ü. NN bestätigt werden. Je nach der Höhenlage des Bodens der Etoscha Pfanne (z.B. 1085 m ü. NN bei der 'Homob-Halbinsel' im Süden, 1082 m ü. NN bei 'Okondeka' im Westen, 1077 m ü. NN am Südrand der 'Oshigambo-Halbinsel' im Nordwesten und an der Südspitze der 'Poacher's Point-Halbinsel' im Norden sowie 1080 m ü. NN am Ausgang der 'Stinkwater Bucht' im Osten; Abb. 36) hat dies zur Folge, daß der Stufenrand zur Pfanne entweder nur im Kalkstein (vor allem im westlichen Abschnitt des Südrandes) oder im Siltstein/Sandstein und Kalkstein (gesamter Nord- und Ostrand) ausgebildet ist. Der im Bereich der 'Mushara-Niveaus' im Nordosten des Etoscha N.P. im Vergleich zum übrigen Pfannenrand bis zu 12 m höher (bis 1098 m ü. NN; s.o.) anstehende grüne Sand- und Siltstein weist zusammen mit den geologischen Bohrungen im zentralen Teil des Etoscha N.P. (vgl. Abb. 63a: Bohrungen Nr. 7, 8 und 9) darauf hin, daß sich im Zuge der Bildung der 'Andoni Formation' des südlichen Etoscha Beckens ein fazieller Wechsel von dominierender Kalksedimentation im Westen zu dominierender Silt-/Ton- und Sandsedimentation im Osten vollzieht. Der gleiche Fazieswechsel zeichnet sich nach Norden zum Ovamboland ab (Abb. 63a: Bohrungen Nr. 6 und 7), wobei hier, nach eigenen Kartierungen im nördlichen Abschnitt der 'südlichen Ovambo Ebene' sowie im Gebiet der 'Ovambo-Pfannen-Ebene', ein sandiger Kalkstein als Übergangsfazies

zwischen geschaltet ist. In Abbildung 67 ist die lithostratigraphische Differenzierung des hangenden Abschnittes der 'Andoni Formation' einschließlich des "Etoscha Kalksteins" im Untersuchungsraum nach dem derzeitigen Kenntnisstand zusammenfassend dargestellt.

Die bisherigen geologisch-sedimentologischen und mineralogisch-geochemischen Befunde zur lithostratigraphischen Differenzierung der Hangendfolge der Kalahari Gruppe im Untersuchungsraum lassen folgendes Sedimentationsmilieu rekonstruieren:

Die für die 'Andoni Formation' im hangenden Abschnitt der Sedimente der Kalahari Gruppe charakteristische Wechsellagerung und horizontale Verzahnung von Silt-/ Tonsteinen und Sandsteinen/Sanden spricht zunächst für eine fluviale bis fluvial/limnische Sedimentation im Süden des abflußlosen Etoscha Beckens. Der am Nordrand der 'Oshigambo Halbinsel', in einer Übergangzone zum hangenden "Etoscha Kalkstein", vorgefundene geringmächtige, beige-braune, kreuzgeschichtete Sandstein (Abb. 66) könnte zudem als äolische Fazies (Vergesellschaftung von Kupsten-Dünen) interpretiert werden (vgl. auch rezente Situation an der Westflanke der 'Poacher's Point Halbinsel', Abb. 64c).

Der Mineralbestand der Sedimentgesteine der 'Andoni Formation' mit Analcim ( $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \times \text{H}_2\text{O}$ ) und einem 10 Å-Mineral der Glimmergruppe (wahrscheinlich Glaukonit:  $\text{K}[\text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{2+}\text{AlMg}]_2[\text{AlSi}_3]\text{O}_{10}[\text{OH}]_2$ ) kennzeichnet eine typische "salzig-alkalische Endsee-Situation". Vorbehaltlich weiterer Detailuntersuchungen zum Sedimentationsmilieu können vorläufig "oligo-" bis "mesosaline" Verhältnisse ( $\pm 5$  ‰ gelöste Salze [TDS]) im Sinne von GASSE et al. (1987: 4; 5, Tab. I.A) angenommen werden. Da nach dem bisherigen Kenntnisstand keine Salzkrusten in den hangenden Sedimenten der Kalahari Gruppe bekannt sind, dürfen ausgesprochen "eusaline" Verhältnisse (30-40 ‰ gelöste Salze) ausgeschlossen werden.

Analcim-Bildungen sind von verschiedenen salzig-alkalischen Paläo-Seen der Erde beschrieben (zur Literaturübersicht über inzwischen "klassische" Arbeiten vgl. EUGSTER & HARDIE 1978: 253-254). Einige Beispiele seien herausgestellt. Innerhalb der spätquartären Sedimentfolge des 'Searles Lake' in Kalifornien konzentriert sich Analcim auf bestimmte Zonen der sogenannten 'Bottom Mud Unit' (SMITH 1979: 109, Fig. 41). Eine Anreicherung von Analcim findet sich in Vergesellschaftung mit Stromatolithen auch in einer lakustrinen, siltigen Fazies der pliozänen 'Ridge Basin Group' in Kalifornien (LINK, OSBORNE & AWRAMIK 1978). Im ostafrikanischen 'Lake Magadi' steht Analcim aktuell, wie im Verlauf des Pleistozäns, in einer Entwicklungsreihe der Mineralbildung aus vulkanischen Gläsern (SURDAM & EUGSTER 1976; vgl. auch VELDE 1977: 117). Der zu der Gruppe der Zeolite (hydratisierte Aluminiumsilikate) gehörende Analcim bildet sich allgemein bei hohen pH-Werten (> pH 9), der Anwesenheit von reaktionsfähigem Natrium und einer hohen Konzentration von Aluminium und Silizium in der Lösung (ZELAZNY & CALHOUN 1977: 460-461). Je höher die Alkalinität der Lösung, um so niedriger ist das Si/Al-Verhältnis des Analcims. Beim vorliegenden Analcim des

Untersuchungsraumes wurde ein Si/Al-Verhältnis von 2.0 bestimmt (s.o.); er liegt damit an der unteren Grenze des bekannten Bereiches zwischen 2.0 und 2.8 (Ebenda: 460).

Authigener Kalifeldspat tritt in Evaporiten des spätquartären 'Searles Lake' alleine oder in Vergesellschaftung mit Analcim auf (SMITH 1979: 110; 109, Fig. 41). Nach der zonalen Anordnung des Mineralbestandes in Sedimenten des pleistozänen 'Lake Tecopa' in Kalifornien ist bekannt, daß Kalifeldspat den Analcim im salzreichsten Zentrum des Sees auch ersetzen kann (SHEPPARD & GUDE 1968; zit. nach EUGSTER & HARDIE 1978: 254 und Fig. 10).

Das Fehlen von Analcim einerseits und die Dominanz eines 10 Å-Mineral der Glimmergruppe andererseits könnte auf ein weniger alkalisches Sedimentationsmilieu der siltigen Fazies der 'Andoni Formation' im Ovamboland hinweisen. Die Anzahl der bisher analysierten Proben ist jedoch für eine abschließende Ausdeutung noch zu gering. Immerhin ist mit dem beige-braunen, feingeschichteten Siltstein der Lokalität Nr. 3 in der 'Namutoni Bucht' bekannt, daß am Südsaum des "kalahari-zeitlichen" Etoscha Beckens offensichtlich zeitgleich mit der Bildung Analcim-reicher Sedimente auch eine Ablagerung Dolomit-reicher Sedimente stattfand (vgl. auch GEVERS 1930). Diese räumliche Differenzierung des Sedimentationsmilieus läßt sich im Sinne des "Playa-See-Komplex"-Modell nach EUGSTER & HARDIE (1975) erklären (Abb. 68). Unter den Modellbedingungen mit einem stärker beregneten Gebirge und einem vorgelegerten Becken, wie sie in der Tat mit dem Etoscha Becken und dem von Dolomiten der Otavi Gruppe aufgebauten 'Etoscha Bogen' gegeben sind, findet - vom Gebirgsrand zum Playa-See - eine räumlich differenzierte Ausfällung von Calcit, Dolomit und schließlich zyklischen Playa-See-Evaporiten statt. Der Unterschied zu den Verhältnissen im "kalahari-zeitlichen" Etoscha Becken dürfte lediglich in allgemein weniger salzig-alkalischen Verhältnissen im Zentrum des Sedimentationsraumes gesehen werden. Das Modell von EUGSTER & HARDIE (1975) erklärt auch den faziellen Übergang von karbonatischen Bildungen am Rand des "kalahari-zeitlichen", südlichen Etoscha Beckens einerseits und zu fluvial bis fluvial-limnischen Sedimenten (Silt-/Tonsteine und Sandsteine mit Analcim und einem 10 Å-Mineral der Glimmergruppe) im zentralen Teil des Beckens andererseits.

Das Sedimentationsmilieu im zentralen Teil des "salzig-alkalischen" Etoscha Beckens läßt sich auf Grund des Auftretens von Algen-Stromatolithen im Vergleich zu entsprechenden Vorkommen in der eozänen 'Green River Formation' ('Tipton Shale Member') in Wyoming (SURDAM & WRAY: 1976) sowie nach rezenten Vorkommen (FÜCHTBAUER & RICHTER 1988: 258-269) weiter ausdeuten. Bereits BRADLEY (1929) hat die Stromatolithen-Lagen der 'Green River Formation' als Indikator für Flachwasserverhältnisse und eine ufernahe Position interpretiert (vgl. MARTIN & WILCZEWSKI 1972). Die seither durchgeführten, detaillierten Untersuchungen bestätigen diese Vorstellung und lassen ein Milieu rekonstruieren, bei dem die Algen-Kolonien die flache, von Wellenschlag geprägte Litoralzone eines austrocknenden Binnensees besiedel-



ten (SURDAM & WRAY 1976: 539). Die Algen treten bezeichnenderweise in einer Zone karbonatischer Bildungen auf, die die Ausfällung von Natriumhydrogenkarbonat-Salzen (Trona) im zentralen Teil des Beckens umschließt (Ebenda: 541, Fig. 8). Diese Interpretationen können unter Berücksichtigung der von MARTIN & WILCZEWSKI (1972: 722, Abb. 3; 726) beschriebenen Kalkoolithe (vgl. auch Abb. 63b, Bohrung 5) für den jüngsten Abschnitt der Sedimentationsgeschichte des "kalahari-zeitlichen" Etoscha Beckens im Norden Namibias übernommen werden.

In das Bild einer terminalen Phase der Sedimentationsgeschichte des Etoscha Beckens fügt sich das Ausgreifen der karbonatischen Feinsedimentfazies ("Etoscha Kalkstein") und Entstehung einer weiten, karbonatischen Tonebene (engl. 'carbonate mud flat') als Abschluß der Kalahari-Sedimentation ein (Abb. 67 und Abb. 68). Mineralogisch handelt es sich bei den Kalken in den Gesamtproben überwiegend um Calcit/Dolomit, dazu ein 10 Å-Mineral der Glimmergruppe, Palygorskit, Sepiolith und Quarz. Quarz ist auch in Form von Chalcedon-Konkretionen angereichert (s.o.). Nach EUGSTER & HARDIE (1978: 285) sind die Umweltverhältnisse der karbonatischen Tonebene am Rand des zentralen Sees durch periodisch wechselfeuchte Verhältnisse gekennzeichnet. Die karbonatischen Sedimente stellen im Untersuchungsraum eine wichtige Mineralquelle für weitere karbonatische Bildungen dar, insbesondere für pedogene Kalkkrusten auf den Pedimenten der umgebenden Gebirgszüge durch Prozesse einer äolischen Umlagerung (s.o.).

#### 4.2.3. Die stratigraphische Stellung der "Andoni Formation" und des "Etoscha Kalksteins" im überregionalen Vergleich

Abschließend stellt sich die Frage nach der geologischen Zeitstellung der hier beschriebenen Hangendsedimentfolgen der 'Andoni Formation' (SACS 1980) und des sogenannten "Etoscha Kalksteins". Zunächst muß festgehalten werden, daß verlässliche biostratigraphische Indikatoren fehlen (vgl. bereits PASSARGE 1904: 646). Insofern ist verständlich, daß sich das 'South African Committee for Stratigraphy' (SACS 1980) recht vage ausdrückt. Bemerkenswert ist jedoch, daß die 'Andoni Formation' zwar bei SACS (1980: 612) unter den "tertiären Sedimentfolgen" beschrieben wird, nach der Übersichtstabelle zu den "tertiären und quartären lithostratigraphischen Einheiten im südlichen Afrika" (Ebenda: 628/629, Fig. 7.9.2.) jedoch ins "untere bis mittlere Pleistozän" zu stellen wäre! Auf die Alterseinschätzung der Stromatolithen von der Südspitze von 'Pelikan's Island' durch MARTIN & WILCZEWSKI (1972) als Bildungen des jüngeren Tertiärs wurde bereits hingewiesen. <sup>14</sup>C-Datierungen an Stromatolithen der gleichen Lokalität durch RUST ergaben, neben einem Alter von > 40 000 a BP (Pta 3036), auch endliche Alter von 42 400 +/- 1950 (Pta 3038) und 39 300 +/- 1470 (Pta 3035) (RUST 1984: 284). Für den Kalkstein im Hangenden des Stromatolithenlagers gehen MARTIN & WILCZEWSKI (1972: 725) - wie bereits erwähnt - von einem pliozänen Alter aus!

Im Nordosten Namibias, im Kavango- und Buschmannland, wird die 'Andoni Formation' von durchweg gröberklastischen, eisenschüssigen Sandsteinen der 'Omatako Formation' vertreten (SASC 1980: 612) (Abb. 69). HEGENBERGER (1986/87) stellt den 'Omatako-Eisensandstein' ins Oligozän. Nach eigenen Beobachtungen im Raum 'Rundu/Okavango' wird dieser Eisensandstein von einem wenige Meter mächtigen, mürben Kalk überdeckt, der von zahlreichen Mollusken durchsetzt ist (vgl. Abb. 89: Aufschlußprofil Kav 4). Im Profil Kav 4 überlagern den mürben Kalk 135 cm mächtige, rotgefärbte Dünenande, die den pliozänen 'Alab-Dünen' im Sinne von HEGENBERGER (1986/87) entsprechen.

Bemerkenswert ähnliche Faziesverhältnisse, wie sie zuvor vom südlichen Etoscha Becken im Norden Namibias mitgeteilt wurden, beschreibt bereits PASSARGE (1904: 598-604; 640-650) mit den 'Botletle-Schichten' und dem 'Kalaharikalk' aus dem Gebiet 'Ngami-Okavango-Makarikari' in der Mittleren Kalahari. Die Folge der 'Botletle-Schichten' wird an der Basis von einem Chalcedonsandstein eingeleitet. Im Hangenden geht dieser in einen fossilfreien Kalksandstein ("Pfannensandstein") und verkieselten Kalksandstein über. Im Kongobecken werden die 'Mittleren Serien der Kalahari Schichten' (Sande, silifizierte Sandsteine und Chalcedon-reiche Kalksteine; ['Kalahari Beds 2']) nach CAHEN & LEPERSONNE (1952) mit den 'Botletle-Schichten' nach PASSARGE parallelisiert und ins Oligozän gestellt (vgl. DINGLE, SISSER & NEWTON 1983: 291; HAUGHTON 1969: 439). Die 'Andoni Formation' des südlichen Etoscha Beckens (SACS 1980 und vorliegende Arbeit), der 'Omatako-Eisensandstein' des Kavango- und Buschmannlandes (HEGENBERGER 1986/87), die 'Botletle-Schichten' der Kalahari (PASSARGE 1904) und die 'Mittleren Serien der Kalahari Schichten' im Kongo Becken (CAHEN & LEPERSONNE 1952) wären somit als unterschiedliche Faziesausprägung der Kalahari-Sedimentation während des Oligozäns aufzufassen. Gleichzeitig mit den genannten fluvialen bis fluvial-limnischen Sedimenten bildete sich nach BESLER (1991: 111; 112, Tab. 4) der äolische 'Tsondab-Sandstein' des Proto-Namib-Ergs (s. auch Abb. 69: "Dünen-Namib" nach WARD 1987).

Im Hangenden der 'Botletle-Schichten' folgt nach PASSARGE (1904) der 'Kalaharikalk'. Stratigraphisch äquivalente Bildungen der Mittleren Kalahari sieht PASSARGE (1904: 603) explizit im sogenannten 'Kalksandstein des Kalaharikalkes' in der "Umrahmung der Etosa" (= Etoscha Pfanne). Der "Kalaharikalk" im Sinne von PASSARGE entspricht demnach stratigraphisch dem "Etoscha Kalkstein" der vorliegenden Arbeit (Abb. 69). Der 'Kalaharikalk' ist primär von "mürber" Struktur, wird aber oft von einer harten Oberflächenbank abgeschlossen. Er führt nach PASSARGE (1904: 601) häufig Molluskenschalen von Gastropoden rezenter Land- und Sumpfspezies sowie Diatomeen des Brackwassermilieus. Die Befunde von PASSARGE (1904) legt HEINE (u.a. 1987) seinen Untersuchungen zur Rekonstruktion des Alters jungquartärer Seespiegelschwankungen in der Mittleren Kalahari zugrunde. Während PASSARGE (1904: 648-649) allerdings

für den 'Kalaharikalk' einschließlich der Oberflächenbänke ein mio-/pliozänes Alter annimmt, sieht HEINE (1987: 85-95) - gestützt auf  $^{14}\text{C}$ -Datierungen - bestimmte Faziesausprägungen des jüngeren Abschnittes des 'Kalaharikalkes' im Sinne von PASSARGE als Indikatoren für jungquartäre (!) Phasen hoher Seespiegelstände in der Mittleren Kalahari an (vgl. auch HEINE 1987: Fig. 2).

Der 'Kalaharikalk' gehört mit zu den mächtigsten karbonatischen Bildungen der Erde (GOUDIE 1973: 33, Fig. 2). Nach WATTS (1980: 663) erreichen die Kalkserien oft Mächtigkeiten von über 50 m. Sie sind damit den Mächtigkeiten des "Etoscha Kalksteins" vergleichbar. Bei Kalkbildungen dieser Größenordnung wird übereinstimmend von einem tertiären, nach NETTERBERG (1978: 381) von einem prä-pliozänen und pliozänen Alter ausgegangen. Geringmächtigeren Kalkbildungen (< 6 bis 15 m) pedogener und nicht pedogener Genese wird in der Kalahari ein quartäres Alter zugeschrieben (WATTS 1980: 663). NETTERBERG (1982) beschreibt 'pedocretes' mit Übergängen zwischen 'calcretes' und 'silcretes' aus dem Raum Rundu/Kavangoland, die nach dem Vorkommen von Artefakten der späten (?) Mittleren Steinzeit spätestens vor 14 000 a BP gebildet wurden.

Faßt man die Befunde zusammen, so kann von einer Bildung des "Etoscha Kalkstein" im südlichen Teil des kalahari-zeitlichen Etoscha Beckens zwischen dem jüngeren Alttertiär und dem Jungtertiär ausgegangen werden. Auf der Grundlage des aus dem Untersuchungsraum der vorliegenden Arbeit beschriebenen horizontalen Fazieswechsels zwischen "Etoscha Kalkstein" und 'Andoni Formation' einerseits und dem wahrscheinlich oligozänen Alter der 'Andoni Formation' andererseits, ergibt sich auch eine bereits oligozäne Altersstellung der Liegendserien des "Etoscha Kalksteins". Für das Ausgreifen der karbonatischen Feinsedimentfazies während der terminalen Phase der Sedimentationsgeschichte des Etoscha Beckens (s.o.) kommt damit ein Zeitraum im Verlauf des Miozäns bis zum Pliozän in Betracht. Sicher ist, daß der Bildungszeitraum des "Etoscha Kalksteins" im Untersuchungsgebiet nicht mittels der  $^{14}\text{C}$ -Methode erfaßt werden kann (vgl. bereits RUST 1985: 202). Dies ist aber insbesondere auch bei erosiv verkürzten Profilen dieses Kalksteins zu berücksichtigen, die unter Umständen lediglich noch eine Mächtigkeit von wenigen 10 m bis wenigen Metern aufweisen (vgl. Situation im Bereich der Lokalität 'Poacher's Point'). Weitere Befunde zum mio-/pliozänen Abschluß der Bildung des "Etoscha Kalksteins" werden in den Kapitel 4.3.1. und 4.4. aus pedologischer und morphologischer Sicht (quartäre Entwicklung der Etoscha Pfanne als "Abtragungshohlform" im Sinne von RUST 1984, 1985) mitgeteilt.

#### 4.2.4. Das Sedimentationsmilieu im Bereich des aktuellen Bodens der Etoscha Pfanne im Vergleich zur Hangendfolge der Kalahari Gruppe

Die an Sedimenten des aktuellen Bodens der Etoscha Pfanne durchgeführten mineralogischen und geochemischen Untersuchungen erlauben eine räumlich differenzierte Charakterisierung des rezenten Sedimentationsmilieus unter den heute herrschenden Klimaverhältnissen. Der Vergleich mit den Analysebefunden von den am Pfannenrand und im Liegenden der rezenten Sedimente anstehenden Sedimentgesteinen der Hangendfolge der Kalahari Gruppe (s.o.) führt gleichzeitig zu einer detaillierteren Rekonstruktion des Sedimentationsmilieus im Verlauf der Endphase der Entwicklung des Etoscha Beckens und damit der klimatisch geprägten Umweltverhältnisse des Untersuchungsraumes während des Jungtertiärs allgemein.<sup>22</sup>

Es gehört zu den Eigenarten der geomorphodynamischen Entwicklung von "Pfannen" - verstanden als "Abtragungshohlformen" - daß die Sedimentation auf dem Pfannenboden nie eine größere Mächtigkeit erreicht. Die Entwicklung als Abtragungshohlform setzt geradezu voraus, daß der äolische Sedimentaustrag den fluvialen bis fluvial-limnischen Sedimenteintrag über einen längeren geologischen Zeitraum quantitativ übertrifft. Beide geomorphodynamischen Prozesse vollziehen sich - wie bereits in den Kapiteln 3.2.3.5. und 3.3.1. dargelegt - im saisonalen Rhythmus von Regen- und Trockenzeit.

Diese Vorbemerkungen sind für das Verständnis der weiteren Ausführungen insofern wichtig, als die durch Bohrungen gewonnenen Sedimentsequenzen der Etoscha Pfanne keineswegs als "Archiv" für die Rekonstruktion der Klima- und Umweltverhältnisse während der jüngeren Erdgeschichte und insbesondere während des Jungquartärs aufgefaßt werden können. Dies schließt nicht aus, daß unter günstigen Bedingungen lokal auch etwas mächtigere Sedimentlagen in der Größenordnung von 1-3 m erhalten sein können (s. fluvial-limnische Fazies im Bereich der 'Fisher's Pan' sowie kolluviale Schwemmfächerfazies im Südwesten der Etoscha Pfanne). Wie noch zu zeigen sein wird, lassen sich jedoch auch diese Sequenzen stratigraphisch kaum im Hinblick auf eine Rekonstruktion der jungquartären Sedimentationsgeschichte ausdeuten. Aus sedimentologischer und mineralogisch-geochemischer Sicht dominiert ein vertikaler Wandel, der zum einen vom anstehenden Sedimentgestein der Kalahari Gruppe und zum anderen vom Ausmaß einer Durchfeuchtung der Profilabfolge geprägt wird. Die Verhältnisse im Bereich der Etoscha Pfanne unterscheiden sich damit wesentlich von typischen, geschlossenen Sedimentationsräumen mit mehr oder weniger vollständigen Abfolgen lakustriner Sedimente, die insbesondere differenzierte paläolimnologische Milieurekonstruktionen einschließlich der Rekonstruk-

<sup>22</sup>

Zu der genannten Fragestellung lagen aus dem Untersuchungsraum bisher keine Erkenntnisse vor. Es muß daher darauf hingewiesen werden, daß die nachfolgend vorgelegten Ergebnisse eine erste umfassendere Bilanz der Untersuchungen der Jahre 1989 bis 1991 darstellen. Unter Berücksichtigung der Größe der Etoscha Pfanne und der Einbeziehung weiterer Pfannen der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' im Verlauf der Forschungen war eine umfassende Bearbeitung dieses Teilaspektes der vorliegenden Arbeit zweifellos nicht möglich. Die Untersuchungen werden im Rahmen des Forschungsprojektes "Etoscha/Namibia" weitergeführt.

tion raum-zeitlicher Oszillationen der Wasserführung und des Wasserchemismus erlauben (vgl. u.a. CHEN KEZAO & BOWLER 1986; BAUMHAUER 1986; EUGSTER & HARDIE 1975; EUGSTER & HARDIE 1978: 279-288; GASSE 1987; GASSE 1988; GASSE et al. 1987; GRUNERT & BAUMHAUER & VÖLKELE 1991; SMITH 1979; TELLER & LAST 1990; TELLER et al. 1988). Mit zunehmendem Umfang der Detailkenntnisse zeigt sich jedoch auch hier, daß lokale und regionale Faktoren die Eignung der Paläoseen als Klimaindikatoren relativieren (BAUMHAUER 1991).

Im Zusammenhang mit der Darstellung der landschaftsökologischen Ausstattung der 'Etoscha Pfanne i.w.S.' (Kapitel 3.2.3.5.) wurden bereits grundlegende Befunde zur pedologischen und sedimentologischen Gliederung des Bodens der Etoscha Pfanne vorgelegt. Insbesondere wurde bereits herausgestellt, daß - abgesehen von der Nebenpfanne der 'Fisher's Pan' - die Sedimentmächtigkeiten im Bereich der Etoscha Pfanne allgemein sehr gering sind und zwischen lediglich rund 20 cm (Profil Eto 88) und rund 150 cm (Profile Eto 91 und Eto 90) schwanken (Abb. 40b). Auf die entsprechenden Ausführungen unter Kapitel 3.2.3.5. wird an dieser Stelle nochmals verwiesen.

Aus sedimentologischer Sicht lassen sich die Profile des aktuellen Bodens der Etoscha Pfanne zunächst grundsätzlich in fünf Abschnitte (Horizonte) gliedern. Vom Hangenden zum Liegenden sind dies ein ...

1. allochthones Sediment, das sich farblich und/oder texturell, sowie insbesondere durch den Karbonatgehalt deutlich von der liegenden Silt-/Tonstein- und Sandsteinfazies der 'Andoni Formation' (Kalahari Gruppe) unterscheidet (M-Horizont)
2. par-autochthones Sediment ( $C_v$ M-Horizont), das farblich sowie nach dem Karbonatgehalt bereits deutlich vom Anstehenden geprägt ist; texturelle und tonmineralogische Unterschiede gegenüber dem Anstehenden unterstreichen den Sedimentcharakter
3. verwittertes ("zersetztes"), anstehendes Sedimentgestein, das nach Farbe, Textur und Karbonatgehalt bereits dem Anstehenden ('Andoni Formation') entspricht, jedoch keine oder nur einzelne Bruchstücke des Sedimentgesteins führt ( $mC_v$ -Horizont)
4. verwittertes, anstehendes Sedimentgestein mit mürber Struktur, das nach Farbe, Textur und Karbonatgehalt bereits dem Anstehenden ('Andoni Formation') entspricht und zahlreiche Bruchstücke des Anstehenden führt ( $mC_vC_n$ -Horizont) und
5. hartes, unverwittertes Sedimentgestein der 'Andoni Formation' (Kalahari Gruppe), das mit einem Kammerbohrer der Firma Eijkelkamp/Giesbeek (NL) nicht weiter erbohrt werden kann ( $mC_n$ -Horizont).

Auf der Grundlage dieser sedimentologischen Gliederung der Profile und in Verbindung mit den bisher vorliegenden mineralogisch-geochemischen Analyseergebnissen läßt sich der eine Fläche von 4 760 km<sup>2</sup> einnehmende aktuelle Boden der Etoscha Pfanne ein-

schließlich der 'Fisher's Pan' im Osten in vier charakteristische Zonen (A-D) gliedern (Abb. 70): die Zone "A" im Osten und Südosten, die Zone "B" im Südwesten und Süden, und die Zone "C" im Nordosten, Nordwesten und Westen der Etoscha Pfanne. Die Zone "D" deckt sich mit der 'Fisher's Pan'. Vom zentralen Teil der Pfanne liegen bisher keine Bohrungen und Analysen vor.

Bei den Sedimenten der Zone A handelt es sich im Osten und Teilen des Sudostens der Etoscha Pfanne ausschließlich um karbonathaltige, par-autochthone Bildungen (Profile Eto 91, Eto 93 und Eto 96). Eine Variante karbonatreicherer, allochthoner Oberflächensedimente (maximal 23%  $\text{CaCO}_3$  in der Fraktion  $< 2$  mm) konzentriert sich nach den bisherigen Befunden auf den Südsaum des südöstlichen Pfannebodens und leitet damit zur Zone B im Süden und Südwesten der Etoscha Pfanne über (Profil Eto 90 und Eto 91).

Trotz eines par-autochthonen Charakters des überwiegenden Teils der Sedimente der Zone A, ergeben sich nach den mineralogischen und geochemischen Analysen der Tonfraktion von Proben der Profilabfolgen Eto 93 und Eto 96 deutliche Unterschiede gegenüber den Verwitterungshorizonten der anstehenden, "etoscha-grünen" Silt-/Tonsteinfazies der 'Andoni Formation' im Liegenden (Abb. 72 und Abb. 71). Die par-autochthonen Sedimente sind durch eine Assoziation von überwiegend Analcim und Sepiolith<sup>23</sup> authigenem Kalifeldspat sowie wechselnden Karbonatgehalten charakterisiert. Untergeordnet treten quellfähige Minerale der Smectit-Gruppe und ein 10 A-Mineral der Glimmergruppe hinzu. Im Verwitterungshorizont des Anstehenden (einschließlich des mürben Silt-/Tonsteins;  $C_v C_n$ -Horizont bei Profil Eto 96, Abb. 71) fehlen demgegenüber der Sepiolith und die quellfähigen Minerale der Smectit-Gruppe. Der Gehalt an authigenem Kalifeldspat nimmt demgegenüber in charakteristischer Weise zu. Bei wechselnden Karbonatgehalten ist der Analcim-Gehalt entweder auffallend geringer (Profil Eto 96) oder er entspricht dem Gehalt im hangenden Sediment (Profil Eto 93). Der Anteil eines 10 A-Mineral der Glimmergruppe erscheint nur im Verwitterungshorizont des Profil Eto 93 signifikant höher als im hangenden, par-autochthonen Sediment.

Die analytischen Standardwerte der sedimentologischen Untersuchungen unterstreichen die deutliche Unterscheidbarkeit des hangenden, par-autochthonen Sediments vom liegenden, verwitterten Silt-/Tonstein. In der Abfolge des Profils Eto 93 (östlich von 'Pelikan's Island'; Abb. 72) weist das hell oliv-graue Sediment durchweg einen höheren Tongehalt von über 75% (Bodenart Ton) und einen höheren Gehalt an organischer Substanz (0.7-0.8%) auf. Deutlich niedrigere pH-Werte (9.5-  $< 10.0$ ) und signifikant geringere Werte der elektrischen Leitfähigkeit (5.0-10.0 mS/cm) konzentrieren sich lediglich auf eine oberflächennahe Zone des par-autochthonen Sedimentes zwischen 0 cm und 20 cm unter GOK. Der Kalkgehalt zeigt keine Unterschiede. Im Zusammenhang mit der

23

Neben Sepiolith kann auch die verwandte Natrium-reichere Variante, der Loughlinit (vgl. FAHEY, ROSS & AXELROD 1960, MARTIN-VIVALDI & ROBERTSON 1971), vertreten sein.

Besprechung der pedogenetischen Eigenschaften (Kapitel 3.2.3.5.) wurde bereits auf eine deszendente Verlagerung von  $\text{CaCO}_3$  und Salzen hingewiesen. Maximale Kalkgehalte in der Fraktion  $< 2$  mm treten dabei sowohl in bereits kohärenteren Abschnitten des Sedimentes (Proben Eto 93-C; vgl. dazu die Analysenwerte der Tonfraktion), als auch am Kontakt zwischen verwittertem und hartem, unverwittertem Siltstein (Probe Eto 93-H) auf. Kalkkonkretionen konzentrieren sich insbesondere auf die Schichtgrenze Sediment/verwitterter Silt-/Tonstein (vgl. auch Profil Eto 91, Anhang A und D). In dieser Zone tritt auch das Maximum des Salzgehaltes auf (24.0 mS/cm; 7.7% Salz). Es gehört zu den Besonderheiten des Profils Eto 93, daß im Bereich dieser Schichtgrenze in der Tonfraktion auch Quarz röntgenographisch nachgewiesen ist (vgl. Abb. 73). Die Anreicherung des Quarzes dürfte die Folge einer höheren Löslichkeit von  $\text{SiO}_2$  sein, die bei den vorliegenden pH-Werten von knapp über pH 10 bereits gegeben ist (vgl. WILDING, SMECK & DREES 1977: 523-528; 527, Fig. 14-26.). Dieser Effekt könnte auch erklären, daß in den bisher vom Ostteil der Etoscha Pfanne und von der 'Fisher' Pan' untersuchten Proben keine Diatomeen nachgewiesen werden konnten.

Die Variante von karbonatreicheren Oberflächensedimenten innerhalb der Zone A ist durch das Profil Eto 90 ('Etosha Point') beschrieben. Nach der felddiagnostischen Ansprache weist das Profil Eto 90 eine grundsätzlich der Abfolge des Profils Eto 93 vergleichbare sedimentologische Gliederung auf (Abb. 74): Ein 145 cm mächtiges, hellgraues bis oliv-graues, toniges bis schwach schluffig-toniges Sediment geht mit deutlicher Grenze in einen verwitterten, oliv-grauen bis oliv-grünen ("etoscha-grün") Silt-/Tonstein über. Im Bereich der Schichtgrenze treten zwischen 120 cm und 145 cm unter GOK Silt-/Tonsteinstuckchen auf, die im hangenden Sediment fehlen. Eine scharfe Grenze trennt den verwitterten, relativ leicht erbohrbaren Silt-/Tonstein ( $mC_v$ -Horizont) vom unverwitterten, harten Anstehenden ( $mC_n$ -Horizont; 'Andoni Formation').

Anders als bei der Abfolge des Profils Eto 93 läßt sich das hangende Sediment bei Profil Eto 90 allerdings sedimentologisch und bodenchemisch weiter untergliedern. Der hellgraue bis hell oliv-graue, trockene Ton von 0 cm bis 20 cm unter GOK ist durch ein Polyeder- bis Mikropolyeder-Gefüge ausgezeichnet, wobei Trockenrisse bis 10 cm unter GOK reichen. Dieser Profilabschnitt ist mit rund 23%  $\text{CaCO}_3$  mit Abstand der karbonatreichste Horizont des Profils und weist mit 0.9% auch den höchsten Gehalt an organischer Substanz auf. Der darunter folgende, schwach feuchte bis feuchte  $B_{tn}$ -Horizont bis 53 cm unter GOK ist zwar weniger tonreich (54% Ton), zeigt aber charakteristische Merkmale der Lessivierung mit einer Anreicherung des Tonflieplasmas in Form braungefarbter, dünner Blättchen. Das Gefüge ist mikropolyedrisch ausgeprägt mit Übergängen zu einem kohärenten Gefüge. Der pH-Wert steigt auf einen Wert von 10.1 an und der Salzgehalt erreicht hier sein Maximum im Gesamtprofil (8.7% Salz; EC5 27.1 mS/cm). Der Karbonatgehalt des  $B_{tn}$ -Horizontes ist zwar bereits deutlich niedriger als im Oberboden (11.5%  $\text{CaCO}_3$ ), aber immer noch höher als im liegenden Sediment. Der Profilabschnitt zwischen

0 cm und 53 cm wird daher als allochthones, karbonatreiches Sediment angesprochen. Der folgende Profilabschnitt des Sedimentes ist bis zum Kontakt zum verwitterten Silt-/Tonstein ( $mC_V$ -Horizont) wenig differenziert. Das Sediment ist salzreich ( $EC_5$  24.7-22.2 mS/cm), weist lediglich noch einen  $CaCO_3$ -Gehalt von 3-4% auf und ist durch ein kohärentes Gefüge ausgezeichnet. Der pH-Wert um 10 verändert sich in der Tiefenfunktion nicht. Lokal treten Nester mit einer Tonanreicherung in Form von Tonkügelchen auf. Bei 110 cm unter GOK ist der Grundwasserspiegel (20.08.1990) erreicht.

Die Beschreibung belegt, daß einer karbonatreichen, allochthonen, fluvial-limnischen Fazies bis 53 cm unter GOK eine lediglich noch karbonathaltige, par-autochtone, fluvial-limnische Fazies bis 145 cm unter GOK gegenüberzustellen ist, die vom liegenden, primär karbonatfreien Silt-/Tonstein der 'Andoni Formation' deutlich beeinflusst ist. Darauf weisen auch die Ergebnisse der mineralogischen und geochemischen Analysen hin (Abb. 74). Das karbonatreiche Hangendsediment führt - vor allem in den obersten 20 cm - auch in der Tonfraktion reichlich Calcit, dazu Kalifeldspat, ein 10 Å-Mineral der Glimmergruppe, Analcim, Dolomit und quellfähige Minerale der Smectit-Gruppe. Loughlinit vertritt hier den verwandten Sepiolith.

Die par-autochtone, lediglich karbonathaltige fluvial-limnische Fazies ist dagegen bereits so stark vom liegenden Anstehenden geprägt, daß sie bereits die typische Mineral-Vergesellschaftung zeigt, wie sie zuvor vom verwitterten Silt-/Tonstein des Profils Eto 93 zwischen 88 cm und 202 cm unter GOK beschrieben wurde. In den Proben dominiert Kalifeldspat und ein 10 Å-Mineral der Glimmergruppe. Innerhalb des  $Na_2O$ - $K_2O$ - $MgO$ -Diagramms liegen diese Proben daher in einem Feld mit hohen  $K_2O$ -Werten (65-80%), dort, wo sich auch die Kalifeldspat-reichen Proben des Profils Eto 93 konzentrieren (Abb. 75b). Neben den genannten Mineralen ist weiterhin Analcim und Calcit in wechselnden Anteilen vertreten. Die Proben führen - im Unterschied zum hangenden allochthonen Sediment - weder Sepiolith/Loughlinit, noch Dolomit.

Im oliv-grünen bis "etoscha-grünen", verwitterten und von zahlreichen länglichen Kalkkonkretionen (bis 1 cm Länge) durchsetzten Silt-/Tonstein zwischen 145 cm und 220 cm unter GOK, ergibt sich mineralogisch/geochemisch ein vergleichbares Bild wie im hangenden, par-autochthonen Sediment. Der Mineralbestand entspricht insbesondere auch dem  $C_V$ -Horizont des anstehenden Silt- und Tonsteins des zuvor beschriebenen Profils Eto 93 bei 'Pelikan's Island'. Wesentlich ist hier lediglich der Befund, daß der Anteil des Kalifeldspates nahe der Profilbasis tendenziell bereits deutlicher abnimmt (Probe Eto 90-F), ohne, daß jedoch schon Kalifeldspat-arme Verhältnisse wie bei den Proben der Pfannen-umrahmung (vgl. z.B. 11/1 und 11/2) beziehungsweise des tieferen, frischen Anstehenden des Pfannenbodens (Probe [Rust] R 58-II aus einer Tiefe von 1.4 m unter GOK; vgl. RUST 1985: 218, Tab. 4) erreicht würden (Abb. 75b und Abb. 75a) <sup>24</sup>.

24.

Die hier als R 58-II bezeichnete Probe führt bei RUST (1985) die Proben-Nr. Eto 58-II. Herr Prof. Dr. Uwe Rust, Institut für Geographie der Ludwig-Maximilians-Universität München, hat freundlicherweise seine Proben Eto 57-I und Eto 58-II für tonmineralogische Untersuchungen zur Verfügung ge-



Als übereinstimmende mineralogische und geochemische Merkmale der Profilabfolgen der Zone A im Osten und Südosten der Etoscha Pfanne kann damit festgehalten werden, daß die hangenden, par-autochthonen Sedimente entweder durch eine Mineral-Assoziation von Analcim und Sepiolith und vergleichsweise geringeren Anteilen von Kalifeldspat (karbonatärmere Variante) oder durch ein dominierendes Auftreten von authigenem Kalifeldspat (karbonatreichere Variante) charakterisiert werden (Tab. 17). Kalifeldspat-reiche Proben sind übereinstimmend für den verwitterten Silt- und Tonstein typisch ( $C_V$ -Horizonte). Die allochthonen Oberflächensedimente in Teilen der Zone A (s. Profil 90), die quellfähigen Minerale der Smectit-Gruppe, Dolomit und reichlich Calcit führen, leiten einerseits zur Zone B im Süden und Südwesten der Etoscha Pfanne und andererseits zur Zone D ('Fisher's Pan') über (s.u. und Tab. 17).

Das Profil Eto 52, das hier stellvertretend für das Sedimentationsmilieu im Bereich der 'Fisher's Pan' (Zone D) beschrieben werden soll, zeigt im Bereich der sandigen, fluvialen Fazies unter 45 cm unter GOK eine ähnliche Mineral-Assoziation, wie zuvor vom par-autochthonen Sediment und vom verwitterten Silt-/Tonstein der Zone A der Etoscha Pfanne beschrieben wurde (Abb. 76). Es handelt sich dabei um Sedimente, die in der Tonfraktion vor allem durch einen authigenen Kalifeldspat charakterisiert sind. Entsprechend konzentrieren sich die Proben Eto 52-C, 52-E, 52-F und 52-H innerhalb des  $Na_2O-K_2O-MgO$ -Diagramms in einem Feld mit einem  $K_2O$ -Gehalt von über 70%, der den Kalifeldspat-reichen Proben der Zone A (Profile Eto 90, Eto 93 und 96) angelehnt ist (Abb. 75e). Die in jedem Fall par-autochthonen, fluvialen Sande könnten damit auch als eine, durch den hohen Grundwasserstand geprägte, "Zersatzzone" des Sandsteins der 'Andoni Formation' aufgefaßt werden, die an der Basis des Profils erwartet werden kann (vgl Profile Eto 45, 51, 88 und 89 im Westen und Nordwesten der Etoscha Pfanne, s.u.). Die Proben führen neben reichlich Kalifeldspat auch Analcim und ein  $10 \text{ \AA}$ -Mineral der Glimmergruppe. Abgesehen von den Sanden in einer Kontaktzone zum tonigen Oberflächensediment (Probe 52-C) ist der Calcit-Gehalt in der tieferen Profilabfolge äußerst gering. Ab 220 cm unter GOK ist Calcit in der Tonfraktion der Sedimente nicht mehr nachweisbar. Texturelle Unterschiede innerhalb der sandigen fluvialen Fazies (s. schluffig-tonige und sandig tonig-lehmige Linsen) heben sich tonmineralogisch nicht ab.

Eine andere Mineralzusammensetzung der Tonfraktion weist die tonige, fluvial-limnische Fazies der obersten 45 cm des Profils Eto 52 auf. Hier handelt es sich - neben etwas Sepiolith, einem  $10 \text{ \AA}$ -Mineral der Glimmergruppe und quellfähigen Mineralen der Smectit-Gruppe - ausschließlich um eine karbonatische Bildung, die bis 35 cm unter GOK von Calcit und zwischen 35 cm und 45 cm unter GOK von Dolomit dominiert wird (Abb. 76).

Die Profile der Zonen A und D weisen damit hinsichtlich der Tiefenfunktion der Mineral-Assoziation in der Tonfraktion sehr ähnliche Grundzüge auf (Tab. 17), die offen-

sichtlich durch die vergleichbaren hydrologischen Bedingungen gesteuert werden. Wie bereits unter Kapitel 3.2.3.5. ausgeführt, sind beide Zonen in der Regel durch die längste und höchste Wasserbedeckung während der Regenzeit ausgezeichnet. Bei der Profilaufnahme der Bohrung Eto 52 ('Fisher's Pan') am 21.08.1989 wurde bereits bei 110 cm unter GOK der Grundwasserspiegel erreicht. Nach den bisher vorliegenden Ergebnissen wird angenommen, daß das verstärkte Auftreten von Kalifeldspat in der Tonfraktion der parautochthonen Sedimente und/oder im verwitterten Anstehenden in einem ursächlichen Zusammenhang mit rezenten Vorgängen der Durchfeuchtung mit salzig-alkalischen Oberflächenwässern steht, da die Proben aus dem anstehenden Siltstein der Pfannenumrahmung (s. insbesondere Siltstein der 'Andoni Formation' bei 'Poacher's Point'; s.o.) nur in sehr geringen Mengen oder keinen Kalifeldspat enthalten. Die Kalifeldspäte sind nach der Bestimmung entsprechend der 3-Peak-Methode von WRIGHT (1968) monoklin. Auch in unverwitterten Zonen des Silt- und Tonsteins im Bereich des Pfannenbodens (Probe R 58-II) tritt Kalifeldspat nur in geringen Mengen auf. Der Analcim des Pfannenbodens weist mit einem Si/Al-Verhältnis von 2.4 einen vergleichsweise höheren Si-Gehalt auf, als der Analcim des anstehenden Siltsteins der Pfannenumrahmung (Si/Al-Verhältnis von 2.0) (vgl. auch Tab. 17).

Die Bildung von Dolomit und Calcit in den oberflächennahen, karbonatreichen, tonigen Sedimenten der Zone D (Profil Eto 52, 'Fisher's Pan') einerseits sowie von Sepiolith in den karbonatarmeren, tonigen Sedimenten der Zone A (Profile Eto 93 und Eto 96, Ostteil der Etoscha Pfanne) kann als räumlich differenzierte Ausfällung von Produkten verschiedener Stadien der Laugen-Entwicklung im Sinne des Modells von EUGSTER & HARDIE (1978: 243-246; 244, Fig. 5) beschrieben werden (Abb. 77). Unter den gegebenen Verhältnissen im Untersuchungsraum ist dabei von einer Konzentrationserhöhung durch Verdunstung auszugehen (MÜLLER 1988: 481). Wie bereits dargestellt, wird die Flutung der 'Fisher's Pan' durch hohe Abflüsse über den 'Omuramba Ovambo' und den 'Omuramba Omathiya' gesteuert. Aus einer zunächst untersättigten Frischwasserzufuhr fällt zunächst Calcit aus. Bei einem niedrigen Mg/Ca-Verhältnis ( $< 1$ ) des Oberflachengewassers bildet sich ein Calcit mit geringen Mol%-Anteilen von  $MgCO_3$  (engl. 'low-Mg calcit'). Der Calcit der Probe Eto 52-A erfüllt mit 0.5 Mol%  $MgCO_3$  in der Fraktion  $< 63 \mu m$  (ROSE 1992: schrift. Mitt.; Tab. 18) in der Tat die Bedingungen für einen 'low-Mg calcit' (bis 4.0 Mol%  $MgCO_3$ ; WATTS 1980: 663). Bei einem nun steigenden Mg/Ca-Verhältnis können sich bereits Magnesium-reichere Calcite, "Proto"-Dolomit und Dolomit bilden.

Mg-reichere Calcite bilden sich nach WATTS (1980: 678) aber auch durch kapillaren Aufstieg und Verdunstung von oberflächennahem, Mg-angereichertem Grundwasser. Nach den Auswertungen von GAMMER (1991: 12) dominiert das im Grundwasser gelöste Magnesium das gelöste Calcium in der überwiegenden Zahl der Wasserstellen des Etoscha N.P. im Verhältnis von 2:1. In seinem Fliediagramm zu den diagenetischen und diagenetischen Prozessen bei der Bildung der 'Kalahari calcrete' ist das im wesentlichen dem

Modell von EUGSTER & HARDIE (1975) entspricht, berücksichtigt WATTS (1980: 682, Fig. 11) darüber hinaus auch die Bildung von 'low-Mg calcite' durch langsame Verdunstung gegenüber der Bildung von 'high-Mg calcite' infolge rascher Verdunstung. Diese verschiedenen Entwicklungsvarianten mögen im konkreten Fall gemeinsam zur Entstehung des Dolomit-reichen, tonigen Sedimentes der Probe Eto 52-B geführt haben.

Nach der Fällung von Calcit bis Dolomit kann sich die weitere Entwicklung, die schließlich zur Bildung von Silikaten führt, nur über den Pfad IIIA-III<sub>A1</sub> (Abb. 77) vollziehen, da bisher in keiner der untersuchten Proben Gips nachgewiesen werden konnte (s. Pfad IIIC). Über ein System Ca+Mg armer, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> führender Wässer, bei dem das Magnesium das Calcium quantitativ deutlich übertrifft, bildet sich ein Mg-Silikat (Sepiolith: Mg<sub>3</sub>[Si<sub>4</sub>O<sub>11</sub>]H<sub>2</sub>O x 11H<sub>2</sub>O [WATTS 1980: 669] bzw. [OH<sub>2</sub>]<sub>4</sub>[OH]<sub>4</sub>Mg<sub>8</sub>Si<sub>12</sub>O<sub>30</sub> x 8H<sub>2</sub>O [ZELAZNY & CALHOUN 1977: 436]) (EUGSTER & HARDIE 1978: 245); bei einer ausreichenden Verfügbarkeit von Na- und Al-Ionen auch ein Natrium-Alumo-Silikat (Analcim: Na [AlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>] x H<sub>2</sub>O [ZELAZNY & CAHOUN 1977: 455]). Das Bildungsmilieu von Analcim wurde bereits zuvor genauer charakterisiert. Für Sepiolith ergibt sich nach den Ausführungen zuvor ein ähnliches "salzig-alkalisches" Bildungsmilieu (pH-Wert > 8-10), bei dem in einer Kieselsäure-reichen Lösung die Konzentration von Mg-Ionen hoch genug ist (SiO<sub>2</sub>/MgO-Verhältnis 0.7) und Al-Ionen nicht oder nur in geringer Konzentration vorkommen (MILLOT 1970: 344; ZELAZNY & CALHOUN 1977: 443-444).

Sepiolith-Bildung in Namibia ist bisher lediglich vom Rand der 'Nui-Sie Pfanne' etwa 100 km südöstlich von Gobabis beschrieben (KAUTZ & PORADA 1976; SCHNEIDER & SEEGER 1991). Das Vorkommen von Sepiolith wird hier durch alkalisches (pH-Wert 8.2-8.9) Grundwasser erklärt, daß aus dem Auob- und Kalahari-Aquifer artesisch aufsteigt. Nach detaillierten mineralogischen Untersuchungen an 'Kalahari calcretes' findet WATTS (1980) Sepiolith, neben dem verwandten Palygorskit<sup>25</sup> (Si<sub>8</sub>Mg<sub>5</sub>O<sub>20</sub>[OH<sub>2</sub>]<sub>4</sub> x 4H<sub>2</sub>O bzw. [OH<sub>2</sub>]<sub>4</sub>[OH]<sub>2</sub>Mg<sub>5</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>20</sub> x 4H<sub>2</sub>O [ZELAZNY & CAHOUN 1977: 436]) in einer Mineral-Assoziation bestehend aus authigenen Silikaten (Montmorillonit, Chlorit, Wechsellagerungs-Tone, Illit [einschließlich Glaukonit], Kaolinit und Clinoptilolit [Zeolit-Gruppe]) und Karbonaten ('low-Mg calcite', 'high-Mg calcite', Aragonit, Dolomit). Die direkte Vergesellschaftung von Sepiolith und Dolomit in den 'calcretes' (WATTS 1980: 677), die gleichermaßen eine hohe Mg-Verfügbarkeit anzeigt, wird bei der nachfolgend beschriebenen, sedimentologisch und mineralogisch-geochemisch definierten Zone B der Etoscha Pfanne weiter zu diskutieren sein.

Die Zone B im Süden und Südwesten der Etoscha Pfanne umfaßt mit den Bohrungen Eto 133, Eto 134 und Eto 134 (Abb. 70) sowohl Profile der bodenkundlichen Kar-

25

Im Untersuchungsraum der vorliegenden Arbeit kommt Palygorskit zwar in den Vertisols des 'Karstveld' vor (s. Profil Eto 7; Kapitel 3.2.3.3.), er ist bisher jedoch weder in den untersuchten Sedimenten, noch in den Sedimentgesteinen der Umrahmung der Etoscha Pfanne nachgewiesen. Es sei an dieser Stelle bereits darauf hingewiesen, daß Polygorskit allerdings in den Sanden des zweiten, pflanzenferneren Dünenwalles der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne auftritt (Profil Eto 60; s. Kapitel 4.4.1.)!

tiereinheit der "Verti-Calci Salic Fluvisols" (D4), als auch der Kartiereinheit der "Calcic Solonchak - Calcic Solonetz aus grünem Sand-/Silt-/Tonstein" (E2b) (vgl. Karte 4). Unabhängig von der pedogenetischen Ansprache ist den Profilen Eto 133, Eto 134 und Eto 135 der Zone B jedoch ein hoher bis sehr hoher Karbonatgehalt (25-50%  $\text{CaCO}_3$ ) in den Oberflächensedimenten (Fraktion  $< 2$  mm) sowie maximale Salzgehalte zwischen 13.0% und 13.5% (EC5-Werte: 40-42 mS/cm) in der weiteren Profilabfolge gemeinsam (vgl. detaillierte Beschreibungen in Kapitel 3.2.3.5.).

Aus mineralogisch-geochemischer Sicht zeigen die Abfolgen der Zone B sowohl Gemeinsamkeiten als auch Unterschiede im Vergleich zur Zone A im Osten und Südosten. Die Verhältnisse seien zunächst mit dem Profil Eto 133 (3.6 km nordwestlich der 'Homob-Halbinsel' in unmittelbarer Nähe des Regenmessers Nr. 80; Abb. 78) beschrieben.

Das 35 cm mächtige, hellgraue, allochthone Hangendsediment des Profils Eto 133 ist mit  $\text{CaCO}_3$ -Gehalten zwischen 32% und 40% (Fraktion  $< 2$  mm) deutlich karbonatreicher als die entsprechende Fazies des Profils Eto 90 ('Etosha Point'; karbonatreichere Variante der Zone A). Innerhalb der Abfolge des Profils Eto 133 weist dieser M-Horizont einen vergleichsweise niedrigeren pH-Wert zwischen pH 10.0 und 10.3 und höheren Gehalt an organischer Substanz (1.0-0.9%) auf. Das Gefüge wandelt sich von mikropolyedrisch mit Rissen bis 6 cm Tiefe in den obersten Zentimetern, zu kohärent zwischen 23 cm und 35 cm unter GOK. Der darunter folgende, bereits dichtere, hell olivgraue Abschnitt wird als Übergangszone vom sehr karbonatreichen Hangendsediment zum lediglich noch karbonathaltigen, par-autochthonen Liegendsediment angesprochen. Im Bereich dieses  $\text{czM C}_V\text{M}$ -Horizontes (35-60 cm unter GOK) - im Sinne der hier verwendeten pedologischen Terminologie - tritt das Maximum des Salzgehaltes innerhalb der gesamten Profilabfolge auf (12.9%; EC5 40.4 mS/cm). Der Tonstein im basalen Teil des Profils wird in einen mäßig dichten bis dichten, "etoscha-grün" gefärbten,  $\text{mC}_V$ -Horizont (60-109 cm unter GOK) und einen dichten, von Tonsteinsplittern durchsetzten, mürben  $\text{mC}_V\text{C}_N$ -Horizont (109-132 cm unter GOK) gleicher Farbe gegliedert. Am Kontakt zum anstehenden Tonstein ('Andoni Formation' der Kalahari Gruppe) bewirkt ein Staueffekt nochmals einen Anstieg des Kalkgehaltes.

Der 35 cm mächtige und als allochthone Sedimentation ausgewiesene Abschnitt des Profils Eto 133 (Abb. 78) führt in der Tonfraktion neben reichlich Calcit und quellfähigen Mineralen der Smectit-Gruppe auch Dolomit; Sepiolith/Loughlinit kommt nur in geringen Anteilen vor. In der Überzone des  $\text{czM C}_V\text{M}$ -Horizontes (Probe Eto 133-D) tritt zwischen 35 cm und 60 cm unter GOK Sepiolith/Loughlinit und Dolomit gleichmaßen auf. Die quellfähigen Minerale der Smectit-Gruppe treten deutlich zurück. Im darunter folgenden  $\text{mC}_V$ -Horizont des anstehenden Tonsteins ist der Dolomit nur noch in sehr geringen Anteilen nachzuweisen; gleichzeitig wird Sepiolith/Loughlinit neben Analcim und Kalifeldspat dominant. Dolomit und Sepiolith zeigen damit innerhalb der gesamten Profilabfolge ein inverses Verhalten. Erst die Probe Eto 133-G am Kontakt zum harten Tonstein ( $\text{mC}_N$ -

Horizont) führt weder Sepiolith/Loughlinit noch Dolomit, dafür reichlich Analcim neben einem 10 A-Mineral der Glimmergruppe. Damit entspricht der Mineralbestand und insbesondere der Analcim-Gehalt der Tonfraktion der Probe Eto 133-G sehr genau dem des anstehenden, frischen Silt-/Tonsteins der Pfannenumrahmung (Probe 11/1 und 11/2 von 'Poacher's Point') und des Pfannenbodens (R 58-II) (Abb. 75a und Abb. 75c).

Das Auftreten von Dolomit in der Tonfraktion der Calcit-reichen, allochthonen Sedimente ist nach den bisher vorliegenden Analysen ein charakteristisches Merkmal der Zone B (Profile Eto 133, Eto 134 und Eto 135) im Süden und Südwesten der Etoscha Pfanne. Wie bereits dargestellt, ergeben sich damit jedoch auch Beziehungen zur karbonatreicheren Variante der Zone A (Profil Eto 90) und zur Zone D (Profil Eto 52; 'Fisher's Pan'). Eine bemerkenswerte Übereinstimmung scheint bei allen Profilen der Zone B auch darin zu bestehen, daß das Maximum der Dolomit-Bildung im Bereich der Obergrenze einer intensiveren Durchfeuchtung zum Zeitpunkt der Profilaufnahme liegt (s. Proben Eto 133-C, Eto 134-E und Eto 135-C). Allein bei der Bohrung Eto 134 ist dabei jedoch der Grundwasserspiegel erreicht worden. Quellfahige Minerale der Smectit-Gruppe dominieren nur in den allochthonen Sedimenten der Profile Eto 133 und 134; bei Profil Eto 135 ist ihr Anteil vergleichsweise geringer (vgl. Abb. 70 zur Lage der Profile).

Innerhalb der weiteren Abfolge zeigen die Profile Eto 133 (s.o.) sowie Eto 134 (6.3 km ENE von 'Pan') und Eto 135 (10 km östlich von 'Okondeka') jedoch gegenüber den Profilen der Zonen A und D übereinstimmend markante Unterschiede hinsichtlich des Mineralbestandes und der Tiefenfunktion der bekannten Silikate. Während bei den Profilen der Zone A im Bereich der par-autochthonen  $C_V$ M-Horizonte sowie dem verwitterten Anstehenden ( $mC_V$ - und  $mC_VC_N$ -Horizonte des Silt- und Tonsteins der 'Andoni Formation') regelhaft eine Kalifeldspat-reiche Zone ausgebildet ist, tritt diese in den Profilen der Zone B nicht auf. Hier dominiert in den entsprechenden Horizonten vielmehr der Analcim, wie es für Proben des Silt- und Tonsteins der Pfannenumrahmung sowie des frischen Anstehenden im Bereich des Bodens der Etoscha Pfanne typisch ist. Auch ein hoher Grundwasserstand, wie bei Profil Eto 134 (Grundwasserspiegel bei 160 cm unter GOK am 10.08.1991), verändert diese Situation nicht. Sepiolith/Loughlinit bleibt auf die  $mC_V$ -Horizonte beschränkt (Tab. 17).

Den Profilen (Eto 45, 51, 88, 89 und 101) der Zone C im Nordosten, Nordwesten und Westen der Etoscha Pfanne (Abb. 70) ist gemeinsam, daß - unabhängig von der Lithofazies der 'Andoni Formation' (Siltstein und Sandstein) - ein abrupter Wechsel von hangenden Sedimenten und liegendem Anstehenden auftritt. Die Sedimentmächtigkeit schwankt zwischen 125 cm (Profil Eto 45) und lediglich 24 cm (Profil Eto 88) (Abb. 40b). Bei den Profilen aus anstehendem Sandstein ergibt sich auf der Etoscha Pfanne eine charakteristische Gliederung der Sedimentabfolge mit einer 18 cm bis 102 cm mächtigen, tonigen bis sandig lehmigen, karbonatreichen (10-20%  $CaCO_3$ ), fluvial-limnischen Fazies im Top und einer sandigen, schwach tonig-sandigen bis lehmig-sandigen, karbonathaltigen (2-

10%  $\text{CaCO}_3$ ), fluvialen Fazies an der Basis. Die sandigen Sedimente an der Basis sind damit deutlich vom anstehenden Sandstein geprägt und als par-autochthone Bildungen aufzufassen (vgl. Kapitel 3.2.3.5.). Am Kontakt zum Sandstein tritt eine wenige Zentimeter (Profile Eto 45, 88, 89) und bis zu 50 cm Zentimeter (Profil Eto 51) mächtige Verlehmungszone auf. Das Profil Eto 51, am unteren Ekuma, zeigt durchgehend eine fluviale Fazies und eine wenige Millimeter dünne Salzkruste auf der Oberfläche (Anhang A). Bei einem anstehenden Silt-/Tonstein (Profil Eto 101 im Nordosten der Pfanne) unterscheiden sich die hangenden, fluvial-limnischen Sedimente texturell nur wenig (max. 10% höherer Tongehalt). Hinsichtlich der bodenchemischen Eigenschaften, insbesondere der charakteristischen Tiefenfunktion des Kalk- und Salzgehaltes sowie des pH-Wertes, kann auf entsprechende Ausführungen in Kapitel 3.2.3.5. verwiesen werden.

Unabhängig von der Lithologie des Anstehenden (Silt-/Tonstein und Sandstein der 'Andoni Formation', Kalahari Gruppe) stehen die par-autochthonen Sedimente der Zone C hinsichtlich der Mineralogie und Geochemie der Tonfraktion den par-autochthonen Sedimenten im Ostteil der Etoscha Pfanne (Zone A) nahe. Analcim und/oder Sepiolith/Loughlinit dominieren mit Abstand. Hinzu tritt ein 10 Å-Mineral der Glimmergruppe sowie Kalifeldspat in wechselnden Anteilen (Abb. 79, Abb. 80 und Abb. 81). Zur Profilbasis hin nimmt der Sepiolith/Loughlinit-Gehalt vor allem in Profil Eto 45 deutlich ab (Abb. 79); im Profil Eto 89 (Abb. 80; Rinnenposition südlich des 'Ekuma-Deltas') führen die sandigen, par-autochthonen Sedimente an der Basis keinen Sepiolith mehr. Damit ist diese sandige Fazies auch mineralogisch dem im Hochflutbett des unteren Ekuma anstehenden, grünen Sandstein der 'Andoni Formation' (vgl. Abb. 65; Lokalität 2) vergleichbar. Der Calcit-Gehalt der Tonfraktion ist bei den Schichtprofilen über Sandstein variabel, aber tendenziell geringer als bei den Profilen über Silt-/Tonstein. Im Gegensatz zum Kalkgehalt der Fraktion  $< 2$  mm, der in den oberflächennahen, tonigen Sedimenten der Schichtprofile die höchsten Werte erreicht, sind die höheren Werte des Kalkgehaltes in der Tonfraktion - wie im Bereich der Zone A - an die Schichtgrenze Sediment/Anstehendes gebunden (Sandstein, vgl. Profile Eto 45 und Silt-/Tonstein, vgl. Profil Eto 101).

In Übereinstimmung mit den Verhältnissen der Zone B im Süden und Südwesten, jedoch im Unterschied zu den Profilabfolgen der Zone A im Ostteil der Etoscha Pfanne tritt ein extrem Kalifeldspat-reicher Abschnitt in den Profilen der Zone C nicht auf (Abb. 75d). Der Grund dafür kann nach den vorliegenden Befunden nur in einer aktuell deutlich geringeren Durchfeuchtung der Zone C liegen. Sie beschränkt sich im wesentlichen auf die regionalen Niederschläge sowie die lokalen Zuflüsse vom Pfannenrand. Auf die aktuell vernachlässigbaren Zuflüsse über den 'Ekuma' und den 'Oshigambo' wurde bereits ausführlich hingewiesen (vgl. Kapitel 3.2.3.5.). Dies erklärt auch die Beobachtung, daß - mit Ausnahme des Profils Eto 51 im Hochflutbett des unteren Ekuma! - ein mächtigerer  $mC_V$ - bzw.  $mC_V C_N$ -Horizont in keinem der Profile der Zone C im Bereich des Pfannenbodens ausgebildet ist.

Die mineralogisch/geochemischen Charakteristika der ausgewiesenen Zonen der Etoscha Pfanne einschließlich der 'Fisher's Pan' sind mit der Tabelle 17 zusammengefaßt. Typische Tiefenfunktionen der Geochemie ausgewählter Profile der verschiedenen Zonen zeigen die  $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-MgO}$ -Diagramme der Abbildung 75a-e. Die Ausführungen und Darstellungen verdeutlichen, daß das Sedimentationsmilieu des aktuellen Bodens der Etoscha Pfanne dem einer "salzig-alkalischen Endsee-Situation" entspricht, wie sie bereits zwischen dem jüngeren Alttertiär und dem Jungtertiär (s. Kapitel 4.2.2.) mit der Bildung der 'Andoni Formation' und des "Etoscha Kalksteins" im südlichen Teil des kalahari-zeitlichen Etoscha Beckens rekonstruiert wurde (vgl. auch ROSE 1991: 2).

Die allochthonen Sedimente (M-Horizonte) und die par-autochthonen Sedimente ( $\text{C}_\text{v}$ M-Horizonte) des Pfannenbodens einschließlich der  $\text{mC}_\text{v}$ - und  $\text{mC}_\text{v}\text{C}_\text{n}$ -Horizonte der anstehenden Sedimentgesteine (Silt-/Tonstein- und Sandsteinfazies) führen die Minerale, die bereits zuvor für die Sedimentgesteine der 'Andoni-Formation' und des "Etoscha Kalksteins" (Kalahari Gruppe) beschrieben wurden (Tab. 17). Mit Sepiolith/Loughlinit und Kalifeldspat sind allerdings Minerale reichlich vertreten, die in den anstehenden Sedimentgesteinen der Pfannenumrahmung nur untergeordnet vorkommen, die grundsätzlich aber das gleiche Sedimentationsmilieu charakterisieren. Die in den allochthonen Sedimenten des aktuellen Pfannenbodens röntgenographisch nachgewiesenen quellfähigen Minerale der Smectit-Gruppe und Palygorskit sind - neben dem Palygorskit - von Verwitterungsbildungen des Kalksteins (s. auch Mollic Leptosols und Eutric Vertisols) bekannt.

Die Dominanz von Calcit und Dolomit in den allochthonen Sedimenten der Zonen B und D, sowie im Bereich der karbonatreicheren Variante der Zone A des Bodens der Etoscha Pfanne entspricht insbesondere dem Milieu des "Etoscha Kalksteins". Im Unterschied zum Bildungsmilieu der meisten 'Kalahari calcretes', für die allgemein hohe Magnesium-Gehalte der Calcite charakteristisch sind ('high-Mg calcite' nach WATTS 1980), weisen die bisher analysierten Proben des "Etoscha Kalksteins" überwiegend die Bildung von 'low-Mg calcite' aus (vgl. Tab. 18). Daneben kann der sogenannte "Etoscha Kalkstein" jedoch auch zu einem hohen Anteil von Dolomit aufgebaut werden. Dolomit-reiche Bildungen sind lokal ebenso vom Anstehenden der 'Andoni Formation' beschrieben. Während der im Hochflutbett des unteren 'Ekuma' anstehende, Dolomit-führende, grüne Sandstein jedoch mit einem 'low-Mg calcite' (2.1 Mol%  $\text{MgCO}_3$  im Calcit) vergesellschaftet ist (vgl. Abb. 65, Lokalität 2), sind für den Calcit des Dolomit-reichen, kreuzgeschichteten, beige-braunen Sandsteins der benachbarten Lokalität Nr. 10 (Pfannenboden nördlich der 'Oshigambo-Halbinsel') mit 4.1 Mol%  $\text{MgCO}_3$  bereits 'high-Mg'-Bedingungen erfüllt (vgl. WATTS 1980: 663). Insbesondere für das Bildungsmilieu des Dolomit-reichen, feingeschichteten, beige-braunen Siltsteins der 'Namutoni Bucht' (Lokalität Nr. 3; Abb. 65) finden sich analoge Bedingungen in den oberflächennahen, rezenten Sedimenten der 'Fisher's Pan' (vgl. Abb. 76, Probe Eto 52-B).

Die mineralogisch/geochemische Charakterisierung der par-autochthonen Sedi-

mente sowie der mCv-/mCvCn-Horizonte der Zonen A, B, C und D des aktuellen Pfannenbodens durch Bildungen von Analcim und Sepiolith/Loughlinit und/oder einem authigenen Kalifeldspat (Tab. 17) entspricht ebenfalls einem "salzig-alkalischen" Sedimentationsmilieu (pH-Wert > 8 bis 10). Analcim ist - unabhängig von der Lithologie - das charakteristische Silikat in den Sedimentgesteinen der 'Andoni Formation' in der Umrahmung der Etoscha Pfanne. Auf das Fehlen von Analcim einerseits und die gleichzeitige Dominanz eines 10 Å-Minerals der Glimmergruppe in entsprechenden Sedimentgesteinen des südlichen Ovambolandes andererseits, sowie die möglicherweise daraus abzuleitenden Folgerungen für das Sedimentationsmilieu innerhalb des kalahari-zeitlichen Etoscha Beckens, wurde bereits in Kapitel 4.2.2. hingewiesen. Nachdem der Analcim des aktuellen Pfannenbodens mit dem Faktor 2.4 ein höheres Si/Al-Verhältnis aufweist, als der Analcim der entsprechenden Sedimentgesteine der 'Andoni Formation' der Pfannenumrahmung (Si/Al-Verhältnis 2.0), kann rezent von etwas Kieselsäure-reicheren Lösungen im Bereich des aktuellen Bodens der Etoscha Pfanne ausgegangen werden. Dies entspricht auch den Bildungsbedingungen des Mg-Silikats "Sepiolith" (s.o.). Sepiolith wurde bisher nur in der fluvialen Sandsteinfazies von 'Poacher's Point' nachgewiesen (Abb. 64d). Auf die räumlich differenzierte Fällung von Calcit/Dolomit einerseits und Sepiolith andererseits im Sinne des Modells von EUGSTER & HARDIE (1975) wird an dieser Stelle nochmals verwiesen (s.o.).

Das verstärkte Auftreten von Kalifeldspat in der Tonfraktion bestimmter Abschnitte von Profilen der Zonen A und D des aktuellen Pfannenbodens wird - wie dargestellt - als Indiz für rezente Vorgänge der Durchfeuchtung dieser Zonen mit salzig-alkalischen Oberflächenwässern interpretiert (vgl. auch ROSE 1991: 2). Die genannten mineralogisch-geochemisch definierten Zonen decken sich in auffälliger Weise mit jenen Zonen der Etoscha Pfanne, für die nach historischen und aktuellen Beobachtungen saisonal eine längere und höhere Wasserbedeckung bekannt ist (vgl. Abb. 36). SMITH (1979: 110) deutet die Konzentration von authigenem Kalifeldspat (alleine oder in Vergesellschaftung mit Analcim) in bestimmten Abschnitten der Sedimente des spätquartären 'Searles Lake' (s.o.) als Ausdruck eines höheren K/Na-Verhältnisses des Porenwassers in den Sedimenten des ehemaligen, salzig-alkalischen Sees. In diesem Sinne muß davon ausgegangen werden, daß sich der Chemismus der Oberflächenwässer im Osten der Etoscha Pfanne (Zone A) vom Chemismus des Grundwassers im Südwesten der Etoscha Pfanne (Zone B) unterscheidet. Obwohl zum Beispiel im Profil Eto 134 der Grundwasserstand am 10.08.1991 bereits bei 160 cm unter GOK anstand, findet keine Bildung von reichlich Kalifeldspat statt.

Trotz einer endorheischen "Endsee"-Situation treten rezent, ebenso wie im Verlauf der terminalen Phase der kalahari-zeitlichen Sedimentation im Etoscha Becken während des jüngeren Alttertiärs und Jungtertiärs, evaporitische Ausfällungen leicht löslicher Salze nicht, beziehungsweise nur in geringem Umfang auf. In den wenigen Oberflächen-Efflores-



zenzen im Bereich der Etoscha Pfanne ist Halit ( $\text{NaCl}$ ) das hauptsächliche Salzmineral (s. Profile Eto 75, Eto 88, Eto 107, Eto 135 und Wasserstelle 'Batia'). Halit dominiert auch in den Profilabfolgen des Pfannenbodens (vgl. z.B. Profil Eto 52). In den Oberflächenbildungen konnten darüber hinaus noch Thenardit (Natrium-Sulfat;  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ), Burkeit (Natrium-Sulfat-Karbonat;  $\text{Na}_6[\text{CO}_3/\text{SO}_4]_2$ ) und Trona (Natrium-Karbonat;  $\text{Na}_3\text{H}[\text{CO}_3]_2 \times 2\text{H}_2\text{O}$ ) röntgenographisch nachgewiesen werden (Abb 82).

Die sedimentologische und mineralogisch-geochemische Charakterisierung des aktuellen Sedimentations-Milieus im Bereich der aktuellen Etoscha Pfanne weist - selbst bei der "geringen" Ausdehnung der Etoscha Pfanne im Vergleich zum kalahari-zeitlichen Etoscha Becken - auf die Bedeutung regionaler Differenzierung hin, die auch für die Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse berücksichtigt werden müssen. Abschließend kann der zunächst erstaunliche Befund festgehalten werden, daß die vergleichenden Milieustudien eine Persistenz des mineralogisch-geochemischen Milieus über einen Zeitraum von mindestens 38 Millionen Jahren belegen. Die von DEACON & LANCASTER (1988: 69) und HEINE (1990b: 173, Fig. 8) auf der Grundlage von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen rekonstruierten Phasen eines "Frischwasser-Sees" im Bereich der Etoscha Pfanne im Verlauf des Jungquartärs können bereits nach den bisher vorgelegten Befunden nicht bestätigt werden. Weitere Befunde werden im Zusammenhang mit der Darstellung der mineralogisch-geochemischen Charakteristika der stratigraphischen Abfolge der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne mitzuteilen sein (vgl. Kapitel 4.4.1.). Nach den bisherigen Befunden gibt es nicht einmal Hinweise darauf, daß sich im Verlauf des jüngeren Quartärs ein perennierender, salzig-alkalischer See im Bereich der Etoscha Pfanne gebildet hat. Solche Umweltverhältnisse setzen eine mehrere Jahre andauernde Folge außerordentlich hoher Zuflüsse aus Südafrika und dem Ovamboland voraus. Nach LEUSNER (1936) ist aber lediglich bekannt, daß die ungewöhnlich hohen Niederschläge der Regenzeit 1933/34 die Etoscha Pfanne so reichlich fluteten, daß der flache See auch während der folgenden Trockenzeit nicht austrocknete. Aus der Kenntnis der hohen Variabilität der Niederschläge im Norden Namibias ist jedoch nicht davon auszugehen, daß entsprechende Bedingungen über mehrere Jahre hinweg andauern können. Auch hierzu werden noch weitere Befunde anzufügen sein.

Die bereits von MARTIN & WILCZEWSKI (1972) und auch in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Stromatolithen in den hangenden Sedimenten der 'Andoni Formation' der Kalahari Gruppe bleiben das wichtigste Indiz für einen flachen, aber perennierenden, salzig-alkalischen See im Sedimentationsraum des Etoscha Beckens im Verlauf des jüngeren Alttertiärs und bis ins Jungtertiär. Die Bildung von Stromatolithen kommt während der langen geologischen Entwicklung des Untersuchungsraums im Norden Namibias auch nicht zum ersten Mal vor. Bereits im Verlauf der Sedimentation der 'Elandshoek Formation' und der nachfolgenden 'Hüttenberg Formation' der 'Tsumeb Untergruppe' ('Otavi Gruppe', 'Damara-Sequenz') siedelten Stromatolithen in einem

"flachmarinen" Milieu (HEDBERG 1979: 169, 190-191, 213; SACS 1980: 420). Innerhalb der Sedimentationsfolge der 'Hüttenberg Formation' bilden sie wichtige stratigraphische Leithorizonte (SACS 1980: 433, Tab. 6.1.3F). Rezente Bildungen von Stromatolithen im Bereich des Bodens der Etoscha Pfanne sind allerdings nicht bekannt.

Als wesentlicher Unterschied des Sedimentationsmilieus während der terminalen Entwicklungsphase des Etoscha Beckens im Vergleich zum aktuellen Boden der Etoscha Pfanne kann damit festgehalten werden, daß bis zum Miozän/Pliozän (s.o.) der fluviale und fluvial-limnische Eintrag von Sedimenten in das endorheische Becken offensichtlich einen potentiell möglichen, äolischen Sedimentaustrag (z.B. aus der periodisch wechselfeuchten Zone der karbonatischen Tonebene am Rand des salzig-alkalischen Sees) quantitativ deutlich übertroffen hat. Eine Umkehr dieser Relation führt spätestens im Verlauf des Quartärs zur Bildung der Etoscha Pfanne als "Abtragungshohlform" im Zuge einer erosiv, denudativen Tiefschaltung des Pfannenbodens (s. nachfolgendes Kapitel 4.3.). Die kontrovers diskutierte Frage, ob die "Etoscha Pfanne" als Endsee des Kunene, des heutigen Grenzflusses zwischen Namibia und Angola, aufzufassen ist (JAEGER 1926/27; WELLINGTON 1938; RUST 1985), kann damit folgendermaßen beantwortet werden: Es ist davon auszugehen, daß ein "Proto-Kunene" bis ins Jungtertiär zu der dargestellten fluvialen und fluvial-limnischen Sedimentation im "Etoscha Becken" beigetragen hat.

#### 4.2.5. Zusammenfassung

Nach der Anlage des "Ovamboland Beckens" im Zuge der präkambrisch/altpaläozoischen Damara Orogenese, bildet das post-Damara-zeitliche Etoscha Becken den zweiten großen, tektonisch-strukturell angelegten Sedimentationsraum im Verlauf der langen geologischen Geschichte des Nordens Namibias. Am Beginn des Sedimentationszyklusses der 'Kalahari Gruppe', möglicherweise schon während der ausgehenden Kreide, umfaßt die Sedimentationsgeschichte des Etoscha Beckens seit dem ausgehenden Oberkarbon (spätes Westfal) bereits rund 190 Millionen Jahre. Abgesehen von den glazialen Tilliten der 'Dwyka Formation' am Beginn der 'Karoo Sequenz' handelt es sich bei den Sedimenten überwiegend um eine fluviale bis fluvial-limnische Fazies; seit dem späten Perm sind auch äolische Sedimente verbreitet. Fluviale und fluvial-limnische Bildungen kennzeichnen auch das Sedimentationsmilieu im Verlauf des hangenden Abschnittes der Abfolge von Sedimenten der Kalahari Gruppe. Grüne Silt-/Tonsteine und Sandsteine der wahrscheinlich oligozänen 'Andoni Formation' gehen horizontal in die karbonatische Fazies des "Etoscha Kalksteins" über und werden von diesem überdeckt. Das Sedimentationsmilieu der 'Andoni Formation' und zum Teil zeitgleicher Bildungen des "Etoscha Kalksteins" wurde nach sedimentologischen und mineralogisch-geochemischen Befunden als "flache, salzig-alkalische Endsee-Situation" beschrieben. Aus mineralogisch-geochemischer Sicht unterscheidet sich dieses Milieu nicht vom Sedimentationsmilieu im Bereich des aktuellen Bodens der Etoscha

Pfanne.

Mit der Bildung des "Etoscha Kalksteins" ist die Sedimentationsgeschichte des Etoscha Beckens als Teil des Kalahari Beckens weitgehend abgeschlossen. Der sich nun einstellende Wandel der Umweltverhältnisse, der vorläufig an die Wende Miozän/Pliozän gestellt wird, führt auch zu grundsätzlichen Veränderungen im Sedimentationshaushalt des Raumes. Möglicherweise hat ein solcher Wandel im Verlauf der geologischen Entwicklung des Etoscha Beckens bereits mehrfach stattgefunden. Im überregionalen Vergleich wird noch zu diskutieren sein, inwieweit der Wandel der Umweltverhältnisse während des Jungtertiärs klimatisch induziert wurde (vgl. Kapitel 5.1.2.). An der Wende Miozän/Pliozän ist damit die "geologische Bühne" aufgebaut, auf der sich die geomorphologische Entwicklung der Etoscha Pfanne als Abtragungshohlform im Sinne von RUST (1985) im Verlauf des Quartärs vollzieht.

### 4.3. Die geomorphologische Entwicklung der Etoscha Pfanne während des Quartärs

#### 4.3.1. Umweltverhältnisse, Geomorphodynamik und Pedogenese an der Wende Tertiär/Quartär

Mit dem weitgehenden Abschluß der Sedimentationsgeschichte des Etoscha Beckens an der Wende Miozän/Pliozän unterliegen die abgelagerten Sedimentgesteine der zuvor beschriebenen 'Andoni Formation' und der 'Omatoko Formation' sowie die Bildungen des "Etoscha Kalksteins" fortan den subaerischen Bedingungen einer terrestrischen Abtragung und Pedogenese. Die Konzentrierung des Sedimentationsgeschehens auf einen kleinen, flachen, salzig-alkalischen Restsee (vgl. Abb. 68) einerseits und das räumliche Ausgreifen von Prozessen der Abtragung und Pedogenese andererseits kennzeichnen damit die paläogeographische Situation der Beckenlandschaft im Norden Namibias im Verlauf des Jungtertiärs. Die Zeiteinstufung entspricht der Arbeitsbezeichnung "etoscha-zeitlich" von RUST (1981, 1985), soweit damit das Ende der Kalahari-Sedimentation und eine Abtragungsdiskordanz bezeichnet ist. Wie für die Bildung des "Etoscha Kalksteins" unter semiterrestrischen, wechselfeuchten Umweltbedingungen beschrieben, so greift auch die terrestrische Bodenbildung von den Beckenrändern auf zentralere Teile des Beckens über. Insofern ergibt sich bereits aus der geologisch-sedimentologischen Entwicklung des Etoscha Beckens, daß die Böden vom Typ der 'Rhodic Cambisols' (bodenkundliche Kartiereinheit B1, Karte 4) auf den Pedimenten des beckenumrahmenden "Etoscha Bogens" (Gesteine der 'Otavi Gruppe') zu den ältesten Bodenbildungen des Untersuchungsraumes gehören. Sie umfaßt damit mindestens einen Zeitraum seit dem jüngeren Alttertiär.

Die Sedimentgesteine der zeitgleichen 'Andoni Formation' und der 'Omatoko Formation' sowie der hangende "Etoscha Kalkstein" (vgl. Abb. 69) können nach der im Kapitel 4.2.3. geführten Diskussion frühestens im Verlauf des Jungtertiärs von einer terrestrischen

Bodenbildung überprägt werden. Im Untersuchungsraum des Etoscha N.P. und angrenzender Landschaften im Norden Namibias gibt es heute nur noch wenige Lokalitäten, an denen zumindest Reste dieser Pedogenese erhalten sind. Die insgesamt starke erosive Verkürzung der meisten Bodenprofile spricht im übrigen - neben weiteren morphologischen Indizien (s.u.) - ebenfalls für eine relativ frühe Bodenbildung innerhalb der känozoischen Landschaftsgeschichte des Raumes. Nachfolgend sind einige Profilabfolgen und deren Bedeutung für die Rekonstruktion der Umweltverhältnisse und der Geomorphodynamik an der Wende Tertiär/Quartär beschrieben.

Der Sandstein der 'Omatako Formation' ist in den Sandgruben der Farm "Sachsenheim", 2.8 km nördlich der Abzweigung der Fernverkehrsstraße B1 Tsumeb-On-dangwa nach Namutoni, auf der westlichen Straßenseite, aufgeschlossen (Profil Eto 136; Abb. 83; Karte 8). Ein allgemein grobkörniger, beige-farbener und mürber Sandstein beziehungsweise ein rötlicher und eisenschüssiger Sandsteinzersatz steht dabei an der Basis der Gruben an. Das in einer Mächtigkeit von 2 m aufgeschlossene Profil zeigt texturell kaum eine Differenzierung: an der Basis handelt es sich um einen schwach tonigen Sand mit Grobsandanteilen zwischen 28% und 32% sowie einem Anteil von Bruchstücken des Sandsteins in der Größenordnung um 3%. Im Top bis 50 cm unter GOK weist ein geringerer Skelettgehalt (> 2 mm) und ein höherer Mittelsandgehalt (bis 33%) auf eine Vermischung mit äolischen Sanden hin (vgl. Profil Eto 137; s.u.). Das Gefüge ist subpolyedrisch ausgebildet; die Aggregate zerfallen jedoch bei leichtem Druck. Mikroskopisch liegt ein Hüllengefüge vor, bei dem die einzelnen Quarzkörner von Eisenoxidhäutchen umkleidet werden. Der pH-Wert zeigt eine ausgeprägte Tiefenfunktion mit einer Abnahme von pH 6.1 im sehr schwach humosen Oberboden (0.4% organische Substanz) auf pH 4.5 am Kontakt zur Zersatzzone des Sandsteins. Die gesamte, noch bis 200 cm unter GOK durchwurzelte, Profilabfolge ist karbonatfrei.

Das wesentliche Merkmal der Profilabfolge stellt seine farbliche Differenzierung von einem intensiv gelblich-roten Grundton (5 YR 4/6-5/6) im B<sub>u</sub>-Horizont, über eine aufgehellt, gelblich-rote (5 YR 5/6) Farbe im C<sub>v</sub>B<sub>u</sub>- und B<sub>u</sub>C<sub>v</sub>-Horizont, zu einer aufgehellt, gelblich-roten bis kräftig braunen Farbe (5-7,5 YR 5/8) im C<sub>v</sub>-Horizont dar. Diesem, mit der Tiefe abnehmenden, roten Grundton entspricht eine Abnahme des Gehaltes an dithionitlöslichen, pedogenen Eisenoxiden von Fe<sub>d</sub> 2.0<sup>0</sup>/∞ auf rund 1.8<sup>0</sup>/∞. Nach den vorliegenden diagnostischen Merkmalen ist die Bodenbildung der erosiv verkürzten Abfolge des Profils Eto 136 phänomenologisch als "Rhodic/Chromic Arenosol aus Sandstein der 'Omatako Formation'" anzusprechen. Soweit bei dem ursprünglich vollständigen Profil ein in der Größenordnung von lediglich 10% höherer Tongehalt vorlag, wäre der Boden bereits zu den "Rhodic/Chromic Cambisol" zu stellen.

Die mit dem Profil Eto 136 ("Sachsenheim") beschriebene in situ-Bodenbildung aus dem Sandstein der 'Omatako Formation' ist auch an der Basis des Profils Eto 137 (250-310 cm unter GOK), an der Nordostgrenze des Etoscha N.P. vertreten (Abb. 84). Im Unter-

#### 4. Befunde zum känozoischen

---

schied zum Profil Eto 13  
tensivere, leuchtend rote  
schen pH 7.2 und 7.5 au  
137 wurde bereits im 2  
Ausstattung des "Kalaha  
läutert (vgl. Kapitel 3.2.  
vorangegangenen Ausfü  
Bedeutung, daß der Er  
Sanden des "Kavango I  
von einer gelblich-rötlic  
Profilabfolge mit zwei d

Die analytischen  
84). Die 200 cm mächtig  
Es handelt sich durchw  
wobei das Korngrößen  
schwanken zwischen pH  
rung von einem "kräf  
"aufgehellten, leuchtenc  
wandel entspricht die T  
ner Abnahme der  $Fe_c$   
( $oMC_v$  Ifm $C_vB_u$ -) Ho  
Bodenbildung aus den  
fm $C_vB_u$ -Horizont um 2  
Werte um 3.1<sup>0</sup>/oo an; c  
7.2 und 7.5 erstmals in c

Die mit den Pro  
(Geländeoberkante bei  
dic/Chromic Arenosols  
jüngeren Dünensander  
DINGLE, SIESSER &  
BESLER 1991: 112, 7  
wichtige Fixpunkte in  
dar. Die zweigliedrige  
gene Etoscha Pfanne (  
tiefsten gelegene Vork  
tersuchungsraum. Die  
Mushara Niveau zwisc  
'Kavango Längsdünen  
schrieben - schwächere

nosols auf. Im Bereich des leistenförmig ausgebildeten, sogenannten "Akazien-Niveaus" (1085 m ü. NN) am Rand der 'Andonivlakte' kommen Cambic Arenosols vor. Die auskartierte Topochronosequenzen der Bodenbildung werden in Kapitel 4.3.2. ausführlich erläutert.

Nach der geologisch-geomorphologischen Befundlage ist davon auszugehen, daß die Rhodic/Chromic Arenosols aus dem Sandstein der 'Omatako Formation' jünger einzustufen sind, als die Rhodic/Chromic Cambisols aus den Dolomitgesteinen des 'Etoscha Bogens'. Dies ist auch nach den Gehalten an dithionitlöslichen, pedogenen Eisenoxiden abzuleiten (Abb. 86). Nach der Zusammenstellung der  $Fe_d$ -Gehalte läßt sich zunächst eine deutliche Beziehung zum Alter der Bodenbildung erkennen. Die maximalen  $Fe_d$ -Gehalte erreichen in den ältesten Bodenbildungen vom Typ der Rhodic Cambisols aus Dolomit (Profile Eto 144 und Eto 13; bodenkundliche Kartiereinheit B1, Karte 4) Werte zwischen 11.3‰ und 8.9‰. Deutlich geringere  $Fe_d$ -Gehalte (2.1‰ bzw. 3.1‰) sind für die Rhodic/Chromic Arenosols aus Sandstein (Profile Eto 136 und Eto 137) ausgewiesen. Die jüngeren Bodenbildungen fügen sich entsprechend in dieses System ein. Insbesondere die Xanthic Arenosols der 'Mushara Niveaus' (Profile Eto 6 und Eto 100; maximale  $Fe_d$ -Gehalte zwischen 1.4‰ und 0.6‰) sind deutlich von den zuvor genannten Bodenbildungen abgesetzt.

Die pedostratigraphische Abfolge des Profils Eto 137 verdeutlicht, daß der Aufwehung der im Kavangoland und angrenzenden Landschaften weitverbreiteten Längsdünen eine kräftige Pedogenese im anstehenden Sedimentgestein der Kalahari Gruppe vorausging. Die beschriebene Imprägnierung des Sandsteins der 'Omatako Formation' durch Eisenoxid-Bänder und -Nester (= eisenschüssiger Sandstein) bis hin zur Bildung von 'ferricretes' (HEGENBERGER 1986/87: 108) ist nach den hier vorgelegten Profilbeschreibungen im Zusammenhang mit dieser ersten Phase einer kräftigen Pedogenese nach dem Ende der fluvialen und fluvial-limnischen Kalahari-Sedimentation im Etoscha Becken zu sehen. Wie tief die Eisen-Imprägnierung in den anstehenden Sandstein hinein reicht, kann auf der Grundlage der wenigen verfügbaren Aufschlußbeschreibungen bisher nicht geklärt werden. Nach der Aufnahme des Profils Eto 136 ("Sachsenheim") ist jedoch davon auszugehen, daß mit dem im Kavangoland verbreiteten "eisenschüssigen Sandstein" lediglich die "Zersatzzone" ( $mC_v$ -Horizont) eines ehemals mehrere Meter mächtigen Bodenprofils erhalten ist. Dies kann auch aus den Gehalten an dithionitlöslichen, pedogenen Eisenoxiden abgeleitet werden (Abb. 83). Obwohl nach der pedostratigraphischen Abfolge des Profils Eto 137 eine eindeutige Altersrelation der Bodenbildungen vorliegt, unterscheidet sich der maximal gemessene  $Fe_d$ -Gehalt des liegenden Rhodic/Chromic Arenosols aus Sandstein nicht vom entsprechenden Wert im Rhodic/Chromic Arenosol aus den hangenden Dünensanden. Das gleiche Bild ergibt sich im Vergleich der Profile Eto 136 (Bodenbildung aus Sandstein) und Kav 4/Eto 128 (Bodenbildung aus Dünensanden).

Das lockere, sandige Solum der Rhodic/Chromic Arenosols aus dem Sandstein der

'Omatako Formation' - und anderer Sandstein-Formationen der Kalahari Gruppe (s.u.) - stellt damit offensichtlich das Substrat bereit, aus dem die Aufwehung der Längsdünen ('Alab-Dünen') im Kavangoland hergeht. Insofern ist es nicht verwunderlich, daß die Verbreitung der sandigen Fazies der 'Omatako Formation' weitgehend kongruent mit der Verbreitung des ausgedehnten Lngsdunenfeldes im Norden und Nordosten Namibias ist. Ähnliche lithologische Voraussetzungen für die Dünenbildung scheinen im Kongobecken mit den stratigraphisch quivalenten Sandsteinen der 'Mittleren Serie' der Kalahari Schichten (CAHEN & LEPERSONNE 1952) vorzuliegen (vgl. Kapitel 4.2.3.). Innerhalb der engeren Grenzen des Untersuchungsraumes kommt eine pedogenetische Überprägung der sandigen Fazies des "Etoscha Kalksteins" im zentralen Norden des Etoscha N.P. (Raum 'Paradays', Profil Eto 128; s.u.) in gleicher Weise als Sedimentquelle in Frage. In jedem Fall bedeutet dies eher eine lokale Sedimentumlagerung, als eine weiträumige Verfrachtung der Sande. Zu den gleichen Ergebnissen kommt auch BAILLEUL (1975) nach schwermineralogischen Untersuchungen der Kalahari Sande in Botswana. Diese Erkenntnis ist auch von eminent wirtschaftlicher Bedeutung, da durch die Analyse der Decksande auf Diamantvorkommen im anstehenden Festgestein geschlossen werden kann (vgl. MALLICK, HABGOOD & SKINNER 1981: 23).

Im Raum 'Paradays', im zentralen Norden des Etoscha N.P., überdecken die bereits von der Nordostgrenze des Etoscha N.P. (Profil Eto 137) beschriebenen, pedogenetisch überprägten Dünensande eine sandige Fazies des "Etoscha Kalksteins" (vgl. Kapitel 3.2.3.2 und Kapitel 4.2.2.). Autochthone Abfolgen, wie sie nachfolgend mit dem Profil Eto 128 beschrieben werden, sind jedoch auch hier nur lokal engbegrenzt erhalten. In weiten Teilen im Westen des Etoscha N.P. handelt es sich dagegen um sekundär umgelagerte Sedimente dieser Dünensande. Diese Sande sind als geringmächtige "Rhodic/Chromic Arenosol-Sedimente über Kalkstein" in den bodenkundlichen Kartiereinheiten B4 und B5 ausgewiesen (Karte 4). Innerhalb der bodenkundlichen Kartiereinheit B5 sind sie mit Lithic Leptosols und Eutric Vertisols aus Kalkstein vergesellschaftet (vgl. Kapitel 3.2.3.1.).

Die Geländeoberkante des Profils Eto 128 (Abb. 87) liegt bei 1114 m . NN; die Höhenlage entspricht damit etwa der des Profils Eto 137 (1111 m . NN). Auch die Mächtigkeit der Dünensande ist mit 180 cm vergleichbar. Es wurde bereits zuvor darauf hingewiesen, daß die Dünensande hier feinkörniger ( $Md[\phi]$ -Werte um 2.9; Maximum in der Feinsand-Fraktion) und mit  $QD(\phi)$ -Werten um 0.6 deutlich besser sortiert sind als die Vorkommen im Nordosten des Etoscha N.P.. Abgesehen vom sehr schwach humosen Oberboden (0.3% organische Substanz) schwankt der pH-Wert in der Tiefenfunktion nur in einem engen Bereich zwischen pH 5.9 im Top und pH 6.3 an der Basis des Profils. Der stark von diesem Trend abweichende pH-Wert von 6.8 im 22 cm mächtigen  $oMB_{\phi}A_1$ -Horizont deutet auf eine Einmischung von primär karbonathaltigen Stäuben und Sanden aus den Pfannen der näheren Umgebung hin (s. auch  $Fe_d$ -Werte).

Im Gegensatz zum Profil Eto 137 sind die Dünensande im Raum 'Paradays' durch-

weg weniger intensiv rot gefärbt (hue-Wert der Munsell-Farbe: 2,5 YR). Die leichte Aufhellung der Farbwerte von 2,5 YR 4/6 in den  $B_{11}$ -Horizonten bis 96 cm unter GOK zu 2,5 YR 4/6-4/8 und 2,5 YR 4/8 im  $C_v B_{11}$ - und  $B_{11} C_v$ -Horizont bis 180 cm unter GOK dokumentiert eine mit der Tiefe nur geringfügig abnehmende Intensität der in situ-Pedogenese. Dies ergibt sich auch aus der Tiefenfunktion des Gehaltes an dithionitlöslichen Eisenoxiden: die  $Fe_d$ -Werte nehmen von rund 2<sup>0</sup>/∞ (Probe Eto 128-B) auf 1.7<sup>0</sup>/∞ (Probe Eto 128-E) am Kontakt zum sandigen Kalkstein ab. Die Abnahme des  $Fe_d$ -Wertes bei gleichzeitig leicht erhöhten  $Fe_o$ -Werte im  $oMB_{11} A_1$ -Horizont unterstreicht die allochthone Beeinflussung des Oberbodens (s.o.).

Die Feld- und Laborbefunde des Profils Eto 128 weisen insgesamt darauf hin, daß die in situ Pedogenese nicht nur die 180 cm mächtigen Dünensande vollständig überprägt, sondern auch noch in den liegenden sandigen Kalkstein eingreift. Insofern können hier die von Profil Eto 137 bekannten zwei Phasen der Pedogenese nicht unterschieden werden. Festzuhalten bleibt jedoch, daß im zentralen Norden des Untersuchungsraumes auch die sandige Fazies des "Etoscha Kalksteins" von Dünensanden überdeckt wird. Wie im Nordosten des Etoscha N.P. sind die ältesten Dünensande von 'Paradys' durch eine mindestens 180 cm mächtige Bodenbildung des Typs Rhodic/Chromic Arenosol gekennzeichnet. Jüngere, primär karbonatarmer Pfannenranddünen (z.B. Profils Eto 131) werden jedoch auch hier durch eine weniger intensive Pedogenese geringerer Entwicklungstiefe vom Typ der Xanthic Arenosols überprägt (Abb. 26; vgl. auch Kapitel 4.3.3.).

Eine den Verhältnissen im Raum 'Paradys' (Etoscha N.P.) grundsätzlich vergleichbare Situation liegt im Raum Rundu/Okavango vor. Nach Aufschlußbeobachtungen zwischen Rundu und Mashari ist der Steilhang der südlichen Talflanke des Okavango überwiegend in einem hell- bis braungrauen, dickbankigen bis massigen, feinkörnigen, Kalkzementierten Sandstein ausgebildet. Der Sandstein wird vielfach von Wurzelkanälen durchzogen; lokal treten Kieselkonkretionen auf. Im Raum Mashari, rund 42 km östlich von Rundu, beschreibt HEGENBERGER (1986/87: 107-108) auch einen 6-7 m mächtigen rotbraunen, verkieselten, fein- bis mittelkörnigen Sandstein am unteren Steilhang, der von einem 5-6 m mächtigen, grünlichgrauen, stellenweise verkieselten Sandstein mit vereinzelten Kalkkrusten überlagert wird. HEGENBERGER (1986/87: 106-108) rechnet diesen Sandstein der wahrscheinlich eozänen 'Eiseb Formation' zu. Es handelt sich dabei um die mittlere stratigraphische Einheit der Kalahari Gruppe, die der 'Olukonda Formation' im zentralen Ovamboland äquivalent ist (vgl. Kapitel 4.2.1.). Dieser Sandstein geht im Hangenden in einen geringmächtigen (+/- 5 m), harten, bankigen bis mürben, allgemein jedoch sandigen Kalkstein über, der der sandigen Fazies des "Etoscha Kalksteins" im zentralen Norden des Etoscha N.P. entspricht. Silifizierungen dieses sandigen, und lokal auch Gastropoden-führenden, Kalksteins beschreibt bereits NETTERBERG (1982) aus dem Raum Rundu. Der Sandstein der 'Eiseb Formation' und hangende, sandige Kalksteine schließen im Raum Rundu/Okavango die hier offensichtlich überwiegend fluviale Kala-



hari-Sedimentation des Etoscha Beckens ab. Sandsteine der - auf die 'Eiseb Formation' folgenden - 'Omatako Formation' sind innerhalb der vergleichsweise geringmächtigen Abfolge der Kalahari Gruppe im Raum Rundu (< 100 m; vgl. HEDBERG 1979: 304/05, Fig. 89) entweder nicht ausgebildet, erodiert oder sie können faziell nicht von der 'Eiseb Formation' unterschieden werden.

Der sandige Kalkstein wird diskordant von dunkel roten (2,5 YR 3/6) bis gelblich roten (5 YR 5/6-5/8) äolischen Sanden in flächendeckender Verbreitung überlagert. Sie erreichen im Ortsgebiet von Rundu eine Mächtigkeit von rund 4 m (vgl. Profil Kav 2; Anhang A; zur Lage vgl. Karte 8). Im Bereich langgestreckter und über mehrere Zehnerkilometer parallel-verlaufender Dünenwälle sind Sandmächtigkeiten in der Größenordnung von bis zu 10 m zu erwarten (Abb. 88). Im Bereich der Dünengassen wird demgegenüber bereits um 100 cm der anstehende, sandige Kalkstein erreicht (vgl. Profil Kav 5; Anhang A).

Das 17,9 km südsüdwestlich von Rundu (Fernstraße B8 Grootfontein-Rundu), am Rand eines Sportplatzes gegenüber der Polizeistation Arendsnes aufgenommene Aufschlußprofil Kav 4 belegt auch hier, daß die hangenden Dünensande von einer in situ-Pedogenese des Typs Rhodic/Chromic Arenosols überprägt werden (Abb. 89). Trotz einer erosiven Verkürzung der 135 cm mächtigen Abfolge der Dünensande läßt sich nach Feld- und Laborbefunden eine vollständige  $oMB_u A_h - oMB_u - oMC_v B_u - oMC_v$ -Horizontierung mit fließenden Horizontgrenzen unterscheiden. Die Pedogenese reicht damit bis nahe an die Basis der Dünensande, ohne jedoch - wie bei Profil Eto 128 - in den liegenden sandigen Kalkstein ( $IlmkC_{vn}$ -Horizont) einzugreifen. Eine scharfe Grenze trennt den hangenden Dünensand vom liegenden mürben, von Mollusken durchsetzten, sandigen Kalkstein. Die textuelle Verwandtschaft des sandigen Kalksteins und der Dünensande kommt nach der Korngrößenanalyse deutlich zum Ausdruck. Inwieweit die mürbe Struktur des sandigen Kalksteins möglicherweise auf eine frühere pedogenetische Überprägung zurückzuführen ist, läßt sich nach der Aufschlußsituation nicht klären.

Die unterschiedliche Tiefenfunktion der pedogenen Eisenoxide bei einer in situ-Pedogenese auf Dünensanden (Rhodic/Chromic Arenosol des Profil Kav 4) im Vergleich zu kolluvialen, rötlichen Dünensanden im Bereich einer Dünengasse (Profil Kav 5; 'Mangetti Wilcamp', südliches Kavangoland) zeigt die Abbildung 90.

Die Befunde aus dem Raum 'Paradys' (Etoscha N.P.), dem 'Kavango Längsdünenveld' im Raum Rundu/Okavango und seinen Ausläufern im Nordosten des Etoscha N.P. unterstreichen zunächst, daß der im Liegenden der Dünensande anstehende sandige Kalkstein nicht als pedogenetischer "Kalkanreicherungs-Horizont" einer  $B_u A_h - B_u - C_{kc}$ -Horizontierung im Sinne von RUST (1985: 201) zu deuten ist. Zwischen den Dünensanden und dem sandigen Kalkstein (sandige Fazies des "Etoscha Kalkstein", entsprechend der hier verwendeten Terminologie) besteht vielmehr ein Hiatus, der auch durch die scharfe Grenze zwischen

beiden Schichtgliedern dokumentiert wird. Im Profil Eto 128 wird versucht, dies durch die Horizontabfolge  $oMB_uA_i-oMA_iB_u-oMB_u-oMC_vB_u-oMB_uC_v-IIB_u mkC_v$  kenntlich zu machen. Damit ist beschrieben, daß der Kalkstein auf Grund der Bodenbildung in den Dünensanden auch in die Verwitterung einbezogen sein kann, jedoch keineswegs erst durch die Pedogenese gebildet wird. Darüber hinaus ist zu berücksichtigen, daß diese ältesten, känozoischen Dünensande des Untersuchungsraumes nach allen bisher vorliegenden Befunden bereits bei ihrer äolischen Umlagerung primär frei von  $CaCO_3$  waren, da sie aus einer älteren Pedogenese in anstehenden Sedimentgesteinen der Kalahari Gruppe hervorgegangen sind. Wenn es sich bei der karbonatischen Bildung an der Basis der Dünensande um einen Kalkanreicherungs-Horizont ( $C_{kc}$ -Horizont) im streng pedogenetischen Sinne handeln würde, der aus einer Entkalkung der Dünensande hervorgegangen ist, so müßte gerade im Aufschluß (s. Profil Kav 4) ein diffuser Übergang zwischen Bodensolum und  $C_{kc}$ -Horizont zu erkennen sein. Dies ist jedoch nicht der Fall! Ein Beispiel für einen solchen  $C_{kc}$ -Horizont wird noch vom unteren 'Ekuma'-Fluß zu beschreiben sein (vgl. Profil Eto 71a/b; Kapitel 4.3.2.).

Die von einer Bodenbildung des Typ Rhodic/Chromic Arenosol überprägten Dünensande des Untersuchungsraumes gehören dem ausgedehnten Längsdünensystem der sogenannten 'northern dunes, group A' des nördlichen Südafrikas nach LANCASTER (1981: 338, Fig. 8)) an (Abb. 91). Im Kavangoland sind sie namensgebend für den Landschaftsraum des "Kavango Längsdünenveld". Ausläufer dieses Systems von Längs- oder "Alab-Dünen" nach GROVE (1969) erreichen den engeren Untersuchungsraum des Etoscha N.P. im Nordosten. Im nördlichen und zentralen Ovamboland sowie im Landschaftsraum des "Oponono Lake Grasveld" werden sie durch die eingetieften und letztlich auf die "Etoscha Pfanne" gerichteten Leitlinien einer saisonalen Entwässerung abgeschnitten. Der Landschaftsraum der "Etoscha Pfanne i.w.S." unterschneidet das Alab-Dünensystem als geomorphologische Großform. Weiter im Westen treten Längsdünen geringer Höhe und kürzerer Erstreckung lediglich noch im Raum 'Paradys' (zentraler Norden des Etoscha N.P.) und in Teilen des "Ovambo Sandveld" zwischen dem Etoscha N.P. im Süden und dem 'Kunene'-Fluß im Norden auf. Für das "Ovambo Sandveld" mit einer offenen *Combretum/Commiphora*-, *Colophospermum mopane-Terminalia prunioides-Combretum spp.*- und *Acacia erioloba/Lonchocarpus nelsii*-Vegetationsgesellschaft ist ansonsten eher eine flächenhafte Verbreitung sekundär umgelagerter Sande der Längsdünen landschaftsprägend (vgl. Karte 12).

Die großräumige Verbreitung dieses Längsdünensystems im nördlichen Südafrika ist nach umfangreichen Auswertungen von LANDSAT-Szenen in jüngerer Zeit mehrfach von LANCASTER (1981, 1984, 1987, 1990), THOMAS (1984) sowie THOMAS & GOUDIE (1984) beschrieben worden. Nach LANCASTER (1981: 329-330) erstreckt sich das Dünensystem ('northern dunes, group A'; 'northern dune system' nach THOMAS 1984: 83, Fig. 5) vom Westrand des Okavango-Deltas beziehungsweise von einem Raum

nordöstlich des Okavango-Deltas bei 16°S in Süd-Sambia und Süd-Angola im Osten bis zur Etoscha Pfanne im Westen (Abb. 36 und Abb. 91). Die parallelen, bis zu 25 m hohen und zwischen 1 und 2,5 km voneinander entfernten Dünenwälle lassen sich zum Teil über eine Distanz von über 200 km verfolgen. Die leicht bogenförmige Ausrichtung der Längsdünen von ESE-WNW bei 22°E in 'Ngamiland' und 'Capirivi', E-W bei 22°E und ENE-WSW bei 18°E am Ostrand der Etoscha Pfanne, spricht für eine Anlage der Dunenformen durch Winde aus östlichen Richtungen. Unter dem aktuell semi-ariden Klimaregime mit einem Jahresniederschlag zwischen knapp 500 und bis 800 mm sind die Längsdünen unter einer offenen Baumsavanne oder einem Trockenwald stabilisiert (vgl. auch GIESS 1971). Im "Kavango Längsdünenveld" beschreibt DU PLESSIS (1991a) die Vegetation als *Croton gratissimus-Lonchocarpus nelsii-Bauhinia petersiana*-Gesellschaft mit *Terminalia prunioides* und *Acacia luederitzii* (vgl. auch Karte 7). Insbesondere im nördlichen Verbreitungsgebiet sind die Dünenwälle durch Prozesse der Abtragung stark degradiert (vgl. DE DAPPER 1988 für die 'Shaba'-Provinz im südöstlichen Zaire).

Die initiale Anlage des ausgedehnten Längsdünen-Systems im nördlichen Südafrika wird nach den vorgelegten morphologischen und pedologischen Indizien an die Wende Pliozän/Pleistozän gestellt. Es gibt derzeit allerdings keine physikalischen oder chemischen Methoden der Altersdatierung, um diese postulierte Altersstellung zu überprüfen. Die wichtigsten Indizien, auf die sich die Alterseinschätzung stützt, sind nachfolgend nochmals in vier Punkten zusammengefaßt:

- (1) Überprägung der Dünensande durch eine in situ-Pedogenese vom Typ der Rhodic/Chromic Arenosols, die nach Gelände- und Laborbefunden die Intensität und Entwicklungstiefe jüngerer Bodenbildungen aus fluvialen und äolischen Sanden im Untersuchungsraum deutlich übertrifft
- (2) der offensichtliche genetische Zusammenhang der Dunensandaufwehung mit einer vorausgegangenen Phase der Pedogenese, die nach Abschluß der fluvialen bis fluvial-limnischen Sedimentation im Etoscha Becken die Sedimentgesteine der Kalahari Gruppe bereits überprägt hat (vgl. Profil Eto 137)
- (3) die Degradation der Dunenformen durch nachfolgende Prozesse der überwiegend wohl fluvialen Abtragung, eine äolische Verwehung der Sande und Bildung von flächendeckenden Sandfeldern (s. "Ovambo Sandveld")
- (4) die geomorphologische Lagebeziehung des ausgedehnten Langsdunensystems im Norden und Nordosten Namibias zu der um bis 30 m eingetieften Großform der Etoscha Pfanne.

Zum letztgenannten Punkt wird in den folgenden Kapiteln noch ausführlicher Stellung genommen.

Ohne der ausführlichen Diskussion der hier vorgelegten Befunde in Kapitel 5.1.2. vorweggreifen zu wollen, so kann doch bereits festgehalten werden, daß die initiale Anlage

des ausgedehnten Längsdünen-Systems ('Alab'-Dünen) im Norden und Nordosten Namibias sowie den angrenzenden Ländern unter anderem bereits von KORN & MARTIN (1957), GROVE (1969), HELGREN (1978), COOKE (1980), HEINE (1981), HELGREN & BROOKS (1983) während eines Zeitraumes zwischen dem ausgehenden Tertiär und dem frühen Pleistozän angenommen wird (vgl. auch BESLER 1991: 112, Tab. 4). Diese Zeitstellung entspricht der Dünengeneration I und II bei HEINE (1990). Jüngere Sedimentumlagerungen im Bereich der Dünenkämme im Verlauf des Quartärs - entsprechend den Dünengenerationen III und IV nach HEINE (1990) - sollen damit nicht ausgeschlossen werden. Auch bei verschiedenen hier beschriebenen Profilen (vgl. Eto 128 und Eto 137) konnte zumindest eine jüngere äolische Komponente im Oberboden nachgewiesen werden. Damit ist es jedoch nicht zulässig, die Anlage des 'Alab'-Dünensystems als Großform als Indiz für "jungquartäre Phasen einer verstärkten Aridität" (vgl. LANCASTER 1981, DEACON & LANCASTER 1988: 62-66) zu diskutieren!

Mit dem weitgehenden Abschluß einer fluvialen und fluvial-limnischen Sedimentationsgeschichte des Etoscha Beckens im Norden Namibias an der Wende Miozän/Pliozän unterliegen die Sedimentgesteine der Kalahari Gruppe im Verlauf des Jungtertiärs den subaerischen Bedingungen einer terrestrischen Abtragung und Pedogenese. Die pedogenetische Überprägung der sandigen Faziesausprägungen der Kalahari Formationen (Sandsteine der 'Andoni Formation', 'Omatako Formation', 'Eiseb Formation', sandiger "Etoscha Kalkstein") liefert an der Wende Pliozän/Pleistozän im nördlichen Südafrika das Substrat für eine weiträumige Aufwehung des 'Alab'- (Längsdünen-) Systems durch Winde aus östlichen Richtungen. Die 'Alab'-Dünen unterliegen nachfolgend einer intensiven Pedogenese vom Typ der Rhodic/Chromic Arenosols. Damit vollzieht sich während des Jungtertiärs ein grundsätzlicher Wandel des geomorphodynamischen Prozeßgefüges im Untersuchungsraum von einer dominierenden fluvialen bis fluvial-limnischen Sedimentation zu einer dominierenden äolischen Umlagerung. Dieser Umweltwandel vollzieht sich vor dem Hintergrund großräumiger paläogeographischer Veränderungen, die den südafrikanischen Subkontinent - eingeleitet durch das Aufbrechen des Gondwana-Kontinents in der Unter-Kreide - im Verlauf des Jungtertiärs betreffen (vgl. BESLER 1991, HEINE 1991, HÜSER 1991). Die überregionalen Befundlage wird in Kapitel 5.1.2. ausführlich diskutiert.

#### 4.3.2. Die Rekonstruktion quartärer Eintiefungsniveaus der Etoscha Pfanne

Die quartäre Landschaftsgeschichte des Untersuchungsraumes im Norden Namibias ist durch die Ausbildung der Etoscha Pfanne als Abtragungshohlform (RUST 1985: 206) sowie durch eine kontinuierliche Tieferschaltung des Pfannenbodens gekennzeichnet.

Die Ausdehnung der pliozän/frühpleistozänen Initialform der Etoscha Pfanne läßt sich heute ungefähr nach der Verbreitung der zuvor beschriebenen, rötlich gefärbten

Bodenbildung vom Typ der Rhodic/Chromic Arenosols (einschließlich der später umgelagerten Sedimente der entsprechenden Bodenbildung; bodenkundliche Kartiereinheiten A1, B4, B5 und B6) sowie der Rhodic Cambisols aus damara-zeitlichen Dolomiten und Quarziten (B1) innerhalb des Etoscha N.P. rekonstruieren (Karte 4, Karte 12 und Abb. 92). Im Nordosten der heutigen Etoscha Pfanne sind - wie bereits dargestellt - Rhodic/Chromic Arenosols auf Ausläufern des "Kavango-Längsdünenveld" bis in eine Höhenlage um > 1110 m ü. NN verbreitet. Weiter nach Osten steigen hier die Kammlinien der rund 10 m hohen Längsdünen auf einer Distanz von rund 100 km von 1120 m ü. NN auf 1160 m ü. NN an; die korrespondierenden Höhen im Bereich der Dünengassen liegen zwischen 1110 m ü. NN und 1150 m ü. NN. Im Südosten sind die rötlichen Arenosols und Cambisols lediglich bis in eine Höhenlage bis > 1130 m ü. NN erhalten. Im Raum 'Paradys', im zentralen Norden des Etoscha N.P., schwankt die Höhenlage zwischen 1120 m ü. NN und 1110 m ü. NN. Im Westteil des Etoscha N.P. trennt die 1140 m-Isopyse (südlicher Abschnitt) bzw. die 1130 m-Isopyse (nördlicher Abschnitt) das höhergelegene "Ovambo Sandveld" mit den Rhodic/Chromic Arenosol-Sedimenten der bodenkundlichen Kartiereinheiten B4 und B5 im Westen von der tiefergelegenen "südlichen Ovambo Ebene" mit einer Bodengesellschaft von Vertic Cambisols und Eutric Vertisols aus Kalkstein und sandigem Kalkstein (C1) im Osten (vgl. auch Kapitel 3.2.3.1. und 3.2.3.2.). Die Grenzen der pliozän/frühpleistozänen Initialform der Etoscha Pfanne können damit etwa mit der 1110 m-Isopyse im Nordabschnitt und der 1130 m-Isopyse im Südabschnitt beschrieben werden. Dies entspricht auch der Abgrenzung des Landschaftsraumes der "Etoscha Pfanne i.w.S." in Kapitel 3.2.3.5. einschließlich der morphogenetisch zuzuordnenden Landschaftsräume der "Ovambo-Pfannen-Ebene" im Nordwesten und des "Karstveld" im Süden des Etoscha N.P.. Für die Initialform der Etoscha Pfanne kann damit eine noch ausgeprägtere Nord-Süd-(Südwest-Nordost-) Asymmetrie der Höhenlage des Pfannenbodens rekonstruiert werden, als sie im Bereich des aktuelle Pfannenboden vorliegt (Kapitel 3.2.3.5.).

In einer Zone um die Etoscha Pfanne, die tiefer als 1110/1130 m ü. NN liegt, treten jüngere Bodenbildungen auf. In zonaler Anordnung um die Etoscha Pfanne nimmt dabei das aus der Profilentwicklung und dem Karbonatgehalt abgeleitete Alter der Bodenbildung aus Kalkstein vom unmittelbaren Pfannenrand zur Außenzone mit rötlichen Cambisols und Arenosols (einschließlich von Arenosol-Sedimenten) zu (Abb. 92). Die Topochronosequenz der Bodenbildung aus Kalkstein reicht dabei von den Bodengesellschaften der

- karbonathaltigen Lithic Leptosols-Rendzic Leptosols mit einer karbonathaltigen, äolischen Deckschicht (bodenkundliche Kartiereinheit C4), unmittelbar am Pfannenrand (bis 1090/1100 m ü. NN) über
- karbonathaltigen Lithic Leptosols-Rendzic Leptosols (C3) (bis 1110 m ü. NN) zu
- karbonathaltigen Lithic Leptosols-Rendzic Leptosols-karbonatfreien Mollic Leptosols-Eutric Vertisols (C2) (1110-1130 m ü. NN) in einer pfannenferneren Position

im Süden der Etoscha Pfanne.

Die am weitesten entwickelte Bodengesellschaft aus Kalkstein repräsentieren die karbonatfreien Vertic Cambisols-Eutric Vertisols (C1) im Gebiet der "südlichen Ovambo Ebene" (1130-1140 m . NN) (Abb. 92). Sie tritt in einer höher gelegenen Zone auf, in denen im Untersuchungsraum auch bereits Rhodic/Chromic Arenosols aus Dünensanden beziehungsweise Rhodic Cambisols aus damara-zeitlichen Dolomiten und Quarziten verbreitet sein können. Auch in der höher gelegenen Zone des "Karstveld" zwischen 1110 m . NN und 1130 m . NN nehmen innerhalb der Bodengesellschaft C2 karbonatfreie Mollic Lep-tosols/Eutric Vertisols einen flächenmäßig bedeutenden Anteil ein. Es ist daher davon auszugehen, daß die entsprechenden Flächen bereits relativ früh im Verlauf der quartären Landschaftsgeschichte von den älteren, rötlichen Arenosol-Bodenbildungen entblößt wurden. Von der Kartierung der Bodengesellschaft C5 im Westen des Etoscha N.P. ist bekannt, daß die Freilegung des "Etoscha Kalksteins" zu einer karstmorphologischen Überprägung der Flächen und zur Bildung von Eutric Vertisols führt. Die beschriebene Topo- chronosequenz der Bodenbildung aus Kalkstein im Umkreis der Etoscha Pfanne läßt sich morphochronologisch folgendermaßen ausdeuten:

Die mit zunehmender Annäherung an die Etoscha Pfanne immer tiefer gelegenen und jünger werdenden Vergesellschaftungen der Bodenbildung aus Kalkstein dokumentieren ein immer jünger werdendes Stadium der Reliefentwicklung der Etoscha Pfanne.

Die von pedogenen Kalkkrusten geringer Mächtigkeit überdeckten und auf damara-zeitlichen Gesteinen des 'Etoscha Bogens' angelegten Pedimente gehen nach Norden und Osten in eine rampenförmige, weithin im "Etoscha Kalkstein" ausgebildete, Fläche über. Diese nachfolgend als "Kalkstein-Rahmenfläche" bezeichnete Rampenform ist allseitig auf die Etoscha Pfanne zu geneigt. Im Süden der Etoscha Pfanne, in einer höher gelegenen Zone des 'Karstveld' zwischen 1130 m . NN und 1110 m . NN, berechnet sich für die Kalkstein-Rahmenfläche zunächst ein Gefälle um 1.4<sup>o</sup>/100; unterhalb der 1110 m-Isohypse versteilt sich das Gefälle bis zum Pfannenrand lokal auf Werte zwischen 6<sup>o</sup>/100 und 9<sup>o</sup>/100. Eine weitere Untergliederung der Kalkstein-Rahmenfläche ist im Süden der Etoscha Pfanne nicht möglich.

Anders stellen sich die morphologischen Verhältnisse im Westen, Nordwesten und Norden der Etoscha Pfanne dar. Hier läßt sich die Kalkstein-Rahmenhöhe unterhalb der 1110 m-Isohypse in hohenkonstante, schwach auf die Etoscha Pfanne zu geneigte Verebnungen um 1100 m . NN, 1090 m . NN und 1085 m . NN untergliedern. Diese Verebnungen werden nachfolgend als "1100 m-Niveau", "1090 m-Niveau" und "1085 m-Niveau" bezeichnet <sup>26</sup>. Weitere Verebnungen unterhalb von 1085 m . NN sind flächenmäßig von

26

Bereits JAEGER (1926/27) hat erkannt, daß die Etoscha Pfanne von höhenkonstanten Niveaus unterschiedlicher Höhenlage umgeben ist. Bezogen auf das Niveau des heutigen Pfannenbodens unterscheidet JAEGER sechs "Terrassen" (1 m, 3 m, 6 m, 12 m, 20 m und 29 m) als morphologischer Ausdruck

geringerer Bedeutung und bleiben lokal insbesondere auf die 'Andonivlakte' und die 'Ekuma'-Mündung beschränkt (s.u.).

Am Westrand der Etoscha Pfanne setzt das "1100 m-Niveau" nordwestlich von 'Okaukuejo' an und zieht sich, bei einer maximalen Breite von rund 7.5 km auf der Hohede der 'Adamax Pfanne', pfannenparallel nach Norden (Abb. 93a). Die 'Adamax Pfanne' selbst ist nur flach um maximal 1 m in dieses Niveau eingetieft. Auf der Hohede des 'Ekuma'-Deltas erweitert sich das "1100 m-Niveau" nach Westen zur "Ovambo-Pfannen-Ebene" (Karte 1) und erreicht hier eine Nord-Süd-Erstreckung von 17 km und 22 km (Abb. 93b). Innerhalb der Grenzen des Etoscha N.P. sind alle Pfannen der "Ovambo-Pfannen-Ebene" über das "1100 m-Niveau" miteinander verbunden. Die Pfannenböden liegen heute jedoch zwischen 3 m ('Paradys Pfanne') und 10 m ('Pan Point Pfanne') tiefer als das umgebende Niveau. Im angrenzenden Ovamboland sowie am Nordzaun des Etoscha N.P. auf der Hohede von 18°30' S sind die Pfannen entweder bereits in das nördlich anschließende "1090 m-Niveau" eingetieft oder sie sind über flache Gelanderucken in einer entsprechenden Höhenlage um 1090 m ü. NN miteinander verbunden. Dies gilt insbesondere für die beiden Salzpflanzen 'Otjivalunda No. 1/No. 2' sowie die eine Fläche von rund 208 km<sup>2</sup> einnehmende 'Natukanaoka Pfanne'. Die kleineren Salzpflanzen nordöstlich der 'Natukanaoka Pfanne' (Höhenlage des Pfannenbodens zwischen 1078 m ü. NN und 1082 m ü. NN) stehen über schlauchartig geformte Rinnen unmittelbar mit dem 'Ekuma' in Verbindung. Die Salz-Effloreszenzen sind hier durch verdunstendes Ekuma-Hochflutwasser zu erklären. Das "1090 m-Niveau" begleitet den westlichen Rand der Etoscha Pfanne ebenfalls bis auf die Hohede von Okaukuejo und schließt damit östlich an das "1100 m -Niveau" an (Abb. 93a). Südlich der Wasserstelle 'Okondeka' erreicht das "1090 m-Niveau" mit rund 4 km seine größte Breite. Am Südrand der Etoscha Pfanne verlieren sich beide Niveaus in einem allgemein rampenförmigen Anstieg der "Kalkstein-Rahmenfläche".

Das "1085 m-Niveau" stellt sich im südlichen Abschnitt des westlichen Pfannenrandes zunächst nur als flacher Übergang vom "1090 m-Niveau" zum aktuellen Boden der Etoscha Pfanne (1082 m ü. NN) dar. Erst bei einer tieferen Lage des aktuellen Pfannenbodens um 1080 m ü. NN, etwa 12 km nördlich der Wasserstelle 'Okondeka', ist ein hohenkonstantes Niveau ausgebildet; es erreicht jedoch auch hier kaum eine Breite von mehr als 500 m (Abb. 93a). Auf der Hohede der 'Oshingambo-Halbinsel' verbreitert sich das "1085 m-Niveau" auf rund 1.5 km und geht nach Norden in die sogenannten "Ekuma-Delta-Niveaus"

---

des sinkenden Wasserspiegels eines ehemaligen "Etoscha Sees" (Ebenda: 9-12). Ohne an dieser Stelle diese Interpretation von JAEGER diskutieren zu wollen, kann festgehalten werden, daß die Rekonstruktion höhenkonstanter Niveaus - im Unterschied zu RUST (1985: 207) - nach den hier vorgelegten Kartierungen bestätigt werden kann. Die Höhenangaben weichen dabei allerdings im einzelnen etwas ab. Im Unterschied zu JAEGER werden diese Niveaus - entsprechend den Ausführungen in Kapitel 4.2.3. - jedoch nicht als "Seeterrassen" interpretiert, die auf Grund des sinkenden Wasserstandes eines austrocknenden Endsees des Kunene im Bereich der heutigen Etoscha Pfanne entstanden sind. Da der Begriff der "Terrasse" ("Strandterrasse", "Seeterrasse") auch im Rahmen von Untersuchungen zu quartären Seespiegelschwankungen in endorheischen Becken verwendet wird und damit genetisch vorgebelastet ist, wird in der vorliegenden Arbeit neutral von "Niveaus" gesprochen.

(BUCH 1990b: 12) über (Abb. 94). Die 3.5 km breiten "Ekuma-Delta-Niveaus" bezeichnen vier treppenförmig abgesetzte Verebnungen im Bereich der 'Ekuma'-Mündung, die insgesamt in das "1090 m-Niveau" eingesenkt sind und von knapp 1090 m ü. NN auf 1079 m ü. NN im 'Ekuma'-Hochflutbett hinunter führen (Abb. 94). Die 1-3 m hohen Stufenränder werden jeweils durch flache Dünenwälle gekrönt.

Mit der Abbildung 95 ist anhand von vier Profilschnitten, die nach Flachbohrungen bis zum Anstehenden, Aufschlußbeobachtungen und geoelektrischen Sondierungen (vgl. BEUGLER 1991: 14-20; 72-75) entworfen wurden, die Untergliederung des westlichen Randes der Etoscha Pfanne durch die drei höhenkonstanten Niveaus um 1100 m ü. NN, 1090 m ü. NN und 1085 m ü. NN. dargestellt. Dabei wird deutlich, daß sowohl das "1100 m-Niveau" als auch das "1090 m-Niveau" im "Etoscha Kalkstein" der Kalahari Gruppe angelegt ist. Das "1085 m-Niveau" ist hingegen in Anpassung an die Schichtgrenze vom hangenden "Etoscha Kalkstein" zur liegenden Sandstein- oder Schluff-/Tonstein-Fazies der 'Andoni Formation' ausgebildet und ist daher zunächst als "Struktur-Terrasse" im Sinne von RUST (1985: 204) aufzufassen. Die treppenförmige Untergliederung der "Ekuma-Delta-Niveaus" zeigt jedoch, daß es sich auch hier um eine Skulpturform handelt. Der aktuelle Boden der Etoscha Pfanne ist - wie bereits in den Kapiteln 3.2.3.5. und 4.2.3. ausführlich dargelegt - überwiegend in der Silt-/Tonstein-Fazies, im Nordwesten auch in der Sandstein-Fazies der 'Andoni Formation' angelegt (vgl. Karte 2).

Im Gebiet der "Ovambo-Pfannen-Ebene", im nördlichen, zentralen Teil des Etoscha N.P., sind sowohl das "1100 m-Niveau" und das "1090 m-Niveau" als auch die Pfannenböden in der sandigen Fazies des "Etoscha Kalksteins" ausgebildet (vgl. ausführlich Kapitel 4.3.3.). Am unteren Ekuma greifen beide Niveaus auf karbonathaltige, fluviale sandige Fazies der 'Andoni Formation' über, die 0.7 km unterhalb des 'Ekuma-Horsecamp' an einem Prallhang in einer Mächtigkeit von rund 3 m aufgeschlossen sind (Profil Eto 71a/b; Abb. 27). Im Liegenden der Sande steht im Hochflutbett des 'Ekuma' der grüne, primär karbonatfreie Sandstein der 'Andoni Formation' an ("Ekuma Sandstein" nach RUST 1985: 204; 263, Photo 8). In das "1090 m-Niveau" ist auf der hydrographisch rechten Seite des unteren 'Ekuma' auch ein Niveau um 1085 m ü. NN eingesenkt; auf diesem Niveau liegt das 'Ekuma-Horsecamp'. Die Grenze zwischen beiden Niveaus ist in den fluvialen Sanden fließend und girlandenförmig ausgebildet, so daß von einer Eintiefung durch einen mäandrierenden Verlauf des unteren 'Ekuma' - wie heute - auch zur Zeit des "1085 m-Niveaus" ausgegangen werden kann (Abb. 93a und Abb. 94). Das nachfolgend beschriebene Profil Eto 71a/b an der Steilstufe zum 'Ekuma' ist bei einer Oberkante um 1088 m ü. NN (6 m oberhalb des Hochflutbettes des 'Ekuma') noch der Verebnung des "1090 m-Niveaus" zuzurechnen. Die pedogenetische Überprägung der karbonatreichen Sande im Bereich des "1090 m-Niveau" (vgl. auch Profile Eto 48 und Eto 50 im Anhang A) unterscheidet sich hier phänomenologisch jedoch nicht von Bodenbildungen des "1100 m-Niveaus" und (zunächst) auch nicht von jenen des "1085 m-Niveaus" (bodenkundliche



Kartiereinheit A5; Karte 4).

Im Profil 71a/b (Abb. 27) sind die karbonathaltigen, fluviale Sande (2.5-7.2%  $\text{CaCO}_3$ ) bis 45 cm unter GOK ( $\text{MA}_H$ - und  $\text{MB}_V$ -Horizont) vollständig entkalkt und bis 85 cm unter GOK ( $\text{MB}_V\text{C}_V$ -Horizont) lediglich karbonatarm (< 2%  $\text{CaCO}_3$ ). Die hier vorliegende Bodenbildung ist bereits in Kapitel 3.2.3.2. als "Cambic Arenosol" angesprochen worden. Bei einem vergleichsweise hohen Gehalt an organischer Substanz von 0.6% im Oberboden leitet der Cambic Arenosol des Profils Eto 71 zu den Humi-Cambic Arenosols über. Beide Bodenbildungen sind im östlichen Teil der "Ovambo-Pfannen-Ebene" innerhalb der bodenkundlichen Kartiereinheit A5 vergesellschaftet (vgl. Karte 4). Das Solum des Profils Eto 71 ist ausweislich der Korngrößenanalyse offensichtlich durch den Eintrag äolischer Feinsande gekennzeichnet. Unterhalb der Entkalkungsgrenze ist  $\text{CaCO}_3$  in unterschiedlicher Konzentration in Form von Pseudomycelien und linsenförmigen Kalkausfällungen ( $\text{M}_{\text{CC}}$ -Horizonte) sowie als Kalkkonkretionen ( $\text{M}_{\text{KC}}$ -Horizonte) sekundär angereichert. Zwischen 130 cm und 180 cm unter GOK tritt eine morphologisch harte, konkretionär ausgebildete Kalkkruste ('nodular calcrete' nach NETTERBERG 1978) in der Profilabfolge deutlich hervor. Die Abfolge des Profils Eto 71 am unteren 'Ekuma' gilt daher als repräsentatives Beispiel für eine im engeren Sinne pedogene Bildung einer Kalkkruste ( $\text{M}_{\text{KC}}$ -Horizont) im Untersuchungsraum. Es ist insbesondere festzuhalten, daß diese pedogene Kalkkruste, die einer Bodenbildung vom Typ eines Cambic Arenosols des "1090 m-Niveaus" zuzuordnen ist, eine Mächtigkeit von lediglich 50 cm erreicht.

Die sedimentologisch-pedologischen Verhältnisse im Bereich der "Ekuma-Delta-Niveaus" (Abb. 94) können aus dem zuvor beschriebenen Profil Eto 71 abgeleitet werden. Lithostratigraphisch handelt es sich bei den Profilen Eto 85, Eto 86 und Eto 87 (Anhang A) um eine Abfolge von geringmächtigen (100-130 cm), karbonathaltigen, fluvial/äolischen Sanden über einer sandigen Fazies des "Etoscha Kalksteins". Unterhalb von 1085 m ü. NN ist - nach den Aufschlußbeobachtungen vom 'Ekuma'-Hochflutbett sowie nach den Bohrbefunden von der Catena 'Okotumare' (vgl. Abb. 95) - zu erwarten, daß der grüne Sandstein der 'Andoni Formation' ansteht. Die Entkalkung der karbonathaltigen, primär fluvialen Sande wird hier auf Grund des beständigen Eintrags karbonatreicher, äolischer Sande von der nahegelegenen Etoscha Pfanne jedoch bereits so stark retardiert, daß sich zwar bereits eine Verbraunung manifestiert, daß sich jedoch in Folge einer sekundären Aufkalkung keine völlige Entkalkung des Solums einstellt. Auf der Grundlage der beschriebenen diagnostischen Merkmale sowie einem vergleichsweise hohen Gehalt an organischer Substanz von 0.9% (0.6%  $\text{C}_{\text{org}}$ ) werden die Böden der "Ekuma-Delta-Niveaus" als Humic Calcisols angesprochen. Mit *Antheophora pubescens* gedeiht hier eines der wertvollsten Weidegräser Namibias (vgl. Kapitel 3.2.3.5.).

Die sedimentologisch-pedologischen Abfolgen entlang des Westrandes der Etoscha Pfanne sind als konsequente Weiterentwicklungen der zuvor beschriebenen Profile (Eto 71 sowie Eto 85, Eto 86 und Eto 87) aufzufassen. Die im "Etoscha Kalkstein" angelegten Ni-

veaus um 1100 m ü. NN und 1090 m ü. NN werden von karbonatreichen bis sehr karbonatreichen äolischen Sanden überdeckt. Die äolischen Decksande sind im Südabschnitt, im Raum nordwestlich von 'Okaukuejo', zunächst nur wenige Dezimeter bis unter 1 m mächtig. Die Mächtigkeit steigt jedoch nach Norden rasch an. Bereits auf der Höhe der Wasserstelle 'Wolfnes' lassen sich zwei Dünenwälle deutlich unterscheiden, die parallel zum Westrand der Etoscha Pfanne verlaufen (Abb. 93a). Im Zuge der Catena "Okondeka" (Abb. 96) erreicht der I., pfannennäher gelegene, Dünenwall eine Mächtigkeit von rund 5 m (Profil Eto 56); auf dem Kamm des II., pfannenferneren Dünenwalles, ist mit der Bohrung Eto 60 eine Mächtigkeit der karbonatreichen Dünensande von 633 cm nachgewiesen. Der I. Dünenwall sitzt hier dem Übergang des "1090 m-Niveaus" zum aktuellen Pfannenboden auf; der II. Dünenwall ist an die im anstehenden Kalkstein ausgebildete Geländestufe vom "1100 m-Niveau" zum "1090 m-Niveau" gebunden. Beide Dünenwälle sind etwa 5.3 km voneinander entfernt. Die geomorphologische Positionierung der Dünenwälle bleibt nach Norden nicht konstant. Bereits im Zuge der Catena 'Logan's Island' (Abb. 97) sitzen sowohl der I. als auch der II. Dünenwall dem flachwelligen "1100 m-Niveau" auf. Die Entfernung zwischen beiden Dünenkämmen beträgt hier kaum 2 km. Das "1090 m-Niveau" ist nicht mehr erhalten. Der Verebnung um 1100 m ü. NN ist daher direkt das "1085 m-Niveau" vorgelagert<sup>27</sup>. 'Logan's Island' ist morphologisch ebenso wie pedostratigraphisch als Erosionsrest des "1090 m-Niveaus" aufzufassen. Weiter nach Norden - im Zuge der Catena "Okotumare" (Abb. 95) - überdecken karbonatreiche Sande des II. Dünenwalls als geringmächtige äolische Deckschicht (100-140 cm) den Stufenrand zum "1100 m-Niveau" und den Anstieg zur 'Okotumare Pfanne'. Der erste Dünenwall sitzt hier dem "1085 m-Niveau" auf, der - wie bei 'Logan's Island' - im grünen Sandstein der 'Andoni Formation' ausgebildet ist. Vorgelagert tritt hier erstmals ein Niveau um 1080 m ü. NN auf, das in die am tiefsten gelegene Verebnung gleicher Höhenlage im Bereich der "Ekuma-Delta-Niveaus" überleitet. Die Abfolge des Profils Eto 80 (Abb. 124) im Bereich dieses "1080 m-Niveaus" der Catena "Okotumare" ist der des Profils Eto 77 vergleichbar. Die Bodenbildung, die die fluvial-kolluviale Spülsediment-Fazies abschließt, wird hier jedoch durch jüngere karbonatreiche äolische Sande in einer Mächtigkeit von 55 cm fossilisiert, in denen selbst ein Boden vom Typ eines Calcaric Arenosols ausgebildet ist. Auf Grund der geringmächtigen, äolischen Aufwehung im Bereich des "1080 m-Niveaus" wird ein flacher Dünenwall gebildet - in Abbildung 95d als "Vorwall" bezeichnet -, der dem I. Dünenwall pfannenwärts vorgelagert ist.

27

Die Oberkante des "1085 m-Niveaus" ist nicht identisch mit der Oberkante des Anstehenden. Im Profil Eto 77 (Anhang A) überdeckt eine 335 cm mächtige, sandig-schluffig-lehmige, fluvial-kolluviale "Spülsaum"-Fazies den anstehenden grünen Sandstein der 'Andoni Formation'. Die Spülsaum-Fazies ist zwischen 0 cm und 54 cm unter GOK leicht entkalkt und durch einen Haplic Calcisol überprägt. Da die Spülsaum-Fazies genetisch der Formung des Eintiefungs-Niveaus der Etoscha Pfanne zugeordnet ist, ist die Oberkante des "1085 m-Niveaus" identisch mit der Oberkante des fluvial-kolluvialen Sedimentes, hier insbesondere mit der Oberkante der Bodenbildung.

Die mitgeteilten Befunde lassen sich zunächst wie folgt zusammenfassen:

- (1) Im Süden zieht die im "Etoscha Kalkstein" angelegte, sogenannte "Kalkstein-Rahmenfläche" als ungegliederte, rampenförmige Verebnung von der Pedimentzone des 'Etoscha Bogens' zum Rand der Etoscha Pfanne. Bei einer Höhenlage des aktuellen Pfannenbodens um 1085 m ü. NN ist der Übergang von der "Kalkstein-Rahmenfläche" zur Pfanne als durchschnittlich 3 m hohe Steilstufe im "Etoscha Kalkstein" ausgebildet. Eine entsprechende Situation wird zwischen der Wasserstelle 'Kapupuhedi' und dem Aussichtspunkt für Touristen 'Etosha' angetroffen.
- (2) Am Westrand der Etoscha Pfanne läßt sich die "Kalkstein-Rahmenfläche" unterhalb der 1110 m-Isohypse in mehrere höhenkonstante Niveaus untergliedern. Das "1100 m-Niveau" und das "1090 m-Niveau" ist jeweils im "Etoscha Kalkstein" - am unteren 'Ekuma' auch in einer sandigen Fazies des "Etoscha Kalksteins" sowie in karbonathaltigen Sanden - ausgebildet.
- (3) Das "1085 m-Niveau" ist im südlichen Abschnitt zunächst als "Struktur-Terrasse" in Anpassung an die Schichtgrenze vom hangenden "Etoscha Kalkstein" zur liegenden Sandstein-Fazies der 'Andoni Formation' angelegt. Auf der Höhe der 'Okotumare' Pfanne spaltet sich das "1085 m-Niveau" jedoch in weitere, tiefergelegene Niveaus um 1082/1081 m ü. NN und 1080 m ü. NN auf.
- (4) Auf der Höhe der 'Ekuma'-Mündung ergibt sich die differenzierteste Untergliederung des Westrandes der Etoscha Pfanne: Unterhalb des "1100 m-Niveaus" und des "1090 m-Niveaus" leiten die fünf Verebnungen der "Ekuma-Delta-Niveaus" (um 1089 m ü. NN, um 1087 m ü. NN, um 1085/1084 m ü. NN, um 1082/1081 m ü. NN und um 1080 m ü. NN) zum aktuellen Hochflutbett des 'Ekuma'-Flusses herab.
- (5) Nordwestlich des Touristen-Lagers 'Okaukuejo' setzen zwei Wälle karbonatreicher bis sehr karbonatreicher Dünensande ein, die den westlichen Rand der Etoscha Pfanne bis auf die Höhe der 'Ekuma'-Mündung begleiten. Die geomorphologische Position dieser Dünenwälle ist jedoch nicht an bestimmte Verebnungen gebunden. In nördlicher Richtung sitzen die zwei Dünenwälle vielmehr immer tiefer gelegenen Niveaus auf. Der I., pfannennähere Dünenwall beginnt im Süden in einer Position am Übergang des "1090 m-Niveaus" zur Etoscha Pfanne, "springt" auf der Höhe von 'Logan's Island' kurzfristig auf das "1100 m-Niveau", überdeckt auf der Höhe der 'Okotumare' Pfanne das "1085 m-Niveau" und läuft schließlich unter Abnahme der Höhe des Dünenwalls im Bereich der "Ekuma-Delta-Niveaus" auf Verebnungen zwischen 1085 m ü. NN und 1080 m ü. NN aus. Der II., pfannenfernere Dünenwall bleibt zwar bis in den Raum 'Logan's Island' an das "1100 m-Niveau" gebunden, läuft jedoch im Bereich der "Ekuma-Delta-Niveaus" ebenfalls auf tiefer gelegene Verebnungen zwischen 1089 m ü. NN und 1087 m ü. NN aus.
- (6) Der Befund, daß die zwei pfannenparallelen Wallformen am Westrand der Etoscha Pfanne nicht an die rekonstruierten, höhenkonstanten Niveaus gebunden sind,

spricht eindeutig gegen die Interpretation der Formen als "Strandwälle" (vgl. COOKE 1980 für die 'Makarikari'-Depression). Aus rein morphologischer Sicht ist vielmehr davon auszugehen, daß es sich um äolische Bildungen handelt. Die äolischen Sande wurden vom Boden der Etoscha Pfanne ausgeweht und durch Winde aus östlichen Richtungen an den westlichen Pfannenrand verfrachtet. Die Dünenwälle bildeten sich im Bereich jener Reliefpositionen (stufenförmiger Anstieg zwischen den auskartierten Niveaus; flachwellige Relieffierung im Bereich der Niveaus), die allgemein auf Grund ihrer Oberflächenrauigkeit für eine Akkumulation besonders geeignet erscheinen. Der Beginn der äolischen Akkumulation läßt sich entsprechend der morphologischen Lagerrelation nach der Anlage des "1100 m-Niveaus" festlegen. Weitere Belege hierzu werden im Kapitel 4.4.2. angeführt.

- (7) Am unteren 'Ekuma' ist die Eintiefung in die höhergelegene "Kalkstein-Rahmenfläche" nach den morphologischen Befunden eindeutig durch fluviatile Prozesse bedingt. Der Einfluß des hydrologischen Geschehens im unteren 'Ekuma'-Fluß auf die Entwicklung der Etoscha Pfanne als ausgedehnte Abtragungshohlform läßt sich mit der Bildung einer differenzierten Abfolge höhenkonstanter Niveaus sogar bis in den nördlichen Abschnitt des Pfannenwestrandes verfolgen. In südlicher Richtung nimmt dieser Einfluß kontinuierlich ab. Zunächst setzt das "1085 m-Niveau" aus; dann verlieren sich sowohl das "1090 m-Niveaus" als auch das "1100 m-Niveau" im Süden der Etoscha Pfanne im rampenartigen Anstieg der "Kalkstein-Rahmenfläche".

Das "1090 m-Niveau" ist im Norden der Etoscha Pfanne weit verbreitet (Abb. 93a). Erosionsreste des im "Etoscha Kalkstein" angelegten "1100 m-Niveaus" und des "1090 m-Niveaus" sind insbesondere im Bereich der 'Oshigambo'-Halbinsel und der 'Poacher's Point'-Halbinsel (Abb. 94 und Abb. 64b) erhalten. An der Westflanke der 'Poacher's Point'-Halbinsel, in der Umgebung des alten 'Horse Camp', wird der Kalkstein des "1090 m-Niveaus" von wenige Dezimeter mächtigen, entkalkten Sanden überdeckt, die nach den Profilaufnahmen vom unteren 'Ekuma' (s.o.) als umgelagerte Sedimente einer Cambic Arenosol-Bodenbildung anzusprechen sind (Abb. 64a). Die in der Sandstein- beziehungsweise Silt-/Tonstein-Fazies der 'Andoni Formation' angelegten Niveaus um 1085 m ü. NN und 1082 m ü. NN lassen sich östlich des 'Ekuma'-Deltas entlang des Nordsaumes der 'Oshigambo-Bucht' sowie entlang des Südrandes der 'Oshigambo'-Halbinsel verfolgen (Abb. 94). Das "1082 m-Niveau" geht an der Nordflanke der 'Oshigambo-Halbinsel' (Profil Eto 73, Abb. 66) ebenso wie an der Südflanke der Halbinsel (Profil Eto 74, Anhang A) allmählich in ein Niveau um 1080 m ü. NN über, das bis zur Südspitze von 'Poacher's Point' (Profil Eto 75) zu verfolgen ist (vgl. Abb. 98). Entlang des gesamten Nordsaumes der Etoscha Pfanne sitzt beiden Niveaus ein flacher Wall karbonatreicher Dünenande auf. Der Dünenwall ist auch entlang der Ostflanke der 'Poacher's Point'-Halbinsel ausgebildet;

im Norden schnürt er Teile des ehemaligen Pfannenbodens lagunenartig ab (Abb. 64a). Die in kleinere Buchten gegliederte Westflanke weist demgegenüber keinen Dünensaum auf. Hier vertritt ein Geröllager (Kalkstein-, Sandstein- und Siltstein-Gerölle), daß mit dem Profil Eto 75/Hangprofil 11 (Abb. 64c) bereits beschrieben wurde, offensichtlich die ansonsten verbreitete Spülsaum-Fazies (Profil Eto 103, Ostflanke der 'Poacher's Point-Halbinsel', Abb. 64a und Abb. 124). Hangwärtig verzahnt sich das Geröllager mit einem überwiegend aus Kalksteinen aufgebauten Hangschutt.

Im Osten der Etoscha Pfanne läßt sich das "1100 m-Niveau" und das "1090 m-Niveau" in der buchartigen Erweiterung von 'Mushara' rekonstruieren (Abb. 85). Im Gegensatz zum Westrand der Etoscha Pfanne ist das "obere Mushara-Niveau" ("oMN", um 1100 m ü. NN) und das "untere Mushara-Niveau" ("uMN", um 1090 m ü. NN) hier auf sandigen, fluvialen Schüttungen aus östlicher und nordöstlicher Richtung über dem grünen/oliv-farbenen Sandstein- und Silt-/Tonstein der 'Andoni Formation' ausgebildet (vgl. Kapitel 3.2.3.5.). Die beiden "Mushara-Niveaus", die Ausläufer des "Kavango Längsdünenveld" erosiv unterschneiden (s.o.), werden jeweils von einer wallartigen Form eingefaßt, auf der die typischen, gelblichen (Munsell-Farbe 7,5 YR) Xanthic Arenosol-Bodenbildungen aus primär karbonatfreien Sanden oberflächenhaft anstehen. Wie bereits beschrieben, wird diese Bodenbildung auf den Niveaus selbst durch jüngere Sandüberdeckungen fossilisiert. Die äußere Umkränzung des oMN erreicht eine Höhenlage von allgemein über 1100 m ü. NN und ist in seinem nördlichen Ast, am Übergang zur 'Andonivlakte', besonders markant ausgebildet (Abb. 99). Der östliche Ast der Wallform ist breiter und dadurch im Landschaftsbild weniger auffällig. An seiner nordöstlichen Flanke steht im Bereich der 'Beiseb Pfanne' bereits der "Etoscha Kalkstein" an. Das oMN dacht zur heutigen Etoscha Pfanne von 1099 m ü. NN auf 1096 m ü. NN sanft ab<sup>28</sup>. Die innere Wallform, die das uMN einfaßt, ist vor allem in seinem nördlichen Abschnitt nur undeutlich ausgebildet; im östlichen und südöstlichen Ast erreicht sie in zwei hintereinander gestaffelten Wällen örtlich jedoch ebenfalls eine Höhenlage von knapp 1100 m ü. NN. Die Fläche des uMN dacht in Richtung auf die Etoscha Pfanne von 1096 m ü. NN auf 1090 m ü. NN ab.

Innerhalb der 'Stinkwater Bucht' der Etoscha Pfanne, die vom "unteren Mushara Niveau" (1090 m ü. NN) eingefaßt wird, sind zwei Verebnungen erhalten (Abb. 85): um 1082 m ü. NN und um 1085 m ü. NN. Den Westrand umsäumt ein "1082 m-Niveau", das hinsichtlich der pedostratigraphischen Gliederung der Sedimente der Abfolge des Profils Eto 80 ("1080 m-Niveau" am Westrand der Etoscha Pfanne, s.o.; vgl. auch Fußnote 27) entspricht. Dies bedeutet insbesondere, daß karbonatreiche bis karbonathaltige äolische Sande die in eine Spülsediment-Fazies eingreifende Bodenbildung fossilisieren. Lokale Ero-

28

Entsprechend den Ausführungen unter Fußnote 27 gilt auch hier, daß die ursprüngliche Oberfläche des Niveaus identisch mit der Oberkante der Xanthic Arenosol-Bodenbildung anzunehmen ist. Auf Grund der erosiven Verkürzung der Bodenprofile einerseits sowie der Überdeckung der Böden durch jüngere, äolische Sande und durch kolluvial umgelagerte Sande von den wallförmigen Umkränzungen andererseits (vgl. Profil Eto 100) weicht die heutige Oberfläche der beiden "Mushara-Niveaus" mehr oder weniger von der Höhenlage zur Zeit ihrer Anlage ab.

sionsreste eines Niveaus um 1085 m ü. NN sind im hinteren Teil der 'Stinkwater Bucht' bereits vom Pfannenrand isoliert (vgl. Profile Eto 54 und Eto 55 im Anhang A). Gegenüber der stratigraphischen Abfolge des "1082 m-Niveaus" ist die abschließende Bodenbildung hier vollständig entkalkt; eine jüngere Überdeckung mit karbonathaltigen äolischen Sanden fehlt oder die geringmächtigen Decksande sind vollständig entkalkt. Entlang des Ostrand der 'Stinkwater Bucht', der im Vergleich zum Westrand deutlich in kleinere Buchten untergliedert ist, sind an verschiedenen Stellen Geröllager erhalten (Abb. 85; Abb. 100 und Abb. 101). Faziell vertreten diese Geröllager - ebenso wie an der Westflanke der 'Poacher's Point-Halbinsel' - eine sandig-schluffig-lehmige Spülsediment-Fazies, wie sie bereits vom Westrand der Etoscha Pfanne (Profil Eto 80; s.o.) beschrieben ist. An einer Lokalität im hinteren Teil der 'Stinkwater Bucht' (Abb. 100) wird die Form des Geröllagers besonders deutlich: Der im Siltstein der 'Andoni Formation' angelegte Pfannenboden (um 1080 m ü. NN) steigt über einen Saum sehr karbonatreicher, äolischer Sande mit Kupsten-Dünen (1082 m ü. NN) zunächst flach an. Der Anstieg versteilt sich erst im Bereich des Geröllagers (überwiegend gut gerundete Kalksteine) und erreicht bei 1086,2 m ü. NN seinen Kulminationspunkt. In Richtung auf den im Kalkstein ausgebildeten, hangwärtigen Anstieg zum "1090 m-Niveau" dacht die Oberfläche des Geröllagers flach auf 1085,5 m ü. NN ab. Das Geröllager entspricht damit in Form und fazieller Ausprägung einem kiesigen Strandwall. Am südlichen Ausgang der 'Stinkwater Bucht' setzt ein langgestreckter, kiesiger Strandwall an der Kalksteinstufe des "1090 m-Niveaus" an und läßt sich über eine Distanz von 350 m bis zum Pfannenboden (um 1080 m ü. NN) verfolgen (Abb. 101a). Das West-Ost-Profil der Abbildung 101b verdeutlicht die Expositions-Abhängigkeit der geomorphologischen Formung: Sehr karbonatreiche, äolische Sande und Kupsten-Dünen bleiben auf die Ostflanke des Strandwalles (1081-1083 m ü. NN) beschränkt. Den fluvial zerschnittenen, äolischen Sedimenten ist ein rund 70 m breiter Spülsaum vorgelagert. An der Westflanke vermittelt demgegenüber ein kaum 20 m breiter Spülsaum zwischen dem kiesigen Strandwall und dem Pfannenboden.

Das "1082 m-Niveau" der 'Stinkwater Bucht' säumt den Ostrand der Etoscha Pfanne (vgl. Profil Eto 94, Anhang A) und geht schließlich im Nordosten in die ausgedehnte, buchtartige Erweiterung der 'Andonivlakte' (Abb. 102) mit Bodenbildungen vom Typ der Stagnic Solonetz und einer geringmächtigen Überdeckung mit karbonathaltigen äolischen Sanden (vgl. Profil Eto 5, Abb. 103) über. Dieses Niveau um 1081/1082 m ü. NN wird nachfolgend als "untere Andoni Ebene" (uAE) bezeichnet. Isolierte Erosionsreste dieses Niveaus sind der 'Andonivlakte' vorgelagert und treten verbreitet auch im nordöstlichen Teil des Bodens der Etoscha Pfanne, der 'Andoni Bucht' (GOK um 1080 m ü. NN), auf (Abb. 64a; Profil Eto 102, Abb. 124). RUST (1985: 205) interpretiert diese Erosionsreste als äolische Barchane und barchanoide Formen (vgl. auch Ebenda: 251, Fig. 45). Entlang der Ostflanke der 'Poacher's Point'-Halbinsel geht das von karbonatreichen, äolischen Sanden gekrönte "1082 m-Niveau" in Richtung auf die Südspitze der Halbinsel in das be-

reits beschriebene Niveau um 1080 m ü. NN über (Abb. 64a; Profil Eto 103, Abb. 124).

In dem Teil der 'Andonivlakte', der außerhalb des Etoscha N.P. im Ovamboland liegt, verbreitert sich ein Niveau, daß durch eine 1-2 m hohe Stufe von der "unteren Andoni Ebene" deutlich abgesetzt ist und nachfolgend als "obere Andoni Ebene" (oAE) bezeichnet wird (Abb. 102). Das Landschaftsbild dieses Niveaus um 1082/1083 m ü. NN ist dadurch ausgezeichnet, daß - im Unterschied zur "unteren Andoni Ebene" - in der ebenfalls von halophytischen Spezies (*Sporobolus spicatus* und *Odyssea paucinervia*) dominierten Grassavanne der "oberen Andoni Ebene" auch bereits vereinzelt Büsche von *Acacia sp.* sowie Termitenhügel vorkommen. Pedologisch unterscheidet sich die oAE von der uAE lediglich durch eine vollständige Entkalkung der äolischen Decksande im Bereich der höhergelegenen Verebnung (Profil Ova 2, Abb. 104). Die genannten Befunde sprechen dafür, daß die "obere Andoni Ebene" im Verlauf der Regenzeit kurzfristiger und/oder weniger häufig von standortökologisch limitierenden Stauwasser-Verhältnissen betroffen ist, als die "untere Andoni Ebene". Die beiden Verebnungen der 'Andonivlakte' werden von einem Niveau um 1085 m ü. NN eingefaßt, das wegen der kennzeichnenden Verbreitung von *Acacia sp.* als "Akazien-Niveau" (DU PLESSIS 1989e: mündl. Mitt.) bezeichnet wird. Die charakteristische Bodenbildung des "Akazien-Niveaus" ist ein vollständig entkalkter Cambic Arenosol mittlerer Entwicklungstiefe aus karbonathaltigen, fluvialen Sanden über dem grünen/oliv-farbenen Sandstein der 'Andoni Formation' (Profil Eto 53, Abb. 105). Das "1085 m-(Akazien)-Niveau" leitet zum "oberen Mushara-Niveau" (1100 m ü. NN) mit Bodenbildungen vom Typ der Xanthic Arenosols aus primär karbonatfreien, fluvialen Sanden über (Abb. 99).

Der morphologischen Gliederung in der Umrahmung der 'Andonivlakte' entsprechend, ist auch am Nordwestsaum der 'Fisher's Pan', zwischen der Mündung des 'Omuramba Ovambo' und dem Überlauf zur Etoscha Pfanne, das sogenannte "Akazien-Niveau" ausgebildet (Abb. 85). Dieser leistenförmigen Verebnung um 1085 m ü. NN ist ein "1082 m-Niveau" vorgelagert, dessen pedostratigraphischen Abfolge den zuvor beschriebenen Verhältnissen am Ostrand der Etoscha Pfanne (Profil Eto 102, Abb. 124; s.o.) vergleichbar ist.

Am Südsaum der 'Fisher's Pan' sowie entlang des Südostsaumes der Etoscha Pfanne, vom Überlauf der 'Fisher's Pan' bis zum Ausgang der 'Namutoni Bucht', vermittelt zunächst ein im grünen Silt-/Tonstein der 'Andoni Formation' angelegter, 1-2 km breiter, rampenförmiger Anstieg zwischen dem Boden der Etoscha Pfanne (1079/1080 m ü. NN) im Norden und der "Kalkstein-Rahmenfläche" (über +/- 1085 m ü. NN) im Süden. Ein isolierter Erosionsrest der "Kalkstein-Rahmenfläche" überragt bei 'Doringdraai' den rampenförmigen Anstieg vom Pfannenboden (vgl. RUST 1985: 254, Figur 48). Der Gesteinswechsel wird vegetationsgeographisch exakt nachgezeichnet: der anstehende, kohärente Silt-/Tonstein deckt sich mit der offenen, stark durch Bodenerosion geschädigten Grassavanne einer halophytischen *Sporobolus coromandelius*-*S. spicatus*-*Geigeria sp.*-Assoziation

des 'Sweet Grassveld on Lime' (*Community 1* nach LE ROUX 1980: 80; 78, Fig. 4.6); die dichte Busch- und Baumsavanne der *Terminalia prunioides-Spirostachys afrikana Woodlands*' (*Community 14* nach LE ROUX 1980: 100-102) ist an den klüftigen "Etoschä Kalkstein" der "Kalkstein-Rahmenfläche" gebunden. Dieser bereits in Kapitel 3.2.3.5. beschriebene Antagonismus von Gräsern und Holzarten im Sinne von WALTER (1990: 99-106) läßt sich entlang des Südrandes der Etoscha Pfanne weiter in westlicher Richtung verfolgen.

Zwischen der Wasserstelle 'Okerfontein' und 'Etosha' reduziert sich der im grünen Silt-/Tonstein der 'Andoni Formation' angelegte, rampenförmige Anstieg zur "Kalkstein-Rahmenfläche" auf eine Breite von einem Kilometer (Abb. 106) bis wenigen hundert Metern (Abb. 107), wobei sich gleichzeitig - bei nun kontinuierlich höher liegendem Pfannenboden - ein höhenkonstantes Niveau um 1085 m ü. NN herausbildet. Das "1085 m-Niveau" mit einer halophytischen *Sporobolus spicatus-Odysea paucinervis*-Grasassoziation entspricht hier der klassischen "Grasterrasse" sensu JAEGER (1926/27); der rampenartige Anstieg der "Kalkstein-Rahmenfläche" (> 1085 m ü. NN), der hier im Süden ein 1090 m- und 1100 m-Niveau vertritt, entspricht mit dem 'Mopane Treeveld' (LE ROUX 1980: 91-93) der "Waldterrasse" sensu JAEGER (1926/27). Der "Kalkstein-Rahmenfläche" um 1100 m ü. NN sitzt der von Sinterkalken aufgebaute Hügel der artesischen Quelle 'Agab' auf (Abb. 106). Im Bereich des "1085 m-Niveaus" lassen sich zwei Varianten möglicher pedostratigraphischer Abfolgen unterscheiden. Die erste Variante ist durch die Profile Eto 108 und Eto 109 (Abb. 108) dokumentiert: hier überprägt eine Bodenbildung des Typs Haplic Calcisol - wie am Westrand der Etoscha Pfanne (Profil Eto 80) - ein lehmig sandiges bis schwach tonig sandiges Spülsaum-Sediment, die ihrerseits durch jüngere, extrem karbonatreiche (78-85% CaCO<sub>3</sub>!) äolische Sande fossilisiert wird. Bei der zweiten Variante (Profil Eto 106, Abb. 108 und Profil Eto 63, Abb. 107) ist die Spülsaum-Fazies nicht ausgebildet, so daß die Verbraunung direkt in den anstehenden grünen Siltstein der 'Andoni Formation' eingreift. Die Bodenbildung wird ebenfalls verbreitet von extrem karbonatreichen, äolischen Sanden fossilisiert (Profil Eto 63). Damit entstehen Schichtprofile, die phänomenologisch den Planosols (genauer "Dystric Planosols") des "Oponono Lake Graslandes" nahe stehen (vgl. Kapitel 3.2.3.4.), hier jedoch als "Calcaric Planosols" anzusprechen sind. Auf Grund eines hohen Salzgehaltes im dichten bis sehr dichten II fPA<sub>H</sub>-Horizont (EC<sub>5</sub> 8.7-7.2 mS/cm) ergeben sich auch pedogenetische Beziehungen zu den "Stagnic Solonetz" der 'Andonivlakte' (bodenkundliche Kartiereinheit E1; Karte 4).

Auf der Grundlage der vorgelegten geomorphologischen Kartierungen vom Nord-, Ost- und Südostrand der Etoscha Pfanne können die Befunde zur Rekonstruktion höhenkonstanter Niveaus einerseits verallgemeinert und andererseits differenzierter interpretiert werden:

- (1) Die bereits vom Westrand der Etoscha Pfanne beschriebenen Niveaus um 1100 m ü.



NN und 1090 m ü. NN lassen sich auch am Nord- und Ostrand weiter verfolgen. Im Norden sind beide Niveaus gleichermaßen im "Etoscha Kalkstein" angelegt. Am Pfannenstrand bilden sie in der buchtartigen Erweiterung von 'Mushara' auf primär karbonatfreien, fluvialen sandigen Schüttungen das "obere Mushara-Niveau" (1100 m ü. NN) und das "untere Mushara-Niveau" (1090 m ü. NN). Im Südosten gehen die genannten Niveaus - wie im Süden der Etoscha Pfanne allgemein - in den rampenartigen Anstieg der "Kalkstein-Rahmenfläche" über.

- (2) Unterhalb des "1090 m-Niveaus" begleiten weitere Niveaus um 1085 m, 1082/1083 m, 1081/1082 m und 1080 m ü. NN den Nord- und Ostsaum der Etoscha Pfanne. Am Südostrand führt demgegenüber ein in der grünen Siltstein-/Tonstein-Fazies der 'Andoni Formation' angelegter, rampenartiger Anstieg vom Pfannenboden zur "Kalkstein-Rahmenfläche" über 1085 m ü. NN. Die Niveaus von 1082 m bis 1080 m ü. NN gehen am Nordrand der Etoscha Pfanne, von der 'Oshigambo-Halbinsel' bis in die 'Andoni Bucht', offensichtlich ohne deutliche morphologische Grenze, fließend ineinander über. Demgegenüber sind an dem durch zahlreiche größere und kleinere Buchten gegliederten Ostrand die Niveaus um 1085 m, 1082/1083 m und 1081/1082 m ü. NN durch 1-2 m hohe Stufen meist markant gegeneinander abgesetzt. Alle Niveaus zwischen 1100 m ü. NN und 1081/1082 m ü. NN fügen sich hier in die Form der Buchten ein.
- (3) Das "1085 m-Niveau", im Nordosten der Etoscha Pfanne als sogenanntes "Akazien-Niveau" bezeichnet, bildet eine leistenförmige Umkränzung der 'Andonivlakte' und leitet damit auf die höheren 'Mushara-Niveaus' über. Das "1082/1083 m-Niveau" und das "1081/1082 m-Niveau" verbreitert sich in der buchtartigen Erweiterung der 'Andonivlakte' zur "oberen Andoni Ebene" beziehungsweise zur "unteren Andoni Ebene".
- (4) Alle Verebnungen, die die Etoscha Pfanne zwischen 1085 m ü. NN (einschließlich) und 1080 m ü. NN saumartig begleiten oder ausgedehnte Verebnungen bilden, sind grundsätzlich unter die Schichtgrenze des "Etoscha Kalksteins", in die Sandstein- und/oder Silt-/Tonstein-Fazies der 'Andoni Formation' eingetieft. In einer pfannennahen Position ergibt sich - bei vollständigen Profilen - übereinstimmend die typische stratigraphische Abfolge von "karbonatreichen bis extrem karbonatreichen äolische Sande (Dünensande) über einer fossilen Bodenbildung über einer Spülsaum-Fazies über dem anstehenden Sedimentgestein der 'Andoni Formation'". Auf die pedologische Sonderstellung der beiden ausgedehnten Verebnungen der 'Andonivlakte' wurde bereits hingewiesen. Die hangenden Dünensande und die Spülsaum-Fazies sind lokal nicht ausgebildet. Nur im Bereich der westexponierten Abschnitte der buchtenreichen Ostseite der Etoscha Pfanne (einschließlich der 'Oshigambo Bucht') kann die allgemein sandige Spülsaum-Fazies lokal durch eine kiesigen Strandwall-Fazies ersetzt sein. Wie die Geländebefunde am Ausgang der

'Stinkwater Bucht' belegen, wurden die Strandwälle im Verlauf der Eintiefung der Etoscha Pfanne seit der Anlage des "1090 m-Niveaus" gebildet. Ihre Position ist immer an eine im "Etoscha Kalkstein" ausgebildete, rückwärtige Steilstufe gebunden. Die großräumige wie lokale Verbreitung der kiesigen Strandwälle weist zumindest auf kurzfristige, aquatische Bedingungen mit Wellenschlag durch Winde aus nordwestlichen bis westlichen Richtungen im Bereich des ehemals höher gelegenen Bodens der Etoscha Pfanne hin. Wie bereits in Kapitel 3.2.3.5. beschrieben, können entsprechende Umweltbedingungen auch aktuell beobachtet werden, wenn der östliche Teil der Etoscha Pfanne im Verlauf der Regenzeit kurzfristig überflutet ist und der normalerweise lediglich 0.5 m hohe Wasserstand bei stürmischen Winden aus westlichen Richtungen durch Wellenschlag eine Höhe von bis zu 1 m erreicht. Nach ENGERT (1992a: 10, Abb. 1.4.) tritt im Verlauf der Regenzeit von Januar bis April eine Windrichtung aus Westen und Nordwesten an der Station 'Okaukuejo' zu 9.3% bzw. zu 8.8% auf. Die räumliche Konfiguration der geomorphologischen Großformen (s. große Buchten) sowie der geomorphologischen Mesoformen und Sedimente (s. kleine Buchten und kiesige Strandwälle) bezeugt eine Persistenz der zuvor beschriebenen Formungsdynamik im Ostteil der Etoscha Pfanne seit der Anlage des "oberen Mushara Niveaus" um 1100 m ü. NN. Aus der Sicht der beschriebenen räumlichen Vergesellschaftung der geomorphologischen Formung am Ostrand der Etoscha Pfanne, sind die wallartigen Umkränzungen des "oberen Mushara-Niveaus" und des "unteren Mushara-Niveaus" primär als "sandiger Strandwall" zu interpretieren; diese können nachfolgend äolisch überformt worden sein. Auf entsprechende sedimentologische Feld- und Laborbefunde wurde bereits bei der Beschreibung der Profile Eto 6 (Abb. 45) und Eto 100 (Abb. 46) in Kapitel 3.2.3.5. hingewiesen.

- (5) Die geomorphologischen Positionen der von karbonatreichen Sanden aufgebauten Dünenwälle zeigen ein Anordnungsmuster, daß dem der "Buchten" konträr gegenüber steht. Die Dünenwälle konzentrieren sich auf die ostexponierten Seiten der Umrahmung des aktuellen Bodens der Etoscha Pfanne, wobei die größten Kammhöhen der äolischen Sandaufwehungen am westlichen Rand erreicht werden. Die Akkumulation der Dünensande findet in entsprechenden Positionen vom "1100 m-Niveau" bis hinab zum "1080 m-Niveau" statt. Aktuell ist während der Trockenzeit bei vorherrschenden Winden aus Nordosten, Osten und Südosten, die an der Station Okaukuejo von Mai bis August mit einem Anteil von zusammen rund 68%! auftreten (vgl. Abb. 53b), ebenfalls von einem überwiegend westwärtigen Transport äolischer Sedimente auszugehen. Nachdem die zuvor vorgelegten morphologischen Befunde für einen Beginn der äolischen Aufwehung des äußeren der zwei pfannenparallel verlaufenden Dünenwälle am Westrand nach der Anlage des "1100 m-Niveaus" sprechen, kann - wie für den Ostrand der Etoscha Pfanne - aus rein morphologischer Sicht auch für den Westrand von einer Persistenz der Formungsdynamik

(hier: Äolische Akkumulation) ber einen längeren geologischen Zeitraum ausgegangen werden. Weitere Befunde werden im Zusammenhang mit der Darstellung der pedostratigraphischen Gliederung der westlichen Pfannenranddnen in Kapitel 4.4.1. anzuführen sein.

- (6) Im Unterschied zum "1100 m-Niveau" und "1090 m-Niveau" weisen - mit wenigen Ausnahmen - alle pfannenrandnahen Verebnungen in der Umrahmung der Etoscha Pfanne zwischen 1085 m . NN (einschließlich) und 1080 m . NN eine Überdeckung mit karbonatreichen bis extrem karbonatreichen (Dnen-) Sanden auf. Neben einer dominanten, von Osten nach Westen gerichteten Umlagerung äolischer Sande durch Winde aus östlichen Richtungen während der Trockenzeit, ist (erst in jüngere Zeitverstarkt?) auch ein Sedimenttransport in alle Richtungen vom überwiegend vegetationsfreien Pfannenboden zur offenen Grassavanne des Pfannenrandes zu berücksichtigen. Diese überwiegend lokale, äolische Sedimentumlagerung betrifft auch den westexponierten Saum des östlichen Randes der Etoscha Pfanne, wo ansonsten eine ausgedehnte Aufwehung von Dünen im Verlauf der quartären Entwicklungsgeschichte des Raumes nicht vorkommt.
- (7) Die vegetationsgeographisch wohlbegrndete Unterscheidung einer (in sich weiter untergliederten) "Grasterrasse" und einer "Waldterrasse" nach JAEGER (1926/27: 9-12) läßt sich nicht auf die hier rekonstruierten, höhenkonstanten Verebnungen in der gesamten Umrahmung der Etoscha Pfanne anwenden. Das Begriffspaar wird daher in der vorliegenden Arbeit nicht weiter verwendet. Wie bereits unter Kapitel 3.2.3.5. ausführlich dargelegt, ist eine offene Grassavanne (Vegetationsgesellschaften 'Sweet Grassveld on Lime', 'Okondeka Duneveld', 'Ekuma Grassveld', 'Poachers Peninsula' nach LE ROUX 1980) an die Verbreitung karbonathaltiger, äolischer Sedimente in der Umrahmung der Etoscha Pfanne (einschließlich einer Splsumfazies am Übergang zum aktuellen Pfannenboden) gebunden (vgl. auch RUST 1985: 207). Dies hat zur Folge, daß eine offene Grassavanne am westlichen Pfannenrand auch im Bereich des "1100 m-Niveaus" und des "1090 m-Niveaus" vorkommt, während auf der gegenüberliegenden Ostseite die gleichen Niveaus von der dichten Trockenwaldgesellschaft des 'North-Eastern Sandveld' ('Kalahari Sandveld'; "Mushara-Niveaus") eingenommen werden. Die Assoziation halophytischer Gräser der 'Andonivlakte' ('Andoniveld' nach LE ROUX 1980) stockt auf einem älteren Pfannenboden der Etoscha Pfanne, als ehemals buchtartige Erweiterung im Nordosten (s.u.). Die hier vorgelegte morphologische Gliederung der Umrahmung der Etoscha Pfanne in höhenkonstante Niveaus stimmt mit der "klassischen" Gliederung nach JAEGER (1926/27) am Pfannensdsum im Raum zwischen der Wasserstelle 'Okerfontein' und 'Etosha' überein: der "Grasterrasse" entspricht hier das "1085 m-Niveau", der "Waldterrasse" der rampenartige Anstieg der "Kalkstein-Rahmenfläche" (1090/1100 m . NN). Am Nord- und Ostrand der Etoscha Pfanne sind ledig-

lich die Niveaus unter 1085 m . NN eindeutig der "Grasterrasse" zuzuordnen. Das "1085 m-Niveau" selbst leitet als sogenanntes "Akazien-Niveau" bereits zur "Waldterrasse" (s. "oberes Mushara-Niveau" und "unteres Mushara-Niveau" am Pfannenstrand) über. Am Westrand gehören alle Verebnungen der "Ekuma-Delta-Niveaus" (unter 1090 m . NN) der "Grasterrasse" an.

- (8) Die morphologische Position flacher Sandakkumulationen ebenso wie höherer Dünenwälle in der Umrahmung des aktuellen Pfannenbodens hängt - neben der vorherrschenden Windrichtung - nach den vorliegenden Befunden vor allem von der Oberflächenrauhigkeit des Reliefs ab. Eine äolische Sandakkumulation findet nach den Ausfuhungen unter Punkt (6) am Pfannenrand allgemein bereits bei einer niedrigen Grasvegetation statt. Ideale Voraussetzungen für die Bildung von Dünenwällen liegen am westlichen Pfannenrand vor: Hier steuern insbesondere die bis zu 15 m hohen Geländestufen, die die rekonstruierten Niveaus gegeneinander absetzen, maßgeblich die lokale Windzirkulation und führen bevorzugt zu einer Sandakkumulation im Bereich der Stufenrander (vgl. Catena "Okondeka"; Abb. 96). Lokale Reliefunterschiede in der Größenordnung von 1-2 m (vgl. "1100 m-Niveau" der Catena "Logan's Island"; Abb. 97) können jedoch ebenso günstige Ansatzpunkte für die Anlage der Dünenwälle gewesen sein. In Abbildung 98 wurde versucht, die paläogeographische Situation am westlichen Rand der Etoscha Pfanne vor und nach der Anlage der Dünenwälle entsprechend den aktuellen Reliefverhältnissen an der Westflanke der 'Poacher's Point-Halbinsel' zu rekonstruieren.
- (9) Die Pedogenese im Bereich der höhenkonstanten Niveaus der Umrahmung der Etoscha Pfanne wird im wesentlichen vom Zusammenspiel der nachfolgend aufgeführten Faktoren gesteuert ...
- a) vom Ausgangssubstrat der Bodenbildung und insbesondere von seinem Kalkgehalt
  - b) von der Intensität und Nachhaltigkeit einer äolischen Zufuhr von primär karbonathaltigen Sedimenten vom nahegelegenen Pfannenboden
  - c) von der Höhenlage des Niveaus in Bezug auf den aktuellen Pfannenboden und damit von der zur Verfügung stehenden Zeit für die Bodenbildung
  - d) von der Horizontaldistanz des Niveaus zum aktuellen Pfannenboden.
- Bei einem geringen bis fehlenden Eintrag karbonathaltiger, äolischer Sedimente haben sich aus karbonathaltigen Sanden und Sandsteinen auf dem "1100 m-Niveau", dem "1090 m-Niveau" und dem "1085 m-Niveau" am unteren 'Ekuma-Fluß' Böden vom Typ der Cambic Arenosols entwickelt. Cambic Arenosols aus karbonathaltigen Sanden sind insbesondere auch die typische Bodenbildung des "Akazien-Niveaus" (1085 m . NN) als Umrahmung der 'Andonivlakte'. Bei primär karbonatfreien, fluvialen Sanden der beiden 'Mushara Niveaus' (1100 m . NN und 1090 m . NN) liegen Xanthic Arenosols vor. Der Einfluß der Horizontaldistanz vom Pfannenboden

auf die Pedogenese kommt am deutlichsten durch den unterschiedlichen Grad und die unterschiedliche Tiefe einer Entkalkung der äolischen Decksande der "unteren Andoni Ebene" im Vergleich zur "oberen Andoni Ebene" sowie gegenüber den Sanden des "Akazien-Niveaus" zum Ausdruck. Die aus karbonatreichen bis extrem karbonatreichen Sanden aufgebauten Dünenwälle und flachen äolischen Akkumulationen, die den Niveaus zwischen 1100 m ü. NN und 1085 m ü. NN am Westrand der Etoscha Pfanne aufsitzen, weisen mit Calcaric Arenosols und Haplic Calcisols deutlich geringer entwickelte Bodenbildung auf, als die entsprechenden Niveaus am Ostrand der Etoscha Pfanne, deren Bodenbildung nicht durch den Eintrag karbonathaltiger, äolischer Sedimente retardiert wurde. Die nachfolgend beschriebene pedostratigraphische Gliederung der karbonathaltigen, westlichen Pfannenranddünen (Kapitel 4.4.1.) umfaßt zeitlich zumindest einen Teil der Pedogenese auf den korrespondierenden Niveaus am Ostrand der Etoscha Pfanne; soweit das entsprechende Niveau unmittelbar nach seiner Anlage von der Dünenaufwehung überdeckt wurde, umfaßt die pedostratigraphische Abfolge sogar die gesamte Dauer der Pedogenese.

Zwischen 1085 m ü. NN (einschließlich) und 1080 m ü. NN können alle rekonstruierten höhenkonstanten Niveaus der Umrahmung der Etoscha Pfanne (1082/83 m ü. NN und 1081/1082 m ü. NN) auch bereits dem aktuellen Pfannenboden angehören. Es hängt damit von der Eintiefung des vorgelagerten Pfannenbodens ab, ob ein bestimmtes morphologisches Niveau ausgebildet ist.

Die nachfolgend vorgelegte **morphologische-sedimentologische Gliederung des aktuellen Bodens der Etoscha Pfanne** basiert auf der Auswertung einer LANDSAT 5-MSS-Szene (Kanal 7) vom 30. Oktober 1985 (Abb. 36 und Abb. 109). Die Aufnahme entstand, entsprechend dem in Kapitel 3.3.1. dargestellten jahreszeitlichen Witterungsgang, am Ende der Trockenzeit/Beginn der kleinen Regenzeit, nach Niederschlägen von 4.5 mm (3 Regentage) an der Station Okaukuejo beziehungsweise 8.9 mm (9 Regentage) an der Station Namutoni im laufenden Monat Oktober (ENGERT 1992b: mündl. Mitt.). Aus geomorphologisch-hydrologischer Sicht ist damit der Aspekt der Etoscha Pfanne gegen Ende der Trockenzeit erfaßt. In Verbindung mit der Auswertung von topographischen Karten im Maßstab 1:50 000 (mit Höhenangaben allerdings nur am Pfannenrand) sowie eigenen Geländekartierungen, -vermessungen und Profilaufnahmen können die in der LANDSAT-Szene abgebildeten Grauwertdifferenzierungen im Bereich des Pfannenbodens im Sinne von aktuellen, substratbedingten Feuchtigkeitsunterschieden interpretiert werden, die damit indirekt geringfügige Unterschiede einer ohnehin geringmächtigen Bedeckung mit allochthonen Sedimenten nachzeichnen. Den nachfolgenden Ausführungen liegt folgende Merkmalskombination zu Grunde: Die dunklen Grautöne, vor allem im Ostteil des Pfannenbodens, repräsentieren allgemein einen oberflächennah anstehenden, grünen/oliv-far-

benen Silt-/Tonstein und Sandstein (einschließlich par-autochthoner Sedimente) der 'Andoni Formation' sowie eine äußerst geringe Bedeckung mit allochthonen Sedimenten. Wie bei den Aufnahmen der Profile Eto 93 und Eto 96 Ende August 1990 dokumentiert (vgl. Anhang A), weisen die Profilabfolgen oberflächennah gegen Ende der Trockenzeit noch einen fühlbaren Feuchtegehalt auf<sup>29</sup>. Soweit helle Grautöne auftreten, wie im westlichen und südwestlichen Teil des Bodens der Etoscha Pfanne, weist dies demgegenüber auf eine vergleichsweise mächtigere Bedeckung der anstehenden Sedimentgesteine der 'Andoni Formation' mit allochthonen Sedimenten in der Größenordnung von mindestens 20 cm (vgl. Kapitel 4.2.4.) hin. Der Feuchtegehalt und Grundwasserstand ist bei den beschriebenen Profilabfolgen variabel. Nach einer rein visuellen Interpretation der LANDSAT 5-MSS-Szene können vier morphologisch/sedimentologisch definierte Zonen unterschieden werden (Abb. 109).

Die **Zone I** entspricht dem durch dunkle Grautöne abgebildeten Bereich im östlichen Teil des Pfannenbodens (Profile Eto 93, Eto 96 und Eto 101) einschließlich des zentralen Teils der 'Fisher's Pan' (Profil Eto 52). Es handelt sich dabei um die am tiefsten gelegene morphologische Einheit (1077-1080 m ü. NN). Sie deckt sich damit in weiten Teilen mit den sedimentologisch-mineralogisch/geochemisch ausgewiesenen Zonen A und D (vgl. Kapitel 4.2.4.). Die Zone I entspricht auch jenem Bereich des aktuellen Pfannenbodens, für den nach aktuellen wie historischen Beobachtungen im Verlauf der Regenzeit die längste und höchste Wasserbedeckung bekannt ist (vgl. Kapitel 3.2.3.5. und 4.2.4.). Auf die Zone I laufen aus westlicher Richtung zwei große Rinnensysteme zu: Im Norden setzt eine Rinne im Bereich der 'Ekuma-Mündung', in der Nordwestecke der Etoscha Pfanne, an, verläuft um die Westspitze der 'Oshigambo-Halbinsel' herum (Profil Eto 88), zieht sich dann parallel zum Nordrand der Pfanne und erweitert sich auf der Höhe der 'Nipele-Mündung' trichterförmig nach Osten. Das südliche Rinnensystem setzt, in mehrere kleinere Rinnen verästelt, in der Südwestecke des Pfannenbodens an (Profile Eto 133 und Eto 135) und hat dort Anschluß an flache Leitlinien der Entwässerung, deren Einzugsgebiete im "Karstveld" liegen. Die Hauptrinne verläuft zunächst in einem Abstand von etwa 10 km annähernd parallel zum Pfannensüdrand, dreht im östlichen Abschnitt leicht in Richtung auf den Pfannenrand ein und erweitert sich auf der Höhe der Wasserstelle 'Springbokfontein' auch hier trichterförmig nach Osten.

Die nächsthöher gelegene morphologisch-sedimentologische **Zone II** (1080-1081 m ü. NN) nimmt größere Flächen im zentralen Teil der Etoscha Pfanne bis zur 'Ekuma-Mündung' (Profil Eto 89), in der 'Andoni Bucht' sowie im östlichen Abschnitt des Pfannen-

29

Vor den Geländearbeiten des Jahres 1990 wurde nach der Auswertung der LANDSAT 5-MSS-Aufnahme zunächst davon ausgegangen, daß gerade im Bereich des östlichen Pfannenbodens, sowie in den angeschlossenen Rinnensystemen entlang des nördlichen und südlichen Pfannenrandes, die größten Sedimentmächtigkeiten erwartet werden können (vgl. BUCH 1990b: 9). Die Geländekartierungen haben genau das Gegenteil bewiesen! (vgl. ausführlich Kapitel 4.2.4.). Dieser Befund wird nachfolgend im Hinblick auf die geomorphodynamische Entwicklung der Etoscha Pfanne ebenso wie für die "Pfannen-Genese" allgemein noch ausführlich zu diskutieren sein.

südrandes (Profile Eto 90 und Eto 91) ein. Sie umfaßt damit Teile der sedimentologisch-mineralogisch/geochemischen Zonen A (karbonatreichere Variante), B und C.

Die Zone III (1081-1082 m ü. NN) konzentriert sich auf den Westen (Profil Eto 45) und Teile des Südwestens der Etoscha Pfanne (Profil Eto 134). In der 'Andoni Bucht' bildet sie den aufgelösten Saum der nahezu gleichhoch gelegenen 'Andonivlakte' ("untere Andoni Ebene"). Die morphologische Zone III deckt sich zu großen Teilen mit den sedimentologisch-mineralogisch/geochemischen Zonen B und C. Östlich der Wasserstelle 'Okondeka', am Pfannenwestrand, ist ein Feld mit kreisrunden bis ellipsoiden Deflationswannen in den Pfannenboden eingesenkt. Im Bereich der Zone III kann bereits eine überwiegend von halophytischen Arten aufgebaute, mehr oder weniger dichte und stabile Grasdecke entwickelt sein (vgl. auch Kapitel 3.2.3.5.), so in der Südwestecke der Etoscha Pfanne (westlich der 'Homob-Halbinsel'), östlich von 'Okondeka', nördlich von 'Logan's Island', im Bereich der 'Nipele-Mündung', in den Buchten am Ostrand der Pfanne sowie in einem Saum am Rand der 'Fisher's Pan'.

Die am höchsten gelegene morphologisch/sedimentologische Zone IV (1082-1085 m ü. NN) leitet am Pfannenrand zu den Niveaus der Pfannenumrahmung über, die entweder noch in den anstehenden Sedimentgesteinen der 'Andoni Formation', oder bereits im "Etoscha Kalkstein" ausgebildet sind. Sedimentologisch handelt es sich um eine überwiegend sandige "Spülsediment-"/"Spülsaum-Fazies" beziehungsweise um eine sandige bis lehmig-tonige "Schwemmfächerfazies". Letztere konzentriert sich auf die Südwestecke der Etoscha Pfanne sowie auf den Pfannenboden bei 'Springbokfontein'. Ein breiterer Spülsaum begleitet den gesamten Südrand der Etoscha Pfanne zwischen 'Okaukuejo' und 'Namutoni', den Südabschnitt des Pfannenwestrandes sowie die gesamte 'Fisher's Pan'. Diese während der Regenzeit gebildeten, korrelaten Sedimente einer fluvialen bis kolluvialen Umlagerung im Bereich der Pfannenumrahmung stellen gleichzeitig einen wesentlichen Anteil des karbonathaltigen Substrates dar, das im Verlauf der Trockenzeit durch äolische Prozesse wieder auf die umgebenden Flächen zurücktransportiert wird.

Die aus der morphologisch-sedimentologischen Zonierung des aktuellen Pfannenbodens sowie der Rekonstruktion höhenkonstanter Niveaus in der Umrahmung der Etoscha Pfanne abzuleitenden geomorphogenetischen und geomorphodynamischen Schlußfolgerungen können in sieben Punkten zusammengefaßt werden:

- (1) Der mit der Bildung des "Etoscha Kalksteins" eingeleitete Abschluß der Sedimentationsgeschichte des "Etoscha Beckens" an der Wende Miozän/Pliozän führt zu einem grundsätzlichen Wandel des Sedimentationshaushaltes und des geomorphodynamischen Prozeßgefüges des Raumes. Eine räumliche Reduzierung des fluvial-limnischen Sedimentationsraumes auf einen flachen, salzig-alkalischen Endsee im Süden des Etoscha Beckens und die initiale Anlage eines ausgedehnten Längsdünen-Systems ('Alab'-Dünen) kennzeichnen die geomorphodynamische Situation im

Norden des heutigen Namibias an der Wende Pliozän/Pleistozän. Der verminderte Sedimenteintrag über die Zuflüsse aus nördlicher bis östlicher Richtung einerseits und der gesteigerte äolische Austrag von Sedimenten andererseits leitet zu einer "Pfannen-Dynamik" über (s.u.). Im Zuge einer langfristig negativen Bilanz des Sedimentationshaushaltes erfolgt im Verlauf des Quartärs eine erosiv-denudative Tieferlegung des Pfannenbodens.

- (2) Die Grenzen der pliozän/frühpleistozänen Initialform der Etoscha Pfanne können auf Grund pedologischer Befunde etwa mit der 1110 m-Isohypse im Nordabschnitt und der 1130 m-Isohypse im Südabschnitt beschrieben werden. Diese "Proto-Etoscha Pfanne" umfaßt damit ~~außer dem Landschaftsraum der "Etoscha Pfanne i.w.S."~~ auch das "Karstveld" im Süden und die "Ovambo-Pfannen-Ebene" im Nordwesten. Ausgehend von den Beobachtungen von JAEGER (1926/27) können über dem aktuellen Boden der Etoscha Pfanne drei weitverbreitete, höhenkonstante und morphologisch ausgeprägte Niveaus rekonstruiert werden, die - mit abnehmender Höhenlage - drei Stadien einer kontinuierlichen Tieferschaltung des Pfannenbodens repräsentieren. In die sogenannte "Kalkstein-Rahmenfläche", die im "Etoscha Kalkstein" angelegt ist und im Süden als rampenförmiger Anstieg zu den Pedimenten des 'Etoscha Bogens' der Umrahmung des Etoscha Beckens überleitet, ist im Westen und Norden das "1100 m-Niveau" und das "1090 m-Niveau" eingetieft. Verebnungen entsprechender Höhenlage unterschneiden im Osten als "oberes Mushara-Niveau" und "unteres Mushara-Niveau" die Ausläufer des ausgedehnten Systems rotgefärbter Längsdünen des "Kavango Längsdünenveld". Im Verlauf der quartären Eintiefung der Etoscha Pfanne bis zum "1085 m-Niveau" wird der "Etoscha Kalkstein" durchteuft. Das Niveau um 1085 m ü. NN ist zunächst strukturell an die Schichtgrenze zum Silt-/Tonstein und Sandstein der 'Andoni Formation' gebunden. Tiefere Niveaus (einschließlich der morphologisch-sedimentologisch definierten Zonen des aktuellen Pfannenbodens) kappen diese Sedimentgesteine der 'Andoni Formation' jedoch als Skulpturform.
- (3) Wesentliche Hinweise auf die quartäre Zeitstellung der beschriebenen Tieferschaltung des Pfannenbodens und auf die Ausgestaltung der Etoscha Pfanne als "Abtragungshohlform" ergeben sich aus der synoptischen Betrachtung morphologischer und pedologischer Befunde. Die Topochronosequenz der Bodenbildung aus Kalkstein am Süd- und Westrand dokumentiert ebenso wie die Topochronosequenz der Bodenbildung aus Sanden am Ostrand ein mit zunehmender Annäherung an den aktuellen Boden der Etoscha Pfanne immer jünger werdendes Stadium der Reliefentwicklung. Auch ohne auf die Ergebnisse einer physikalischen und/oder chemischen Altersdatierung zurückgreifen zu können, spricht allein die Intensität der Pedogenese auf den höher gelegenen Niveaus um 1100 m ü. NN und 1090 m ü. NN für eine Dauer der Bodenbildung, die deutlich über den mittels der <sup>14</sup>C-Methode



erfaßbaren Zeitraum des Jungquartärs (30 000-50 000 Jahre BP; WAGNER & ZÖLLER 1989, EVIN 1990) hinausreicht. Weitere Erkenntnisse zur zeitlichen Stellung des "1100 m-Niveaus" und des "1090 m-Niveaus" ergeben sich aus der pedostratigraphischen Gliederung der Dünen, die den Niveaus am westlichen Pfannenrand aufsitzen (vgl. Kapitel 4.4.1.).

Zum Prozeßgefüge, das die Entwicklung der Etoscha Pfanne als geschlossene Abtragungshohlform im Verlauf des Quartärs steuert, wurden bereits an verschiedenen Stellen der vorliegenden Arbeit Einzelbefunde mitgeteilt. Zusammenfassend können folgende Befunde herausgestellt werden:

- (4) Als wesentliche Grundvoraussetzung für die initiale Anlage der Etoscha Pfanne wurde bereits ein verminderter fluvial-limnischer Sedimenteintrag angeführt. Soweit diese Bedingungen erfüllt sind, vollzieht sich die erosiv-denudative Tieferschaltung des Pfannenbodens im Verlauf des Quartärs offensichtlich unter den gleichen klimatisch "semi-ariden" Rahmenbedingungen, wie sie den Raum aktuell kennzeichnen. Geomorphodynamisch relevant sind insbesondere die hygrischen Verhältnisse, die im Jahresverlauf durch einen saisonalen Wechsel von Regen- und Trockenzeit charakterisiert sind. Dies führt zu einem rhythmischen Wechsel dominierender fluvialer bis fluvial-limnischer und dominierender äolischer Geomorphodynamik. Spätestens seit der Endphase der Kalahari-Sedimentation gibt es weder geomorphologische noch mineralogisch-geochemische Hinweise auf einen perennierenden Endsee. Saisonal aquatische Verhältnisse fördern über eine längere Durchfeuchtung des Pfannenbodens die chemische Verwitterung der anstehenden Sedimentgesteine der Kalahari Gruppe. Im hangenden "Etoscha Kalksteins" führt eine lokal unterschiedlich intensive Kalklösung zu einer räumlich differenzierten karstmorphologischen Überprägung der Kalkfläche des Pfannenbodens. Nach der Verdunstung der Wasserfläche unterliegen die Verwitterungsprodukte des Anstehenden sowie die randlich eingeschwemmten, geringmächtigen Sedimente während der anschließenden Trockenzeit den Prozessen einer äolischen Umlagerung und Auswehung. Die dabei freigelegten Hohlformen wirken in der nachfolgenden Regenzeit verstärkt als Sammelposition für die Zuflüsse ebenso wie für den Lokalniederschlag. Dieser positive Rückkopplungseffekt steuert auch die weitere geomorphologische Entwicklung.
- (5) Auf die geomorphodynamische Bedeutung saisonal aquatischer Verhältnisse auch für die aktuelle Weiterentwicklung der Etoscha Pfanne wurde unter anderem in Kapitel 3.2.3.5. hingewiesen. Es bleibt hier festzuhalten und unterstreicht die voranstehenden Ausführungen, daß der am längsten von aquatischen Verhältnissen betroffene Ostteil der Etoscha Pfanne am tiefsten eingesenkt ist und die geringmächtigste Überdeckung mit allochthonen Sedimenten einerseits, im allgemeinen jedoch einen mächtigen  $C_v$ - und  $C_v C_{vn}$ -Horizont andererseits aufweist. Im Bereich des aktuellen Pfannenbodens sind mit den ausgewiesenen vier morphologisch-sedimento-

logisch definierten Zonen Höhenunterschiede von bis zu 8 m! dokumentiert; auch im Bereich des allgemein höhergelegenen Westteils treten noch Höhenunterschiede bis zu 3 m auf<sup>30</sup>. Entsprechende Größenordnungen der Höhenunterschiede sind auch für frühere, höher gelegene Entwicklungsstadien des Bodens der Etoscha Pfanne anzunehmen. Wie dargestellt, spaltet sich das "1085 m-Niveau" im nördlichen Abschnitt des Pfannenwestrandes im Bereich der "Ekuma-Delta-Niveaus" in Verebnungen um 1085/1084 m ü. NN, um 1082/1081 m ü. NN und um 1080 m ü. NN auf. Dies bedeutet jedoch, daß zum Beispiel das "1090 m-Niveau" keine zeitlich genau zu definierende ("Stillstands-") Phase der Tieferschaltung des Pfannenbodens dokumentiert. Es kann lediglich als ausgedehnter Rest des ehemaligen Pfannenbodens interpretiert werden, der im Verlauf der geomorphologischen Entwicklung aus der aktiven Formungsdynamik des Pfannenbodens ausgeschieden ist. Ein jüngeres Beispiel stellt die durch eine halophytische Grasvegetation konsolidierte buchtartige Erweiterung der 'Andonivlakte' im Nordosten der Etoscha Pfanne dar: hier entspricht die Höhenlage der "unteren Andoni Ebene" (um 1081/1082 m ü. NN) der Höhenlage des aktiven Pfannenbodens im Bereich der Zone III im Raum 'Okondeka' am Westrand der Etoscha Pfanne.

- (6) Die Verbindung der am tiefsten eingesenkten Zone I des aktuellen Pfannenbodens einschließlich ihrer rinnenförmigen Fortsetzungen am südlichen und nördlichen Pfannenrand (Abb. 109) mit den Zuflüssen aus Nordwesten ('Ekuma' und 'Oshigambo'), Norden ('Nipele'), Osten ('Omuramba Ovambo' und 'Omuramba Omathiya') und Südwesten (Entwässerungsleitlinien aus dem "Karstveld") dokumentiert eindeutig den geomorphodynamischen Zusammenhang zwischen der "Pfannendynamik" und dem hydrologischen Geschehen der Zuflüsse. Die größere Ausdehnung der Zone I im Osten der Etoscha Pfanne spiegelt die aktuell beobachteten höheren Abflüsse über die östlichen Zuflüsse und untergeordnet auch über den 'Nipele' wider (vgl. Kapitel 3.2.3.5.). Betrachtet man die Gesamtentwicklung der Etoscha Pfanne als geschlossene Abtragungshohlform, so läßt sich im Verlauf des Quartärs eine bemerkenswerte Verlagerung der Zone maximaler Eintiefung von Westen nach Osten rekonstruieren (vgl. Karte 12). Im Zuge einer jüngeren Eintiefung der Etoscha Pfanne unter eine absolute Höhenlage von 1090 m ü. NN sind mit der "Ovambo-Pfannen-Ebene" (Karte 1 und Abb. 93b) die ausgedehnten Verebnungen des "1100 m-Niveaus" und des "1090 m-Niveaus" im Nordwesten aus der allge-

30

RUST (1985: 206) gibt nach der Auswertung topographischer Karten Höhenunterschiede im Bereich des Pfannenbodens von bis zu 13 m an, gibt jedoch gleichzeitig zu bedenken, daß dieser Wert nach eigenen Nivellements um den Faktor 10 (!) zu hoch sein soll. Diese Einschätzung kann allerdings nach den im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführten Vermessungen (Höhenvermessungen mittels eines "Thommen-Präzisionshöhenmessers" und Nivellements mittels eines auf einem Stativ installierten "Negli-Neigungsmessers" und einer 3 m-Meßlatte) nicht bestätigt werden. Es hat sich vielmehr erwiesen, daß - mit wenigen Ausnahmen in der 'Andoni Bucht' - die Höhenangaben für die Randzonen der Etoscha Pfanne in den topographischen Karten im Maßstab 1:50 000 sehr genau sind!

meinen Formungsdynamik des Pfannenbodens ausgeschieden. Diese Entwicklung erfaßt zunächst die (auch heute noch höhergelegenen) Pfannen im Westen (s. 'Paradys-Doppelpfanne' und 'Sonderkop Pfanne') und pflanzt sich nach Osten (s. 'Natukanaoka Pfanne') fort. Die einzelnen Pfannen führen fortan ein "Eigenleben", das von der allgemeinen Entwicklung der "Etoscha Pfanne" abgeschnitten ist (vgl. detaillierter Kapitel 4.3.3.). Entsprechend den voranstehenden Ausführungen können diese Befunde weiter interpretiert werden: mit der hydrologisch gesteuerten Verlagerung der Zone maximaler Eintiefung von Westen nach Osten deutet sich im Verlauf der jüngeren Formungsgeschichte der Etoscha Pfanne eine verminderte Bedeutung der Abflüsse über den 'Ekuma' und den 'Oshigambo' an. Aktuell scheint in der Tat im Gebiet der ausgedehnten "Seenplatte" des 'Oponono Lake' im südlichen Ovamboland während der Regenzeit ein Großteil des Zuflusses aus dem nördlichen Ovamboland und dem südlichen Angola gesammelt zu werden; nur ein vergleichsweise geringer Anteil wird dagegen über den 'Ekuma-Fluß' zur Etoscha Pfanne abgeleitet. In Zukunft wird es weiterer geomorphologischer und hydrologischer Untersuchungen bedürfen, um die Bedeutung des 'Oponono Lake' für die Entwicklung der Etoscha Pfanne genauer zu erfassen.

- (7) Im Osten der Etoscha Pfanne spielen, seit der Anlage des "oberen Mushara-Niveaus" um 1100 m ü. NN, Prozesse einer limnisch-litoralen Formung eine prägende Rolle für die geomorphologische Entwicklung der geschlossenen Abtragungshohlform. Diese Formung ist nach den vorliegenden Befunden - aktuell wie in der geologischen Vergangenheit - jedoch nur kurzfristig bei einer flachen Wasserbedeckung des Pfannenbodens während der Regenzeit wirksam.

Weitere Erkenntnisse zum geomorphologischen Prozeßgefüge der Pfannenentwicklung im Untersuchungsraum werden aus den nachfolgend dargestellten Ergebnissen der Kartierungen im Landschaftsraum der "Ovambo-Pfannen-Ebene" abgeleitet (Kapitel 4.3.3.).

#### 4.3.3. Die Bedeutung der geomorphologischen Entwicklung des Landschaftsraumes der "Ovambo-Pfannen-Ebene" für das Verständnis der geomorphodynamischen Entwicklung der Etoscha Pfanne und von "Pfannen" allgemein

Der in der "Ovambo-Pfannen-Ebene" konservierte Entwicklungszustand der Etoscha Pfanne kann als Modell für die differenziertere geomorphologische Ausgestaltung der Etoscha Pfanne angesehen werden. Bereits RUST (1985: 204-205; 206-207; 250, Fig. 44) hat die Entstehung der Etoscha Pfanne als "Riesen-Pfanne" nach detaillierten geomorphologischen Kartierungen im Sinne eines Zusammenwachsens von einzelnen Pfannen durch Prozesse einer "Stufenrückverlegung" (engl.: 'scarp retreat') erklärt, die letztlich zur Auflösung einer im Kalkstein (hier: "Etoscha Kalkstein") angelegten "Altfläche" führte. Dieser Interpretation kann dann gefolgt werden, insoweit nicht angenommen wird, daß das

Zusammenwachsen der Pfannen vom heutigen Niveau des Bodens der Etoscha Pfanne ausging. Mit den in ein Niveau um 1100 m . NN eingesenkten Pfannen im westlichen Teil der "Ovambo-Pfannen-Ebene" befindet sich das "1100 m-Niveau" im Prozeß der Auflösung. Einzelne Formen dokumentieren dabei verschieden weit entwickelte Stadien der Auflösung (Abb. 110): Die Ausgangssituation stellen flache, in das "1100 m-Niveau" eingesenkte Rinnen dar, die die Pfannen hydrologisch miteinander verbinden. Eine zunehmende Erweiterung dieser Rinnen führt zur Bildung kleiner, kreisrunder ('Narawandu Pfanne'), langgestreckt bis ellipsoider ('Onaiso Pfanne') und langgestreckt, ausgedehnterer Verebnungen mit flachem Boden, die bei einer deutlich höherliegenden Umrahmung - entsprechend der Form einer "Bratpfanne" - bereits als "Pfannen" angesprochen werden können. Durch die Rückverlegung der Stufen der Pfannenumrahmung wachsen diese Pfannen zunächst zu Doppelpfannen (s. Doppelpfanne von 'Paradys') und schließlich immer größeren Pfannen bis hin zu ausgedehnten Verebnungen um 1090 m . NN zusammen (Abb. 93b).

Die Böden der in das "1100 m-Niveau" eingetieften Pfannen im südlichen Teil der "Ovambo-Pfannen-Ebene" sind nach den bisher vorliegenden Kartierungen und entsprechend den Kenntnissen zur lithostratigraphischen Gliederung der Sedimentgesteine der Kalahari Gruppe im Untersuchungsraum (Kapitel 4.2.1. und 4.2.2.) bis 1085 m . NN übereinstimmend in einer sandigen Fazies des "Etoscha Kalksteins" angelegt (Abb. 23 und Abb. 67). Dies gilt auch für einige der weniger tief eingesenkten Pfannen, die bereits dem "1090 m-Niveau" zuzurechnen sind. Unter 1085 m . NN steht im Bereich der Pfannenböden - wie bei der Etoscha Pfanne - bereits die Sandstein- beziehungsweise Silt-/Tonsteinfazies der 'Andoni Formation' an (Karte 2).

Von den in den sandigen Kalkstein eingetieften Pfannenböden liegen Profilaufnahmen von der 'Sonderkop Pfanne', der westlichen 'Paradys Pfanne' sowie der 'Natukanaoka Pfanne' vor (Abb. 111, Abb. 112 und Abb. 113; zur Lage der Profile vgl. Abb. 93b). Allen drei Profilen (Eto 124, Eto 129 und Eto 141) ist zunächst gemeinsam, daß der anstehende sandige Kalkstein (5-18%  $\text{CaCO}_3$ ) bereits oberflächennah ansteht und lediglich von geringmächtigen (< 105 cm), par-autochthonen Sedimenten überdeckt wird. Nach den Gelände- und Laborbefunden vollzieht sich der Übergang vom hangenden, par-autochthonen Sediment zum liegenden, angewitterten Anstehenden fließend, wobei sich für jedes Profil eine eigenständige Kombination der sedimentologischen und bodenchemischen Merkmale ergibt: Im Profil Eto 124 (Abb. 111) steht ein lediglich karbonathaltiger, sandiger Kalkstein (5.2%  $\text{CaCO}_3$ ) an. Entsprechend sind die Sedimente nahezu vollständig entkalkt und weisen mit einem Tongehalt von 93.5% einen nur leicht höheren Wert auf, als der  $\text{mkC}_{\text{NV}}$ -Horizont des Anstehenden (Tongehalt rund 90%); ein farblicher Unterschied (Munsell-Farbe 5 Y) ist kaum erkennbar. Bei Profil Eto 141 (Abb. 113) liegt lediglich eine mäßige Entkalkung vor (15%  $\text{CaCO}_3$  gegenüber 24%  $\text{CaCO}_3$ ): gegenüber dem Anstehenden sind die par-autochthonen Sedimente durch einen signifikant höheren Feinsandgehalt (7.5% gegenüber

0.5%) und einen deutlich oliv-farbeneren Grundton (Munsell-Farbe 5 Y gegen 2,5 Y) ausgezeichnet. Demgegenüber sind im Profil Eto 129 (Abb. 112) die Sedimente mit 23.5%  $\text{CaCO}_3$  leicht karbonatreicher als das Anstehende (18%  $\text{CaCO}_3$ ) und zeigen ebenfalls einen signifikant höheren Feinsandgehalt. Farblich ergeben sich hier die deutlichsten Unterschiede (Munsell-Farbe 10 YR im par-autochthonen Sediment gegenüber 2.5 YR im sandigen Kalkstein). Wie bei den Profilen vom Boden der Etoscha Pfanne steigt der Salzgehalt regelhaft erst im Bereich der Schichtgrenze zum Anstehenden markant an und erreicht dort Maximalwerte der elektrischen Leitfähigkeit zwischen ECs 23.7 mS/cm (Profil Eto 124) und 29.2 mS/cm (Profil Eto 129).

Auch aus mineralogisch-geochemischer Sicht ergeben sich nur geringfügige Unterschiede zwischen den geringmächtigen, hangenden Sedimenten und dem liegenden, sandigen Kalkstein, wodurch der par-autochthone Charakter der Sedimente ebenfalls unterstrichen wird. Die Abfolge des Profils Eto 124 ('Sonderkop Pfanne') ist in der Tonfraktion reich an Analcim, Sepiolith und einem 10 Å-Mineral der Glimmergruppe; untergeordnet ist Kalifeldspat vertreten (Abb. 111). Im  $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-MgO}$ -Diagramm entspricht die Lage der Proben des Profils Eto 124 damit weitgehend der der Proben Eto 135-D und Eto 135-E (Etoscha Pfanne, Zone B) aus dem Übergangshorizont ( $\text{C}_v\text{M}$ -Horizont) zwischen den hangenden karbonatreichen, allochthonen Sedimenten und dem primär karbonatfreien, grünen Siltstein der 'Andoni Formation' im Liegenden (Abb. 114). Bei der Abfolge des Profils Eto 141 ('Natukanaoka Pfanne'; Abb. 113) dominiert in der Tonfraktion der Calcit; Analcim, Sepiolith und ein 10 Å-Mineral der Glimmergruppe sind hier neben Kalifeldspat unterrepräsentiert. In den Proben 141-B und 141-C tritt lokal Quarz auf. Die Probe Eto 141-E aus dem  $\text{mkC}_{\text{vII}}$ -Horizont des anstehenden, sandigen Kalksteins führt neben einem signifikant höheren Anteil quellfähiger Tonminerale der Smectit-Gruppe erstmals auch geringe Anteile von Dolomit. Trotz der räumlich größeren Distanz zeigt das Profil Eto 129 (westliche 'Paradys Pfanne'; Abb. 112) in der Tonfraktion eher die mineralogisch-geochemischen Charakteristika des zuvor beschriebenen Profils Eto 141 ('Natukanaoka Pfanne') als die der benachbarten 'Sonderkop Pfanne': Calcit dominiert mit Abstand, der Anteil quellfähiger Minerale der Smectit-Gruppe nimmt mit der Tiefe zu und der Analcim ist in allen Proben der Abfolge vergleichsweise unterrepräsentiert. Wie bei Profil Eto 141 (s.o.) führt erst der anstehende verwitterte, sandige Kalkstein Dolomit.

Mit Sepiolith, Analcim, Kalifeldspat, Calcit, Dolomit, einem 10 Å-Mineral der Glimmergruppe und Montmorillonit treten in den Profilen der Pfannen der "Ovambo-Pfannen-Ebene" in der Tonfraktion grundsätzlich die gleichen Minerale auf, die bereits von Profilen der Etoscha Pfanne bekannt sind (vgl. Kapitel 4.2.4.). Es entspricht auch den Befunden von der Etoscha Pfanne, daß die im Bereich des Pfannenbodens anstehenden Sedimentgesteine der 'Kalahari Gruppe' lediglich von geringmächtigen Sedimenten überdeckt werden, die ausweislich der sedimentologischen und mineralogisch-geochemischen Befunde wesentlich vom Anstehenden selbst geprägt sind und daher als "par-autochthone"

Bildungen aufzufassen sind. Auch wenn in Anbetracht der zahlreichen größeren und kleineren Pfannen mit den zuvor beschriebenen Profilen bei weitem noch kein vollständiges Bild entworfen werden kann, so deutet sich doch an, daß von Pfanne zu Pfanne eine leicht abweichende Tiefenfunktion der Mineralassoziation in Anhängigkeit von der lithofaziellen und mineralogisch-geochemischen Differenzierung des anstehenden sandigen Kalksteins vorliegt. Dies gilt insbesondere für den Calcit-Anteil. Dolomit tritt nach den vorliegenden Analysenergebnissen nur in der Verwitterungszone des Festgesteins auf; die Dolomit-Führung kann daher vorläufig - neben weiteren sedimentologischen und bodenchemischen Eigenschaften - zur Unterscheidung von par-autochthonem Sediment und anstehendem Festgestein herangezogen werden.

Vom Boden der in das "1100 m-Niveau" der "Ovambo-Pfannen-Ebene" eingetieften Pfannen sind - wie bei der Etoscha Pfanne - bisher keine ausgedehnten Oberflächen-Effloreszenzen leicht löslicher Salze bekannt. Soweit solche Bildungen überhaupt vorkommen, sind sie an den Spülsaum des Pfannenrandes gebunden. Am Nordrand der 'Sonderkop Pfanne', 1.5 km nördlich der Bohrung Eto 124, ist in der salzigen Spülsaum-Verkrustung (Probe Eto 124-I; Fraktion  $< 200 \mu\text{m}$ ) lediglich Halit als leicht lösliches Salz röntgenographisch nachgewiesen; Quarz und Calcit stellen gröbere "Verunreinigungen" dar. Es wurde bereits in Kapitel 4.3.2. darauf hingewiesen, daß oberflächennahe Salzausblühungen in den Pfannen des "1090 m-Niveaus" der "Ovambo-Pfannen-Ebene" verbreitet sind, die über Rinnen mit dem 'Ekuma-Fluß' in Verbindung stehen. In einer Oberflächenprobe der sogenannten 'Epelapo Pfanne', unmittelbar an der Grenze des Etoscha N.P. zum Ovamboland, liegt im wasserlöslichen Anteil eine Assoziation von überwiegend Halit und untergeordnet Burkeit vor (Probe Ova 12-I; Abb. 82). Die gleiche Mineral-Assoziation leicht löslicher Salze kennzeichnet die evaporitischen Bildungen auf der Oberfläche der sogenannten 'Bomb Pan' im angrenzenden Ovamboland (Probe Ova 11-I; Abb. 82). Letztgenanntes Vorkommen scheint - wie im Bereich der 'Otjivalunda Saltpan No. 1/No. 2' - an die ascendente Verdunstung des oberflächennah anstehenden (ca. 1.7 m unter GOK am 21.08.1991 nach Beobachtungen in einem offenen Bombenkrater), salzreichen Grundwassers gebunden zu sein. In den wenige Millimeter dicken Effloreszenzen am Rand eines austrocknenden Restsees im westlichen Teil des 'Oponono Lake' im südlichen Ovamboland tritt, neben Halit und Burkeit, lediglich noch das Natrium-Sulfat "Thenardit" hinzu (Probe Ova 7-I; Abb. 82). Alle genannten Evaporite sind auch von den wenigen Vorkommen im Bereich der Etoscha Pfanne bekannt (vgl. Kapitel 4.2.4.).

Im Bereich der in das "1100 m-Niveau" eingesenkten 'Sonderkop Pfanne' und der 'Paradys Doppelpfanne' leitet eine charakteristische Toposequenz der Bodenbildung von den umrahmenden Flanken der geschlossenen Hohlform zum Pfannenboden über (bodenkundliche Kartiereinheit A3; Karte 4). Bodentypologisch entspricht die Sequenz der reliefabhängigen Abfolge der Pedogenese aus Sanden, wie sie am Ostrand der Etoscha Pfanne vom "oberen Mushara Niveau" (1100 m ü. NN) über das "Akazien-Niveau" (1085 m

ü. NN) bis hin zur leistenförmigen Verebnung des "1082 m-Niveaus" ausgebildet ist (vgl. Kapitel 4.3.2.).

Die für den höhergelegenen Teil der "Ovambo-Pfannen-Ebene" (um 1100 m ü. NN) charakteristische in situ-Pedogenese vom Typ der Xanthic Arenosols (bodenkundliche Kartiereinheit A4; Karte 4) überprägt auch an den Flanken der Pfannenumrahmung primär karbonatarmer bis karbonatfreie, äolische Sande bis etwa 3-5 m über dem Niveau der Pfannenböden (bodenkundliche Kartiereinheit A3; Karte 4). Die äolischen Sande überdecken den anstehenden sandigen Kalkstein in einer Mächtigkeit von mindestens 120 cm. Pfannenparallel verlaufende Dünenwälle umkranzen halbkreisförmig die westlichen Pfannenrander. Am westlichen Rand der westlichen 'Paradys Pfanne' sind im südlichen Abschnitt zunächst zwei Dünenwälle in einer Höhenlage um 1110 m ü. NN und um 1105 m ü. NN ausgebildet (Abb. 110). Die beiden Dünenwälle fächern in nördlicher Richtung in bis zu vier Dünenwälle zwischen 1110 m ü. NN und 1100 m ü. NN auf. Nur der äußere, am höchsten gelegene dieser Dünenwälle begleitet auch den nördlichen Abschnitt des westlichen Pfannenrandes. Am Westrand der östlichen 'Paradys Pfanne' sind mindestens zwei, direkt hintereinander gestaffelte Dünenwälle zu unterscheiden.

Typische Abfolgen der gelblich-braunen Xanthic Arenosols aus primär karbonatarmer bis karbonatfreien Dünensanden sind mit den Profilen Eto 120, Eto 127 (Anhang A) und Eto 131 (Abb. 26) beschrieben. Die Entwicklungstiefe der Xanthic Arenosols schwankt zwischen 94 cm (Profil Eto 120) und 112 cm (Profil Eto 127); die Solumsmächtigkeit der Xanthic Arenosols ist damit deutlich geringer als bei den benachbarten, älteren Bodenbildungen vom Typ der Rhodic/Chromic Arenosols aus pliozän/frühpleistozänen Dünensanden der höhergelegenen (> 1110 m ü. NN), westlichen Auslauffer des "Kavango Längsdünenveld" (Profil Eto 128: Entwicklungstiefe 180 cm, Abb. 87 und Abb. 110; vgl. auch Kapitel 4.3.1.). Diese bereits aus den geomorphologischen und pedogenetischen Befunden abzuleitende Altersrelation wird durch den maximalen Gehalt an dithionitlöslichen, pedogenen Eisengehalten im Vergleich der Profile Eto 128 (Rhodic/Chromic Arenosol: 1.97<sup>o</sup>/∞) und Eto 131 (Xanthic Arenosol: 0.8<sup>o</sup>/∞) gestützt (vgl. Abb. 86).

Die Xanthic Arenosols der Pfannenflanken gehen etwa 3-5 m über den aktuellen Böden der 'Sonderkop Pfanne' und der westlichen 'Paradys Pfanne' in jüngere Bodenbildungen über (Abb. 23). Entsprechend den geomorphologisch-pedologischen Verhältnissen des "Akazien-Niveaus" in der Umrahmung der 'Andonivlakte' (Etoscha Pfanne) sind im Bereich eines höher gelegenen Niveaus zunächst vollständig entkalkte Böden vom Typ der Cambic Arenosols ausgebildet (Profil Eto 126). Der pedologische Wandel geht mit einem vegetationsgeographischen Wandel einher: während auf den Xanthic Arenosols der Pfannenflanken die typische Buschvegetation des '*Narawandu Shrub Mopaneveld*' (LE ROUX et al. 1988: 9) verbreitet ist, stockt auf den Cambic Arenosols eine von *Catophractes alexandri* und *Acacia sp.* dominierte, niedrige Buschvegetation. Diese nachfolgend als "Catophractes-Niveau" bezeichnete Verebnung begleitet den Rand der 'Sonderkop Pfanne'

und der 'Paradys Doppelpfanne' 3-5 m über dem aktuellen Pfannenboden in einem Abstand von rund 300 m. Ausweislich ihrer typischen Pedogenese ist die morphologische Anlage des "Catophractes-Niveaus" als zeitlich äquivalente Bildung des "1090 m-Niveaus" bis "1085 m-Niveaus" im östlichen Teil der "Ovambo-Pfannen-Ebene" (bodenkundliche Kartiereinheit A5; Karte 4) beziehungsweise des "Akazien-Niveaus" (1085 m ü. NN) der Etoscha Pfanne aufzufassen.

Der unmittelbare Pfannenrand wird allseitig von einem 2-3 m über dem aktuellen Pfannenboden gelegenen Niveau mit einer, der Kartiereinheit des 'Sweet Grassveld on Lime' der Etoscha Pfanne entsprechenden, Grasvegetation gesäumt. Die pedostratigraphische Abfolge der Profile dieses Niveaus (karbonathaltige, äolische Sande über sekundär aufgekalktem Haplic Calcisol aus einer karbonathaltigen, sandigen "Spülsaum"-Fazies; vgl. Profile Eto 125, Abb. 124 und Abb. 23 sowie Profil Eto 130, Anhang A) ist völlig identisch mit der pedostratigraphischen Gliederung der saumartig ausgebildeten Niveaus der Etoscha Pfanne unter 1085 m ü. NN. Mächtigere Aufwehungen der karbonathaltigen, äolischen Sande bilden - wie die älteren, von Xanthic Arenosols überprägten, quartären Dünenande - nur entlang des westlichen Pfannenrandes einen morphologisch ausgeprägten Dünenwall (Abb. 110).

#### 4.3.4. Zusammenfassung

Die vorgelegten Befunde zur geomorphologischen Entwicklung des Landschaftsraumes der "Ovambo-Pfannen-Ebene" ergänzen die Vorstellungen zur quartären Entwicklung der Etoscha Pfanne, wie zur Formungsdynamik von Pfannen im Untersuchungsraum allgemein:

- (1) Unabhängig von der Größe der Form, weisen alle Pfannen des Untersuchungsraumes des Etoscha N.P. und angrenzender Landschaften im Norden Namibias eine äußerst geringe Sedimentbedeckung auf; die Verebnung des Pfannenbodens ist übereinstimmend praktisch in anstehenden Gesteinen der 'Kalahari Gruppe' ausgebildet. In einer zeitlichen Betrachtungsweise bedeutet dies, daß mit dem, durch die "Ovambo-Pfannen-Ebene" konservierten, älteren Entwicklungsstadium der Etoscha Pfanne ein grundsätzlich vergleichbares Prozeßgefüge der Formungsdynamik dokumentiert ist.
- (2) Der rhythmische Wechsel einer dominierenden fluvial-limnischen und äolischen Geomorphodynamik im Zuge eines saisonalen Wechsels von Regen- und Trockenzeit führt insbesondere dann zu einer geomorphologisch effektiven, weiteren Ausgestaltung und Tiefschaltung einer einmal angelegten Form, solange die Pfanne an größere hydrologische Systeme der Umgebung angeschlossen bleibt. Die Entwicklung der Etoscha Pfanne im Verlauf des Quartärs ist insofern das geomorphodynamische Ergebnis einer "hydrologischen Fernwirkung", die bis ins südangolanische



Hochland reicht (vgl. auch RUST 1985: 208).

- (3) Seit der Abkopplung der geomorphologischen Entwicklung der "Ovambo-Pfannen-Ebene" von der übrigen Etoscha Pfanne entwickeln sich die einzelnen Pfannen im zentralen Norden des Etoscha N.P. zwar im Sinne des zuvor beschriebenen geomorphodynamischen Prozeßgefüges traditionell, aber morphologisch weniger wirksam weiter. Die Pfannen sind fortan lediglich an die lokal engbegrenzte Entwässerung der näheren Umgebung gebunden. Bei außergewöhnlich hohen Lokalniederschlagen kann es dabei zwar über die flachen Rinnensysteme zum Überlauf des Abflusses von einer Pfanne zur anderen kommen, wie es auch aktuell beobachtbar ist (RANGER VON OKAUKUEJO 1989b: mündl. Mitt.)<sup>31</sup>; im allgemeinen erreicht den Pfannenboden jedoch nur der lokale Abfluß vom Pfannenrand. Geomorphologisch ist dieser Prozeß durch die Bildung eines Spülsaumes und gelegentlichen Salzausblühungen am Pfannenrand dokumentiert. Langfristig hat dies zur Folge, daß die Eintiefung der kleineren Pfannen deutlich hinter der der Etoscha Pfanne zurückbleibt. Dies ist in der Tat die Befundlage im Bereich der "Ovambo-Pfannen-Ebene".
- (4) Der lokale Abfluß vom Pfannenrand bedingt einerseits eine fluviale Zerschneidung des Pfannenrandes sowie anderserseits eine recht regelmäßige Durchfeuchtung randlicher Zonen des Pfannenbodens, einschließlich des Spülsaumes, und wird daher als geomorphodynamisch wichtige Voraussetzung für die Erweiterung des Pfannenbodens angesehen (vgl. auch RUST 1985: 204). Die Durchfeuchtung führt hier zu einer vergleichsweise intensiveren Desintegrierung und chemischen Verwitterung der anstehenden Sedimentgesteine. Im Zuge der Abtrocknung der Flächen wird dieser Prozeß durch die Anreicherung von leicht löslichen Salzen gefördert. Die solchermaßen aufbereiteten Festgesteine unterliegen im Verlauf der Trockenzeit verstärkt der Deflation, die, zusammen mit Prozessen der fluvialen Erosion während der Regenzeit, schließlich zu einer kontinuierlichen Auflösung des Pfannenrandes führt. Dieses Stadium der Pfannenerweiterung kennzeichnet auch verschiedene Abschnitte des südlichen, östlichen und nordostlichen Randes der Etoscha Pfanne. Die Situation am Pfannensüdrand wurde bereits in Kapitel 4.3.2. mit einer Catena, rund 2 km östlich 'Susan's Camp', dokumentiert (Abb. 108). Das "1085 m-Niveau" ist hier bereits stark aufgelöst; Erosionsreste des Niveaus dämmen insbesondere eine lagunenartige Bucht mit einer wenige Millimeter dünnen Salzkruste pfannenwarts ab. In solchen pfannenrandlichen Vertiefungen konzentriert sich nachfolgend das Oberflächenwasser, wodurch sich ein Selbstverstarkungseffekt der dargestellten geomorphologischen Prozeßfolge ergibt. Diese bereits in einiger Entfernung vom eigentli-

31

Eine hydrologische Besonderheit stellt der kurzfristige Überlauf vom 'Ekuma' über die 'Natukanaoka Pfanne' und die 'Adamax Pfanne' bis zum 'Charl Marais-Damm' dar, der nach Beobachtungen von Rangern in Jahren mit Spitzenabflussen möglich sein soll (RANGER VON OKAUKUEJO 1989b: mündl. Mitt.).

chen Pfannenrand einsetzende Erweiterung und Tieferschaltung des Pfannenbodens in Form von lagunenartigen Buchten ist am westlichen Pfannenrand auch in der Formung des "1100 m-", des "1090 m-" und des "1085 m-Niveaus" zu erkennen (vgl. Abb. 93a, Abb. 96 und Abb. 97); soweit sich diese langgestreckten Hohlformen mit Dünengassen-Positionen decken, werden sie bis heute weiter vertieft.

- (5) Falls während der Regenzeit am Pfannenrand offene Wasserflächen erhalten bleiben, bilden diese Lokalitäten traditionell bevorzugte Wasserstellen für die Tierwelt. Dies gilt insbesondere auch für die Pfannen des Landschaftsraumes der "Ovambo-Pfannen-Ebene", in dem ansonsten keine natürlichen, perennierenden Wasserstellen vorkommen (vgl. Kapitel 3.2.3.2.). Am südlichen Rand der Etoscha Pfanne bilden die an die Schichtgrenze vom hangenden "Etoscha Kalkstein" zum liegenden Silt-/Tonstein der 'Andoni Formation' gebundenen Quellenschüttungen von 'Kapupuhedi', 'Ondongab', 'Sueda', 'Salvadora', 'Springbokfontein' und 'Okerfontein' während der Regenzeit flache Tümpfel im Bereich des Pfannenbodens. Am westlichen Pfannenrand bleibt in der Umgebung der ganzjährig aktiven Schichtquelle 'Okondeka' noch während der Trockenzeit ein Sumpf erhalten. Im Zuge des regelmäßigen Besuchs dieser Wasserstellen durch das Wild und vor allem durch Großsäuger wird im Laufe der Zeit eine erhebliche Menge an Sedimenten ausgetragen, wie auch aktuell an anderen Wasserstellen des Etoscha N.P. allgemein beobachtet werden kann. Diesen "biogenen Austrag" von Sedimenten macht PAS-SARGE (1904: 309-327) hauptverantwortlich für die Bildung von Pfannen im südlichen Afrika. Nach den hier aus dem Untersuchungsraum des Etoscha N.P. vorgelegten Beobachtungen und Kartierungen ist die "Tierwelt", samt den von ihr ausgelösten geomorphodynamischen Prozessen, jedoch nur ein Faktor eines Faktoren- und Prozeßgefüges.
- (6) Wie bereits in Kapitel 3.2.3.3. ausführlich erläutert, können Prozesse einer kombinierten Kalklösung, fluvialen Erosion und Bildung von Böden des Typs "Fluvisols" unmittelbar zur initialen Anlage von Pfannen führen (vgl. Abb. 32). Die Entwicklung als geschlossene Hohlform wird - entsprechend den Ausführungen unter Punkt (5) - durch den biogenen Austrag von Sedimenten gefördert. Auf der Grundlage der bodenkundlichen Kartierungen im "Karstveld" wurde jedoch ebenfalls bereits darauf hingewiesen, daß die gleichermaßen an geschlossene Hohlformen gebundenen Böden vom Typ der "Vertisols" keineswegs als direkte Vorstufe einer "Pfannendynamik" im Sinne der "schwarzen Kleinpflanzen" von RUST (1985: 203; 250, Fig. 44) aufzufassen sind. Die Bodengesellschaft von Lithic/Rendzic/Mollic Leptosols und Eutric Vertisols im "Karstveld" sowie deren Weiterentwicklung als Bodengesellschaft von Eutric Vertisols und Vertic Cambisols in der "südlichen Ovambo Ebene" tendiert vielmehr auf eine geomorphodynamische Stabilität der entsprechenden Landschaftsräume hin. Ein "Umschwung" in Richtung auf eine

"Pfannendynamik" kann hier nur durch einen nachhaltigen, biogenen Austrag von Vertisol-Solum eingeleitet werden.

- (7) Das "Eigenleben", das die Pfannen der "Ovambo-Pfannen-Ebene" seit ihrer Abkopplung von der Geomorphodynamik der Etoscha Pfanne führen, erschwert zunächst eine Rekonstruktion der geomorphologischen Entwicklung der einzelnen Pfannen. Bezogen auf die Höhenlage des "1100 m-Niveaus" wurde der Boden der Etoscha Pfanne im Verlauf des Quartärs bis heute um durchschnittlich 20 m und maximal 23 m tiefer gelegt. Die Tieferschaltung der Böden der höher gelegenen Pfannen der "Ovambo-Pfannen-Ebene" erreicht demgegenüber lediglich einen Maximalwert von 10 m; der Boden der 'Sonderkop Pfanne' liegt gerade 5 m, der der 'Paradys Pfannen' sogar nur 3 m unter dem "1100 m-Niveau". Trotz dieser geomorphodynamisch retardierten Entwicklung der Pfannen der "Ovambo-Pfannen-Ebene" läßt sich die quartäre Eintiefung hier auf der Grundlage geomorphologisch-pedologischer und pedostratigraphischer Befunde erstmalig mit der Eintiefung der Etoscha Pfanne parallelisieren. Die Rekonstruktion wurde exemplarisch am Beispiel der 'Sonderkop Pfanne' und den beiden 'Paradys Pfannen' dargestellt. Die Topochronosequenz der Pedogenese reicht (bei zunehmend jünger werdender Reliefentwicklung) von Xanthic Arenosols über Cambic Arenosols zu Haplic Calcisols (bzw. Calcic Arenosols über Haplic Calcisols bei einer mächtigeren, jüngeren Dünenandaufwehung). Mit zunehmender Annäherung an die Etoscha Pfanne, die als ausgedehntes Liefergebiet für karbonatreiche, äolische Sedimente fungiert, sind Böden vom Typ der Xanthic Arenosols nicht mehr ausgebildet, so daß die Topochronosequenz der Pedogenese im östlichen Teil der "Ovambo-Pfannen-Ebene" lediglich noch die zwei letztgenannten Glieder umfaßt. Als Beispiel kann die geomorphologisch-pedologische Situation am Westrand der 'Natukanaoka Pfanne' angeführt werden.
- (8) Wie für die, eine Fläche von 4760 km<sup>2</sup> umfassende, Etoscha Pfanne, so kann auch für die vergleichsweise kleineren Pfannen der "Ovambo-Pfannen-Ebene" eine ausgeprägte Expositionsabhängigkeit der äolischen Sedimentation an den Pfannenrändern rekonstruiert werden (Karte 12). Die übereinstimmende Lage von pfannenparallel verlaufenden Dünenwällen am Westrand weist - über den engeren Raum der heutigen Etoscha Pfanne hinaus - auf eine Persistenz der äolischen Umlagerung vom Pfannenboden zum Pfannenrand durch Winde aus östlichen Richtungen seit der Anlage des "1100 m-Niveaus" hin. Hinweise auf eine limnisch-litorale Formung, wie im Osten der Etoscha Pfanne, gibt es an den Osträndern der Pfannen der "Ovambo-Pfannen-Ebene" nicht.
- (9) Die von JAEGER (1926/27) entwickelte Vorstellung, daß die in der Umrahmung der Etoscha Pfanne ausgebildeten höhenkonstanten Niveaus als "Strandterrassen" eines austrocknenden Etoscha Sees interpretiert werden können, wird - neben wei-

teren Detailbefunden - durch den ausführlich dargestellten geomorphologischen Zusammenhang zwischen der Etoscha Pfanne und dem Landschaftsraum der "Ovambo-Pfannen-Ebene" widerlegt. Die synoptische Betrachtung der geomorphologischen Entwicklung der Etoscha Pfanne im Verlauf des Quartärs verdeutlicht vielmehr, daß sich im Zuge einer kontinuierlichen, erosiv-denudativen Tieferschaltung der geschlossenen Abtragungshohlform die Fläche des aktiv in die Pfannendynamik einbezogenen Raumes ebenso kontinuierlich reduziert hat. Geht man von der Ausdehnung der pliozän/frühpleistozänen Initialform der Etoscha Pfanne aus (vgl. Karte 12), die etwa die Hälfte der Fläche des Etoscha N.P. in den Grenzen von 1972 umfaßt (ca. 11150 km<sup>2</sup>), so bedeutet dies bei einer aktuellen Fläche des Bodens der Etoscha Pfanne von 4760 km<sup>2</sup> eine Reduzierung bis heute um rund 57%.

#### 4.4. Befunde zum jungquartären Klima- und Umweltwandel in Etoscha

Auf der Grundlage des in der vorliegenden Arbeit verfolgten geomorphologisch-pedologischen Forschungsansatzes wurde im voranstehenden Kapitel 4.3. die Reliefentwicklung der Etoscha Pfanne im Verlauf des Quartärs im Sinne einer "pedologisch begründeten Chronostratigraphie" rekonstruiert. Mit der im folgenden vorgestellten pedostratigraphischen Gliederung der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne und ihrer absoluten Datierung mittels der Thermolumineszenz-Methode kann zumindest für das Jungquartär eine absolute Kalibrierung dieser Chronostratigraphie vorgelegt werden. Die geomorphodynamische Interpretation der pedostratigraphischen Gliederung erlaubt darüber hinaus erstmals eine Rekonstruktion des jungquartären Klima- und Umweltwandels im Norden Namibias, die über die methodischen Grenzen der <sup>14</sup>C-Datierung hinausreicht. Ausgangspunkt für die Untersuchungen zur pedostratigraphischen Gliederung der westlichen Randdünen stellen erste, von RUST (1985: 209) mitgeteilte Beobachtungen zu einer Bodenbildung in den karbonatreichen, äolischen Sedimenten des Pfannenrandes in der 'Andoni Bucht' dar. Ausweislich der Beschreibung des Profils Eto 27 bei RUST (1985: 221, Tab. 6; 231, Fig. 10) handelt es sich um eine Bodenbildung mit A<sub>h</sub>-B<sub>v</sub>-B<sub>vca</sub>-C<sub>ca</sub>-C-Horizontierung (vgl. Profil Eto 102 der vorliegenden Arbeit im Anhang A); eine <sup>14</sup>C-Datierung an Karbonaten des C<sub>ca</sub>-Horizontes (Probe Eto 27 III) ergab ein Alter von 3 510 +/- 120 a BP (Pta 3105).

##### 4.4.1. Die pedostratigraphische Gliederung der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne

Der heutige Kenntnisstand zur pedostratigraphischen Gliederung der äolischen Sande der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne basiert auf der detaillierten Bearbeitung von fünf Geländeschnitten (Catenen) mit 29 Einzelprofilen, die, ohne die Aufschlußbeschreibungen am unmittelbaren Pfannenrand, zusammengenommen eine Gesamtlänge der Bohrungen von rund 70 m umfassen (vgl. Karte 8). Die Beobachtungen werden ergänzt durch weitere Profilaufnahmen am nördlichen, südlichen und östlichen Rand der Etoscha

Pfanne.

Die geomorphologische Konfiguration der parallel zum westlichen Rand der Etoscha Pfanne verlaufenden Dünenbildungen und ihre Position in Bezug auf die quartären Eintiefungsniveaus der Etoscha Pfanne ist bereits ausführlich in Kapitel 4.3.2. beschrieben. Es kann daher hier auf die entsprechenden Ausführungen verwiesen werden.

Der sedimentologisch-genetische Zusammenhang zwischen den äolischen Sanden des westlichen Pfannenrandes und ihrem Ausblasungsgebiet, dem Boden der Etoscha Pfanne, läßt sich tonmineralogisch, schwermineralogisch sowie nach dem Gehalt an  $\text{CaCO}_3$  nachweisen. Die Ergebnisse der tonmineralogischen Untersuchungen werden zusammen mit weiteren sedimentologischen Befunden in Kapitel 4.4.3. ausführlich dargelegt und im Hinblick auf ihre geomorphodynamischen Implikationen interpretiert. Im Schwermineralspektrum der karbonatreichen bis extrem karbonatreichen Dünenande dominieren Granat und Hornblende; Turmalin kommt häufig vor (Abb. 124 und Abb. 115: Probe Eto 44-B und Eto 44-F). Der Opak-Anteil ist äußerst gering. Die vorhandenen Zirkone zeigen ausschließlich eine gerundet, die Disthene ausschließlich eine splittrige Gestalt. In anderen Proben der westlichen Pfannenranddünen ergibt sich bei semiquantitativer Auszählung ein vergleichbares Bild (s. Profil Eto 47 und Eto 46). Quantitativ wie qualitativ entspricht damit das Schwermineralspektrum der äolischen Sande dem der liegenden sandigen Spülsaumfazies (Probe Eto 44-F) im Profil Eto 44 (Abb. 115). Der Unterschied zur Schwermineral-Assoziation anderer Sande im engeren Untersuchungsraum ist evident (Abb. 115). Die karbonatfreien Sande der wallartigen Umkränzung ("Strandwall-Fazies" mit äolischer Überprägung) der beiden "Mushara-Niveaus" auf der gegenüberliegenden Ostseite der Etoscha Pfanne, für die eine fluviale Schüttung aus Nordosten und Osten ("Kavango Längsdünenveld") angenommen wird (vgl. Kapitel 4.3.2.), weisen eine Dominanz von Turmalin bei relativ hohen Anteilen von Granat, Hornblende und opaken Schwermineralen auf (Abb. 115: Proben Eto 6-B und Eto 6-F). Die auftretenden Disthene sind sowohl splittrig als auch gerundet ausgebildet; bei den Zirkonen überwiegen gerundete gegenüber idiomorphen Körnern weniger deutlich. Demgegenüber zeigen die Schwermineralspektren von rötlichen Dünenanden 3.3 km östlich der Wasserstelle 'Klippan' (Rhodic/Chromic Arenosol-Sedimente über Kalkstein; bodenkundliche Kartiereinheit B4, Karte 4 und Karte 8) und genetisch verwandten, weitgehend eisenfreien, grauen Flugsanden nahe der Wasserstelle 'Dolomitpoint' in West-Etoscha eine deutliche Dominanz von Turmalin und opaken Körnern (darunter vor allem Ilmenit); in größerer Kornhäufigkeit treten hier auch Epidot und Staurolith auf (Abb. 115: Proben Eto 38-B und Eto 38-D sowie Eto 39-B). Die Zirkone zeigen in den untersuchten Proben sowohl eine gerundete als auch eine idiomorphe Gestalt; die Disthene sind ausschließlich splittrig ausgebildet <sup>32</sup>.

32

Die von Herrn Dr. D. Rose dankenswerterweise durchgeführten Schwermineraluntersuchungen beschränkten sich bisher auf die Erfassung unterschiedlicher Schwermineral-Provinzen innerhalb des engeren Untersuchungsraumes des Etoscha N.P.. Die sehr zeitaufwendigen Analysen sollen im Rahmen

Die Höhe des Karbonatgehaltes der Dünensande am westlichen Rand der Etoscha Pfanne weist in der Fraktion  $< 2$  mm eine charakteristische Abhängigkeit von der Entfernung zum Pfannenrand und damit von der Entfernung zum Auswehungsgebiet der Sedimente auf (Abb. 116). Die höchsten  $\text{CaCO}_3$ -Gehalte werden in unmittelbarer Pfannennähe mit Werten zwischen 60% und 70% erreicht (Profil Eto 56: I. Dünenwall Catena 'Okondeka'; Abb. 96). Bereits in einer Entfernung zwischen 1.6 km und 3.6 km (Profile Eto 76 und 47: I. bzw. II. Dünenwall Catena 'Logan's Island'; Abb. 97) liegt der Karbonatgehalt lediglich noch zwischen 30% (20% in den hangenden Dünensanden) und 50%. In einer Entfernung von 6 km (Profil Eto 60: II. Dünenwall Catena 'Okondeka'; Abb. 96) sinkt der  $\text{CaCO}_3$ -Gehalt auf Werte zwischen 15% und rund 27% ab. Die Werte der elektrischen Leitfähigkeit liegen in den hangenden Dünensanden allgemein unter 0.5 mS/cm (EC5); eine Anreicherung leicht löslicher Salze ergibt sich bei EC5-Werten von bis zu 2 mS/cm ("mittlere" bis "starke" Versalzung!; vgl. Anhang E) demgegenüber im Bereich der dichteren, fossilen Bodenhorizonte der Profilabfolgen.

Nach dem heutigen Kenntnisstand liegt die differenzierteste pedostratigraphische Gliederung der westlichen Pfannenranddünen mit den Profilen Eto 56 (I. Dünenwall; 6.33 m mächtige Abfolge) und Eto 60 (II. Dünenwall; 5 m mächtige Abfolge) im Zuge der Catena 'Okondeka' vor (Abb. 96). Innerhalb der Abfolge karbonathaltiger, äolischer Sedimente lassen sich drei Bodenbildungen ( $f C_v$ -,  $f C_v A_{ch}$ - und  $f C_{bv}$ -Horizonte) unterscheiden, die entsprechend der Lage der nachfolgend beschriebenen Typlokalitäten in der Nähe der Wasserstelle 'Okondeka' als "Okondeka-Böden I bis III" bezeichnet werden.

Im Profil Eto 56 beginnt die Abfolge der äolischen Sedimente mit einem rund 120 cm mächtigen, extrem karbonatreichen ( $> 63\%$   $\text{CaCO}_3$ ) mittelsandigen Feinsand (Abb. 117). Diese, im Vergleich zum Profil Eto 60, außergewöhnlich mächtige Akkumulation junger äolischer Sande, die auch in der rezenten Aufwehung von bis zu 35 cm hohen Kupstendünen zum Ausdruck kommt, ist in einer aktuell enorm gesteigerten Auswehung im Bereich der nahegelegenen Wasserstelle 'Okondeka' begründet. Wie bereits unter Kapitel 3.2.3.5. ausführlich dargelegt, ist der Nutzungsdruck verschiedener Tierpopulationen auf die Wasserstelle aktuell sehr groß; dies bedingt auch eine starke Beweidung der näheren Umgebung, die während der vergangenen Jahrzehnte bereits zu einer nachhaltigen Vegetationsdegradation im Bereich der Dünen geführt hat. Im Profil Eto 60 (6 km westlich von 'Okondeka') ist die jüngste Dünen-Generation lediglich noch 50 cm mächtig (Abb. 118). Ein erster, fossiler Boden ( $f C_v$ -Horizont<sup>33</sup>) ist im Profil Eto 56 mit fließender Obergrenze

---

des Forschungskooperations-Projektes "Etoscha/Namibia" weitergeführt werden. Umfangreiches Probenmaterial, auch aus den angrenzenden Landschaften im Norden Namibias, steht dafür bereits heute zur Verfügung.

33

Als  $C_v$ -Horizont werden initiale, karbonathaltige Verbraunungshorizonte bezeichnet. Unter den gegebenen Umweltverhältnissen im Untersuchungsraum besteht im jahreszeitlichen Rhythmus ein dynamisches Gleichgewicht zwischen der während der Regenzeit wirksamen Entkalkung und Verbraunung und einer sekundären Aufkalkung infolge des Eintrages karbonathaltiger, äolischer Sedimente während der Trockenzeit. Es ist demnach davon auszugehen, daß es zu keiner Zeit zu einer vollständigen Entkalkung der Bodenbildung kommt beziehungsweise kam. Phänomenologisch,

zwischen 120/155 cm und 185 cm unter GOK ausgebildet. Gegenüber den hangenden Dünenansanden hebt sich der  $f C_V$ -Horizont durch eine leicht bräunliche Färbung (10 YR 7/4), einen leicht höheren Tongehalt (rund 16%), einen geringeren Karbonatgehalt (rund 64%  $CaCO_3$ ) und einen leicht erhöhten Gehalt an organischer Substanz (0.8-0.5%) ab. Da mit dem erhöhten Tongehalt auch die Dichte zunimmt, kommt es in der verbrauchten Matrix zu einer sekundären Aufkalkung und Anreicherung von Kalkkonkretionen infolge der Kalklösung aus den hangenden Sedimenten. Der Gehalt an erbsengroßen Kalkkonkretionen erreicht allerdings erst im liegenden  $f C_{kc}$ -Horizont ein Maximum. Gegenüber der Matrix-Verbraunung im Profil Eto 56 ist der erste fossile Boden des pfannenferneren Profils Eto 60 (II. Dünenwall) als  $f C_V A_{ch}$ -Horizont durch eine intensive Durchwurzelung - wie sie von Kupsten-Dünen bekannt ist -, durch einen entsprechend hohen Gehalt an organischer Substanz zwischen 0.5-0.9% sowie durch eine deutliche Entkalkung - bei gleichzeitig vergleichsweise niedrigen pH-Werten zwischen pH 7.7-8.2 - ausgezeichnet. Der erste fossile Boden der Profile Eto 56 ( $f C_V$ -Horizont) und Eto 60 ( $f C_V A_{ch}$ -Horizont) wird nachfolgend als "Okondeka I-Boden" bezeichnet.

Der  $f C_V A_{ch}$ -Horizont des "Okondeka I-Bodens" im Profil Eto 60 geht im Liegenden mit scharfer Grenze in einen zweiten, 50 bis 105 cm mächtigen Boden vom Typ eines  $f C_V$ -Horizontes (100-155/205 cm unter GOK) über. Der Übergang zwischen beiden Bodenbildungen ist durch die Analysendaten klar dokumentiert: Bei maximalen Tongehalten von bis zu rund 29% kommt es im Bereich des dichteren  $f C_V$ -Horizontes zu einer beträchtlichen sekundären Anreicherung von  $CaCO_3$  (27-30%) und leicht löslichen Salzen (EC5-Werte bis zu 2 mS/cm), die zu einem sprunghaften Anstieg des pH-Wertes auf Werte um pH 9.7 führt. Kalkausfällungen in Form von erbsengroßen Kalkkonkretionen ( $f C_{kc}$ -Horizont) bzw. Pseudomycelien ( $f C_{cc}$ -Horizont) imprägnieren die liegenden Sande noch bis in eine Tiefe von über 1.5 m unterhalb der Unterkante des  $f C_V$ -Horizontes (323 cm unter GOK).

Wie zuvor für die Abfolge des Profils Eto 60 (II. Dünenwall) beschrieben, so stellt sich auch im Profil Eto 56 (I. Dünenwall) der zweite fossile Boden im Vergleich zum ersten nach den Gelände- und Laborbefunden als intensivere Pedogenese dar. Beide  $f C_V$ -Horizonte sind im Profil Eto 56 zwischen 185 cm und 260 cm unter GOK durch rund 75 cm mächtige, extrem karbonatreiche Sande (63-65%  $CaCO_3$ ) getrennt ( $f C_{kc}$ -Horizont der hangenden Bodenbildung) (Abb. 117). Im Unterschied zum Profil Eto 60 läßt sich der zweite fossile Boden im Profil Eto 56 jedoch in mindestens drei einzelne Phasen einer initialen Verbraunung zwischen 260 und 440 cm unter GOK untergliedern. Ein erster Abschnitt zwischen 260 cm und 370 cm unter GOK umfaßt zwei  $f C_V$ -Horizonte, die unmittelbar ineinander übergehen und nur nach den Laboranalysen (tendenziell abnehmender Tongehalt und zunehmender Karbonatgehalt) unterschieden werden können. Die Grenze

geomorphodynamisch und pedogenetisch ergeben sich damit vergleichbare Verhältnisse, wie sie für die Bildung der  $f C_V$ -Horizonte in der Würmlöß-Abfolge im Raum Regensburg angenommen werden können (vgl. BUCH & ZÖLLER 1990).

zwischen beiden Phasen einer initialen Verbraunung liegt um 320 cm unter GOK (Probe Eto 56-O). An der Untergrenze des zweigliedrigen  $f C_v$ -Horizontes leitet eine etwa 10 cm mächtige "Lamellen-Verbraunung" ( $f C_{bv}$ -Horizont<sup>34</sup>) in einen Kalkanreicherungshorizont (Kalkkonkretionen und Pseudomycelien) zwischen 370 und 400 cm unter GOK über. Damit wird der zweite Abschnitt einer initialen Verbraunung zwischen 400 und 440 cm unter GOK deutlich vom ersten abgesetzt. Die zweite Verbraunungszone setzt sich aus einer geringmächtigen Matrix-Verbraunung ( $f C_v$ -Horizont) mit den höchsten Tongehalten der gesamten Profilabfolge (bis zu 33%), den mit Abstand geringsten Karbonatgehalten (56-58%  $CaCO_3$ ) sowie den höchsten Werten der elektrischen Leitfähigkeit (EC5-Werte von 1.0 mS/cm) zwischen 400 und 417 cm unter GOK und einer nachfolgenden "Lamellen-Verbraunung" ( $f C_{bv}$ -Horizont) bis 440 cm unter GOK zusammen. Die mindestens dreigliedrige Abfolge des zweiten fossilen Bodens (drei  $f C_v$ -Horizonte z.T. mit basalem  $f C_{bv}$ -Horizont) wird nachfolgend als "Okondeka II-Bodenkomplex" zusammengefaßt; soweit möglich werden die Phasen "a", "b" und "c" unterschieden.

Die 463 cm mächtige Abfolge extrem karbonatreicher Sande des Profils Eto 56 mit den fossilen Bodenbildungen des Okondeka I-Bodens und des dreigliedrigen Okondeka II-Bodens liegt dem "Etoscha Kalkstein" der Kalahari Gruppe auf. Der Kalkstein ist hier in einer Zone von etwa 40 cm verlehmt. Die Frage, inwieweit diese Verlehmungszone eine eigenständige Bodenbildung oder ein Schichtgrenzphänomen darstellt, kann zur Zeit nicht entschieden werden.

Im Profil Eto 60 folgt im Liegenden des Okondeka II-Bodens eine weitere Abfolge rund 4 m mächtiger, karbonatreicher äolischer Sande (Abb. 118). In einer Zone zwischen rund 150 und 200 cm unter GOK (Proben Eto 60-H und Eto 60-K) stellt sich dabei ein Wandel der Sedimentfazies ein: alle tieferen Profilabschnitte sind bis zum Kontakt zum anstehenden "Etoscha Kalkstein" durch eine tendenzielle Zunahme des Mittelsand- und Feinsandgehaltes bei gleichzeitiger Abnahme des Grobschluff- und Tongehaltes ausgezeichnet (Abb. 118). Dieser sedimentologische Befund wird zusammen mit den Ergebnissen der tonmineralogischen Analysen noch weiter auszudeuten sein (s.u.). Bis 455 cm unter GOK ist die Abfolge der äolischen Sande pedogenetisch nicht weiter differenziert. Erst in der Liegendfolge sind drei Zonen einer lamellenartigen Verbraunung ( $f C_{bv}$ -Horizonte) unterschiedlicher Intensität ausgebildet, die - wie im Profil Eto 56 - in eine 20 cm mächtige

34

Als "Lamellen-Verbraunung" wird eine initiale Verbraunung bezeichnet, die nicht die gesamte Matrix erfaßt hat, sondern an millimeterdünne Bändchen ("Lamellen") gebunden ist. Zwischen den braunen (10 YR 6/4), karbonathaltigen Bändchen treten hellere Bändchen (10 YR 7/3-7/4) aus meist grobkörnigeren, karbonathaltigen Sande auf. Die Ausprägung entspricht phänomenologisch der sogenannten "Lamellenfleckenzone", die LIEBEROTH (1959) aus dem nordsächsischen Lößgebiet beschreibt. Genetisch scheint die "Lamellen-Verbraunung" in den Abfolgen der karbonathaltigen, äolischen Sande am Westrand der Etoscha Pfanne an eine Feinstschichtung gebunden zu sein; mikroskopische Auflichtuntersuchungen zeigen, daß die Verbraunung typischerweise an die feinkörnigeren (schluffreicherer) Lagen gebunden ist. Die Bezeichnung  $C_{bv}$ -Horizont folgt der bändchenförmigen Tonanreicherung ( $B_{bv}$ -Horizont) bei den Bänder-Parabraunerden der deutschen Bodensystematik (vgl. AG BODENKUNDE 1982<sup>3</sup>: 67; 221).



Verlehmungszone des "Etoscha Kalksteins" überleitet.

Die drei  $C_{bv}$ -Horizonte an der Basis des Profils Eto 60 werden als "Okondeka III-Lamellenverbraunung" zusammengefaßt. Die mikromorphologische Ausprägung entspricht dabei den in der Fußnote 34 mitgeteilten Beobachtungen. Die pedostratigraphische Leitfunktion der "Okondeka III-Lamellenverbraunung" ist allerdings zur Zeit noch nicht zweifelsfrei geklärt. Anders als bei den Bodenbildungen von "Okondeka IIb" und "Okondeka IIc", wo eine Lamellenverbraunung jeweils an der Basis der  $f C_v$ -Horizonte auftritt und bei einsetzenden Karbonatausscheidungen in Form von Pseudomycelien als abnehmende Intensität einer initialen Verbraunung interpretiert werden kann, sind nach den bisherigen Geländebefunden im Bereich der "Okondeka III-Lamellenverbraunung" keine  $f C_v$ -Horizonte bekannt. Die pedostratigraphisch gesicherte Identifikation der "Okondeka III-Lamellenverbraunung" ist daher nur in Verbindung mit einem ausgeprägten "Okondeka II-Boden(komplex)" im Hangenden möglich. In den Sedimentabfolgen des 1085 m-Niveaus und aller tiefer liegenden Niveaus über dem Boden der Etoscha Pfanne können Lamellenverbraunungen unterschiedlich intensiver Ausprägung allerdings auch im Liegenden des "Okondeka I-Bodens" in einer sandigen Spülsaumfazies über dem anstehenden, olivfarbenen Silt-/Tonstein bzw. Sandstein der 'Andoni Formation' ausgebildet sein (vgl. zum Beispiel die Profile Eto 74, Eto 77 und Eto 80 im Anhang A). Diese Bildungen entsprechen pedostratigraphisch nicht der "Okondeka III-Lamellenverbraunungen"; insbesondere bei einer fühlbaren Feuchte in dem betreffenden Profilabschnitt können die braunen Bändchen als lokale, an eine Mikroschichtung gebundene Unterbodenverlehmung interpretiert werden, die wesentlich vom örtlichen Feuchteregime gesteuert wird. Damit ist die Deutung der Lamellen als eigenständige Bodenbildung jedoch fraglich.

Die Befunde zur pedostratigraphischen Gliederung der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne an den Typlokalitäten der Profile Eto 56 und Eto 60 im Zuge der Catena "Okondeka" werden durch andere Profilaufnahmen bestätigt. Im Zuge der Catena "Logan's Island" (Abb. 97) sitzen die zwei pfannenrandparallel verlaufenden Dünenwälle dem "1100 m-Niveau" auf. Die Entfernung der beiden Dünenkämme beträgt dabei kaum 2 km. Die Abfolgen der Profile Eto 76 (I., pfannennäherer Dünenwall) und Eto 47 (II., pfannenferner Dünenwall) zeigen jeweils eine vollständige pedostratigraphische Gliederung mit dem "Okondeka I-Boden", dem "Okondeka II-Bodenkomplex" und der "Okondeka III-Lamellenverbraunung" (Abb. 119 und Abb. 120). Die initialen Verbraunungshorizonte des "Okondeka I-Bodens" und des "Okondeka II-Bodenkomplexes" werden in beiden Profilen, ähnlich den Verhältnissen im zuvor beschriebenen Profil Eto 60, nur von geringmächtigen äolischen Sedimenten in der Größenordnung von 20-30 cm getrennt. Entsprechend der felddiagnostischen Ansprache erreichen die Quotienten des oxalatlöslichen und dithionitlöslichen pedogenen Eisens ( $Fe_o/Fe_d$ ; Aktivitätsgrad nach BLUME & SCHWERTMANN 1969) in der Zone der Bodenbildungen ein Minimum (Abb. 121). Der "Okondeka I-Boden"

erweist sich nach den Laboranalysen auch hier als der Boden mit den deutlich höheren Gehalten an organischer Substanz von 0.8% (Abb. 120). In der Zone der dichteren "Okondeka II-Bodenbildung" kommt es sowohl zu einer sekundären Anreicherung von leicht löslichen Salzen als auch von Karbonaten; letztere manifestiert sich auch in der Ausfällung von Kalkkonkretionen, die in der Fraktion > 2 mm bis zu 26 Gew.-% ausmachen. Innerhalb der Abfolge des Profils Eto 47 läßt sich nach den Gelände- und Laborbefunden die recht kräftige initiale Verbraunung des basalen "Okondeka IIc-Bodens" deutlich vom hangenden "Okondeka IIa/b-Boden" unterscheiden. Im Profil Eto 76 liegt die Bildung des "Okondeka II-Bodens" demgegenüber als undifferenzierter Bodenkomplex vor (Abb. 119). In beiden Profilen schließen drei Zonen einer unterschiedlich intensiven "Lamellen-Verbraunung" die Abfolge sehr karbonatreicher äolischer Sande über dem anstehenden "Etoscha Kalkstein" als "Okondeka III-Boden" zur Basis hin ab.

Die Befunde zur pedostratigraphischen Gliederung der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne können folgendermaßen zusammengefaßt werden:

- (1) Innerhalb der bis zu 6 m mächtigen Abfolge karbonatreicher bis extrem karbonatreicher äolischer Sande können mit dem "Okondeka I-Boden", dem "Okondeka II-Bodenkomplex" und der "Okondeka III-Lamellenverbraunung" grundsätzlich drei Bodenbildungen nach Gelände- und Labormethoden unterschieden werden.
- (2) Die "Okondeka I-Bodenbildung" ist entweder als f C<sub>v</sub>- oder als f C<sub>v</sub>A<sub>ch</sub>-Horizont ausgebildet. Die Unterscheidung hängt vom jeweiligen Gehalt an organischer Substanz und von der Intensität der Durchwurzelung durch eine Grasschicht ab. Mit einer Solumsmächtigkeit um 50 cm ist der "Okondeka I-Boden" allgemein geringmächtiger als der liegende "Okondeka II-Boden(komplex)"; auch die Intensität der initialen Verbraunung ist deutlich geringer.
- (3) Der dichtere, bis zu 1.5 m mächtige "Okondeka II-Boden" wird typischerweise durch die deszendente Verlagerung und sekundäre Anreicherung von Karbonaten (Pseudomycelien und Kalkkonkretionen) und leicht löslichen Salzen imprägniert. In pfannennahen Positionen (s. Profil Eto 56) und einer dementsprechend hohen Sedimentationsrate der äolischen Akkumulation kann der "Okondeka II-Bodenkomplex" in drei Phasen (a-c) untergliedert werden.
- (4) Innerhalb der Basisfolge der Dünensande können über dem anstehenden "Etoscha Kalkstein" (Kalahari Gruppe) mindestens drei Zonen einer "Lamellen-Verbraunung" (f C<sub>bv</sub>-Horizonte) unterschieden werden, die als "Okondeka III-Lamellenverbraunung" zusammengefaßt werden. Ihre pedostratigraphische Position ist allerdings nur in Verbindung mit einem ausgeprägten "Okondeka II-Boden" im Hangenden eindeutig gesichert.

Die Bedeutung der hier vorgelegten pedostratigraphischen Gliederung der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne ergibt sich aus der Tatsache, daß die beschriebenen Bodenbildungen, auch ohne die Anwendung chemischer oder physikalischer Methoden der Altersdatierung, wesentliche Zeitmarken im Verlauf des jungquartären Klima- und Umweltwandels in Etoscha darstellen. Die Bodenbildungen sind nach Gelände- und Laborbefunden nachweisbar; sie behalten auch dann noch ihren pedostratigraphischen Wert, wenn sich die Datierungsmethoden in Zukunft verfeinern oder aber als unzulänglich erweisen sollten. Der Unterschied zur methodischen Vorgehensweise von RUST (1984, 1985) ergibt sich aus der in Kapitel 5.2.2. geführten Diskussion.

Die derzeitigen Vorstellungen zur chronostratigraphischen Stellung der drei "Okondeka-Bodenbildungen" beruhen auf insgesamt acht Thermolumineszenz- (TL-) Datierungen an den Typlokalitäten der Profile Eto 56 (TL-Proben Eto 56-I-IV) und Eto 60 (Proben 60-I-IV)<sup>35</sup>. Die Beprobung wurde vom Verfasser selbst entsprechend der Profilaufnahmen durchgeführt (vgl. Kapitel 2.1.). Die Positionen der Probennahme wurden dabei so gewählt, daß das Sedimentationsalter unmittelbar im Hangenden der fossilen Bodenbildungen sowie an der Basis der Profilaufnahmen erfaßt werden kann. Zwei weitere TL-Datierungen sowie zwei <sup>14</sup>C-Datierungen von den gleichen Lokalitäten stehen nach der Beprobung durch Herrn Prof. Dr. K. Heine aus dem Jahre 1988 dankenswerterweise zur Verfügung.

Der Beginn der Aufwehung der jüngsten Dünengeneration (I) nach der Bildung des "Okondeka I-Bodens" ist im pfannennahen Profil Eto 56 auf ein TL-Alter von 5.6 +/- 2.2 ka datiert (Abb. 117, Abb. 122 und Tab. 19). Für die gleiche stratigraphische Position liegt im pfannenferneren Profil Eto 60 eine TL-Datierung von 2.4 +/- 0.5 ka vor (Abb. 118). Die jüngste Aktivierung der äolischen Geomorphodynamik erfolgte damit übereinstimmend im Verlauf des späten Mittel-Holozäns bis Spät-Holozäns im Sinne der Gliederung nach DEACON & LANCASTER (1988)<sup>36</sup>. Die zeitlich differenzierte Fossilierung des "Okondeka I-Bodens" entspricht dabei den zu erwartenden geomorphodynamisch differenzierten Verhältnissen am Westrand der Etoscha Pfanne: Wie bereits zuvor ausgeführt (Fußnote 33), besteht unter den gegebenen Umweltverhältnissen im Untersuchungsraum im jahreszeitlichen Rhythmus ein dynamisches Gleichgewicht zwischen der während der Regenzeit wirksamen Entkalkung und initialen Verbraunung und dem Eintrag karbonathaltiger, äolischer Sedimente während der Trockenzeit. Initiale Verbraunungshori-

35

Für die Durchführung der Thermolumineszenz-Datierungen und die Diskussion der Ergebnisse anlässlich der Jahrestagung des Arbeitskreises "Paläoböden" der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft in Aachen vom 28.-30. Mai 1992 gilt mein herzlicher Dank Herrn Dr. L. Zöller (Forschungsstelle Archäometrie der Heidelberger Akademie der Wissenschaften am Max-Planck-Institut für Kernphysik). Der Verfasser möchte in Absprache mit Herrn Dr. L. Zöller die TL-Datierungen nach dem bisherigen Forschungsstand lediglich im Sinne einer "zeitlichen Größenordnung" interpretieren. Dies ist insbesondere bei der Weiterverwendung der Datierungen zu berücksichtigen!

36

Der von DEACON & LANCASTER (1988: 11, Fig. 1.3; 148-160) vorgeschlagenen Chronostratigraphie für das obere Pleistozän (letzte 130 000/125 000 Jahre) im südlichen Afrika wird auch in der vorliegenden Arbeit gefolgt.

zonte sind damit in der Zeitskala eines Jahres "synsedimentäre" Bildungen. Aus rein geomorphodynamischer Sicht ist dann jedoch auch davon auszugehen, daß - bei einer allgemein gesteigerten äolischen Umlagerung - zuerst die pfannennahere Position des I. Dünenwalles (Profils Eto 56) von der Sedimentation erfaßt und die Bodenbildung hier retardiert wird.

Die gleiche raum-zeitliche Differenzierung ergibt sich nach den vorliegenden TL-Datierungen grundsätzlich auch für die Fossilierung des "Okondeka II-Bodenkomplexes". Der Beginn einer Aufwehung der II. Dünengeneration - in der schließlich der "Okondeka I-Boden" ausgebildet ist - wird im Profil Eto 56 auf  $14.8 \pm 2.8$  ka und im Profil Eto 60 auf  $10.0 \pm 2.4$  ka datiert (Abb. 117, Abb. 122, Abb. 118 und Tab. 19). Aus diesen Datierungen ist weiterhin zu folgern, daß der "Okondeka I-Boden" eine pedogenetische Bildung vom ausgehenden Spätglazial (etwa 16 000-10 000 a BP) bis zum späten Mittel-Holozän/Spät-Holozän (s.o.: etwa 7000-4000 a BP bzw. etwa 4000-0 a BP) darstellt.

Die Bildung des "Okondeka II-Bodenkomplexes" läßt sich nach den vorliegenden TL-Datierungen in den Zeitraum zwischen  $19.7 \pm 4.1$  ka (Basis der Abfolge des Profils Eto 56) und  $14.8 \pm 2.8$  ka bzw.  $10.0 \pm 2.4$  ka (Fossilierung des "Okondeka II-Bodenkomplexes"; s.o.) eingrenzen. Innerhalb der Fehlergrenzen der Datierungen kann damit gesichert davon ausgegangen werden, daß es sich um eine Bodenbildung im Verlauf des Sauerstoff-Isotopenstadiums 2 (24 000-10 000 a BP) handelt (Abb. 122). Nachdem der "Okondeka IIc-Boden" nahe der Basis des Profils Eto 56 um  $13.7 \pm 2.7$  ka durch die äolischen Sedimente der Dünengeneration IV fossilisiert wurde (Abb. 117 und Abb. 122), ist ein Beginn der "Okondeka IIc-Bodenbildung" im Verlauf des frühen Spätglazials (s.o.) wahrscheinlich. Für den "Okondeka IIa/b-Boden" kommt damit eine Bildung im Verlauf des Spätglazials in Betracht.

Die Sedimentation der äolischen Sande der Dünengeneration VI (Abb. 122) umfaßt einen langen Zeitraum vom Ende des Sauerstoff-Isotopenstadiums 5 (120 000-80 000 a BP) bis zum Beginn des Sauerstoff-Isotopenstadium 2 (24 000-16 000 a BP), ohne daß die Dünenaufwehung durch eine erkennbare Bodenbildung unterbrochen worden wäre. Bemerkenswert ist insbesondere der Befund, daß eine dem Sauerstoff-Isotopenstadium 3 (50 000-24 000 a BP) zuordbare Bodenbildungen (vgl. Diskussion bei HEINE 1991: 73-76) in den westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne nicht nachgewiesen ist. Rund 40 cm oberhalb der Oberkante der "Okondeka III-Lamellenverbraunung" sind die Sedimente im Profil Eto 60 mit einem TL-Alter von  $70.4 \pm 16.2$  ka (Probe Eto 60-III; Abb. 118) datiert. HEINE (1991: 69, Abb. 5) hat bereits aus einer Position etwa 70 cm oberhalb der Probe Eto 60-III (d.h. 3.5 m unter der Geländeoberkante des Profils) ein TL-Alter von  $75 \pm 11$  ka (gegenüber dem bei HEINE 1991 publiziertem Alter von  $80.8 \pm 7.1$  ka korrigierter Wert nach schriftlicher Mitteilung von Herrn Dr. L. Zöller vom 30.04.1992) mitgeteilt. Beide Datierungen können innerhalb der Fehlergrenzen auch in der stratigraphischen Abfolge als realistisch angesehen werden. Mit der TL-Datierung der Basis des Profils Eto 60 auf ein

Alter von  $140 \pm 312/-45$  ka (Probe Eto 60-IV; Abb. 118) und den bereits genannten TL-Datierungen von  $70.4 \pm 16.2$  ka (Probe Eto 60-III) und  $75 \pm 11$  ka (HEINE 1991) ergibt sich für die Bildung der "Okondeka III-Lamellenverbraunung" eine zeitliche Stellung innerhalb des Sauerstoff-Isotopenstadiums 5, möglicherweise beginnend gegen Ende des Sauerstoff-Isotopenstadium 6 ( $> 130\,000$  a BP).

Frühere von HEINE (1991: 69, Abb. 5) mitgeteilte Datierungen der zuvor beschriebenen Typlokalitäten bei 'Okondeka' geben im Vergleich zu den hier vorgelegten TL-Datierungen tendenziell zu hohe Alter an. Eine an Mollusken aus dem hangenden Teil des "Okondeka I-Bodens" im Profil Eto 60 vorgenommene  $^{14}\text{C}$ -Datierung ergab ein Alter von  $10\,670 \pm 465$  a BP (Hv 9493); die TL-Datierungen des Sedimentationsalters der äolischen Sande sind mit Werten in der Größenordnung von 2-6 ka demgegenüber deutlich jünger. Nach den TL-Datierungen wird ein Alter in der Größenordnung von 10 ka erst im Bereich der Oberkante des "Okondeka II-Bodens" erreicht. Die aus dieser stratigraphischen Position vorliegende  $^{14}\text{C}$ -Datierung an Kalkkonkretionen ergab jedoch im Profil Eto 60 (II. Dünenwall) ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $17\,710 \pm 200$  a BP (Hv 15 956). Dabei ist zu berücksichtigen, daß nach der Art des Probenmaterials bei der  $^{14}\text{C}$ -Datierung sogar eine Altersunterschätzung erwartet werden kann (vgl. BUCH 1991: 31). Ein zur Zeit nicht lösbares methodisches Problem stellt die TL-Datierung von Sanden der Dünengeneration II über dem "Okondeka IIa-Boden" im Profil Eto 56 dar: während die jetzt durchgeführte TL-Datierung der Probe Eto 56-II ein Alter von  $14.8 \pm 2.8$  ka ergab, das sich in das Bild der übrigen TL-Datierungen gut einfügt, wurde zuvor an einer Probe aus der vermeintlich gleichen pedostratigraphischen Position von Herrn Prof. Dr. K. Heine ein TL-Alter von  $32 \pm 2$  ka (gegenüber dem bei HEINE 1991 publiziertem Alter von  $20.5 \pm 1.7$  ka bzw.  $28.5 \pm 2.4$  ka korrigierter Wert nach schriftlicher Mitteilung von Herrn Dr. L. Zöller vom 30.04.1992) bestimmt!<sup>37</sup>

Die voranstehenden Anmerkungen unterstreichen zunächst die Problematik einer Interpretation von Einzeldatierungen, auch wenn die gleiche Datierungs-Methode angewandt wurde. Dabei bleibt zu berücksichtigen, daß die TL-Alter von  $70.4 \pm 16.2$  (BUCH) bzw.  $75 \pm 11$  ka (HEINE) trotz eines verschiedenen Zeitpunktes der Probenahme übereinstimmende Einschätzungen des Sedimentationsalters erlauben. Darüber hinaus werden jedoch auch die methodischen Probleme deutlich, die beim Vergleich von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an karbonatischem Probenmaterial und TL-Datierungen bestehen. Nachdem die im Rahmen der vorliegenden Arbeit bestimmten TL-Alter an Probenmaterial durchgeführt wurde, daß nach umfassenden Geländekenntnissen sowie unmittelbar in

37

Nach einer gemeinsamen Geländebegehung mit Herrn Prof. Dr. K. Heine am 13.10.1992 könnte der Widerspruch zwischen beiden TL-Datierungen dadurch zu erklären sein, daß bei der früheren Bohrung (Heine) in einer Deflationsmulde im Bereich des I. Dünenwalles bei Okondeka mit einer Tiefe der Probenahme um 220 cm unter GOK bereits die Basis der Dünenände erfaßt wurde. Das TL-Alter von  $32 \pm 2$  ka würde damit den Beginn der äolischen Sedimentation im Bereich des I. Dünenwalles bei Okondeka angeben; entsprechend der eigenen Probenahme (Probe Eto 56-IV) ist von einem Sedimentationsbeginn um 20 ka auszugehen.

Verbindung mit der erarbeiteten pedostratigraphischen Gliederung der Dünensande entnommen wurde, können die TL-Alter der zeitlichen Größenordnung nach als realistisch eingeschätzt werden. Für die Bodenbildungen in den äolischen Sanden der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne ist demnach von folgenden Zeitstellungen auszugehen:

- (1) Bildung der "Okondeka III-Lamellenverbraunung" vom Ende des Sauerstoff-Isotopenstadiums 6 (ca. 130 ka) bis zum Ende des Sauerstoff-Isotopenstadiums 5 (ca. 80 ka)
- (2) Bildung des "Okondeka II-Bodenkomplexes" im Verlauf des Spätglazials (ca. 16-10 ka) mit einer initialen Verbraunung des "Okondeka IIc-Bodens" im frühem Spätglazial
- (3) Bildung des "Okondeka I-Bodens" vom ausgehenden Spätglazial/Beginn des Holozäns (ca. 12-10 ka) bis zum späten Mittel-Holozän (7-4 ka) bzw. Spät-Holozän (4-0 ka).

Entsprechend lassen sich Phasen einer erhöheten äolischen Geomorphodynamik (ohne eine initiale Verbraunung) zeitlich folgendermaßen eingrenzen:

- (1) Aufwehung der **Dünengeneration VI** vom Ende des Sauerstoff-Isotopenstadiums 5 (ca. 80 ka) bis ins Hochglazial (engl. 'Last Glacial Maximum'; 24-16 ka)
- (2) mindestens drei Phasen der Dünenaufwehung (**Dünengenerationen V, IV und III**) im Verlauf des Spätglazials (16-10 ka)
- (3) Aufwehung **des unteren Abschnittes der Dünengeneration II** im ausgehenden Spätglazial/frühem Früh-Holozän
- (4) Aufwehung der jüngsten **Dünengeneration I** vom späten Mittel-Holozän (ca. 6/5 ka) bis heute.

Auf die raum-zeitlich differenzierte Fossilierung des "Okondeka I-Bodens" im Zuge einer allgemein gesteigerten äolischen Geomorphodynamik im Verlauf des späten Mittel-Holozäns bis Jung-Holozäns wurde bereits zuvor hingewiesen. Eine weitere <sup>14</sup>C-Datierung eines als PA<sub>n</sub>-Horizont mit dichtem Feinwurzelgeflecht im grünen Silt-/Tonstein der 'Andoni Formation' ausgebildeten "Okondeka I-Bodens" am südlichen Rand der Etoscha Pfanne (Profil Eto 63) zeigt, daß der "Okondeka I-Boden" in bestimmten Positionen erst während der letzten Jahrzehnte durch extrem karbonatreiche äolische Sande überdeckt wurde (Abb. 107). Bei einer äußerst geringen äolischen Sedimentation kann der "Okondeka I-Boden" hier allerdings auch als Oberflachenboden anstehen (vgl. Profil Eto 106, Abb. 108).

Die jüngste Aktivierung der äolischen Geomorphodynamik seit dem späten Mittel-Holozän fällt offensichtlich mit einer verminderten Bildung von Quell-Sinterkalken im engeren Untersuchungsraum des Etoscha N.P. zusammen. <sup>14</sup>C-Datierungen von drei Oberflächenproben (Eto 92-I-III) der Sinterkalke der artesischen Quelle 'Agab' am Südrand der Etoscha Pfanne ergaben übereinstimmende Alter in der Größenordnung von 4 000 a BP (Eto 92-I: 3995 +/- 70 a BP [Hv 17394]; Eto 92-II: 4030 +/- 80 a BP [Hv 17395]; Eto 92-

III: 3870 +/- 65 a BP [Hv 17396]). Die Sinterkalke der Quelle 'Agab' bilden eine zirka 10 m hohe Kuppelform, die durch den Überlauf aus dem Quelltopf entstanden ist (Abb. 106). Entsprechend den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen kann demnach davon ausgegangen werden, daß der Überlauf seit etwa 4 ka erheblich vermindert war. Die Kuppelform sitzt dem im "Etoscha Kalkstein" angelegten, rampenförmigen Anstieg der "Kalkstein-Rahmenfläche" um 1100 m ü. NN auf. Die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen belegen damit weiter, daß die Anlage des "1100 m-Niveaus" deutlich älter als rund 4 ka sein muß.

Der Quell-Sinterkalk von 'Agab' gehört zu den jüngsten, bisher datierten Sinterbildungen im Etoscha N.P.. Vom Sinterkalk der 'Namutoni'-Quelle hat bereits RUST (1985: 284, Tab. 1) ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von 9310 +/- 90 (Pta 3043) mitgeteilt. Die Sinterbildung fällt damit an den Beginn der Phase der "Okondeka I-Bodenbildung". Ältere Sinterkalke sind nach Probennahmen des Verfassers von der Quelle 'Gonob' an der Spitze der 'Homob'-Halbinsel auf ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von 17470 +/- 125 a BP (Hv 17397; Probe Eto 99-I) beziehungsweise 26990 +/- 360 a BP (Hv 17398; Probe Eto 99-II) datiert (Abb. 123 und Abb. 36). Die Datierungen fallen hier in die vor-hochglaziale bis hochglaziale Phase der Dünen- generation VI ohne eine initiale Bodenbildung. Nach den genannten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen kann von einer Anlage des "1100 m-Niveaus", als dessen Erosionsrest der Vorsprung der 'Gonob'/'Homob'-Halbinsel aufzufassen ist, vor über 27 ka ausgegangen werden (vgl. auch Kapitel 4.4.2.).

Der Vergleich der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen der Kalksinter einiger Quellen am Südrand der Etoscha Pfanne mit den TL-datierten Phasen einer initialen Verbraunung in den Sanden der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne im Raum 'Okondeka' zeigt, daß die Bildung von Quell-Kalksinter nicht in gleicher Weise als Indikator für Phasen geomorphodynamisch relativ stabiler Umweltverhältnisse interpretiert werden kann, wie die Bodenbildungen (vgl. dazu auch RUST 1984: 283, Fig. 3). Die Bildung von Quell-Kalksinter fand während des Jungquartärs sowohl während Phasen einer erhöhten, als auch während Phasen einer verminderten äolischen Geomorphodynamik statt. Dabei ist zu berücksichtigen, daß gerade die artesischen Quellen, die wahrscheinlich an eine parallel zum Südrand der Etoscha Pfanne streichende und post-karoozeitlich aktive Störungszone gebunden sind, durch besondere hydrogeologische Verhältnisse gekennzeichnet sind (vgl. Kapitel 3.2.3.5.). Von den artesischen Quellen ist - im Unterschied zu den Grundwasserquellen - bekannt, daß sie auch nach unterdurchschnittlichen Regenzeiten während der Trockenzeit nicht austrocknen. Nach den aktuellen Beobachtungen ist jedoch nicht bekannt, unter welchen Umweltverhältnissen eine stärkere Schüttung der Quellen und ein Überlauf aus dem Quelltopf stattfindet (vgl. dazu auch RUST 1985: 209).

#### 4.4.2. Die pedostratigraphische Gliederung der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne - Implikationen für die Datierung der quartären Eintiefungsniveaus der Etoscha Pfanne und ihrer typischen Bodenbildungen

Auf der Grundlage der TL-kalibrierten Pedostratigraphie der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne können im Zuge der Catena 'Okondeka' indirekt Mindestalter für die Anlage des "1100 m-Niveaus" sowie Mindest- und Maximalalter für die Anlage des "1090 m-Niveaus" angegeben werden (Abb. 125, Abb. 117 und Abb. 118). Mit der Datierung der Basis der äolischen Abfolge des Profils Eto 60 auf  $140 \pm 312 - 45$  ka ist die Anlage des "1100 m-Niveaus" älter als 140 ka. Die Anlage des "1090 m-Niveaus" ist entsprechend eines Sedimentationsalters der basalen Dünenande im Profil Eto 56 von  $19.7 \pm 4.1$  ka älter als rund 20 ka und jünger als 140 ka (s.o.). Für das "1100 m-Niveau" besteht die vollständige pedostratigraphische Gliederung der Dünenande, die dieses Niveau überdecken, aus einer Abfolge der "Okondeka-Böden I-III". In der Abfolge äolischer Sande, die dem "1090 m-Niveau" als Dünenwall aufsitzen, sind demgegenüber lediglich die "Okondeka-Böden I-II" ausgebildet (Abb. 125).

Im Bereich des meist leistenförmig erhaltenen "1085 m-Niveaus" in der Umrahmung der Etoscha Pfanne ist in den Decksedimentabfolgen über dem anstehenden Silt-/Tonstein und Sandstein der 'Andoni Formation' bisher lediglich eine Bodenbildung sicher nachgewiesen, die nach den zuvor beschriebenen pedogenetischen Merkmalen der "Okondeka I-Bodenbildung" entspricht. Die Bodenbildung überprägt hier eine sandige bis sandig-lehmige Spülsaum-Fazies. Entsprechend dem datierten Beginn der "Okondeka I-Bodenbildung" an der Wende Spätglazial/Früh-Holozän ist die Anlage des "1085 m-Niveaus" demnach älter als 10 ka und jünger als 20 ka (Abb. 125). In den Profilabfolgen der tiefer als 1085 m ü. NN eingesenkten Niveaus über dem aktuellen Pfannenboden ist ebenfalls der "Okondeka I-Boden" ausgebildet; aus einer Zusammenschau der geomorphologischen und paläopedologischen Befunde ist davon auszugehen, daß der "Okondeka I-Boden" hier zeitlich lediglich die jüngere Bildungsphase im Verlauf des Holozäns umfaßt. Beispiele für Profilabfolgen des "1085 m-Niveaus" und tiefer liegender Niveaus im Umkreis der Etoscha Pfanne sowie äquivalenter Bildungen im Bereich der "Ovambo-Pfannen-Ebene" sind in der Abbildung 124 zusammengestellt.

Die synoptische Betrachtung der paläopedologischen und geomorphologischen Befunde vom westlichen Rand der Etoscha Pfanne erlauben erstmals auch eine altersmäßige Einschätzung für die Bodenbildungen im Bereich der Niveaus um 1100 m ü. NN, um 1090 m ü. NN und um 1085 m ü. NN, die abseits einer äolischen Akkumulation karbonatreicher bis extrem karbonatreicher Dünenande auf der Nord-, Ost- und Südseite der Etoscha Pfanne ausgebildet sind. Entsprechend der TL-Datierung der Basis der Dünenande im Profil Eto 60 auf ein Alter um 140 ka umfaßt die Bodenbildung der Xanthic Arenosols aus karbonatfreien Sanden des "oberen Mushara Niveaus" (oMN) um 1100 m ü. NN auf der Ostseite



der Etoscha Pfanne einen Zeitraum seit dem Ende des Sauerstoff-Isotopenstadiums 6/ Beginn des Sauerstoff-Isotopenstadiums 5. Nachdem jedoch auch auf dem "unteren Mushara-Niveau" (uMN) um 1090 m ü. NN aus karbonatfreien Sanden bereits Xanthic Arenosols ausgebildet sind, reichte offensichtlich bereits ein Zeitraum von lediglich rund 20 ka (TL-Datierung der Basis im Profil Eto 56) für eine entsprechende Pedogenese aus. Aus karbonathaltigen Sanden des sogenannten "Akazien-Niveaus", das als leistenförmige Form um 1085 m ü. NN die "Andonivlakte" umsäumt, haben sich seit dem Beginn des Holozäns (seit 10 ka) Cambic Arenosols entwickelt. (Humi-) Cambic Arenosols und (Humi-) Eutric Cambisols aus karbonathaltigen bis karbonatarmen Sanden (bodenkundliche Kartiereinheit A5; Karte 4) mit einer Bildungsdauer seit etwa 20 ka sind am Nord- und Nordwestrand der Etoscha Pfanne für die Niveaus zwischen 1090 m ü. NN und 1085 m ü. NN kennzeichnend. Aus dem anstehenden "Etoscha Kalkstein" konnten sich im Süden der Etoscha Pfanne, im Bereich des rampenförmigen Überganges der "Kalkstein-Rahmenfläche" unter 1110 m ü. NN, seit etwa 140 ka lediglich karbonathaltige Lithic Leptosols und Rendzic Leptosols (bodenkundliche Kartiereinheiten C3 und C4; Karte 4) entwickeln (vgl. auch Abb. 92). Die hier lokal verbreiteten Verti-Calci Salic Fluvisols (C4, D4) sind ebenfalls bis in den Oberboden hinein karbonathaltig. Ein vollständig entkalktes Bodensolum ist im Süden der Etoscha Pfanne erst mit den Mollic Leptosols und Eutric Vertisols der bodenkundlichen Kartiereinheit (C2) in Vergesellschaftung mit karbonathaltigen Lithic Leptosols und Rendzic Leptosols über 1110 m ü. NN verbreitet (Abb. 92); karbonatfreie Bodenbildungen aus karbonatischen Festgesteinen ("Etoscha Kalkstein") sind im Untersuchungsraum demnach älter als 140 ka.

Die (Humi-) Cambic Arenosols und (Humi-) Eutric Cambisols (bodenkundliche Kartiereinheit A5; Karte 4) des "1090 m-Niveaus" und des "1085 m-Niveaus" im Norden und Nordwesten der Etoscha Pfanne, das heißt im Ostteil der "Ovambo-Pfannen-Ebene", gehen im Westteil der "Ovambo-Pfannen-Ebene" ("1100 m-Niveau") in eine verbreitete in-situ Pedogenese vom Typ der Xanthic Arenosols aus karbonatarmen bis karbonatfreien, äolischen Sanden (A4) über. In Analogie zur Bodenbildung im Bereich des "oberen Mushara Niveaus" (s.o.) kann davon ausgegangen werden, daß die bis etwa 3-5 m über dem Pfannenboden auch an den Flanken der geschlossenen Abtragungshohlformen vorkommenden Xanthic Arenosols eine Pedogenese seit frühestens 140 ka darstellt; auf den tieferen Hangpositionen bildeten sich Xanthic Arenosols allerdings auch noch seit Beginn des Sauerstoff-Isotopenstadiums 4 (seit 80 ka) und sogar noch seit dem Ende des Sauerstoff-Isotopenstadium 3 (seit 24 ka) (bodenkundliche Kartiereinheit A3, Karte 4; vgl. auch die pedologischen Verhältnisse im Bereich des "unteren Mushara Niveaus"). Die Cambic Arenosols des "Catophractes-Niveaus" aus karbonathaltigen Sanden (3-5 m ü. dem Pfannenboden) stellen ein morphologisches und pedogenetisches Äquivalent zum "Akazien-Niveau" der "Andonivlakte" dar, so daß hier von einer Bodenbildung spätestens seit dem Beginn des Holozäns auszugehen ist; in Analogie zum Ostteil der "Ovambo-Pfannen-Ebene"

("1090 m-Niveau" und "1085 m-Niveau") ist jedoch ein früherer Beginn der Pedogenese (post 20 ka) wahrscheinlich. Eine Bodenbildung vom Typ der Haplic Calcisols, die im Bereich eines 2-3 m über dem aktuellen Pfannenboden gelegenen Niveaus durch jüngere karbonatreiche, äolische Sande mit Calcaric Arenosols fossilisiert wird, entspricht pedogenetisch dem "Okondeka I-Boden", für den am westlichen Rand der Etoscha Pfanne eine Bildung zwischen dem ausgehenden Spätglazial/Beginn des Holozäns bis zum späten Mittel-Holozän und Spät-Holozän datiert ist.

Faßt man die vorgelegten Befunde zusammen, so können folgende Ergebnisse herausgestellt werden:

- (1) Auf der Grundlage der TL-kalibrierten Pedostratigraphie der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne können Mindest- und/oder Maximalalter für die Anlage der verschiedenen Niveaus am Pfannenwestrand angegeben werden. Darüber hinaus ist es jedoch auch erstmals möglich, die Bildungsdauer der Böden im Bereich der auskartierten Niveaus in der unmittelbaren Umrahmung der Etoscha Pfanne, abseits der verbreiteten äolischen Akkumulationen, altersmäßig einzuschätzen. Mit zunehmender Annäherung an das aktuelle Niveau des Pfannenbodens treten in einer Topochronosequenz immer jüngere Bodenbildungen auf. Die pedogenetische Ausprägung hängt dabei wesentlich vom Ausgangssubstrat (Festgestein/Lockersediment), vom Karbonatgehalt sowie vom Eintrag allochthoner, karbonathaltiger, äolischer Sedimente - und damit von einer Retardierung der Entkalkung - ab.
- (2) Bei vollständig entkalkten Bodenbildungen vom Typ der Mollic Leptosols und Eutric Vertisols aus karbonatischen Festgesteinen ("Etoscha Kalkstein") ist von einer Dauer der Pedogenese von über 140 ka auszugehen.
- (3) Xanthic Arenosols sind im Untersuchungsraum typische Bodenbildungen aus karbonatarmen bis karbonatfreien Sanden. Ihre Bildungsdauer ist in der zeitlichen Größenordnung von 140 ka (1100 m-Niveau; "oberes Mushara-Niveau") festzulegen. Bei weitgehend ungestörter Entwicklung, das heißt vor allem einem fehlenden bis geringen Eintrag allochthoner, karbonathaltiger, äolischer Sedimente, scheint jedoch eine Dauer der Pedogenese von lediglich rund 20 ka (1090 m-Niveau; "unteres Mushara Niveau") für die charakteristische Profildifferenzierung auszureichen.
- (4) Aus karbonatreicheren Lockersedimenten und/oder einer Retardierung der Entkalkung durch den Eintrag allochthoner, karbonathaltiger, äolischer Sande bildeten sich frühestens seit etwa 20 ka Böden vom Typ der Cambic Arenosols; bei weitgehend ungestörter Pedogenese reicht jedoch auch hier offensichtlich eine Bildungsdauer von lediglich rund 10 ka für eine Profildifferenzierung aus (s. 1085 m-Niveau; "Akazien-Niveau"; "Catophractes-Niveau").
- (5) Analoge Bodenbildungen und Topochronosequenzen der Pedogenese im Landschaftsraum der "Ovambo-Pfannen-Ebene" lassen die Alterseinschätzungen von der unmittelbaren Umrahmung der Etoscha Pfanne auch auf dieses konservierte, ältere

eingetieft sind, in etwa die Umweltverhältnisse der Etoscha Pfanne in der Zeit prä 20 ka beschreiben (vgl. insbesondere das Profil Eto 129 [westliche 'Paradys Pfanne']). Dabei ist freilich zu berücksichtigen, daß die "sandige Fazies des Etoscha Kalksteins" im Bereich der "Ovambo-Pfannen-Ebene" bereits zur Silt-/Tonstein- und Sandstein-Fazies der 'Andoni Formation' überleitet (vgl. Kapitel 4.3.3. und Abb. 67).

Die typologische Ausprägung der "Okondeka-Böden" als initiale Verbraunungshorizonte (f  $C_v$ - bzw. f  $C_{bv}$ -Horizonte) fügt sich in das zuvor entworfene Bild der Umweltverhältnisse der Etoscha Pfanne seit 140 ka ein. Wie bereits dargestellt (Kapitel 4.4.1.) sind die initialen Verbraunungshorizonte im jahreszeitlichen Rhythmus von Trocken- und Regenzeit Ausdruck eines dynamischen Gleichgewichts zwischen der äolischen Sedimentation einerseits und der Entkalkung und Verbraunung andererseits; sie sind damit in der Zeitskala eines Jahres "syndimentäre" Bildungen. Die Manifestation eines f  $C_v$ - bzw. f  $C_{bv}$ -Horizontes innerhalb der Abfolge äolischer Sedimente am westlichen Rand der Etoscha Pfanne hängt damit wesentlich vom Ausmaß der Sedimentation während der Trockenzeit ab. Die Sedimentation ihrerseits wird von den hydrologischen und geomorphodynamischen Bedingungen im Bereich des Pfannenbodens gesteuert. Soweit sich initiale Verbraunungshorizonte in den Dünensanden des westlichen Pfannenrandes ausprägen konnten, so spricht dies zunächst lediglich für eine verminderte Auswehung und äolische Umlagerung von Sedimenten des Pfannenbodens. Die Gründe dafür mögen in einer saisonal längeren Durchfeuchtung des Pfannenbodens und/oder geringeren Windgeschwindigkeiten sowie in einem vergleichsweise geringen Sedimenteintrag von den Pfannenrändern während einer Serie von Regenzeiten liegen (vgl. auch Kapitel 3.3.1.). Mit der pedostratigraphischen Gliederung der Dünen liegen jedoch keine Befunde vor, die im Sinne einer vollständigen Unterbrechung der Sedimentumlagerung vom Pfannenboden zum Pfannenrand und damit als Indiz für einen perennierenden See über einen Zeitraum von mehreren 1000 Jahren gedeutet werden könnten. Soweit solche Umweltverhältnisse vorgelegen hätten, wären Bodenbildungen zu erwarten, die durch eine wesentliche kräftigere Verbraunung und Entkalkung gekennzeichnet sind, wie sie mit den Cambic Arenosols aus karbonathaltigen Sedimenten der bodenkundlichen Kartiereinheit A5 (Karte 4) von anderen Gebieten in der Umrahmung der Etoscha Pfanne - und insbesondere auch vom "Akazien-Niveau" der 'Andonivlakte' - beschrieben sind. Cambic Arenosols bildeten sich selbst dann, wenn die Pedogenese durch den Eintrag karbonathaltiger, äolischer Sedimente retardiert wurde (vgl. Profil Eto 71 am unteren Ekuma-Fluß; Abb. 27).

Faßt man die Befunde zusammen, so läßt sich der in den äolischen Sedimentabfolgen des westlichen Randes der Etoscha Pfanne archivierte Umweltwandel im Verlauf des Jungquartärs, d.h. über einen Zeitraum von 140 ka, vollständig aus der Variabilität der Klima- und Umweltverhältnisse erklären, wie sie seit Beginn des Jahrhunderts durch die meteorologischen Aufzeichnungen dokumentiert ist (vgl. Kapitel 3.3.1. und 3.3.2.). Der Grund-

charakter eines "ökologisch semi-ariden Klimas" beziehungsweise eines "ariden Klimas im Sinne der ursprünglichen Definition von PENCK (1910)" blieb dabei immer erhalten. Zu diesem Ergebnis kommt auch bereits RUST (1985: 210) im Rahmen seiner geomorphologischen Forschungen im Untersuchungsraum von Etoscha.

Der semiaride Klimacharakter des Untersuchungsraumes im Norden Namibias beschreibt dabei, über den saisonalen Rhythmus von Regen- und Trockenzeit hinaus, eine große Spannweite möglicher Klimafluktuationen, die vor allem in der räumlichen und zeitlichen Niederschlagsvariabilität zum Ausdruck kommt. Diese impliziert auch eine große Spannweite möglicher geomorphodynamischer Reaktionen. Im Rahmen der erkannten Niederschlagsperiodizität schließt dies eine Folge von Jahren mit unterdurchschnittlichen und überdurchschnittlichen Niederschlägen ebenso ein, wie eine hohe Niederschlagsvariabilität von Jahr zu Jahr. Bei einer entsprechenden Disposition führt dies einerseits zu einer gesteigerten äolischen und/oder fluvialen Geomorphodynamik; andererseits gehören selbst extreme Ereignisse, wie sie die Flutung der Etoscha Pfanne über die Regenzeit 1933/34 hinaus darstellt (LEUSNER 1936), unter den gegebenen Klimaverhältnissen zum "normalen" geomorphodynamischen Prozeßgefüge.

Die Bildungen der "Okondeka Böden I bis III" sind in der Abfolge karbonathaltiger äolischer Sedimente am westlichen Rand der Etoscha Pfanne im Sinne von ROHDENBURG (1970) zunächst als Phasen geomorphodynamischer Stabilität zu interpretieren; die Akkumulation äolischer Sedimente ohne eine initiale Verbraunung kennzeichnet geomorphodynamisch aktive Umweltverhältnisse. Nach den voranstehenden Ausführungen muß diese Kennzeichnung jedoch um den Begriff "relativ" erweitert und damit präzisiert werden; sie bedarf darüber hinaus einer Ergänzung im Hinblick auf ihre räumliche Dimension. Die Differenzierung von Phasen "relativer geomorphodynamischer Stabilität" sind im Sinne einer zeitlich-stratigraphischen Aussage zunächst nur für Lokalitäten am westlichen Pfannenrand definiert. Selbst hier ergeben sich jedoch zum Beispiel für die Fossilierung des "Okondeka I-Bodens" offensichtlich raum-zeitliche Unterschiede in der Größenordnung von mehreren 1000 Jahren im Verlauf des späten Mittel-Holozäns bis ins Jung-Holozän; bestimmte Abschnitte des südlichen Pfannenrandes wurden offensichtlich erst im Verlauf der letzten Jahrzehnte von der äolischen Sedimentation erfaßt. Geomorphodynamisch ausgesprochen stabile Verhältnisse kennzeichnen im zeitlichen Maßstab des Jungquartärs demgegenüber den Ostrand der Etoscha Pfanne im Bereich des "oberen Mushara-Niveaus" (1100 m ü. NN). Hier entwickelten sich über einen Zeitraum von rund 140 ka Böden vom Typ der Xanthic Arenosols, die wahrscheinlich erst im Verlauf einer jungholozänen Aktivierung der äolischen Geomorphodynamik verbreitet fossilisiert wurden. Während aber die ausgeprägte Bodenbildung der Xanthic Arenosols als Indikator für eine Phase geomorphodynamischer Stabilität interpretiert werden kann, bauten sich im gleichen Zeitraum aus äolisch umgelagerten, karbonathaltigen Sedimenten des Pfannenbodens die beiden durch eine Grasvegetation stabilisierten Dünenwälle am westlichen Rand der Etoscha Pfanne

auf.

Der Hinweis auf die räumliche Differenzierung geomorphodynamisch aktiver und stabiler Umweltverhältnisse erscheint auf den ersten Blick trivial (vgl. auch Kapitel 3.4.). Er ist jedoch dringend notwendig, da bei der bisherigen Diskussion um die Rekonstruktion des jungquartären Klima- und Umweltwandels im südlichen Afrika überwiegend in der Kategorie einer überregionalen Korrelation von zeitlich-stratigraphischen Abfolgen gedacht wird. Betrachtet man den Untersuchungsraum der Flachlandschaft von Etoscha im Bereich des kontinentalen Binnenhochlandes, das heißt oberhalb der "Großen Randstufe", in seiner Gesamtheit, so weisen die auskartierten Bodenbildungen (Karte 4) zumindest für das Jungquartär - wahrscheinlich sogar für den überwiegenden Zeitraum des Quartärs - auf geomorphodynamisch stabile Umweltverhältnisse hin. Das Quartär kann insofern als einheitlicher Zyklus aufgefaßt werden (vgl. auch HEINE 1990a). Unterhalb der "Großen Randstufe" dominiert seit der spätpliozänen Haupthebungsphase und Kippung des südafrikanischen Subkontinentes entlang der Riviere eine starke Tal- und Schluchtbildung (Abb. 7; vgl. auch HEINE 1990a: 228), die im Verlauf des Quartärs nur durch wenige Akkumulationsphasen unterbrochen wird (HEINE 1987, 1990a; RUST 1989; VOGEL 1982, 1989; WARD 1987). Der quartäre Zyklus der Reliefentwicklung unterhalb der "Großen Randstufe" ist demnach in seiner Gesamtheit als Ausdruck geomorphodynamisch aktiver Umweltverhältnisse zu interpretieren. Nach den eigenen Untersuchungen liegen im Bereich der "Großen Randstufe" im Westen von Etoscha nur wenige Hinweise zur Differenzierung der jungquartären Reliefentwicklung vor. Aus der Granitlandschaft von 'Kaross' ist bisher lediglich bekannt, daß sich im Bereich der tiefeingeschnittenen Talböden offensichtlich rezent bis subrezent etwa 60 cm mächtige Sinterkalke gebildet haben. Die  $^{14}\text{C}$ -Datierung der an der Lokalität 'Karossfontein' im Sinterkalk eingebetteten Tierknochen steht noch aus.

#### 4.4.4. Zusammenfassung

Die Befunde zum jungquartären Klima- und Umweltwandel im Untersuchungsraum können wie folgt zusammengefaßt werden:

- (1) Die bis zu 6 m mächtige Abfolge karbonatreicher bis extrem karbonatreicher äolischer Sedimente am westlichen Rand der Etoscha Pfanne umfaßt nach den vorliegenden TL-Datierungen einen Zeitraum von 140 ka. Im Verlauf dieser jungquartären Dünenaufwehung sind die drei Bodenbildungen des "Okondeka I-Bodens", des "Okondeka II-Bodenkomplexes" und der "Okondeka III-Lamellenverbraunung" als f  $\text{C}_v$ -, f  $\text{C}_{vA_b}$ - bzw. f  $\text{C}_{bv}$ -Horizonte nach Gelände- und Laborbefunden nachgewiesen. Die Bildung der "Okondeka III-Lamellenverbraunung" erfolgte nach den vorliegenden TL-Datierungen vom Ende des Sauerstoff-Isotopenstadiums 6 (ca. 130 ka) bis zum Ende des Sauerstoff-Isotopenstadiums 5 (ca. 80 ka). Der "Okondeka II-Bodenkomplex" stellt eine in die drei Phasen a-c gegliederte initiale Verbraunung

im Verlauf des Spätglazials (ca. 16-10 ka) dar. Die "Okondeka I-Bodenbildung" ist im wesentlichen eine holozäne Bildung; sie wird - räumlich differenziert - vom späten Mittel-Holozän bis heute im Zuge der jüngsten Phase einer Aktivierung der äolischen Geomorphodynamik (Dünengeneration I) fossilisiert. Die Dünengeneration VI umfaßt einen langen Zeitraum vom Ende des Sauerstoff-Isotopenstadium 5 (80 ka) bis ins Hochglazial (24-16 ka), ohne daß eine Bodenbildung stattgefunden hätte. Bemerkenswert ist der Befund, daß der Beginn der Aufwehung der jüngsten Dünengeneration im Untersuchungsraum offensichtlich mit den jüngsten bisher bekannten Bildungen von Sinterkalken um 4 ka an der artesischen Quelle 'Agab' zusammenfällt.

- (2) Für die Anlage der im Verlauf der quartären Eintiefung der Etoscha Pfanne gebildeten Niveaus um 1100 m ü. NN, um 1090 m ü. NN und um 1085 m ü. NN können auf der Grundlage der TL-kalibrierten Pedostratigraphie der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne Mindest- bzw. Maximalalter angegeben werden. In der äolischen Decksedimentfolge des 1100 m-Niveaus sind alle drei "Okondeka-Böden" ausgebildet; die Anlage des Niveaus ist damit älter als 140 ka. Mit den "Okondeka-Böden I und II" ist die Anlage des 1090 m-Niveaus auf ein TL-Alter von älter als 20 ka und jünger als 140 ka datiert. Um 20 000 a BP ist nach sedimentologischen und mineralogisch-geochemischen Untersuchungen die Durchteufung des "Etoscha Kalksteins" und eine weitere Eintiefung des Bodens der Etoscha Pfanne in Sedimentgesteinen (Silt-/Tonstein und Sandstein) der 'Andoni Formation' datiert. Entsprechend dem datierten Beginn der "Okondeka I-Bodenbildung" an die Wende Spätglazial/Frühholozän ist die Anlage des 1085 m-Niveaus älter als 10 ka und jünger als 20 ka.
- (3) Auf der Grundlage der TL-kalibrierten Pedostratigraphie der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne können auch die Bodenbildungen vom Typ der Xanthic Arenosols und Cambic Arenosols im Bereich der Niveaus um 1100 m ü. NN, um 1090 m ü. NN und um 1085 m ü. NN erstmals altersmäßig eingeschätzt werden.
- (4) Die paläopedologischen, sedimentologischen und mineralogisch-geochemischen Untersuchungen an den korrelierten Sedimenten der Auswehung vom Pfannenboden belegen über einen Zeitraum von 140 ka eine "salzig-alkalische Endsee-Situation", bei der im jahreszeitlichen Rhythmus von Regen- und Trockenzeit eine flache Wasserbedeckung mit einer vollständigen Austrocknung abwechselt. Der mit der pedostratigraphischen Gliederung der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne archivierte jungquartäre Umweltwandel ist vollständig aus der Variabilität der Klimaverhältnisse seit Beginn der meteorologischen Aufzeichnungen im Untersuchungsraum zu erklären. Insbesondere blieb der "ökologisch semi-aride" Grundcharakter des Klimas immer erhalten.

- 
- (5) Die Bildungen der "Okondeka Böden I bis III" werden als Phasen "relativer geomorphodynamischer Stabilität" interpretiert. Auf die räumliche Differenzierung geomorphodynamisch aktiver und stabiler Umweltverhältnisse im Untersuchungsraum im Verlauf des Jungquartärs ebenso wie im Verlauf des Quartärs wurde hingewiesen. Dieser Aspekt wird im Hinblick auf die Diskussion der Klimasensibilität geoökologischer und geomorphodynamischer Prozesse sowie der landschaftsökologischen Auswirkungen zukünftiger Klimaänderungen in Kapitel 6. erneut aufgegriffen.

## 5. DISKUSSION DER BEFUNDE ZUM KÄNOZOISCHEN KLIMA- UND UMWELT- WANDEL IN ETOSCHA IM ÜBERREGIONALEN VERGLEICH

In diesem Kapitel werden die zuvor vorgelegten Befunde zum känozoischen Klima- und Umweltwandel im Etoscha N.P. und angrenzender Landschaften im Norden Namibias (4. Kapitel) vor dem Hintergrund der in der internationalen Literatur niedergelegten Vorstellungen im überregionalen Vergleich diskutiert. Die Zusammenschau der Einzelbefunde aus dem Untersuchungsraum fügt sich dabei in die differenzierte Rekonstruktion des paläogeographischen Wandels im südlichen Afrika seit dem Spätpaläozoikum ein (Kapitel 5.1.). Grundsätzliche Probleme einer zyklischen Gliederung der Reliefentwicklung (Kapitel 5.1.1) werden in Kapitel 5.1.2. insbesondere vor dem Hintergrund eines klimatisch induzierten Klima- und Umweltwandels im Norden des südafrikanischen Subkontinentes an der Wende Quartär/Tertiär diskutiert. Im Zuge der Darstellung des quartären Klima- und Umweltwandels im Norden des südlichen Afrikas (Kapitel 5.2.) bilden die geomorphodynamische Entwicklung der Etoscha Pfanne im Rahmen der Genese von "Pfannen" allgemein (Kapitel 5.2.1.) sowie die Rekonstruktion des jungquartären Klima- und Umweltwandels (Kapitel 5.2.2.) thematische Schwerpunkte.

### 5.1. Der paläogeographische Wandel im südlichen Afrika seit dem Spätpaläozoikum

#### 5.1.1. Das Problem einer zyklischen Gliederung der Reliefentwicklung

Betrachtet man die känozoische Reliefentwicklung im Norden Namibias in seiner Gesamtheit, so können zunächst zwei Zyklen relativ einheitlicher Formungsdynamik und Reliefentwicklung im Sinne von HEINE (1990a: 231) unterschieden werden:

- (1) ein Zyklus vertikaler Sedimentation im "Etoscha Becken" als Teil des ausgedehnten Sedimentationsraumes des "Kalahari Beckens" im Innern des südafrikanischen Subkontinenten und
- (2) ein Abtragungs-Zyklus, der zur Ausformung und Tieferschaltung der Abtragungshohlform der "Etoscha Pfanne" im südlichen Teil des "Etoscha Beckens" führt.

Das Ende des Sedimentations-Zyklus wird im Untersuchungsraum mit der Bildung des "Etoscha Kalksteins" an der Wende Mio-/Pliozän eingeleitet. Die pliozän/quartäre Reliefentwicklung ist durch allgemeine Abtragung gekennzeichnet. Damit liegt im Norden Namibias eine zeitlich grundsätzlich vergleichbare zyklische Gliederung der Reliefentwicklung vor, wie sie HEINE (1990a; 1991) mit einer dominierenden Flächenbildung bis zum Miozän einerseits und einer dominierenden Talbildung/Einschneidung seit dem Pliozän andererseits von der Namib beschreibt. Während des Sedimentations-Zyklus im Etoscha Becken bleiben Prozesse der Abtragung und Pedogenese auf die Beckenumrahmung beschränkt. In dem Maße, wie sich die Sedimentation im Etoscha Becken nach Ausmaß und Verbreitung reduziert, greift die Abtragung und Pedogenese während des Plio-/Pleistozäns auf die zentralen Teile des Beckens aus.



Die terrestrische Sedimentation im Verlauf des Känozoikums stellt im Etoscha Becken lediglich die Endphase einer weitaus längeren Sedimentationsgeschichte dar, die mit der Ausbildung einer geschlossenen Beckenstruktur während des späten Westfals, am Ausgang des Oberkarbons (290 Ma), beginnt (MOMPER 1982). Abgesehen von den glazialen Tilliten der 'Dwyka Formation' am Beginn der 'Karoo Sequenz' handelt es sich überwiegend um fluviale bis fluvial-limnische Sedimente und seit dem beginnenden Mesozoikum auch um Äolianite. Die spätpaläozoisch-mesozoisch-känozoische Sedimentation im Etoscha Becken wird durch mehrere Erosionsphasen untergliedert (Abb. 69). Die älteste dieser Erosionsphasen erfaßt die in Randpositionen verbreiteten permo-karbonischen Tillite und führt zur Sedimentation der 'Dwyka Shale Formation' als Teil der 'Ecca Gruppe' im Sinne von MOMPER (1982) beziehungsweise der 'Omingonde Formation' nach SACS (1980: 543). Eine weitere Erosionsdiskordanz trennt die spät-triassische 'Etjo Sandstein Formation' von den älteren Sedimenten der 'Karoo Sequenz'. Eine ausgedehnte Erosionsphase erfaßt gegen Ende der 'Karoo Sequenz' weite Gebiete des Etoscha Beckens, bevor die ausgedehnte Sedimentation der 'Kalahari Gruppe' während der ausgehenden Kreidezeit (ca. 100 Ma) einsetzt (Abb. 69). Der jüngste Abtragungszyklus während des Plio-/Pleistozäns (seit ca. 5 Ma) fügt sich in das Bild eines zyklischen Wechsels von Phasen einer dominierenden Sedimentation und Abtragung im Etoscha Becken seit 290 Ma ein.

Wie läßt sich die geologisch-tektonische Entwicklung des Etoscha Beckens im großräumigen Vergleich einordnen?

Zunächst ist festzuhalten, daß die Entwicklung des Etoscha Beckens seit dem ausgehenden Paläozoikum in ihren Grundzügen der des Kalahari Beckens vergleichbar ist (Abb. 69) (vgl. u.a. DINGLE, SIESSER & NEWTON 1983: 65-73; HAUGHTON 1969: 348-410; JONES 1982: 26-34; MALLICK, HABGOOD & SKINNER 1981; SACS 1980: 542-544). Soweit nach Bohrungen bekannt, ist die Abfolge von Sedimenten der 'Karoo Sequenz' jedoch vollständiger und entspricht im wesentlichen der lithostratigraphischen Gliederung des klassischen "Karoo Beckens" in der Republik Südafrika und Lesotho (vgl. DINGLE, SIESSER & NEWTON 1983: 11-65; 69-70; HEDBERG 1979: 284). Auf dem Territorium des heutigen Botswana rekonstruiert JONES (1982: 30-32; 30, Fig. 6) drei Sedimentationszentren im karoo-zeitlichen Kalahari Becken. Im südwestlichen Becken ist in den permo-karbonischen 'Dwyka'-Serien eine glaziomarine Fazies ausgebildet, die ursprünglich noch eine Verbindung des Beckens nach Westen zum offenen Meer anzeigt.

Deutliche Hinweise auf aridere Umweltverhältnisse im subkontinentalen Maßstab mit einer weiträumigen Aktivierung äolischer Prozesse sowie einer ausgeprägten Saisonalität des Klimas liegen im südlichen Afrika erstmals während der späten Trias-Zeit mit den Sandsteinserien der 'Stormberg Gruppe' im karoo-zeitlichen Kalahari Becken sowie der 'Etjo Sandstein Formation' im karoo-zeitlichen Etoscha Becken vor (Abb. 69). Der Wandel vom kalt-humiden Klima während der permo-karbonischen Vereisung zum insgesamt

warm-ariden Klima des Mesozoikums (TYSON 1986: 19, Fig. 2.2; 20-24) geht mit der Entwicklung einer reichen Reptilien-Fauna (u.a. *Mesosaurus*; HAUGHTON 1969: 394-399) sowie mit der Ausbreitung einer von verschiedenen *Pteridophyten* (*Glossopteris*, später vor allem *Taeniopteris*) und hochstämmigen (30-40 m) Koniferen (*Dadoxylon*) dominierten Flora (HAUGHTON 1969: 390-392) einher. Der spätpaläozoisch/mesozoische Klima- und Umweltwandel im südlichen Afrika, der sich insbesondere auch in der Verbreitung von Kohlelagerstätten und evaporitischen Bildungen ausdrückt, ist eine direkte Folge der Lageverschiebung des gesamten Gondwana-Kontinentes gegenüber dem Gradnetz der Erde (vgl. TYSON 1986: 23, Fig. 2.5).

Die geologisch-tektonischen und paläogeographischen Veränderungen, die den Gondwana-Kontinent im Verlauf des Mesozoikums und beginnenden Känozoikums erfassen, führen zu einem weiteren, grundlegenden Wandel der Klima- und Umweltverhältnisse und prägen - praktisch bis heute - die Reliefentwicklung im südlichen Afrika. Durch die Vulkanite der 'Kaoko Formation' im Etoscha Becken beziehungsweise der 'Drakensberg Gruppe' im Kalahari Becken, die rhyolitisch-andesitisch-basaltischen Deckenergüsse des 'Etendeka Plateaus' sowie die bereits an damara-zeitlich aktiven Störungslinien gebundenen Intrusiva ('Erongo'-, 'Brandberg'-Pluton; 'Messum'-Komplex; HAUGHTON 1969: 389-390) wird eine Phase tektonischer Aktivität von der Wende Trias/Jura bis zur Wende Obere/Untere Kreide im südlichen Afrika dokumentiert, die in unmittelbarem Zusammenhang mit dem beginnenden Auseinanderbrechen des Gondwana-Kontinentes und der Öffnung des Südatlantiks in spätjurassischer/frühkretazischer Zeit steht (Abb. 69). Rift-Prozesse (engl. 'rifting') an den Kontinentalrändern führen zur Ausbildung der südwestafrikanischen "Großen Randstufe" im Sinne einer geologisch-tektonischen Randschwelle (MARTIN 1976: 174; PARTRIDGE & MAUD 1987: 188; HÜSER 1991: 33-35). Die Hauptwölbungsachse wanderte seit der initialen Anlage der östlichen Randschulter landeinwärts; westlich des Etoscha N.P. quert die Hauptwölbungsachse heute den als 'Khowarib-Schlucht' bezeichneten Engtalabschnitt des 'Hoanib-Riviers' östlich von 'Sesfontein' (GEOLOGICAL SURVEY SWA/NAMIBIA 1980; vgl. auch HÜSER 1989: 106, Fig. 4; 107). Die von der Randschwellenaufwölbung ausgehenden isostatisch/epirogenetischen Hebungsvorgänge am Ende des frühen Miozäns und im späten Pliozän initiieren nach PARTRIDGE & MAUD (1987) mindestens drei post-Gondwana-zeitliche Erosionszyklen, die als 'African -', 'Post-African I -' und 'Post-African II cycle of erosion' bezeichnet werden (Abb. 69).

Die verschiedenen "Erosionszyklen" im Sinne von PARTRIDGE & MAUD (1987) führen im Verlauf des ausgehenden Mesozoikums und während des Känozoikums über den gesamten südafrikanischen Subkontinent hinweg zur Anlage von Flächen (bzw. Exhumierung prä-basaltischer Flächen im Sinne von HÜSER 1991: 40), zu einer räumlich eng begrenzten Aktivierung der Tiefenerosion (Riviereintiefung), aber auch zu einer Aktivierung der fluvialen und fluvial-limnischen Sedimentation im Bereich der bereits post-da-

mara-zeitlich angelegten, ausgedehnten Becken des kontinentalen Binnenhochlandes (Abb. 69). Die "Erosionszyklen" auf dem Festland können mit höheren Sedimentationsraten im Bereich des kontinentnahen Schelfs sowie in den tiefen Ozeanbecken korreliert werden (PARTRIDGE & MAUD 1987: 187, Tab 1; 201); Maxima der Sedimentation treten dabei im Eozän (ca. 52 Ma), im Miozän (ca. 18 Ma) sowie gegen Ende des Pliozäns (ca. 2.5 Ma) auf.

Für das Kalahari Becken i.e.S. ebenso wie für seinen nordwestlichen Ausläufer, das Etoscha Becken, gehen DINGLE, SIESSER & NEWTON (1983: 290), HEDBERG (1979: 298) und MOMPER (1982: 280) übereinstimmend von einem end-kretazischen Beginn der Sedimentation der 'Kalahari Gruppe' aus (Abb. 69). Beide Sedimentationsräume erweisen sich damit als äußerst persistente Grundstrukturen der geologisch/tektonischen und geomorphologischen Entwicklung im südlichen Afrika. Die höchsten Sedimentationsraten werden im Kalahari Becken nach PARTRIDGE & MAUD (1987: 187, Tab. 1; 195) zwischen dem Ende des frühen Miozäns und dem späten Pliozän erreicht. In den zentralen Positionen des Kalahari Beckens und des Etoscha Beckens gibt es nach den vorliegenden Beschreibungen von Aufschlußbohrungen keine Hinweise auf ausgeprägte Erosionsdiskordanzen im Verlauf der Kalahari-Sedimentation, so daß von einer überwiegend kontinuierlichen Akkumulation auszugehen ist (vgl. auch DINGLE, SIESSER & NEWTON 1983: 291). Demgegenüber werden aus dem Kavangoland (HEGENBERGER 1986/87) und dem Kongo-Becken (CAHEN & LEPERSONNE 1952), wo eine dominant sandige Lithofazies der Kalahari-Sedimente offensichtlich marginale Positionen innerhalb des in zahlreiche größere und kleinere Sedimentationsräume gegliederten Kalahari Beckens anzeigen, Erosionsdiskordanzen durchaus beschrieben (Abb. 69).

Wie lassen sich die Befunde aus dem Etoscha Becken und Kalahari Becken mit den Modellvorstellungen von PARTRIDGE & MAUD (1987) verknüpfen?

Die Datierung der Erosionsdiskordanzen in verschiedenen Untersuchungsräumen des südlichen Afrika hängt im einzelnen wesentlich von der angenommenen zeitlichen Stellung der Hebungsphasen als dem wesentlichen Impuls für die Reliefentwicklung ab. In überregionaler Zusammenschau der Vorstellungen ist festzuhalten, daß die Angaben je nach Autor variieren und insofern theorieabhängig sind (Abb. 69). Aus dem Vergleich der mitgeteilten Befundlage können dennoch gemeinsame Grundzüge abgeleitet werden. Entscheidend für die Zusammenführung der verschiedentlich kontrovers diskutierten Befunde (vgl. u.a. BESLER 1991: 109-112) ist die aus den Sedimentationsräumen abzuleitende Erkenntnis (s.o.), daß die sogenannten "Erosionszyklen" im Sinne von PARTRIDGE & MAUD (1987) paläogeographisch sowohl durch eine Abtragungsdiskordanz (Flächenbildung) beziehungsweise Tiefenerosion der Riviere, als auch durch korrelierte Sedimente der Abtragung dokumentiert sein können. Hinzu treten Phasen der Pedogenese (s. u.a. ausgeprägte Verwitterung und Bildung von 'ferricretes' und 'silcretes' während des

polyzyklischen 'African cycle of erosion' [PARTRIDGE & MAUD 1987: 193]). Die Befundlage im subkontinentalen Maßstab macht eine Verallgemeinerung des Begriffes 'cycle of erosion' nach PARTRIDGE & MAUD (1987) notwendig (vgl. auch MAUD & PARTRIDGE 1989) und führt zur Vorstellung von "Zyklen relativ einheitlicher Reliefentwicklung" im Sinne von HEINE (1990a: 231). Im folgenden wird versucht, diese Vorstellungen von HEINE (1990a) weiterzuentwickeln.

Als Ausgangspunkt der Diskussion bietet sich die detaillierte Rekonstruktion der känozoischen Entwicklung des 'Kuiseb Tales' und der 'Dünen-Namib' durch WARD (1987) an, die auf Grund der günstigen Aufschlußverhältnisse als besonders gut belegt angesehen werden kann. Die 'Post-Gondwana Erosion Phase', die zur Anlage der 'Namib Unconformity Surface' bis zum Beginn des Paläozäns führt, und die "Proto-Namib Desert Phase" ('Tsondab Sandstone Formation') nach WARD (1987: 37-39) können dem gleichen "Relief-Zyklus" eines 'African Cycle' im Sinne von MAUD & PARTRIDGE (1989) zugeordnet werden, der durch eine end-frühmiozäne Hebungsphase (PARTRIDGE & MAUD 1987: 187, Tab. 1) beendet wird (Abb. 69). Von den Sanden der 'Tsondab Sandstone Formation' ist nach BESLER (1991: 111) bekannt, daß es sich um Schwemmfächerbildungen aus dem höhergelegenen Hinterland handelt, die nur über kurze Distanzen äolisch umgelagert wurden (vgl. auch WARD 1987: 37). Entsprechend der Deutung von WARD (1987: 37-39) ist die 'Proto-Namib Desert Phase' als alttertiärer Vorläufer des plio-pleistozänen Namib Ergs älter als die erst seit dem späten Miozän angenommene vollständige Ausprägung des 'Benguela Stromes' mit kaltem Auftriebswasser, die zu vollariden Klimaverhältnissen im Bereich der küstennahen Namib führt (Abb. 69 und 130). Für die Bildung der 'Tsondab Sandstone Formation' ist damit die Verfügbarkeit von äolisch leicht umzulagernden Sedimenten eine wesentliche Voraussetzung.

Der durch eine mäßig intensive (150-300 m), end-frühmiozäne Hebung (PARTRIDGE & MAUD 1987: 187, Tab. 1) eingeleitete 'Post African I'-Zyklus der Reliefentwicklung umfaßt nach den Befunden von WARD (1987: 39) die flache Taleintiefung im Bereich des 'Kuiseb', die nachfolgende Schüttung von fluvialen Sedimenten der 'Karpfenkliff Conglomerate Formation' sowie die abschließende Bildung der bis zu 5 m mächtigen, pedogenen 'Kamberg Calcrete Formation' (End-Miozän) (Abb. 69). Abseits der Entwässerungslinien herrscht Flächenbildung ('Tsondab Planation Surface') bis zur end-miozänen pedogenen Kalkkrustenbildung vor.

Der jüngste 'Post-African II'-Zyklus der Reliefentwicklung wird mit der ausgeprägten spätplozänen Hebungsphase (bis zu 900 m am östlichen Kontinentalrand) und einer westwärtigen Kippung des südafrikanischen Kontinentes eingeleitet (PARTRIDGE & MAUD 1987: 187, Tab. 1). Im Einzugsgebiet des 'Kuiseb' ist der plio-pleistozäne Reliefzyklus nach Befunden von WARD (1987: 39) insgesamt durch eine kräftige Riviereintiefung gekennzeichnet, die nur kurzfristig durch Akkumulationsphasen zur Zeit der Bildung der 'Oswater Conglomerate Formation' (Früh-Mittelpleistozän nach WARD 1987; Plio-Alt-

pleistozän nach WARD 1988), der 'Homeb Silt Formation' (23-19 ka nach VOGEL 1982) sowie der 'Gobabeb Gravel Formation' (Endpleistozän nach WARD 1987) unterbrochen wird. Der 'Post-African II'-Zyklus der Reliefentwicklung entspricht zeitlich der 'Namib Desert Phase'.

Auf der Grundlage der von WARD (1987) vom 'Kuseb' und der 'Dünen-Namib' mitgeteilten Befunde können entsprechend der Abfolge von Phasen der Abtragung (Flächenbildung; Tiefenerosion der Riviere), der Sedimentation und Pedogenese typologisch verschiedene "Zyklen der Reliefentwicklung" definiert werden:

- (1) reine Abtragungs-Zyklen (A-Zyklen); speziell  $A_F$ -Zyklen (dominierende Flächenbildung) und  $A_E$ -Zyklen (dominierende Erosion bzw. Riviereintiefung)
- (2) Abtragungs- - Sedimentations-Zyklen (AS-Zyklen)
- (3) Abtragungs- - Pedogenese-Zyklen (AP-Zyklen)
- (4) Abtragungs- - Sedimentations- - Pedogenese-Zyklen (ASP-Zyklen)

Werden auch die Befunde aus den Sedimentationsräumen des zentralen südafrikanischen Binnenhochlandes (Kalahari Becken i.w.S.) berücksichtigt, so kann ein weiterer Zyklentyp angefügt werden:

- (5) reine Sedimentations-Zyklen mit zeitlich und/oder räumlich kaum relevanter, initialer Abtragung (S-Zyklen); speziell  $S_a$ -Zyklen (dominierende äolische Akkumulation/Dünenaufwehung).

Alle Zyklen der Reliefentwicklung - auch die Sedimentations-Zyklen (s.o.) - beginnen jeweils mit einer durch eine Hebungsphase initiierten Erosionsphase (vgl. PARTRIDGE & MAUD 1987). Die größte geomorphologische Wirksamkeit wird dabei allgemein im Bereich der kontinentalen Randschwellen erreicht. Die Reliefzyklen werden durch eine Phase der Pedogenese beendet (ASP- und AP-Zyklen). Die Ausprägung der Pedogenese wird dabei maßgeblich von den Faktoren "Klima" und "Substrat" gesteuert. Die Erhaltung der Bodenbildung hängt aber wesentlich von der Wirksamkeit der nachfolgenden Abtragungs-/Erosionsphase ab. Soweit die klimatischen Voraussetzungen gegeben sind, kann auch im Zuge reiner Abtragungs-Zyklen - zumindest partiell - eine Pedogenese einsetzen, so daß der Spezialfall eines  $A_p$ -Zyklus (partielle pedogenetisch) vorliegt.

Mit der Abbildung 131 wird versucht, die Reliefentwicklung ausgewählter Untersuchungsräume im südlichen Afrika entsprechend den zuvor definierten Zyklen zu beschreiben; die typologische Charakterisierung folgt dabei den Angaben der jeweiligen Bearbeiter. Die Zusammenstellung zeigt im Überblick, daß sich in der überwiegenden Zahl der Arbeitsgebiete seit dem Auseinanderbrechen des Gondwana-Kontinentes in spätjurasisch/frühkretazischer Zeit drei Zyklen der Reliefentwicklung rekonstruieren lassen, die sich zeitlich einem 'African Cycle', einem 'Post-African I Cycle' und einem 'Post-African II Cycle' nach MAUD & PARTRIDGE (1989) zuordnen lassen. Im Kavangoland (HEGENBERGER 1986/87) ist der 'Post-African I'-zeitliche  $AS_a$ -Zyklus nach eigenen Befunden in einen  $A_p$ -Zyklus (Abtragung mit partieller Pedogenese während des 'Post-

African I Cycle') und einen nachfolgenden AS<sub>a</sub>P-Zyklus (Abtragung-äolische Akkumulation/Dünenaufwehung-Pedogenese während des 'Post-African II Cycle') zu untergliedern.

Das Etoscha Becken zeigt während des spätjurassisch/frühkretazischen bis endfrühmiozänen 'African Cycle' einen mit den meisten anderen Untersuchungsräumen typologisch übereinstimmenden Zyklus der Reliefentwicklung. Während jedoch in der Dünen-Namib die 'Proto-Namib Desert Phase' zur Bildung der äolischen 'Tsondab Sandstone Formation' führt, werden im Etoscha Becken gleichzeitig die fluvialen bis fluvial-limnischen Sedimente der 'Kalahari Gruppe' akkumuliert. Eine wichtige stratigraphische Zeitmarke in der Reliefgeschichte beider Untersuchungsräume stellt die Bildung des 'Kamberg Calcrete' einerseits (WARD 1987: 39) und des "Etoscha Kalksteins" andererseits (vorliegende Arbeit) als Abschluß des 'Post-African I Cycle' dar. Die von Ward (1987) ins End-Miozän gestellte Phase der 'calcrete'-Pedogenese entspricht dabei zeitlich jedoch bereits der Endphase der fluvial-limnischen Bildung des "Etoscha Kalksteins" im südlichen Etoscha Becken; der Bildungsbeginn des "Etoscha Kalksteins" wird auf Grund der lateralen Verzahnung mit fluvialen und fluvial-limnischen Sedimenten der 'Andoni Formation' bereits für das beginnende Oligozän angenommen (Abb. 130).

Bemerkenswert ähnliche Tendenzen kennzeichnen die Reliefentwicklung während des spätpliozän bis holozänen 'Post-African II Cycle' sowohl westlich der südwestafrikanischen Randschwelle, als auch im nordwestlichen kontinentalen Binnenhochland. Die im 'Kuseb-Einzugsgebiet' belegte Phase einer ausgeprägten Tiefenerosion (WARD 1987) läßt sich in vergleichbarer Ausprägung in allen Rivieren nördlich des 'Kuseb' bis zum 'Kunene' erkennen (vgl. u.a. HÜSER 1989; RUST 1987; SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989). Die Eintiefung der exorheisch zum Atlantik orientierten Riviere führt in den oberen Einzugsgebieten des 'Hoanib' zur Auflösung der von über 10 m mächtigen Kalkkrusten konservierten kontinentalen Hochfläche in West-Etoscha (vgl. auch RUST 1985: 202). In der internationalen geowissenschaftlichen Literatur besteht heute die übereinstimmende Auffassung, daß die Eintiefung der Riviere - abgesehen von kurzen Akkumulationsphasen - eine Folge der asymmetrischen, spätpliozänen Haupthebung des südafrikanischen Subkontinentes ist (PARTRIDGE & MAUD 1987: 199-200). Die morphologische Gestalt der Talzüge im Längsprofil ebenso wie junge Flußumlenkungen sprechen für ein Andauern von epirogenen Deformationen bis in die geologische Gegenwart (HÜSER 1989: 104; SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989: 120). PARTRIDGE & MAUD (1987: 200) sowie THOMAS & SHAW (1988) führen zahlreiche Beispiele für Flußanzapfungen im ausgehenden Tertiär sowie im Verlauf des Pleistozäns an, die die Ausprägung des heutigen Entwässerungsnetzes im südlichen Afrika als Folge der spätpliozänen tektonischen Bewegungen erklären (s. 'Orange River'; 'Zambezi System'). Faßt man die Befunde zusammen, so läßt sich die Entwicklung der Entwässerungssysteme im südlichen Afrika seit dem Ende der Jura-Zeit als progressive Anzapfung der endorheischen Entwässerung durch eine zunehmend wirksamere exorheische Entwässerung beschreiben (THOMAS & SHAW 1988:

611); der 'Okavango' ist heute das einzige größere System, das von der ursprünglich dominierenden Binnenentwässerung erhalten geblieben ist.

Eine Flußanzapfung und damit verbundene Umlenkung muß auch im Mittellauf des 'Kunene' angenommen werden (vgl. bereits BEETZ 1933: 146; WELLINGTON 1938: 26-30; GROVE 1969: 208; DARDIS, BECKEDAHL & STONE 1988: 41, Fig. 3.11). Bis etwa 16°30' S in Südafrika ist die 'Kunene'-Talung heute noch nahezu Nord-Süd orientiert und damit generell auf das Etoscha Becken zu gerichtet. Südlich davon biegt die Talung zunächst in eine südsüdwestliche, auf der Höhe des zur 'Etoscha Pfanne' entwässernden 'Etaka' in eine südwestliche und unterhalb der 'Ruacana Fälle' schließlich in eine generell westliche Richtung um (Abb. 132). Mit der Umlenkung in eine westliche Richtung kappt der 'Kunene' unter Bildung einer Steilstufe entlang des Ostufers ältere Entwässerungsrichtungen mit einer südöstlichen Orientierung, der der 'Etaka' auf namibischer und der 'Cocolovar' auf angolanischer Seite ebenso folgen, wie die zahlreichen 'oshanas' des nördlichen Ovambolandes (vgl. auch Abb. 132).

Die Anzapfung des 'oberen Kunene-Systems' durch einen bereits zuvor existierenden 'unteren (Proto) Kunene' - vergleichbar der Anzapfung des 'oberen Zambesi' durch den 'mittleren Zambesi' (THOMAS & SHAW 1988) - im Zuge der spätpliozänen Haupthebungsphase hat unmittelbare Auswirkungen auf den Sedimentationshaushalt im Etoscha Becken. Sie führt genau zu jenen paläogeographischen Verhältnissen, die nach den in Kapitel 4.3.2. mitgeteilten Geländebefunden aus dem Untersuchungsraum als Voraussetzung für die Anlage und erosive Tieferschaltung der Etoscha Pfanne als Abtragungshohlform im Süden des Etoscha Beckens im Verlauf des Quartärs angeführt wurden: ein deutlich verminderter fluvialer und fluvial-limnischer Sedimenteintrag, der langfristig insbesondere von einem Sedimentaustag durch äolische Prozesse übertroffen wird! Die tektonischen Ereignisse leiten damit gegen Ende des Tertiärs einen grundsätzlichen Wandel der paläogeographischen Verhältnisse im Etoscha Becken ein, der zu einer völligen Neuorientierung des morphodynamischen Systems im Sinne von HEINE (1990a: 231) im Verlauf des spätpliozän-quartären 'Post-African II'-Abtragungs-Zyklus der Reliefentwicklung führt (vgl. auch RUST 1985: 209).

### 5.1.2. Klima- und Umweltwandel, Klimasensibilität und zyklische Reliefentwicklung an der Wende Tertiär/Quartär

Die durch das Auseinanderbrechen des Gondwana-Kontinentes geologisch-tektonisch/epirogenetisch stimulierten Zyklen der Reliefentwicklung im südlichen Afrika werden im Verlauf des Känozoikums von einem Klimawandel überlagert, der seinerseits eine Folge der plattentektonischen Bewegungen ist und damit letztlich ebenfalls auf die paläogeographischen Veränderungen an der Wende Jura/Kreide zurückzuführen ist (Abb. 133). Im Zuge der plattentektonischen Bewegungen öffnen sich zunächst "Proto-Ozeane" des Atlan-

tischen, des Südlichen und des Indischen Ozeans. Die Ausbildung einer zirkumantarktischen Meeresströmung, die Änderung der Tiefenwasser-Zirkulation und die erstmalige Bildung von antarktischem Eis an der Wende Eozän/Oligozän (40-37 Ma) führt zu einem weltweiten Absinken der Oberflächentemperaturen der Ozeane sowie zu einer Änderung der atmosphärischen Zirkulation (LEG 113 SHIPBOARD SCIENTIFIC MEMBERS 1987; MILLER, FAIRBANKS & MOUNTAIN 1987; TYSON 1986: 24-25).

Ein wesentlicher klimatischer Impuls für das südwestliche Afrika geht von der vollständigen Ausprägung des küstenparallelen, äquatorwärts gerichteten Benguela-Stromes und der Etablierung eines Systems kalter, nährstoffreicher Auftriebswässer entlang der Namib-Küste aus. SIESSER (1978) und nachfolgend DIESTER-HAASS & SCHRADER (1979), DINGLE, SIESSER & NEWTON (1983: 310, Fig. 188; 314) sowie DIESTER-HAASS (1988) datieren die Intensivierung des 'Benguela Upwelling' auf der Grundlage mikropaläontologischer und geochemischer Untersuchungen an marinen Bohrkernen - nach schwächerem Beginn bereits im ausgehenden Oligozän - ins Spät-Miozän um etwa 10 Ma (vgl. auch Abb. 130). Unter Berufung auf diese marinen Befunde erfolgte auch nach COETZEE (1978) der Wandel von einer von Palmen dominierten subtropischen bis tropischen Vegetation mit alternierenden Phasen eines Koniferenwaldes zu offeneren Macchien-Gesellschaften im südwestlichen Kapland im späten Miozän. Die sich darin ausdrückende, progressive Zunahme der Aridität ist spätestens seit dem frühen Pliozän auch entlang der namibischen Küste auf der Höhe von 19°S nachweisbar, wo VAN ZINDEREN BAKKER (1984) nach palynologischen Untersuchungen an marinen Bohrkernen bereits eine Wüsten-Vegetation mit dominierenden Gräsern rekonstruiert; eine Baumvegetation bleibt - wie heute - lokal auf die Riviere beschränkt. Die vollareniden Verhältnisse der Namib-Küste greifen nach COETZEE (1980) und VAN ZINDEREN BAKKER & MERCER (1986) in abgeschwächter Weise auch auf das Innere des südafrikanischen Subkontinentes über. Nach PARTRIDGE (1978) soll bereits seit dem späten Miozän eine Savannen-Vegetation im Westen von Angola existiert haben (vgl. VAN ZINDEREN BAKKER 1986: 70, Fig. 1). Auch aus anderen Teilen Afrikas gibt es Hinweise auf eine endtertiäre Ausbreitung von offenen Grassavannen auf Kosten von Waldgesellschaften (vgl. u.a. AXELROD & RAVEN 1978); nach Untersuchungen der stabilen Kohlenstoff-Isotope ostafrikanischer Paläoböden hält CERLING (1992) ausgeprägte tropische Grasländer des "Serengeti-Typs" mit dominierenden C<sub>4</sub>-Arten allerdings für eine vergleichsweise junge Entwicklung der letzten 1 Ma. Der vegetationsgeographische Wandel gegen Ende des Tertiärs ist offensichtlich mit einem faunistischen Wandel gekoppelt und hatte insbesondere Auswirkung auf die Entwicklung der Hominiden (KLEIN 1984). BRAIN (1981) geht davon aus, daß sich 28 der an eine offene Savannenvegetation adaptierten Antilopenarten in Afrika erst seit dem frühen Pliozän entwickelten.

Nach den in Kapitel 4.3.1. vorgelegten morphologischen und pedologischen Befunden



wurde die initiale Anlage ausgedehnter Längsdünen-Systeme ('Alab'-Dünen nach GROVE 1969) im nördlichen Namibia, die auch den Nordosten des Etoscha N.P. erreichen, an die Wende Pliozän/Pleistozän gestellt (Abb. 130). Die großräumige Aufwehung von parallelen, bis zu 25 m hohen und zwischen 1 und 2.5 km voneinander entfernten Dünenwällen (THOMAS 1984: 83, Fig. 5) fügt sich in das zuvor entworfene Bild der paläogeographischen Verhältnisse im südlichen Afrika im ausgehenden Tertiär und beginnenden Quartär ein.

Die weiträumige Verbreitung der Längsdünen-Systeme ebenso wie die Bildung von zum Teil über eine Distanz von mehr als 200 km zu verfolgende einzelne Dünenwälle setzt eine gegenüber den heutigen Verhältnissen deutliche aufgelichtete Vegetationsdecke und allgemein höhere Windgeschwindigkeiten voraus. Bei einem Niederschlag zwischen 500 mm/a und 550 mm/a wird die aktuelle Vegetation des 'Kavango Längsdünenveld' im Norden Namibias von DU PLESSIS (1991a) als '*Croton gratissimus/Lonchocarpus nelsii/Bauhinia petersiana*'-Buschsavanne mit eingeschalteten Baumgesellschaften von *Terminalia prunioides* und *Acacia luederitzii* beschrieben. Vergleichbar den Verhältnissen im angrenzenden 'Kalahari Sandveld' im Nordosten des Etoscha N.P. beträgt der Deckungsgrad der Vegetationsschicht durchschnittlich zirka 30% (DU PLESSIS 1992c: mündl. Mitt.). Nennenswerte äolische Sandverfrachtungen setzten bei einem entsprechenden Deckungsgrad nach Untersuchungen von WASSON & NANNINGA (1986) jedoch erst bei Windgeschwindigkeiten von über 10 m/s ein (vgl. auch THOMAS 1988: 149, Fig. 2), die an der Meßstation 'Okaukuejo' im Zeitraum 6.1.1982-08.01.1991 bei Winden aus nordöstlichen Richtungen insgesamt nur während 50 Tagen registriert wurden (ENGERT 1992b: mündl. Mitt.). Verringert sich der Deckungsgrad der Vegetation auf einen Wert von 10%, der nach Feldbeobachtungen von LANCASTER (1988: 240, Tab. 1) als Voraussetzung für eine "volle Aktivität der Dünenbildung" angesehen wird, so werden bei einer Windgeschwindigkeit von 10 m/s bereits 0.05 t/m/h umgelagert (Abb. 134); der Wert erhöht sich bei 13 m/s rasch auf zirka 0.25 t/m/h, bei 15 m/s sogar auf rund 0.45 t/m/h!

Die Frage nach den Sedimentquellen für die initiale Anlage der Längsdünen-Systeme im südlichen Afrika leitet unmittelbar in eine überregionale Diskussion der Altersstellung dieser Dünen über. Aus der Sicht einer letzteiszeitlich hochglazialen (zirka 19-16 ka) Aktivierung der äolischen Geomorphodynamik sehen HEINE (1981: 7-10) und LANCASTER (1988: 237-238) Pfannen (einschließlich Pfannenrand-[Lunette-] Dünen), Täler und Pedimente als die wichtigsten Sedimentquellen an; darüber hinaus muß eine Remobilisierung prä-existenter Sande (auch aus Dünengassenpositionen) in Betracht gezogen werden. Nach den hier vorgelegten Gelände- und Laborbefunden liefert im Norden Namibias die vorangegangene pedogenetische Überprägung einer ausgesprochen sandigen Fazies der Kalahari Gruppe (Sandsteine der 'Andoni Formation', 'Omatako Formation', 'Eiseb Formation', sandiger "Etoscha Kalkstein") an der Wende Pliozän/Frühquartär das Substrat für die weiträumige Aufwehung der Längsdünen-Systeme durch Winde aus östli-

chen Richtungen (Abb. 91). Betrachtet man den Großraum des 'Kalahari Beckens' in seiner Gesamtheit, so scheint eine verbreitete sandige Fazies der fluvialen Hangendsedimente der Kalahari Gruppe generell eine wichtige Voraussetzung für eine nachfolgende Dünenaufwehung zu sein (vgl. auch LANCASTER 1990: 283). Einen Sonderfall stellt die plio-/pleistozäne Dünenbildung in der Namib ('Namib Desert Phase' nach WARD 1987) dar, die aus der erneuten Umlagerung von Sanden der bereits alttertiären (oligozänen) äolischen 'Tsondab Sandstone Formation' der 'Proto-Namib Desert Phase' nach WARD (1987) hervorgegangen ist (BESLER 1991: 114-115). Nach den zur Verfügung stehenden Sedimentquellen ist damit die Anlage beziehungsweise zumindest traditionelle Weiterbildung der Längsdünen-Systeme im südlichen Afrika seit dem ausgehenden Tertiär potentiell möglich.

Für die weitere Diskussion ist von Bedeutung, daß ein bimodales - d.h. jeweils +/- parallel zum Verlauf der Dünenkämme ausgerichtetes - Windregime nach der initialen Anlage der Längsdünen eher von der Dünenform selbst, als durch die großräumige atmosphärische Zirkulation erzeugt wird und damit wesentlich für die Erhaltung der Längsdünenform verantwortlich ist (THOMAS 1988: 597; HEINE 1990b: 165). Die Frage nach der Altersstellung der Längsdünen-Systeme im südlichen Afrika muß sich damit auf die Frage der initialen Anlage der großräumig zwischen dem Oranje-Fluß im Süden und dem Kongobecken im Norden verbreiteten Längsdünen konzentrieren; dies ist insbesondere für alle paläoklimatischen Folgerungen im Verlauf des Jungquartärs zu berücksichtigen.

Über die vergangenen 35 Jahre der Forschung zu der genannten Problemstellung können zwei Auffassungen unterschieden werden: Insbesondere in "älteren" Arbeiten wird aus der Sicht der Geländebeobachtung die initiale Anlage während eines Zeitraumes zwischen dem ausgehenden Tertiär und dem frühen Pleistozän angenommen (vgl. KORN & MARTIN 1957; GROVE 1969). Eine entsprechende Zeitstellung wird durch archäologische und geomorphologisch-sedimentologisch-pedologische Befunde auch in "jüngeren" Untersuchungen gestützt (vgl. u.a. HELGREN 1978; COOKE 1980; HEINE 1981, HELGREN & BROOKS 1983; HEINE 1990b). Demgegenüber diskutiert LANCASTER die großräumige Anordnung der Längsdünen-Systeme im südlichen Afrika (vgl. Abb. 91) in verschiedenen Publikationen (1980, 1984, 1987, 1988) aus der Sicht hochglazial ariderer Klimaverhältnisse zwischen 19 und 16 ka, obwohl LANCASTER (1981: 342) selbst Indizien für eine Anlage der 'Group A'-Dünen des nordwestlichen Botswana sowie des angrenzenden Namibia und Angola vor 30-20 ka anführt.

Unter sehr günstigen Aufschlußverhältnissen kann HEINE (1981: 11-14) sowie HEINE (1990b) bei den Längsdünen der südwestlichen und westlichen Kalahari vier Dünengenerationen (I-IV) unterscheiden, die jeweils übereinandergestapelt und mit fluvialen Sedimenten in den Dünengassen verzahnt sind (vgl. HEINE 1981: 12, Fig. 5). Die unterschiedenen Dünengenerationen I und II werden von HEINE (1990b: 173) ins ausgehende Tertiär/Frühquartär gestellt und entsprechen den hier beschriebenen Profilen Eto 128 und

Eto 137 (Etoscha N.P.) beziehungsweise Kav 4 (Raum Rundu) mit einer typischen Rhodic/Chromic Arenosol-Bodenbildung. Jüngere äolische Umlagerungen im Bereich der Dünenkämme führen zur Bildung der hochglazialen Dünengenerationen III (post 20/19 ka bis ca. 12 ka) und der holozänen Dünengeneration IV (IVa: 5-3 ka; IVb: letzte 200 Jahre) (HEINE 1990b: 163-169). Bei den zuvor genannten Längsdünen-Profilen in Etoscha und im Raum Rundu/Kavangoland kann lediglich eine jüngere äolische Komponente im Oberboden nachgewiesen werden. Eine genaue zeitliche Zuordnung entsprechend der Gliederung von HEINE (1990b) kann hier nicht vorgenommen werden; im Zusammenhang mit anderen Befunden aus dem Untersuchungsraum im Norden Namibias ist jedoch eine Aktivierung der äolischen Umlagerung während des Jungholozäns und lokal erst während der letzten Jahrzehnte wahrscheinlich.

Die differenzierten Geländebefunde von HEINE (1981, 1990b), die eigenen Befunde aus dem Norden Namibias im Zusammenhang mit der quartären Entwicklung der Etoscha Pfanne (vgl. Kapitel 4.3.2. und 4.4.2.) lassen zusammen mit den Beobachtungen anderer Autoren (s.o.) sowie aus der Kenntnis der paläogeographischen Situation im subkontinentalen Maßstab (s.o.) keinen Zweifel daran, daß die initiale Anlage der großräumig verbreiteten Längsdünen-Systeme im südlichen Afrika an die Wende Pliozän/Frühpleistozän zu stellen ist. Aus der Sicht des heutigen Standes der Quartärforschung im südlichen Afrika muß die Vorstellung einer letzhochglazialen Anlage der ausgedehnten Längsdünen-Systeme als eine methodisch bedingte Verengung der Betrachtungsweise verstanden werden, die sich wesentlich auf die bisher bekannte <sup>14</sup>C-Chronostratigraphie des Großraumes stützt (vgl. auch Diskussion in Kapitel 5.2.2.).

Die von GOUDIE (1970), GROVE (1969), LANCASTER (1981, 1984, 1987, 1988) sowie THOMAS (1984) auf der Grundlage umfangreicher Auswertungen von LANDSAT-Satelliten-Szenen rekonstruierte großräumige Anordnung der heute in ihrer Lage weitgehend fixierten Längsdünen-Systeme (Abb. 91) läßt sich demnach hinsichtlich ihres paläoklimatischen Aussagewertes für die Zeit End-Pliozän/Frühpleistozän interpretieren. Daraus folgt, daß die zunächst für das Hochglazial der letzten Eiszeit (engl. 'Last Glacial Maximum' [LGM]) entwickelte Deutung von HEINE (1981: 34; 1990a: 169, 172), daß eine ausgeprägtere antizyklonale Zirkulation als heute über dem südafrikanischen Subkontinent mit dominant östlichen Windrichtungen an der Nordflanke und dominant nördlichen bis nordwestlichen Windrichtungen an der Westflanke - jeweils parallel zu den Längsdünen -, die Situation an der Wende Pliozän/Pleistozän beschreibt. Mit den durch die drei unterschiedenen Längsdünen-Großmuster der 'northern dunes' ('group A' und 'group B') sowie der 'southern dunes' dokumentierten unterschiedlichen Paläowindrichtungen und eines Vergleiches dieser Paläowindrichtungen mit den aktuellen, saisonal differenzierten Strömungsverhältnissen im südlichen Afrika können im Sinne von LANCASTER (1981) möglicherweise sogar drei Phasen eines spätpliozän/frühpleistozänen Aufbaus der Längsdünen rekonstruiert werden, die jeweils durch eine veränderte Lage der antizyklonalen Strömung

initiiert wurden. Diese Interpretation bedarf jedoch zukünftig einer weiteren Überprüfung durch einen pedologischen Forschungsansatz, wie er in der vorliegenden Arbeit verfolgt wird.

Die hier entwickelten Altersvorstellungen erklären verschiedenartige Entwicklungen der Längsdünen-Systeme im Verlauf des Quartärs. Auf Grund der Modifikation des lokalen Windsystems durch die Dünenform selbst (s.o.) kommt es während quartärer Phasen einer erhöhten äolischen Geomorphodynamik infolge lokaler Umlagerungen im Bereich der Dünenkämme zum Aufbau jüngerer Dünengenerationen (vgl. HEINE 1981; 1990b). Berücksichtigt man die über bis zu 2 Ma andauernde mögliche Überprägung der ursprünglichen Längsdünenform, so resultiert daraus das insbesondere aus der Südwest-Kalahari bekannte, sehr differenzierte Bild des Dünenkamm-Musters (HEINE 1981: 6, Fig. 2). Eine starke Überformung resultiert hier vor allem durch zwei unterschiedliche Windsysteme, die sich nach HEINE (1981: 27-29) während des 'Last Glacial Maximum' im jahreszeitlichen Rhythmus überlappt haben. THOMAS (1988: 156) weist jedoch nach Untersuchungen in Australien und Israel nachdrücklich darauf hin, daß selbst ein Deckungsgrad der Vegetation von bis zu 35% nicht notwendigerweise eine äolische Umlagerung im Bereich der Kammpositionen der Längsdünen hemmt. Dies relativiert allerdings die Vorstellung von letzthochglazial ausgesprochen "ariden" Klimaverhältnissen im Innern des südafrikanischen Subkontinentes (vgl. u.a. LANCASTER 1984: 439-441; DEACON & LANCASTER 1988: 146; 155-156) und läßt durchaus "wechselfeucht semi-aride" Klimaverhältnisse (HEINE 1990b: 172) zu. Ökologisch semi-aride Klimaverhältnisse kennzeichnen jedoch aktuell auch den Untersuchungsraum des Etoscha Nationalparks im Norden Namibias mit durchschnittlichen Jahresniederschlägen zwischen unter 300 mm/a und über 450 mm/a (vgl. Kapitel 3.3.)! Im Unterschied zur Aufwehung jüngerer Dünengenerationen in der südwestlichen Kalahari unterliegen die spätpliozän/frühpleistozän angelegten Längsdünen vor allem in ihrem nördlichen Verbreitungsareal (Simbabwe, Sambia, Angola und Südost-Zaire) während des Quartärs allgemein Prozessen der fluvial/äolischen Abtragung (FLINT & BOND 1968; THOMAS 1984; THOMAS & GOUDIE 1984); in der südlichen 'Shaba Provinz' (Zaire) kommen lokal auch sekundäre Bildungen von Transversal-Dünen vor (DE DAPPER 1988). Aus dem Untersuchungsraum der vorliegenden Arbeit sind Degradationsstadien ehemals ausgedehnter Längsdünen mit den kurzen Längsdünenzügen im Raum 'Paradys' sowie mit den geringmächtigen Sanddecken des 'Ovambo Sandveld' im Westen des Etoscha N.P. beschrieben (vgl. Kapitel 3.2.3.1.).

Faßt man die heute vorliegenden Befunde zum Klima- und Umweltwandel im südlichen Afrika an der Wende Tertiär/Quartär zusammen, so können folgende Ergebnisse nach einem überregionalen Literaturvergleich herausgestellt werden:

- (1) Die paläogeographischen Veränderungen, die das südliche Afrika seit dem Auseinanderbrechen des Gondwana-Kontinentes prägen, werden im Verlauf des Jungter-

- tiärs (spätes Miozän und Pliozän) von einem Klimawandel überlagert, der seinerseits zu einem der tiefgreifendsten Umweltveränderungen führt, die den Subkontinent während der jüngeren geologischen Geschichte erfaßt haben. Für die Westseite des Subkontinentes gehen wesentliche klimatische Impulse von der vollständigen Ausprägung des kalten Benguela Stromes seit 10 Ma (Spät-Miozän) aus, die zu progressiv arideren Klimaverhältnissen führt. Spätestens seit dem Pliozän sind nach palynologischen Untersuchungen vollatmosphärische Verhältnisse entlang der Namib-Küste nachgewiesen, die abgeschwächt (semi-arid, sub-humid) auch auf das Innere des Subkontinentes übergreifen. In die gleiche Zeit fällt auch ein bemerkenswerter vegetationsgeographischer und faunistischer Wandel (s. Ausbreitung einer offeneren Savannenvegetation und Entwicklung von Antilopenarten, die an die neuen Umweltbedingungen angepaßt sind).
- (2) Der für das südliche Afrika rekonstruierte Paläoklimawandel fügt sich heute in das weltweite Bild eines Paläoklimawandels ein, der durch eine allgemeine thermische Klimaverschlechterung sowie sprunghaften Temperaturerniedrigungen während des Känozoikums gekennzeichnet ist (HEINE 1991) (vgl. auch Abb. 69).
  - (3) An der Wende Pliozän/Frühpleistozän, und damit zeitlich wahrscheinlich mit einer Expansion des antarktischen Meereises einhergehend (Abb. 69), führt eine ausgeprägte antizyklonale Zirkulation über dem südafrikanischen Subkontinent zur Aufwehung ausgedehnter Längsdünen-Systeme ('Alab'-Dünen) zwischen dem 'Oranje'-Fluß im Süden und dem 'Kongobecken' im Norden. Als Sedimentquelle steht zu dieser Zeit in den großen Sedimentationsbecken im Innern des Subkontinentes eine verbreitete sandige Fazies von Sedimenten der 'Kalahari Gruppe' zur Verfügung. Nach Ausmaß und Verbreitung der äolischen Umlagerung handelt es sich um die bedeutendste Phase erhöhter äolischer Geomorphodynamik im südlichen Afrika seit der Bildung der äolischen 'Etjo Sandstone Formation' (vgl. Abb. 69).
  - (4) Die Zeitstellung einer initialen Anlage der ausgedehnten Längsdünen-Systeme ergibt sich im Untersuchungsraum des Etoscha N.P. und angrenzender Landschaften im Norden Namibias aus der Lagerrelation der Längsdünen in Bezug auf die im Verlauf des Quartärs eingetiefte Abtragungshohlform der Etoscha Pfanne sowie aus pedologischen Befunden (s. Überprägung der Dünen durch eine der intensivsten Bodenbildungen des Untersuchungsraumes vom Typ der Rhodic/Chromic Arenosols). Ein in der Literatur diskutiertes jungquartäres und insbesondere ein letzteiszeitlich hochglaziales Alter der initialen Anlage der Längsdünen-Systeme (vgl. zusammenfassend DEACON & LANCASTER 1988: 62-66) kann nach den Befunden aus Etoscha ausgeschlossen werden. Daraus folgt jedoch, daß die weitreichenden paläoklimatischen Folgerungen für das Jungquartär, die aus dem großräumigen Verbreitungsmuster der Längsdünen-Systeme abgeleitet werden, in Zukunft erneut zu überdenken sind.

- (5) In verschiedenen Modellvorstellungen zur Reliefentwicklung werden die "Übergangsphasen" zwischen einzelnen Zyklen als die geomorphodynamisch besonders wirksamen Zeiten herausgestellt (vgl. u.a. ROHDENBURG 1971; BRUNSDEN & THORNES 1979; BRUNSDEN 1980; HEINE 1990a; LANCASTER 1990). Am Beispiel der känozoischen Reliefentwicklung der Namib unterscheidet HEINE (1990a) einerseits Stadien/Zeiten der Reliefformung, die den Prozeß der Anpassung gegenüber einem externen Impuls der Veränderung dokumentieren und andererseits Stadien/Zeiten der Reliefformung, die gegenüber einem externen Impuls der Veränderung (z.B. Klimaschwankung) bereits angepaßt sind (Ebenda: 231). Die Vorstellungen lassen sich auf das 'Landscape sensitivity and change'-Konzept von BRUNSDEN (1980: 17-20; 18, Fig. 1) zurückführen. An der Wende Tertiär/ Quartär befindet sich die Reliefentwicklung im Norden Namibias sowohl aus geologisch/tektonischer als auch aus paläoklimatologischer Sicht in einer Übergangsphase (s. Übergang 'Post-African I/Post-African II Cycle'; Umstellung zu allgemein "arideren" Klimaverhältnissen im subkontinentalen Maßstab), die zu einer völligen Neuorientierung des geomorphodynamischen Systems führt. Die zeitliche Kopplung der geologisch/tektonischen und paläoklimatischen Entwicklung bedingt dabei insbesondere eine hohe Sensibilität gegenüber geomorphodynamischen Veränderungen, die während der Übergangsphase - als Folge der sich überlagernden Veränderungen in den Subsystemen "Niederschlag/Temperatur", "Deckungsgrad der Vegetation" und "Verfügbarkeit äolischer Sedimente" - durch eine markant gesteigerte äolische Geomorphodynamik und Bildung großräumig verbreiteter Längsdünen-Systeme dokumentiert wird (Abb. 135). Die nachfolgende quartäre Formung im Norden Namibias stellt ein Stadium der Reliefentwicklung dar, das an die externen Veränderungen bereits angepaßt ist.

## 5.2. Quartärer Klima- und Umweltwandel im Norden des südlichen Afrikas

### 5.2.1. Die geomorphodynamische Entwicklung der Etoscha Pfanne im Rahmen der allgemeinen Genese von "Pfannen"

"Pfannen" (engl. [plural] 'pans') gehören mit zu den auffälligsten geomorphologischen Formen im südlichen Afrika. In der Nachfolge der ersten wissenschaftlichen Untersuchungen durch ALISON (1899) und PASSARGE (1904) haben sich bis in die jüngste Zeit zahlreiche Autoren mit dem Problem der Genese von Pfannen beschäftigt (vgl. u.a. [in zeitlicher Reihenfolge und ohne Anspruch auf Vollständigkeit] PASSARGE 1911, JAEGER 1926, WELLINGTON 1938, JAEGER 1939, ROGERS 1940, WELLINGTON 1945, DE BRUIYN 1971, LANCASTER 1978a, LE ROUX 1978, HEINE 1981, BRUNO 1985, GOUDIE & THOMAS 1985, RUST 1985, LANCASTER 1986, GROBLER, LOOCK & BEHOUNEK 1988, MARSHALL 1988, VERHAGEN 1990). Einen forschungsgeschichtli-

chen Überblick und eine regionale Zusammenfassung des aktuellen Forschungsstandes für das südlichen Afrika hat SHAW (1988) vorgelegt; in einem eigenständigen Kapitel der von THOMAS (1989) herausgegebenen Monographie *'Arid Zone Geomorphology'* unterziehen SHAW & THOMAS (1989) den weltweiten Forschungsstand zur Verbreitung und Genese von Pfannen - unter Berücksichtigung der phänomenologisch verwandten 'Playas' und 'Salt Lakes' - einer umfassenden Literaturkritik.

Der seit ALISON (1899) sowohl im südlichen Afrika als auch in Australien (BOWLER & WASSON 1984) gebräuchliche Begriff 'Pan' (dt. "Pfanne") wird in der internationalen Literatur meist synonym zu den Begriffen 'Playa' (weltweit), 'Playa Lake', 'Saline/Salt Lake' (Australien, China, Nordamerika), 'Sebkha' (Nordafrika, Arabien), 'Kavir' (Iran), 'Salar' (Peru) und 'Salztonebene' (dt. Sprachgebrauch) verwendet, obwohl damit genetisch höchst unterschiedliche geomorphologisch/sedimentologische Bildungen beschrieben werden (vgl. SHAW & THOMAS 1989: 185). Die terminologischen Unsicherheiten erschweren allerdings eine differenzierte genetische Betrachtung und führen insbesondere bei paläoklimatisch orientierten Untersuchungen zu offensichtlichen Fehlinterpretationen (vgl. u.a. LANCASTER 1978a: 96-97).

Playas und Pfannen sind nach SHAW & THOMAS (1989: 186-187) zunächst einige allgemeine Charakteristika gemeinsam: Sie nehmen im regionalen, oder zumindest im lokalen Maßstab, die tiefsten Geländepositionen ein und haben als geschlossene Hohlformen keinen Ausfluß. Der flache Playa-/Pfannen-Boden wird - zumindest in Teilen - saisonal wasserüberflutet, ist vegetationsfrei oder wird von einer den Umweltbedingungen angepaßten, meist halophytischen Vegetation bedeckt. Beim Wasserhaushalt übertrifft die Evapotranspiration die zufließende Wassermenge um ein Vielfaches. Darüber hinaus muß jedoch in Anlehnung an SHAW & THOMAS (1989: 187-189) zwischen geschlossenen Hohlformen unterschieden werden, die durch langfristige Sedimentation (Sediment-Input > Sediment-Output) beziehungsweise durch langfristige Abtragung (Sediment-Input < Sediment-Output) entstanden sind. Eine Unterscheidung ist im allgemeinen nur durch eine detaillierte Rekonstruktion der känozoischen Landschaftsgeschichte des Großraumes möglich. Auf der Grundlage der aus dem südlichen Afrika mitgeteilten Befunde sowie nach den hier vorgelegten Untersuchungsergebnissen aus dem Norden Namibias wird vorgeschlagen, den Begriff 'Playa' (synonym 'Salt Lake', 'Sebkha', etc.) auf Sedimentations-Becken und den Begriff 'Pan' ("Pfanne") auf Abtragungshohlformen (RUST 1985) festzulegen. In diesem Sinne wird hier eine terminologische Unterscheidung zwischen dem "Etoscha Becken" und der "Etoscha Pfanne" vorgenommen. In aktiv geformten Pfannen werden - im Gegensatz zu aktiven Sedimentationsbecken - nie größere Sedimentmächtigkeiten erreicht. In Kapitel 4.2.4. wurde daraus bereits die Konsequenz abgeleitet, daß sich die geringmächtigen par-autochthonen bis allochthonen Sedimentsequenzen der Pfannenböden nicht für differenzierte paläolimnische Milieurekonstruktionen und insbesondere nicht für eine detaillierte Rekonstruktion des jungquartären Klima- und Umweltwandels

eignen. Soweit die Pfannen in fluviale und fluvial-limnische Sedimente ehemaliger Sedimentationsrume eingetieft sind (s. Etoscha Becken; Kalahari Becken), so bedarf es ausgedehnter geologisch-sedimentologisch-mineralogischer Voruntersuchungen, um zuverlässig zwischen den Beckensedimenten und den Sedimenten des aktuellen Pfannenbodens unterscheiden zu können (s. Kapitel 4.2.). Soweit bis heute bekannt, lassen sich die aus verschiedenen Pfannen des südlichen Afrikas beschriebenen Stromatolithen (s. u.a. MARTIN & WILCZEWSKI 1972; LANCASTER 1979; RUST 1985) den großräumiger verbreiteten Beckensedimenten zuordnen, auch wenn Datierungen an diesen Bildungen zum Teil endliche  $^{14}\text{C}$ -Alter lieferten und damit zu weitreichenden Spekulationen zum jungquartären Klimawandel Anlaß gaben (LANCASTER 1979; HEINE 1981). Die weiteren Betrachtungen konzentrieren sich auf die Verbreitung und Genese von "Pfannen".

Außer von Malawi und Lesotho sind Pfannen aus allen Ländern des südlichen Afrikas südlich  $8^\circ\text{S}$  beschrieben. Konzentrationen der Pfannenbildung kartieren GOUDIE & THOMAS (1985: 3-5) sowie SHAW (1988: 121-125) im südwestlichen Sambia und angrenzenden Angola (vgl. auch THOMAS 1984: 80-82), im nordwestlichen Simbabwe ('Hwange National Park') und angrenzenden Botswana, in der südlichen Kalahari (Botswana), in der nördlichen Kap-Provinz und dem angrenzenden Namibia, im Westen von Transvaal/nordöstliche Kap-Provinz, im westlichen Oranje-Freistaat, im östlichen Transvaal sowie im äußersten Süden von Mosambik (Abb. 136); hinzuzufügen ist die "Etoscha Pfanne" im Norden Namibias, die von SHAW (1988: 129-132) zu den "fossilen Seen" gerechnet wird. Die meisten Pfannen konzentrieren sich damit auf die heute ariden bis semi-ariden Landschaftsrume im Westen und zentralen Teil des südlichen Südafrikas bei durchschnittlichen Jahresniederschlägen von niedriger als 500 mm und der durchschnittlichen Verdunstung einer offenen Wasserfläche von über 1 000 mm/a (GOUDIE & THOMAS 1985: 2-3). An den semi-humiden Nord- und Ostrandern des Verbreitungsraumes der Pfannen werden allerdings auch höhere Jahresniederschläge von bis zu 750 mm erreicht. Die Größe der Pfannen reicht nach dem Durchmesser von wenigen zehn Metern bis mehreren Kilometern bei einer Eintiefung des Pfannenbodens gegenüber den umrahmenden Flächen von knapp einem Meter bis einige Dekameter (Ebenda: 9). Die Etoscha Pfanne ist mit einer Gesamtfläche von  $4\,760\text{ km}^2$  (Nord-Süd-Erstreckung rund 80 km; West-Ost-Erstreckung rund 120 km) die mit Abstand größte Pfannenform im südlichen Afrika. Innerhalb der Grenzen des Etoscha N.P. von 1972 ( $22\,270\text{ km}^2$ ) wird die Gesamtfläche der insgesamt 20 Pfannen von LINDEQUE & ARCHIBALD (1991: 129, Tab. 1) mit  $5\,637\text{ km}^2$  angegeben; die meisten Pfannen (5) fallen in die Größenklasse einer Fläche von  $21\text{--}30\text{ km}^2$  und nehmen damit alleine eine Fläche von rund  $145\text{ km}^2$  ein (Abb. 137). Im angrenzenden Ovamboland umfaßt die Gesamtfläche von insgesamt 46 Pfannen rund  $895\text{ km}^2$ ; die überwiegenden Zahl der Pfannen (22) ist hier zwar mit  $6\text{--}10\text{ km}^2$  deutlich kleiner, umfaßt jedoch noch immer eine Gesamtfläche von  $220\text{ km}^2$ .

Unabhängig von der Größe der Abtragungshohlformen wird die Frage nach ihrer



Genese im Verlauf der heute nahezu 100-jährigen Forschungsgeschichte sehr unterschiedlich beantwortet. Die wichtigsten der diskutierten Faktoren und Prozesse der Pfannen-Genese sind nach ausgewählten Untersuchungen im südlichen Afrika sowie langjährigen Forschungen von BOWLER (1986) in Australien in Tabelle 20 zusammengestellt. Unter dem Eindruck großer Säugetierpopulationen, die noch am Ende des vergangenen Jahrhunderts die Savannen des südlichen Afrikas beweideten (vgl. für Etoscha LINDEQUE 1988: 11), sehen ALISON (1899) und PASSARGE (1904; 1911) eine fortwährende zoogene Erosion an den Wasserstellen und Quellen als Hauptursache für die Entwicklung von Pfannen an. Der Prozeß eines Abtransportes von Bodensolum durch große Wildherden um Wasserstellen und Suhplätze wird auch in zahlreichen späteren Untersuchungen zur Pfannen-Genese aufgegriffen. Sehr differenzierte Vorstellungen zur Bedeutung der zoogenen Erosion hat jüngst VERHAGEN (1990) in einem "ökologischen Modell der Pfannenentwicklung" zusammengefaßt, bei dem die Bildung zahlreicher Hohlformen als geschlossener, ökologischer Kreislauf erklärt wird. Auch in der vorliegenden Arbeit wurde ein auf Geländebeobachtungen basierendes Modell vorgelegt, nach dem eine "Pfannen-Dynamik" durch biogenen Austrag von Bodensolum im Zuge einer Vertisol-Entwicklungsreihe einsetzen kann (Abb. 32).

Sowohl aus der Sicht der eigenen Kenntnisse aus dem quasinatürlichen Ökosystem des Etoscha National Parks als auch nach Beobachtungen anderer Autoren (vgl. u.a. LANCASTER 1978a: 87) vermag die zoogene Erosion alleine die Pfannen-Genese sicherlich nicht umfassend erklären, zumal wenn es sich um Pfannenbildungen von der Dimension der Etoscha Pfanne handelt. Dies schließt nicht aus, daß die Aktivitäten der Tierwelt die Anlage kleinerer Pfannen maßgeblich initiieren kann. Im Verlauf der weiteren Pfannenentwicklung ist der zoogene Austrag von Bodensolum jedoch nur als Teil eines komplexen Faktoren- und Prozeßgefüges aufzufassen (vgl. Abb. 138). Bereits PASSARGE (1911) hatte auch die Bedeutung der Salzverwitterung und Deflation erkannt.

Die Großform der Etoscha Pfanne wird von JAEGER (1926/27) als ausgetrockneter Paläosee gedeutet. Die Austrocknung soll dabei die Folge einer Laufveränderung des 'Kunene'-Flusses sein, nachdem dieser zum Atlantik hin angezapft wurde, und möglicherweise auch mit einem Klimawandel zusammenhängen. Die kartierten Niveaus von 29 m, 20 m, 12 m, 6 m, 3 m und 1 m über dem aktuellen Pfannenboden interpretiert JAEGER (1926/27: 12) als lakustrine Terrassen, die im Zuge eines sukzessiv sinkenden Wasserstandes morphologisch angelegt wurden. WELLINGTON (1938) schließt sich der Auffassung von JAEGER (1926/27) grundsätzlich an. Die von JAEGER (1926/27) und WELLINGTON (1938) vertretene Vorstellung von der Genese der Etoscha Pfanne wird bis heute in der internationalen Literatur aufgegriffen (vgl. u.a. SHAW 1988: 129-132; SHAW & THOMAS 1989: 189; STUART-WILLIAMS 1992). Die geomorphologische Entwicklung der Etoscha Pfanne wäre damit der der ausgedehnten Makgadikgadi Depression im nördlichen Botswana vergleichbar: Strandwälle in verschiedenen Höhenlagen lassen dort meh-

rere Seespiegelstände eines austrocknenden 60 000 km<sup>2</sup> großen 'Lake Palaeo-Makgadikgadi' (GREY & COOKE 1977) seit dem mittleren Pleistozän rekonstruieren (vgl. u.a. SHAW & COOKE 1986; SHAW 1988: 131-132; HEINE 1987, 1988). Räumlich und zeitlich differenzierte Seespiegelschwankungen und paläolimnische Bedingungen während des Jungquartärs weisen jedoch für den 'Ngami See', die 'Mababe Depression' und die 'Makgadikgadi Depression' insgesamt auf eine paläogeographisch und paläohydrologisch kompliziertere Entwicklung als für die Etoscha Pfanne hin (vgl. SHAW 1986; HEINE 1987: 97, Fig. 6)<sup>38</sup>.

RUST (1985) hat auf der Grundlage seiner vom September 1979 bis Januar 1980 durchgeführten geomorphologisch/bodenkundlichen Untersuchungen zur Entstehung der Etoscha Pfanne weitere Faktoren und Prozesse zur Entwicklung von Pfannen allgemein in die wissenschaftliche Diskussion eingebracht. In dem RUST die von JAEGER (1926/27) kartierten "lakustren Terrassen" als "Strukturterrassen" in Anpassung an zwei Krustenbildungen (hangende "Kalkkruste" [ca<sub>1</sub>-Horizont] und liegender "Ekumasandstein" [ca<sub>2</sub>-Horizont]) interpretiert, lehnt er die Hypothese eines "ausgetrockneten Paläosees" und damit eine Verknüpfung der geomorphologischen Entwicklung der Etoscha Pfanne mit dem 'Kunene'-Fluß insgesamt ab (RUST 1985: 203-205; 207). RUST erklärt die Entstehung der Etoscha Pfanne vielmehr als "Ergebnis pluvialer endorheischer Abtragung in epirogenetisch (Etoschadepression) und stratigraphisch ("Kalahari") vorgegebener Lage" (Ebenda: 211). Aus der Sicht einer räumlich und zeitlich differenzierten Reliefentwicklung des Großraumes entwickelt RUST ein Modell der "Riesenpfannen-Bildung", bei dem - nach Vorstellungen zur Schichtstufen-Genese - kleinere Pfannen durch Rückverlegung von umrahmenden Stufen (engl. 'scarp retreat') zusammenwachsen (Ebenda: 199; 206-207). Die feinere geomorphologische Formung der Pfanne erfolgte durch ein Zusammenwirken von Prozessen der Lösungsverwitterung (karstmorphologische Überprägung) und insbesondere der Salzverwitterung, der zoogenen Erosion, der fluvialen Umlagerung infolge lokaler Niederschläge und Zuschußwasser sowie durch äolische Umlagerung (vgl. Tab. 20).

Entsprechend den Untersuchungen von RUST (1985) lassen sich für die Anlage von Groß-Pfannen damit zunächst zwei Grundvoraussetzungen definieren: eine Beckenstruktur und eine mächtige Füllung leicht verwitterbarer Sedimentgesteine (Kalksteine, Silt-/Tonsteine, Schiefer, Sandsteine). Die von RUST (1985) herausgestellte epirogenetisch und

<sup>38</sup>

Ohne auf eigene Geländeerfahrungen aus dem Okavango Delta und der Makgadikgadi Depression zurückgreifen zu können, ist die heutige geomorphologische Situation in diesem Raum nach den unter anderem von COOKE (1984), COOKE & VERSTAPPEN (1984), SHAW (1986) sowie HEINE (1987) mitgeteilten Befunden möglicherweise als Modell für das plio-/frühpleistozäne Entwicklungsstadium der Etoscha Pfanne, das heißt für den Übergang von einer weitgehend abgeschlossenen Kalahari-Sedimentation innerhalb des ausgedehnten Etoscha Beckens zu einer beginnenden Bildung von Abtragungshohlformen (s. 'Ntwetwe Pfanne', 'Sua Pfanne'), aufzufassen (vgl. auch HEINE 1987: 99). Das im Hinblick auf die Pfannenentwicklung unterschiedliche Stadium der Reliefentwicklung in Etoscha und Makgadikgadi könnte eine Folge der seit der spätplozänen Hebung des südafrikanischen Subkontinentes unterschiedlichen Entwicklung der großen Entwässerungssysteme des 'Kunene' einerseits und des 'Okavango' andererseits sein (vgl. auch Kapitel 5.1.1.). Die Überprüfung dieser Hypothesen muß weiteren Geländeuntersuchungen vorbehalten bleiben.

stratigraphisch vorgegebene Lage der Etoscha Pfanne wird durch die hier vorgelegten Untersuchungsergebnisse bestätigt und bekräftigt. Die daraus abgeleitete Folgerung, daß sich die Etoscha Pfanne aus dem weitaus größeren Sedimentationsraum des Etoscha Beckens entwickelt hat, geht jedoch weiter, als bei RUST (1985) formuliert. Die hier entwickelten Vorstellungen schlagen eine forschungsgeschichtlich interessante Brücke zwischen den genetischen Ansätzen von JAEGER (1926/27) und RUST (1985) und geben insbesondere Anlaß, die endtertiäre Entwicklung des 'Kunene'-Flusses wieder mit in die Rekonstruktion der känozoischen Landschaftsgeschichte des Norden Namibias einzubeziehen (s.u.).

Soweit die oben genannten Grundvoraussetzungen erfüllt sind, hängt die initiale Anlage einer Pfanne als ausgedehnte Abtragungshohlform allgemein von einem verminderten fluvialen und fluvial-limnischen Sedimenteintrag ab, der seinerseits von einer grundlegenden Störung des oft nur flach eingetieften Entwässerungssystems gesteuert wird. Für zahlreiche Pfannen des südlichen Afrikas ist die Bindung an ein Paläo-Entwässerungssystem nachgewiesen (Tab. 20). In der Literatur werden sowohl großräumige tektonische Bewegungen (MARSHALL 1988) als auch eine regional bedeutende fluviale Verschüttung (WELLINGTON 1945; GROBLER, LOOCK & BEHOUNEK 1988) als Ursache für eine Störung der Entwässerungssystems beschrieben. Auf den Sonderfall einer bereits strukturell durch ringförmige Dolerit-'Dykes' angelegten sowie durch eine geringere Verwitterungs- und Abtragungsresistenz der Nebengesteine geförderten, zentripedalen Entwässerung weist DE BRUIYN (1971) hin. Die Untersuchungen von BOWLER (1986) in Australien stellen die Bedeutung eines progressiv arideren Klimas für eine Änderung der hydrologischen Verhältnisse heraus (vgl. bereits JAEGER 1926/27; s.o.).

Die eigenen Untersuchungen im Norden Namibias erlauben eine präzisere Betrachtung des Faktors "Paläo-Entwässerung", die insbesondere die unterschiedliche Dimension von Pfannen erklärt. Mit der "Ovambo-Pfannen-Ebene" wurde ein Landschaftsraum beschrieben, der nach geomorphologisch-pedologischen Befunden als Teil einer pliozän/frühpleistozänen Initialform der Etoscha Pfanne ("Proto-Etoscha Pfanne") aufzufassen ist (vgl. Kapitel 4.3.2. und 4.3.3.). Im Zuge einer erosiv-denudativen Tieferschaltung des ausgedehnten Pfannenbodens sowie einer Verlagerung der Zone maximaler Eintiefung von Westen nach Osten werden die initialen Abtragungshohlformen der "Ovambo-Pfannen-Ebene" im Verlauf des Quartärs von der allgemeinen Entwicklung der Etoscha Pfanne abgekoppelt und führen fortan sowohl aus hydrologischer wie geomorphodynamischer Sicht ein "Eigenleben". Dies zeigt, daß die über einen hinreichend langen geologischen Zeitraum wirksame Pfannendynamik selbst zu einer weiteren Modifikation des Entwässerungssystems führt. Im Sinne eines positiven Rückkopplungseffektes zieht die größere Abtragungshohlform - unter ansonsten gleichen Rahmenbedingungen - den Abfluß stärker an sich, so daß sich die Tieferschaltung des Pfannenbodens dort selbstverstärkt beschleunigt.

Mit den voranstehenden Ausführungen wird nochmals die Bedeutung saisonal aquatischer Verhältnisse im Bereich des Pfannenbodens für die Entwicklung von Abtragungs-

hohlformen in der Dimension der Etoscha Pfanne unterstrichen. Unter allgemein wechselfeucht, semi-ariden Klimaverhältnissen werden über eine regelmäßige, längere Durchfeuchtung des Pfannenbodens während der Regenzeit die hier anstehenden, wenig verwitterungsresistenten Sedimentgesteine physikochemisch soweit desintegriert, so daß die Verwitterungsprodukte - einschließlich der randlich eingeschwemmten allochthonen Sedimente - bereits im Verlauf der nachfolgenden Trockenzeit durch Prozesse einer äolischen Umlagerung zum Pfannenrand und weit darüber hinaus (vgl. GARSTANG & MACKO 1992) verfrachtet werden können. Im Hinblick auf die geomorphodynamische Effektivität der physikochemischen Verwitterung ist dabei von Bedeutung, daß sowohl für die Etoscha Pfanne als auch für andere Pfannen der "Ovambo-Pfannen-Ebene" nachgewiesen ist, daß die Maxima des Salzgehaltes nicht an der Oberfläche in Form von Effloreszenzen auftreten, sondern an Schicht-/Horizontgrenzen ( $M/C_v$ - und  $C_v/C_n$ -Horizont) gebunden sind.

Ohne die grundlegende Bedeutung einer saisonalen Wasserbedeckung des Pfannenbodens für die Pfannendynamik besonders hervorzuheben, weisen unter anderem BOWLER (1986), HEINE (1981), LANCASTER (1978), RUST (1985) und SHAW & THOMAS (1989) zumindest auf den Prozeß als solchen hin (Tab. 20). HEINE (1981: 19-20) erklärt dabei insbesondere die ebene Form der Pfannenbden als Ergebnis einer periodischen bzw. episodischen Überflutung. Ist diese aquatische Phase nicht ausgebildet, so kommt es nach HEINE zur Anlage unregelmäßig reliefierter Pfannenbden wie in der sogenannten "Wannen-Namib" (KAISER 1926).

Der hier einer saisonalen Wasserbedeckung einschließlich einer Anreicherung von leicht löslichen Salzen im Bereich von Schicht-/Horizontgrenzen zugeschriebene Effekt einer flächenhaften Tieferschaltung des Pfannenbodens dürfte hinsichtlich seiner geomorphodynamische Wirksamkeit einer vom Grundwasserspiegel gesteuerten Einebnung und lateralen Ausweitung des Pfannenbodens (engl. 'groundwater bevelling' nach BOWLER 1986) vergleichbar sein (Tab. 20). BOWLER (1986: 29; 38, Fig. 5) beschreibt damit einen oft mit der Salzverwitterung gekoppelten Prozeß, bei dem der horizontale Grundwasserspiegel als die Basislinie fungiert, auf die sich sowohl die Verwitterung als auch die Deflation einstellt. Dem beschriebenen Prozeß kommt nach den vorliegenden Geländebefunden aus dem Untersuchungsraum im Norden Namibias lediglich für einige kleinere Pfannen im südlichen Ovamboland mit einem nahe der Oberfläche liegenden Grundwasserspiegel und Salzeffloreszenzen im Bereich des Pfannenbodens (s. u.a. "Bomb Pan"; vgl. Kapitel 4.3.3.) eine genetisch relevante Bedeutung zu. Bei den im Rahmen der vorliegenden Arbeit auf verschiedenen Pfannenbden abgeteufte Bohrungen wurde ein Grundwasserspiegel nur in der Sdwestecke der Etoscha Pfanne (Profil Eto 134) sowie im Bereich der 'Fisher's Pan' (Profil Eto 52) erreicht.

Im Hinblick auf die laterale Erweiterung des Pfannenbodens und damit einhergehende Vergrößerung der Pfannenform insgesamt wurde bereits zuvor auf den Mechanismus der Stufenrckverlegung im Sinne von RUST (1985) hingewiesen. Die eine bereits ini-

tiale Anlage einer Abtragungshohlform voraussetzende Stufenrückverlegung erfolgt überwiegend durch Prozesse einer kombiniert gravitativ/fluviolen Abtragung. HEINE (1981: 18) beschreibt den Prozeß von Pfannen der Südwest-Kalahari und weist insbesondere auf die Expositionsabhängigkeit der Formung in Bezug auf die Hauptwindrichtung hin. Entsprechende Beobachtungen wurden in Kapitel 4.3.2. auch von der Etoscha Pfanne mitgeteilt, wo sich eine aktive Stufenrückverlegung vor allem auf den windabgewandten, steilen Ostrand der Pfanne konzentriert. Hier liegen mit der Ausbildung einiger größerer und zahlreicher kleinerer Buchten sowie mit den kiesigen Strandwällen sowohl morphologische als auch sedimentologische Befunde für eine limnisch-litorale Formung vor. Diese Formung findet rezent bei einer saisonalen Wasserbedeckung von 0.5 m (bei Wellenbewegung bis 1 m) im Niveau der Pfanne statt (vgl. auch RUST 1985: 206), ist nach den an verschiedenen Stufenpositionen erhaltenen Geröllschleppen jedoch offensichtlich im Verlauf der gesamten Dauer der flächenhaften Tieferschaltung des Pfannenbodens (d.h. während des Quartärs) wirksam gewesen. Einen Beweis für eine längerandauernde Paläosee-Phase im Bereich der Etoscha Pfanne (vgl. HEINE 1990b: 173; vgl. für Pfannen der Kalahari auch LANCASTER 1979) ist aus dieser Befundlage allerdings nicht abzuleiten. Dieser Aussage steht freilich die Auffassung von BOWLER (1986: 29) gegenüber, der eine durch Wellenbewegung initiierte limnisch-litorale Formung vornehmlich als charakteristisch für perennierende Seen ansieht. Der Vergleich der Etoscha Pfanne mit den kleineren Pfannen der "Ovambo-Pfannen-Ebene" - wo Spuren einer limnisch-litoralen Formung fehlen - weist auf die Abhängigkeit einer entsprechenden Geomorphodynamik von der Größe der Pfanne, vom Ausmaß einer jahreszeitlichen Überflutung und damit indirekt von der Größe des aktuellen Einzugsgebietes hin.

In den meisten Untersuchungen zur Pfannengenese wird die Deflation übereinstimmend als der entscheidene Prozeß herausgestellt, der letztlich für eine negative Bilanz des Sedimenthaushaltes im Bereich der Abtragungshohlformen verantwortlich zu machen ist (Tab. 20). Eine äolische Umlagerung betrifft im Etoscha N.P. nahezu alle Wasserstellen, auf die ein großer Nutzungsdruck durch die Wildpopulationen besteht. Bei einer bereits stark degradierten Vegetation und versiegenderem Wasserangebot können sich diese Wasserstellen somit im Zusammenwirken von zoogener Erosion und Deflation innerhalb kurzer Zeit zu initialen Pfannenformen entwickeln (vgl. ALISON 1899; PASSARGE 1911; VERHAGEN 1990). Die Prozeßkombination ist für eine laterale Ausweitung und lokale Tieferschaltung des Pfannenbodens vor allem in der unmittelbaren Umgebung der Schichtquellen am Süd- und südlichen Westrand der Etoscha Pfanne wirksam, die im Verlauf der Trockenzeit entweder völlig versiegen oder zumindest eine deutlich geringere Schüttung aufweisen (s. Wasserstelle 'Okondeka'; vgl. Ausführungen unter Kapitel 3.2.3.5. und 4.4.3.). Die Deflation wird durch oberflächennahe Salzeffloreszenzen gefördert, die gerade hier verbreitet sind.

Die ausgedehnten, oberflächennahe völlig abgetrockneten und überwiegend vegeta-

tionsfreien Pfannenböden bieten während der Trockenzeit eine hervorragende Angriffsfläche für die Prozesse der Auswehung. Sandrippel, flache Kupsten-Dünen und Deflationshohlformen im Bereich der Pfannenböden beziehungsweise deren Randzonen zeugen dabei von saisonal aktiver äolischer Formung (SHAW & THOMAS 1989: 198-200). Kartierungen von LANCASTER (1978: 87), LE ROUX (1978: 175) sowie GOUDIE & THOMAS (1985: 9-10) weisen darauf hin, daß sich die Längsachsen der Pfannen bei einer über einen längeren geologischen Zeitraum anhaltenden Formung parallel zur Hauptwindrichtung während der geomorphodynamisch relevanten Jahreszeit orientieren. Die Längsachse der Etoscha Pfanne ist entsprechend ENE-WSW ausgerichtet.

Als Ausdruck eines äolischen Sedimentaustrages vom Pfannenboden sind entlang des windzugewandten, leeseitigen Pfannenrandes vielfach parabelförmig gekrümmte Dünenformen verbreitet, die seit HILLS (1940) auch als (engl. [Plural] 'lunettes' bezeichnet werden. Die Verbreitung der Lunette-Dünen der Etoscha Pfanne hat RUST (1985) erstmals kartiert<sup>39</sup>. Von Pfannen der Kalahari sind Lunette-Dünen von GOUDIE & THOMAS (1985, 1986), HEINE (1981), LANCASTER (1978b), LANCASTER (1986) sowie MALLICK, HABGOOD & SKINNER (1981) beschrieben. Entsprechende Beobachtungen liegen aus dem nordafrikanischen Raum von BOULAINÉ (1954) und COQUE (1979) sowie aus Australien von BOWLER (1971, 1973, 1976, 1978, 1986), BOWLER & WASSON (1984) und SIGLEO & COLHOUN (1982) vor. Gerade von den australischen 'lunettes' ist mit den genannten Arbeiten bekannt, daß sie im Verlauf des Jungquartärs wiederholt bevorzugte Siedlungspositionen für den Menschen darstellten.

Soweit am Pfannenrand keine Lunette-Dünen ausgebildet sind - eine Situation, die SHAW (1988: 127) von Pfannen in Simbabwe und Sambia aber auch MALLICK, HABGOOD & SKINNER (1981: 24) aus der Südwest-Kalahari Botswanas (vgl. auch GOUDIE & THOMAS 1985: 13, Fig. 9) beschreibt - so kann dies nicht als Beleg dafür angeführt werden, daß der Prozeß der Deflation für die Pfannen-Genese keine Rolle spielt (SHAW & THOMAS 1989: 200). Obwohl eine Gras- und Buschvegetation an den Pfannenrändern grundsätzlich eine Akkumulation äolischer Sedimente begünstigt, bauen sich 5-6 m hohe Dünenwälle nach den eigenen Untersuchungen von der Etoscha Pfanne offensichtlich nur bei Reliefunterschieden zwischen dem Pfannenboden und den umrahmenden Flächen in der Größenordnung von mindestens 20 m und einem stufenförmig gegliederten Anstieg auf (vgl. auch HEINE 1981: 11, Fig. 4). YOUNG & EVANS (1986) weisen darüber hinaus nach quantitativen Untersuchungen darauf hin, daß ein bedeutender Sedimenttransport weit über den unmittelbaren Rand der Playa hinaus erfolgt (vgl. auch GARSTANG &

39

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß die am Westrand der 'Beiseb Pfanne' im Nordosten des Etoscha N.P. verbreiteten Pfannenranddünen von MOUNTAIN (1964) als "alte Strandlinien/Strandwälle" (engl. 'old shorelines') interpretiert werden. Die hier vorgelegten Befunde zur Verbreitung von 'lunettes' im Untersuchungsraum allgemein und zur pedostratigraphischen Gliederung der westlichen Pfannenranddünen der Etoscha Pfanne sprechen allerdings unter besonderer Berücksichtigung der morphologischen Lagebeziehung dieser Lunette-Dünen zu den rekonstruierten quartären Eintiefungsniveaus der Etoscha Pfanne eindeutig gegen diese Deutung.

MACKO 1992). Der Befund kann nach Beobachtungen in Etoscha bestätigt werden (vgl. Kapitel 3.2.3.5.).

Nach ihrer stratigraphischen Abfolge erlauben die textuellen und mineralogischen Eigenschaften der Pfannenranddünen - verstanden als korrelierte Sedimente der Auswehung vom Pfannenboden - eine differenzierte Rekonstruktion der Paläo-Umweltverhältnisse, die auf Grund der typischen Genese der Abtragungshohlform durch Untersuchungen im Bereich des Pfannenbodens nicht möglich wäre (vgl. Kapitel 4.4.1.). Dem Problemkreis ist bisher - wohl auch wegen fehlender Aufschlüsse - in der wissenschaftlichen Literatur nur wenig Aufmerksamkeit gewidmet worden (s. BOWLER 1971; HEINE 1991). Bisher wurde bei den 'lunettes' grundsätzlich zwischen "Quarzsand-Dünen" und sogenannten "Ton-Dünen" (engl. 'clay dunes'; BOWLER 1973) unterschieden; letztere sind nach BOWLER (1973: 316; 328, Tab. 1) durch einen Tongehalt von über 20 Gew.-% ausgezeichnet und können einen maximalen Tongehalt von bis zu 80% erreichen. In typischen Ton-Dünen ist die Ton- und Schlufffraktion zu runden Mikroaggregaten (engl. [Plural] 'pellets') verkittet, die die Größe der Sandfraktion erreichen. Die Bildung der Mikroaggregate wird nach BOWLER (1973; 1986) der Salzverwitterung von Tonen des Pfannenbodens zugeschrieben; die Bildung von Ton-Dünen wäre damit mit oberflächenhaften Salz-Effloreszenzen im Bereich des Pfannenbodens zu verknüpfen.

Am Rand der Kalahari-Pfannen sind meist zwei hintereinander gestaffelte Dünenwälle ausgebildet, wobei die dominant sandigen Sedimente des inneren (pfannennäheren) Dünenwalles gegenüber dem äußeren Dünenwall nach GOUDIE & THOMAS (1986: 3, Tab. 1) einen um wenige Gewichts-Prozent höheren Schluff- und Tongehalt aufweisen (vgl. auch HEINE 1981: 11, Fig. 4). Bereits LANCASTER (1978b) hat aus diesen morphologischen und sedimentologischen Befunden auf eine zweiphasige Entwicklung der Lunette-Dünen geschlossen. Insbesondere die langjährigen, detaillierten Untersuchungen von BOWLER (s. u.a. 1971, 1976) haben jedoch gezeigt, daß Pfannenranddünen durch eine sehr differenzierte stratigraphische Abfolge mit eingeschalteten Bodenbildungen gegliedert sein können. In jüngster Zeit werden gerade in den australischen Dünenlandschaften große Anstrengungen unternommen, um die bekannten Pedostratigraphien mittels verschiedener Methoden der chemischen und physikalischen Altersdatierung abzusichern (vgl. zur Übersicht CALLEN & NANSON 1992). Mit den hier mitgeteilten sedimentologischen und paläopedologischen Befunden zur Gliederung der westlichen Pfannenranddünen der Etoscha Pfanne wird für das südliche Afrika erstmals eine durch Thermolumineszenz-Datierungen gestützte Pedostratigraphie von Lunette-Dünen vorgelegt (zur Diskussion vgl. Kapitel 5.2.2.).

Hinsichtlich der Vorstellungen zur Pfannen-Genese lassen sich folgende Punkte herausstellen:

- (1) Im Unterschied zum meist monokausalen Erklärungsansatz der frühen Untersuchungen (vgl. Tab. 20) werden "Pfannen" - verstanden als Abtragungshohlformen unterschiedlicher Größe - heute in der internationalen Literatur überwiegend als morphologischer Ausdruck eines komplexen Faktoren- und Prozeßgefüges beschrieben. Die wichtigsten Faktoren und Prozesse sind bereits von GOUDIE & THOMAS (1985: 16, Fig. 10) in einem Modell der Pfannen-Entwicklung zusammengefaßt worden (Abb. 138). Unabhängig von der Größe der Form ist die initiale Anlage von Abtragungshohlformen an Sedimentgesteine gebunden, die durch eine geringe Verwitterungs- und Abtragungsresistenz ausgezeichnet sind.
- (2) Die eigenen Untersuchungen im Norden Namibias lassen zusammen mit den von BOWLER (1986) vorgelegten Regionalbefunden sowie unter Berücksichtigung der Übersicht von SHAW & THOMAS (1989), dem Modell von GOUDIE & THOMAS (1985) ein Modell zur Genese von Groß-Pfannen in der Dimension der Etoscha Pfanne zur Seite stellen (Abb. 139). Die Entwicklung der Groß-Pfanne (z.B. "Etoscha Pfanne") wird dabei aus der Entwicklung eines größeren Sedimentationsraumes (hier: "Etoscha Becken") abgeleitet. Groß-Pfannen sind damit das Ergebnis einer endorheischen Abtragung in epigenetisch und stratigraphisch vorgegebener Lage (vgl. RUST 1985). Die wichtigste Voraussetzung für eine initiale Anlage und eine über den langen geologischen Zeitraum des Quartärs anhaltende Entwicklung der Groß-Pfanne ist ein langfristig dominierender äolischer Sedimentaustrag gegenüber einem fluvialen und fluvial-limnischen Sedimenteintrag. Die im Vergleich zum Etoscha Becken geänderte Sedimentationsbilanz wird durch großräumige tektonische Bewegungen, einer damit verbundenen großräumigen Störung des Entwässerungssystems (hier: Anzapfung des 'Kunene'-Systems zum Atlantik) erklärt. Diese Entwicklung wird durch eine Klimaänderung im Sinne ariderer Klimaverhältnisse im subkontinentalen Maßstab überlagert.
- (3) Die weitere Entwicklung zur Groß-Pfanne setzt einen langen geologischen Zeitraum in der Größenordnung des Quartärs mit weitgehend stabilen geologisch/tektonischen und klimatischen Verhältnissen (wechselfeucht/semiarid) voraus. Die Entwicklung wird dabei auch hier als Ergebnis eines komplexen Faktoren- und Prozeßgefüges verstanden (Abb. 139). Grundsätzlich sind dabei zwei Regelkreise zu unterscheiden: ein vom "Grundwasser" und ein vom "saisonalen Oberflächenwasser" gesteuerter Regelkreis. Für die Etoscha Pfanne wurde die Bedeutung einer saisonalen Bedeckung mit Oberflächenwasser herausgestellt (vgl. Kapitel 3.2.3.5. und 4.3.2.). Im Verlauf der langen geologischen Entwicklung führt die flächenhafte Tieferschaltung einer oder mehrerer dominierender Pfanne(n) zu einer kleinräumigen Störung des Entwässerungs-Systems, wodurch randliche Teile des aktiv geformten Raumes von der Entwicklung als Groß-Pfanne abgekoppelt werden und fortan - bei deutlich kleinerem hydrologischen Einzugsgebiet - eine eigenständige Entwicklung erfahren.



dige Pfannenentwicklung durchmachen (s. "Ovambo-Pfannen-Ebene"). In dem Maße, wie sich die Groß-Pfanne flächenhaft tieferschaltet, zieht sie den Oberflächenabfluß zunehmend stärker an sich, womit sich die Geomorphodynamik - bei ansonsten gleichen Randbedingungen - selbstverstarkt.

- (4) Soweit die Grundvoraussetzung eines gegenüber der Entwicklung des Sedimentationsraumes langfristig verminderten Eintrages fluvialer und fluvial-limnischer Sedimente einmal erfüllt ist - im Falle der Etoscha Pfanne wesentlich durch die spatpliozane Hebung des südafrikanischen Subkontinentes initiiert - und eine genetisch bedeutende Grundwasserbeeinflussung nicht gegeben ist, setzt die volle Entfaltung einer "Pfannen-Dynamik" und Entwicklung in Richtung einer Groß-Pfanne die Persistenz eines semi-ariden Klimas über einen langen geologischen Zeitraum voraus. Ein Wandel zu arideren Klimaverhältnissen würde über eine nur episodische bis fehlende saisonale aquatische Phase die weitere Tiefschaltung der Abtragungshohlform ebenso unterbinden (s. "Wannen Namib") wie ein Wandel zu humideren Klimaverhältnissen, der zu einem erhöhten fluvialen bis fluvial-limnischen Sedimenteintrag führt. Die Pfannen-Genese erweist sich damit als ein in hohem Maße klimasensibler Prozeß. In diesem Sinne lassen sich jedoch reliktsche und aktiv geformte Pfannen unterscheiden.
- (5) Wie am Beispiel der Etoscha Pfanne gezeigt wurde, steuert die Dauer einer saisonalen Bedeckung durch Oberflächenwasser die geomorphodynamische Effektivität einer denudativen Tiefschaltung des Pfannenbodens auch kleinräumig. Während das lediglich um 1-2 m höhere über dem aktuellen Pfannenboden gelegene holozäne Niveau der 'unteren Andoni Ebene' mit einer reinen Grassavanne halophytischer Arten bereits aus der aktuellen Pfannen-Dynamik ausgeschieden ist und auch der südwestliche Teil des Bodens der Etoscha Pfanne aktuell durch eine zumindest retardierte Entwicklung gekennzeichnet ist, konzentriert sich die Tiefschaltung rezent auf die Osthälfte der Etoscha Pfanne, die nach den vorliegenden Beobachtungen am häufigsten und längsten eine Wasserbedeckung aufweist. Dies zeigt, daß bei einer kurzfristigeren Betrachtungsweise über die großklimatischen Rahmenbedingungen hinaus auch die hydrologische Entwicklung in den einzelnen Einzugsgebieten zu beachten ist. Im Hinblick auf die geomorphodynamische Entwicklung der Etoscha Pfanne wurde bereits in Kapitel 3.2.3.5. auf die hydrologische Sammelfunktion des 'Oponono Lake' im südlichen Ovamboland hingewiesen. Hier muß es weiteren geowissenschaftlichen Untersuchungen vorbehalten bleiben, um den möglichen Einfluß kleinräumiger tektonischer Bewegungen innerhalb des Etoscha Beckens auf die Entwicklung des Entwässerungssystems zu klären (vgl. Abb. 6 im Vergleich zu Abb. 61).
- (6) Die von BRUIYN (1971: 121-122) vorgeschlagene deskriptive Unterscheidung der Pfannen in fünf Gruppen ("Salz-Pfannen", "Kalk-Pfannen", "Ton-Pfannen", "Boden-

Pfannen" und "Gips-Pfannen"; jeweils mit bzw. ohne Vegetation") stellt keine genetische Klassifikation entsprechend dem beschriebenen, komplexen Faktoren- und Prozeßgefüge der Pfannen-Genese (Abb. 138 und Abb. 139) dar. Die Kennzeichnung einer Abtragungshohlform als "Kalk-Pfanne" oder "Ton-Pfanne" beschreibt lediglich die Fazies des Sedimentgesteins, in die der Pfannenboden aktuell angelegt ist. In diesem Sinne sind im Rahmen der vorliegenden Untersuchung die weniger stark eingetieften Pfannen der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' als "Kalk-Pfannen" und die Etoscha Pfanne, die bereits unter die Faziesgrenze des Etoscha Kalksteins und überwiegend in den Silt-/Tonstein der Andoni Formation eingetieft ist, als "Ton-Pfanne" anzusprechen.

Entsprechend den in den Kapitel 4.3. und 4.4. mitgeteilten und voranstehend diskutierten Befunden zur Entwicklung der Etoscha Pfanne kann die endtertiäre bis quartäre Landschaftsgeschichte am Beispiel des Pfannenwestrandes im Raum 'Okondeka' wie folgt schematisch rekonstruiert werden (Bildfolge I-V der Abb. 140):

- I. Der mit der mio-pliozänen Bildung des "Etoscha Kalksteins" eingeleitete Abschluß der Sedimentationsgeschichte des Etoscha Beckens geht im Zuge der spätpliozänen Hebung des südafrikanischen Subkontinentes, die zu einer Anzapfung des 'Kunene'-Systems zum Atlantik führt, endgültig zu Ende. Im Süden des Etoscha Beckens ist bis ins ausgehende Pliozän ein perennierender, flacher, salzig-alkalischer Restsee erhalten (vgl. auch Abb. 68). In den bereits länger trockenliegenden und von einer Pedogenese des Typ Rhodic/Chromic Arenosols überprägten Teilen des Etoscha Beckens bauen sich aus einer sandigen Fazies der Kalahari Sedimentation spätestens an der Wende Pliozän/frühes Pleistozän die ausgedehnten Längsdünen im Kavangoland und angrenzenden Landschaftsräumen auf (vgl. Abb. 130). Die Grenze einer plio-/pleistozänen Initialform der Etoscha Pfanne kann im betrachteten Raum in einer Höhenlage um 1110 m ü. NN rekonstruiert werden. Die von JAEGER (1926/27) für die Genese der Etoscha Pfanne angenommene Austrocknung eines Paläosees im Zusammenhang mit einer Laufänderung des 'Kunene' ist somit auf den ausgedehnten Sedimentationsraum des Etoscha Beckens zu beziehen und zeitlich an die Wende Tertiär/Quartär zu stellen.
- II. Im Verlauf des mittleren Pleistozäns (700 000-130 000 a BP; DEACON & LANCASTER 1988: 1) ist der Boden der Etoscha Pfanne im Raum 'Okondeka' denudativ bereits bis in eine Höhelage von +/- 1105 m ü. NN eingesenkt. Von den umrahmenden Flächen leitet dabei ein allgemein rampenartiger Übergang zum Pfannenboden über, wie er heute noch am Südrand der Etoscha Pfanne im Bereich des 'Karstveld' ausgebildet ist. In der 'südlichen Ovambo Ebene' setzt in einer Höhenlage zwischen 1130/1140 m ü. NN eine Pedogenese ein, die als reliefabhängige Vergesellschaftung von Eutric Vertisols und Vertic Cambisols heute zu den am wei-

testen entwickelten Bodenbildungen aus Etoscha Kalkstein im gesamten Untersuchungsraum kartiert wurde. Die "Ovambo-Pfannen-Ebene" ist weiterhin ein Teil des im saisonalen Wechsel von flacher Überflutung (Regenzeit) und Deflation (Trockenzeit) aktiv geformten Bodens der flächenmäßig noch immer ausgedehnten Etoscha Pfanne. Da sich die Eintiefung der Abtragungshohlform weiterhin im anstehenden Etoscha Kalkstein vollzieht, kommt es im Zuge einer flachen Überdeckung durch Oberflächenwasser auch zu lokalen Lösungsprozessen und damit zu einer karstmorphologischen Überprägung der Fläche im Sinne der Modellvorstellungen von WOOD & OSTERKAMP (1987).

In Bild II ist der Trockenzeitaspekt im Raum 'Okondeka' während des mittleren Pleistozäns dargestellt. Die nach der Verdunstung der ausgedehnten Wasserfläche zurückbleibenden geringmächtigen, salzig-alkalischen, karbonatischen Pfannensedimente stehen bei spärlicher bis fehlender Vegetationsbedeckung während der Trockenzeit in hohem Maße für Prozesse der Deflation zur Verfügung. Auf Grund der nur flachen Einsenkung der Pfannenform in die umrahmenden Flächen erfolgt eine weiträumige äolische Verfrachtung, so daß sich am Pfannenrand noch keine Lunette-Dünen aufbauen.

- III. Gegen Ende des mittleren Pleistozäns (130 ka) hat sich die Etoscha Pfanne im Raum 'Okondeka' bereits unter eine Höhe von 1100 m . NN flächenhaft eingetieft. Der aktuelle Pfannenboden wird zu dieser Zeit von einem ausgedehnten Niveau um 1100 m . NN überragt, das im Verlauf der vorangegangenen Entwicklung als Pfannenboden aktiv geformt wurde. Teile der "Ovambo-Pfannen-Ebene" sind auf Grund einer dominierenden Tieferschaltung im Bereich der großen Abtragungshohlform bereits von der großräumigen Pfannen-Dynamik abgekoppelt (Abb. 93b). Hier angelegte initiale Abtragungshohlformen entwickeln sich fortan bei einem nur noch lokalen Einzugsgebiet der Entwässerung eigenständig weiter. Die Eintiefung vollzieht sich jedoch bis heute in einer sandigen Fazies des Etoscha Kalksteins.

Auf der Ostseite der Etoscha Pfanne hat sich das "obere Mushara Niveau (oMN)" unter besonderer Wirksamkeit einer limnisch-litoralen Formung (Anlage großer Buchten; Bildung sandiger Strandwälle) herausgebildet (Abb. 109). Am Westrand der Etoscha Pfanne ist die geomorphodynamische Wirkung des Wellenschlages während der saisonal aquatischen Phase (flache salzig-alkalische Wasserbedeckung; Bild IIIa) weniger effektiv. Im Raum 'Okondeka' beginnt sich im Bereich der Stufe vom aktuellen Pfannenboden zum "1100 m-Niveau" durch Deflation vom trockenliegenden Pfannenboden (Bild IIIb) der II., pfannenfernere Dünenwall aufzubauen. Die Basis des II. Dünenwalles ist im Profil Eto 60 mit einem Thermolumineszenz-Alter von  $140 \pm 312/-45$  ka datiert. Um 130 ka kann sich bereits der erste der drei initialen Lamellen-Verbraunungen (f C<sub>bv</sub>-Horizonte) des Okondeka III-Bodens gebildet haben.

IV. Die Situation um 20 ka ist im Bereich des Bodens der Etoscha Pfanne, wie bereits während der gesamten Dauer des Quartärs, durch den saisonalen Wechsel von einer flachen salzig-alkalischen Wasserbedeckung während der Regenzeit (Bild IVa) einerseits und einer Auswehung der geringmächtigen Pfannensedimente während der Trockenzeit (Bild IVb) andererseits gekennzeichnet. Das Sedimentationsmilieu im Bereich der Abtragungshohlform entspricht - abgesehen von einer perennierenden Wasserbedeckung - dem des jungtertiären salzig-alkalischen Restsees des Etoscha Beckens (Bild I).

Mit der Tieferschaltung der Etoscha Pfanne bis auf 1085 m ü. NN spätestens seit 20 ka (möglicherweise bereits seit 32 ka; vgl. Kapitel 4.4.1.) wird im Raum 'Okondeka' der "Etoscha Kalkstein" erstmals durchteuft, so daß der Pfannenboden fortan in der Silt-/Tonstein- und Sandstein-Fazies der 'Andoni Formation' der Kalahari Gruppe angelegt ist. Der überwiegende Teil der "Ovambo-Pfannen-Ebene" ist vollständig von der Entwicklung der Etoscha Pfanne abgekoppelt (Abb. 93a). Unterhalb des "1100 m-Niveaus" wurde im Verlauf des Jungpleistozäns (130 000-10 000 a BP; DEACON & LANCASTER 1988: 10-11) das "1090 m-Niveau" angelegt, das auf der Ostseite der Etoscha Pfanne als "unteres Mushara Niveau (uMN)" bezeichnet wird. Während dort weiterhin eine limnisch-litorale Formung anhält, dominiert am westlichen Pfannenrand die äolische Geomorphodynamik. Der II., pfannenfernere Dünenwall bei 'Okondeka' hat eine Höhe von +/- 4 m erreicht und überragt damit den Pfannenboden zur Zeit 20 ka bereits um zirka 20 m. Innerhalb der Abfolge karbonatreicher äolischer Sedimente ist die Okondeka III-"Lamellen-Verbraunung" ausgebildet, die von mindestens 2.5 m mächtigen äolischen Akkumulationen der Sauerstoff-Isotopenstadien 4 und 3 ohne weitere Bodenbildungen überdeckt wird. Um 20 ka hat sich am Übergang des "1090 m-Niveaus" zum Pfannenboden auch die Initialform des I., pfannennäheren Dünenwalls bei 'Okondeka' gebildet. Entsprechend der flächenhaften Anlage des Pfannenbodens in der Silt-/Tonstein- und Sandstein-Fazies der 'Andoni Formation' nimmt der bisher in den äolischen Sedimenten am Pfannenrand bedeutende Anteil von Palygorskit, der als typisches Tonmineral einer Pfanneneintiefung im "Etoscha Kalkstein" erkannt wurde, nun deutlich und bis unter die Nachweisgrenze ab.

V. Die aktuelle Situation am westlichen Rand der Etoscha Pfanne nahe der Wasserstelle 'Okondeka' ist mit dem V. Bild gekennzeichnet. Der Pfannenboden ist nahe 'Okondeka' bis auf 1082 m ü. NN eingetieft. Die denudative Tieferschaltung des Pfannenbodens konzentriert sich auf Grund einer regelmäßigeren Überflutung auf den Ostteil der Etoscha Pfanne (Höhenlage um 1080/1079 m ü. NN). Den flächenhaft ausgedehnten Niveaus um 1100 m ü. NN und 1090 m ü. NN hat sich pfannenwärts der schmale Saum eines "1085 m-Niveaus" angefügt (Abb. 93a), das im Bereich der "Ekuma-Delta-Niveaus" weiter untergliedert werden kann. In der Abfolge

äolischer Sedimente des II. Dünenwalles, der dem "1100 m-Niveau" aufsitzt, sind alle drei bekannten "Okondeka-Böden" ausgebildet. Der I. Dünenwall, in dem der spätglaziale, dreigliedrige "Okondeka II-Bodenkomplex" und der holozäne "Okondeka I-Boden" nachgewiesen ist, hat eine Höhe von 5 m über dem liegenden "Etoscha Kalkstein" erreicht und überragt den nahegelegenen Pfannenboden damit um rund 10 m. Die sandigen Spülsaumsedimente des "1085 m-Niveaus" werden alleine von der "Okondeka I-Bodenbildung" überprägt. Die jüngste, seit dem späten Mittel-Holozän aufgewehte Dünengeneration, die den "Okondeka I-Boden" fossilisiert, erreicht im I. Dünenwall eine Mächtigkeit von gut 1 m; während der letzten Jahrzehnte wird die äolische Sedimentation wegen des starken Nutzungsdruckes großer Wildpopulationen auf die Wasserstelle 'Okondeka' zoogen gesteigert.

Die hier entwickelten Vorstellungen zur endtertiären und quartären Entwicklung der Etoscha Pfanne sind mit der Übersicht der Tabelle 21 den Erklärungsansätzen von JAEGER (1926/27) und RUST (1985) nochmals schlagwortartig gegenübergestellt.

### 5.2.2. Jungquartärer Klima- und Umweltwandel im Nordwesten des südafrikanischen Subkontinentes

Während der vergangenen eineinhalb Jahrzehnte haben Geowissenschaftler verschiedener Fachdisziplinen ein sehr differenziertes Bild des spätquartären Klima- und Umweltwandels im südlichen Afrika entworfen. Der Forschungsstand am Ende der 80er Jahre wurde von DEACON & LANCASTER (1988) zusammengefaßt. Traditionell bildeten die 'Namib' im Westen und das Gebiet des 'Okavango Deltas' mit der 'Makgadikgadi Depression' im Zentrum des südafrikanischen Subkontinentes räumliche Forschungsschwerpunkte. Zahlreiche Forschungsergebnisse zum Problem des jungquartären Klima- und Umweltwandels entlang der Skelettküste, in der nördlichen Namib und im Kaokoveld haben insbesondere RUST (1979, 1980, 1982, 1987, 1989a, 1989b, 1989c, 1991), RUST & VOGEL (1988), RUST & WIENEKE (1976), RUST, SCHMIDT & DIETZ (1984) sowie VOGEL & RUST (1990) beigetragen. Vom zentralen Binnenhochland im Norden Namibias oberhalb der "Großen Randstufe" (Etoscha N.P.) liegen demgegenüber Ergebnisse jüngerer Feldforschungen bisher nur von RUST (1984, 1985) und HEINE (1982, 1990b, 1991) vor.

Seit den Untersuchungen von COOKE (1975) und HEINE (1978, 1982) wird die Radiokohlenstoff-Methode routinemäßig zur Datierung von marinen, lakustrinen und alluvialen Sedimenten, Höhlensedimenten und Sinterbildungen, Äolianiten und Kalkkrusten im südlichen Afrika eingesetzt. Der heutige Kenntnisstand zum jungquartären Klima- und Umweltwandel im südlichen Afrika basiert daher im wesentlichen auf  $^{14}\text{C}$ -gestützten Chronostratigraphien. Die verschiedentlich kontrovers diskutierten Vorstellungen zum Klimacharakter des Hochglazials der letzten Eiszeit (engl. 'Last Glacial Maximum' [LGM]) resultieren dabei hauptsächlich aus der Interpretation verschiedener Cluster

von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (vgl. HEINE 1987: 74-76).

Eine kritische Auseinandersetzung mit der  $^{14}\text{C}$ -Chronostratigraphie des südlichen Afrikas hat gerade erst begonnen. Die Diskussion konzentriert sich dabei sowohl auf methodische Probleme der  $^{14}\text{C}$ -Datierung und daraus resultierende Fragen nach der Zuverlässigkeit der Altersbestimmung allgemein (EVIN 1990), als auch auf die kritische Bewertung einzelner  $^{14}\text{C}$ -Datierungen, die letztlich die bisher akzeptierte Chronostratigraphie für das südliche Afrika insgesamt in Frage stellt (HEINE 1991). EVIN (1990: 78) geht nach methodischen Erorтерungen davon aus, daß selbst bei sehr gutem Probenmaterial ein Alter von 35 ka die praktische Grenze für die klassische Radiokohlenstoff-Methode darstellt. Spezielle methodische Probleme ergeben sich in den ariden und semi-ariden Landschaftsräumen des südlichen Afrikas aus der Tatsache, daß hier die überwiegende Zahl der bisherigen Datierungen an karbonatischem Probenmaterial (pedogene Kalkkrusten, pedogene Kalkkonkretionen, evaporitischer Kalk, Mollusken, Eierschalen und Stromatolithen) durchgeführt wurden. HEINE (1991: 73) zieht auf Grund einer Zusammenstellung von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus Namibia und Botswana (vgl. Abb. 141) folgenden Schluß: "Würden alle unsicheren Datierungen aus dem Diagramm entfernt werden, dann verbleiben nur Daten, die jünger als 25 ka sind." Die kritische Bewertung der aus Etoscha publizierten  $^{14}\text{C}$ -Daten zeigt jedoch, daß selbst die überwiegende Zahl der Datierungen mit einem Alter jünger als 25 ka weder paläoklimatisch interpretiert, noch chronostratigraphisch eingeordnet werden können (s.u.).

Seit der von NETTERBERG (1978) erstellten ersten Übersicht zu Methoden, die zur Datierung von Kalkkrusten potentiell als erfolgsversprechend angesehen werden können, gibt es nur wenige Arbeiten, die über die Ergebnisse von  $^{14}\text{C}$ -/ $^{230}\text{Th}$ / $^{234}\text{U}$ -Paralleldatierungen am gleichen Probenmaterial berichten (vgl. HEINE & GEYH 1984, GEYH & HENNIG 1986 und HEINE 1991). Obwohl heute noch keine abschließende Beurteilung möglich ist, weisen die von den genannten Autoren bisher vor allem von Hohlensinterproben durchgeführten Untersuchungen auf einen erheblichen Altersunterschied zwischen den  $^{14}\text{C}$ - und  $^{230}\text{Th}$ / $^{234}\text{U}$ -Daten hin (HEINE 1991: 65, Tab. 1);  $^{14}\text{C}$ -Alter zwischen 50 und 20 ka sind wahrscheinlich mindestens dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Stadium 6 (> 130 ka) zuzuordnen oder können sogar einem tatsächlichen Bildungsalter von älter als 1 Ma entsprechen (Ebenda: 64, 69). Erste ergänzende Thermolumineszenz- (TL-) Datierungen deuten ebenfalls auf ein hohes Bildungsalter hin und bestätigen damit die geomorphologischen Gelandeansprachen.

Die voranstehenden Ausführungen greifen die im einleitenden Kapitel 1.5. geführte Diskussion auf und leiten unmittelbar zu den Problemen über, die sich aus der bisherigen Praxis der Interpretation von  $^{14}\text{C}$ -Daten ergeben.

Entsprechend der - nach den heute vorliegenden Erkenntnissen unzulässigen - Vorstellung, daß die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen realistische Bildungsalter darstellen, war es in der Vergangenheit üblich, " $^{14}\text{C}$ -Cluster" geomorphodynamisch und paläoklimatisch zu interpretie-

ren. Aus der zeitlichen Gruppierung von insgesamt 35  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an karbonatischem Probenmaterial unterscheidet RUST (1984: 282; 284, Tab. 1) im Untersuchungsraum des Etoscha N.P. und angrenzender Landschaften drei Phasen der Bildung "pedogener Kalkkrusten" (= Phasen "geomorphodynamischer Stabilität") (Abb. 142). Bei der Darstellung der Abbildung 142 ist zu berücksichtigen, daß Altersangaben "größer als" nicht berücksichtigt wurden. Zu diesen  $^{14}\text{C}$ -Altersangaben gehören insbesondere die Datierungen von Stromatolithen der Westflanke von 'Poacher's Point' (vgl. RUST 1984: 281, Fig. 2; vgl. auch Abb. 64c und Foto 11 der vorliegenden Arbeit). Die unendlichen  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $> 42\ 000$  a BP (Eto 277 [ij]) bzw.  $> 41\ 000$  a BP (Eto 277 [iii]) (RUST 1984: 284) geben bereits einen Hinweis darauf, daß die Einschätzung von MARTIN & WILCZEWSKI (1972: 720), daß die Stromatolithen von der Südspitze von 'Pelikan's Island' als Bildungen des "jüngeren Tertiärs" anzusehen sind, in der zeitlichen Größenordnung zutreffend ist. Diese Zeitstellung wird auch nach den hier vorgelegten Befunden bekräftigt.  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an Stromatolithen der Lokalität 'Pelikan's Island' durch RUST ergaben, neben einem Alter von  $> 40\ 000$  (Labor-Nr. Pta 3036), allerdings auch endliche Alter von  $42\ 400 \pm 1950$  (Pta 3038) und  $39\ 300 \pm 1470$  (Pta 3035) (RUST 1984: 281, Fig. 2; 284, Tab. 1). Demgegenüber sehen MARTIN & WILCZEWSKI (1972: 725) den Kalkstein im Hangenden des Stromatolithen-Lagers als pliozäne Bildung an; er entspricht dem mio-/pliozänen "Etoscha Kalkstein" der vorliegenden Arbeit! Endliche  $^{14}\text{C}$ -Alter des "Etoscha Kalksteins" zwischen rund  $32\ 000$  a BP und  $28\ 000$  a BP liegen auch von der 'Oshigambo Halbinsel' (RUST 1984: 281, Fig. 2) vor.

In gleicher Weise basieren die von HEINE (1990b) rekonstruierten "Phasen der Bodenbildung" in Etoscha ausschließlich auf der Interpretation zeitlicher Gruppierungen von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an karbonatischen Bildungen (Abb. 142). Zusammen mit den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von RUST (1984, 1985) sind die Cluster allerdings bereits neu zu definieren. Während RUST (1984: 282) von Phasen einer "pedogenen Kalkkrustenbildung" zwischen ca.  $33\ 000$  und  $28\ 000$  a BP, zwischen ca.  $22\ 000$  und  $18\ 000$  a BP und zwischen ca.  $10\ 000$  und  $9\ 000$  a BP ausgeht, nimmt HEINE (1990b: 173, Fig. 8) Phasen der Pedogenese zwischen älter als  $30\ 000$  und ca.  $20\ 000$  a BP und zwischen ca.  $13\ 000$  und  $8\ 000$  a BP an.

Die durch die Pedogenese dokumentierten Phasen "geomorphodynamischer Stabilität" stellen in beiden Chronostratigraphien wichtige Zeitmarken im Verlauf der jungquartären Landschaftsgeschichte dar, die weiter ausgedeutet werden. Zeitgleich mit den "Phasen der Bodenbildung" im Bereich der Pfannenumrahmung interpretiert HEINE (1990a) "Phasen eines Süßwasser-Sees" im Bereich des Bodens der Etoscha Pfanne. Zeitintervalle, in denen  $^{14}\text{C}$ -Datenlücken auftreten, werden von HEINE als Phasen der Dünenbildung und von RUST (1984) als "Phasen geomorphodynamischer Aktivität" (Abspülung, erhöhte äolische Aktivität) interpretiert (Abb. 142). Die älteste dieser Phasen ( $32\ 000$ - $28\ 000$  a BP) kennzeichnet nach RUST (1984: 285) nur die Landschaften unterhalb der "Großen Randstufe" im Raum 'Enguruvau'.

Die geomorphodynamische bzw. paläoklimatische Interpretationen von  $^{14}\text{C}$ -Clustern durch RUST (1984, 1985) und HEINE (1990a) sind über die bereits dargestellten methodischen Probleme hinaus auch aus geologisch/geomorphologischer Sicht als äußerst problematisch anzusehen. Die eigene Inaugenscheinnahme der beschriebenen Profile und kritische Durchsicht der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von RUST zeigt, daß alleine das Alter des 'Namutoni-Sinters' die größtmögliche Gewähr dafür bietet, daß die Bildung des Quellsinters um 9 ka realistisch erfaßt ist (Abb. 142). Die Datierung sagt allerdings nichts über den Bildungszeitraum aus; insbesondere ist nicht bekannt, ob auch nach 9 ka noch eine Quellsinter-Bildung stattgefunden hat. Unter Berücksichtigung der örtlichen Gegebenheiten ist es denkbar, daß spätere Sinterbildungen zoogen abgetragen wurden. In diesem Zusammenhang kann auf die eigene  $^{14}\text{C}$ -Datierung des oberflächlich anstehenden Quellsinters der Wasserstelle 'Agab' verwiesen werden, bei der drei Proben übereinstimmende Alter in der Größenordnung um 4 ka ergaben (Abb. 106; vgl. Kapitel 4.4.1.).

Grundsätzlich problematisch ist die Tatsache, daß die überwiegende Zahl der vor allem von RUST mitgeteilten Datierungen an Proben karbonatischer Bildungen vom Rand der Etoscha Pfanne vorgenommen wurden, die nach den hier ausführlich dargelegten geologisch/geomorphologischen Befunden als mio-/pliozäner "Etoscha Kalkstein" anzusprechen sind (vgl. RUST 1984: 281, Fig. 2; vgl. Abb. 143). Im Zuge der quartären Entwicklung der Etoscha Pfanne wurde die Abtragungshohlform immer tiefer in den bis zu über 50 m mächtigen Etoscha Kalkstein eingesenkt. Daraus folgt, daß in der unmittelbaren Umrahmung der aktuellen Pfanne die Mächtigkeit des Etoscha Kalksteins im Bereich des "1100 m-Niveaus" lediglich noch rund 15 m und im Bereich des "1090 m-Niveaus" kaum noch 5 m erreicht. Der aktuelle Pfannenboden hat den Etoscha Kalkstein bereits durchteuft und ist in einer Silt-/Tonstein- und Sandsteinfazies der liegenden 'Andoni Formation' angelegt. Geht man nach den in der vorliegenden Arbeit dargestellten detaillierten geomorphologisch-pedologischen Kartierungen davon aus, daß die Bildung des Etoscha Kalksteins im Miozän/Plioizän zumindest der zeitlichen Größenordnung nach als realistisch einzuschätzen ist, so verbietet sich jegliche  $^{14}\text{C}$ -Datierung an diesem Kalkstein. Soweit bei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen endliche Alter angegeben werden können, so handelt es sich in jedem Fall um Mischalter, die durch die Lösung und Rekristallisation des am Pfannenrand exponierten Kalksteins erklärt werden können. Unklar bleibt dabei freilich, in welchem Verhältnis Kalke unterschiedlichen Alters gemischt sind. Lösungsvorgänge und Prozesse der Rekristallisation betreffen den anstehenden "Etoscha Kalkstein" Jahr für Jahr im Verlauf jeder Regenzeit und dies seit mehreren Jahrzehntausenden!

Als Zwischenergebnis sind damit folgende Diskussionspunkte herauszustellen:

- (1) Die bisher von RUST (1984, 1985) und HEINE (1982, 1990b, 1991) aus Etoscha mitgeteilten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an karbonatischem Probenmaterial können nach dem heutigen Kenntnisstand nicht oder nur unter Vorbehalt interpretiert werden.



- (2) Die stratigraphische Stellung des "Etoscha Kalksteins" innerhalb der Sedimentationsabfolge der Kalahari Gruppe im Etoscha Becken einerseits und die morphologische Eintiefung der Etoscha Pfanne als Abtragungshohlform in diesen Kalkstein andererseits lassen keine interpretierbaren Ergebnisse von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen dieses Kalksteins im Hinblick auf eine Rekonstruktion des jungquartären Klima- und Umweltwandels in Etoscha erwarten.
- (3) Die auf Grund der - offensichtlich zufälligen - Clusterung von  $^{14}\text{C}$ -Daten interpretierten drei "Bildungsphasen pedogener Kalkkrusten" durch RUST (1984, 1985) sowie die zwei "Phasen der Pedogenese" durch HEINE (1990b) im Verlauf des Jungquartärs müssen als hypothetisch angesehen werden. Außer den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen als solchen legen beide Autoren keine weiteren geomorphologischen und/oder pedologischen Befunde vor, die insbesondere eine Unterscheidung vom mio-/pliozänen "Etoscha Kalkstein" erlauben würden. Damit verbieten sich jedoch auch weitere, differenzierte geomorphodynamische bzw. paläoklimatische Ausdeutungen (s. "Phasen der Dünenbildung" sowie von "Phasen der Bildung eines Süßwasser-Sees") einschließlich ihrer zeitlich exakten Einordnung.

Die Ausführungen unter Punkt (3) sind auch bei der Weiterverwendung der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen in der Sekundärliteratur zu berücksichtigen. In diesem Zusammenhang sei lediglich auf ein Fallbeispiel aufmerksam gemacht: Die vergleichenden  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von karbonatreichen Sedimentproben der aktuellen Oberfläche der Etoscha Pfanne bei 'Kapupuhedi' und 'Ondongab' durch RUST (1984) ergaben mit 11 900 +/- 120 a BP (Pta 3041) und 21 400 +/- 230 a BP (Pta 3042) höchst unterschiedliche Alter. RUST (1984: 283) zieht selbst daraus den Schluß: "...one can conclude that palaeoenvironmental deductions cannot be drawn from chalk events." Demgegenüber greifen DEACON & LANCASTER (1988: 69) die  $^{14}\text{C}$ -Datierung von 'Kapupuhedi' folgendermaßen auf: "Evidence for increased precipitation and higher water levels in the pan is provided by lacustrine carbonates with an age of 11 900 +/- 120 BP (Pta-3401) ... .!"

Die Kernaussagen der voranstehenden Diskussion lassen sich auf die  $^{14}\text{C}$ -gestützte Chronostratigraphie des südlichen Afrikas insgesamt übertragen. In Zukunft gilt es, jedes einzelne der bisher publizierten  $^{14}\text{C}$ -Daten hinsichtlich des Probenmaterials, der geomorphologischen Position im Gelände und den Fundumständen kritisch zu überprüfen und zu bewerten. Besondere Aufmerksamkeit verdienen dabei vor allem  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an sogenannten "Kalkkrusten" (engl. 'calcrete'). BLÜMEL (1991: 183) kommt bereits nach den ausführlichen Diskussionen anlässlich des '16. Basler Geomethodischen Colloquiums' zu der ernüchternden Erkenntnis: "Die zahlreichen veröffentlichten  $^{14}\text{C}$ -Daten halten einer wissenschaftlichen Überprüfung nicht stand."

Über die bereits genannten methodischen Probleme hinaus sind auch Defizite hinsichtlich der genetischen Deutung von karbonatischen Bildungen im Rahmen der allge-

meinen Landschaftsgeschichte eines Raumes als Grund dafür anzuführen, daß  $^{14}\text{C}$ -Datierungen keine realistischen Hinweise zur Altersstellung liefern können. Damit wird jedoch auch die geomorphodynamische und paläoklimatische Interpretierbarkeit von Kalkkrustenbildungen stark eingeschränkt. Ohne an dieser Stelle die verschiedenen Modellvorstellungen zur Kalkkruste-Genese ausführlich diskutieren zu können (vgl. zur wissenschaftshistorischen Übersicht GOUDIE 1973, WATSON 1989 und BLÜMEL 1991 mit weiterführender Literatur), so ist gerade in den großen Sedimentationsräumen des südafrikanischen Subkontinentes (Kalahari Becken, Etoscha Becken) zu fordern, daß zumindest zwischen eindeutig pedogenen Kalkkrustenbildungen i.e.S. (u.a. nach ROHDENBURG & SABELBERG 1969; s. vorliegende Arbeit: Profil Eto 71, Abb. 27) beziehungsweise pedogenen Kalkkrusten i.w.S. (BLÜMEL 1981, 1982, 1991) einerseits sowie synsedimentären Diagenesen (u.a. WENZENS 1975) beziehungsweise synsedimentär-evaporitischen Bildungen (EUGSTER & HARDIE 1978; MÜLLER 1988) andererseits unterschieden wird. Die vorliegende Studie mag verdeutlichen, daß diese Forderung nur durch eine detaillierte Regionalstudie auf der Grundlage eines geomorphologisch-sedimentologisch-pedologischen Forschungsansatzes erfüllt werden kann. Auf der Grundlage eines umfassenderen Verständnisses der känozoischen Landschaftsgeschichte lassen sich zunächst auch relativ-stratigraphische Vorstellungen entwickeln, bevor eine Kalibrierung dieser Chronostratigraphie mittels chemischer und physikalischer Datierungsmethoden vorgenommen wird.

Auf Grund der beschriebenen Probleme bei der Interpretation von  $^{14}\text{C}$ -Datierungen läßt sich die in Kapitel 4.4.1. beschriebene Pedostratigraphie der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne zur Zeit nicht mit anderen  $^{14}\text{C}$ -gestützten Chronostratigraphien des südlichen Afrikas vergleichen (vgl. u.a. DEACON & LANCASTER 1988: 148-160; HEINE 1988b: 306, Fig. 1; RUST 1991a: 150, Abb. 12). Obwohl Pfannenranddünen oder 'Lunette'-Dünen im Sinne von HILLS (1940) als morphologische Form von verschiedenen Teilen des semi-ariden südlichen Afrikas beschrieben sind (s. zusammenfassend GOUDIE & THOMAS 1986; vgl. auch Kapitel 5.2.1.), wurden dort - außer gelegentlichen Hinweisen auf Bodenbildungen und Kalkkonkretionen sowie einzelnen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (vgl. RUST 1984, 1985; GOUDIE & THOMAS 1986; LANCASTER 1989; HEINE 1991; HEINE 1992: mündl. Mitt.) - bisher keine zusammenhängenden TL-kalibrierten Pedostratigraphien erarbeitet. In der vorliegenden Arbeit wird mit der TL-kalibrierten Pedostratigraphie der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne somit die erste Chronostratigraphie von Lunettes im südlichen Afrika vorgestellt.

In jüngerer Zeit sind Datierungen jungquartärer Dünensande mittels verschiedener Methoden der chemischen und physikalischen Altersdatierung (Radiokohlenstoff- $^{14}\text{C}$ -, Thermolumineszenz-[TL-], Uran-Thorium- und Aminosäure-[Razemisierungs-] Methode) von Australien (BOWLER 1971, 1976; BOWLER & WASSON 1984; READHEAD 1988; CALLEN & NANSON 1992) und von der Thar Wüste/Indien (CHAWLA, DHIR &

SINGHVI 1992; SINGHVI & KAR 1992) publiziert worden. Die von Lokalitäten des ariden und semi-ariden Australiens verfügbaren Datierungen deuten darauf hin, daß die älteste äolische Aktivität im Sedimentationsraum des 'Lake Eyre' vor über 45 ka begonnen hat und möglicherweise in die zeitliche Größenordnung von 90 ka zurckdatiert. Ausgedehnte Phasen der sptquartren Dnenbildung scheinen zeitlich zwischen 90 ka und 30 ka sowie im Verlauf des Holozns zwischen 11 ka und 10 ka und seit 3 ka eingrenzbar zu sein (CALLEN & NANSON 1992: 592). Archäologische Funde, TL- und  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Datierungen der Lokalität 'Didwana' in der Thar Wüste/Indien weisen sogar auf einen früheren Beginn der äolischen Sandakkumulation bereits während des Mittel-Pleistozns ( $252 \pm 57$  ka [TL] und  $390.0$  ka [ $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ] hin (SINGHVI & KAR 1992: 167).

Beim derzeitigen Stand der Untersuchungen zum globalen jungquartren Klima- und Umweltwandel wird ein Vergleich der TL-kalibrierten Pedostratigraphie von Etoscha/Nord Namibia durch den Umstand erschwert, daß weltweit lediglich zwei andere Pedostratigraphien äolischer Sedimentfolgen aus aktuell semi-ariden bis ariden Landschaftsrumen vorliegen: von den Lunettes des 'Willandra' Endsees in Südost-Australien (BOWLER 1971) und von der Dnen-Sequenz bei 'Didwana'/Thar Wüste (SINGHVI & KAR 1992) (Abb. 144). Die stratigraphische Abfolge der Lunettes des 'Willandra' Endsees wird von BOWLER (1971) in drei Abschnitte gegliedert, die jeweils durch eine Periode der Bodenbildung voneinander getrennt werden: die basale "Golgol-Unit", die mittlere "Mungo-Unit" und die hangende "Zanci-Unit". Entsprechend den ursprünglich von BOWLER (1971: 62, Tab. 5:1) publizierten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an Holzkohle, Kalkkonkretionen und Schalen sowie weiteren von READHEAD (1988) mitgeteilten TL-Datierungen repräsentiert der vergleichsweise schwach ausgeprägte Boden zwischen der sogenannten "Zanci-Unit" und der "Mungo-Unit" eine relativ kurze Dauer der Pedogenese um 24 ka. Die vergleichsweise kräftige Bodenbildung, die die "Mungo-Unit" von der "Golgol-Unit" trennt ist älter als 38 ka. Die äolische Sequenz der Lokalität 'Didwana'/Thar Wüste wird ebenfalls in drei Abschnitte (I-III) gegliedert (SINGHVI & KAR 1992: 167). Vier Phasen der Bodenbildung unterschiedlicher Intensität können hier auf der Grundlage von archäologischen Funden und TL-Datierungen zeitlich folgendermaßen eingegrenzt werden: ein schwach ausgeprägter (früh?-) holozner Cambisol im hangenden des Abschnittes I, eine Pedogenese mittlerer Intensität innerhalb des Abschnittes II mit einem Alter von jünger als  $91.4 \pm 10$  ka und älter als  $44.2 \pm 4$  ka sowie eine in zwei getrennte Horizonte gegliederte, kräftige Bodenbildung innerhalb des Abschnittes III im Verlauf des Sauerstoff-Isotopenstadiums 5 (mit einem Beginn der Pedogenese möglicherweise bereits am Ende des Sauerstoff-Isotopenstadiums 6).

Der Vergleich der drei Pedostratigraphien äolischer Sedimentsequenzen zeigt (Abb. 144), daß eine einfache Korrelation nach dem aktuellen Kenntnisstand nicht möglich ist. Die Diskussion konzentriert sich derzeit auf die Bedeutung von Phasen der Bodenbildung an der Wende Sptglazial/Holozn, während des  $\delta^{18}\text{O}$ -Stadiums 3 (40-20 ka) sowie im

SINGHVI 1992; SINGHVI & KAR 1992) publiziert worden. Die von Lokalitäten des ariden und semi-ariden Australiens verfügbaren Datierungen deuten darauf hin, daß die älteste äolische Aktivität im Sedimentationsraum des 'Lake Eyre' vor über 45 ka begonnen hat und möglicherweise in die zeitliche Größenordnung von 90 ka zurückdatiert. Ausgedehnte Phasen der spätquartären Dünenbildung scheinen zeitlich zwischen 90 ka und 30 ka sowie im Verlauf des Holozäns zwischen 11 ka und 10 ka und seit 3 ka eingrenzbar zu sein (CALLEN & NANSON 1992: 592). Archäologische Funde, TL- und  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Datierungen der Lokalität 'Didwana' in der Thar Wüste/Indien weisen sogar auf einen früheren Beginn der äolischen Sandakkumulation bereits während des Mittel-Pleistozäns ( $252 \pm 57$  ka [TL] und  $390.0$  ka [ $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ ] hin (SINGHVI & KAR 1992: 167).

Beim derzeitigen Stand der Untersuchungen zum globalen jungquartären Klima- und Umweltwandel wird ein Vergleich der TL-kalibrierten Pedostratigraphie von Etoscha/Nord Namibia durch den Umstand erschwert, daß weltweit lediglich zwei andere Pedostratigraphien äolischer Sedimentfolgen aus aktuell semi-ariden bis ariden Landschaftsräumen vorliegen: von den Lunettes des 'Willandra' Endsees in Südost-Australien (BOWLER 1971) und von der Dünen-Sequenz bei 'Didwana'/Thar Wüste (SINGHVI & KAR 1992) (Abb. 144). Die stratigraphische Abfolge der Lunettes des 'Willandra' Endsees wird von BOWLER (1971) in drei Abschnitte gegliedert, die jeweils durch eine Periode der Bodenbildung voneinander getrennt werden: die basale "Golgol-Unit", die mittlere "Mungo-Unit" und die hangende "Zanci-Unit". Entsprechend den ursprünglich von BOWLER (1971: 62, Tab. 5:1) publizierten  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an Holzkohle, Kalkkonkretionen und Schalen sowie weiteren von READHEAD (1988) mitgeteilten TL-Datierungen repräsentiert der vergleichsweise schwach ausgeprägte Boden zwischen der sogenannten "Zanci-Unit" und der "Mungo-Unit" eine relativ kurze Dauer der Pedogenese um 24 ka. Die vergleichsweise kräftige Bodenbildung, die die "Mungo-Unit" von der "Golgol-Unit" trennt ist älter als 38 ka. Die äolische Sequenz der Lokalität 'Didwana'/Thar Wüste wird ebenfalls in drei Abschnitte (I-III) gegliedert (SINGHVI & KAR 1992: 167). Vier Phasen der Bodenbildung unterschiedlicher Intensität können hier auf der Grundlage von archäologischen Funden und TL-Datierungen zeitlich folgendermaßen eingegrenzt werden: ein schwach ausgeprägter (früh?-) holozäner Cambisol im hangenden des Abschnittes I, eine Pedogenese mittlerer Intensität innerhalb des Abschnittes II mit einem Alter von jünger als  $91.4 \pm 10$  ka und älter als  $44.2 \pm 4$  ka sowie eine in zwei getrennte Horizonte gegliederte, kräftige Bodenbildung innerhalb des Abschnittes III im Verlauf des Sauerstoff-Isotopenstadiums 5 (mit einem Beginn der Pedogenese möglicherweise bereits am Ende des Sauerstoff-Isotopenstadiums 6).

Der Vergleich der drei Pedostratigraphien äolischer Sedimentsequenzen zeigt (Abb. 144), daß eine einfache Korrelation nach dem aktuellen Kenntnisstand nicht möglich ist. Die Diskussion konzentriert sich derzeit auf die Bedeutung von Phasen der Bodenbildung an der Wende Spätglazial/Holozän, während des  $\delta^{18}\text{O}$ -Stadiums 3 (40-20 ka) sowie im

Verlauf des  $\delta^{18}\text{O}$ -Stadiums 5 (möglicherweise einschließlich des Endes des  $\delta^{18}\text{O}$ -Stadiums 6). Als kritische Kommentierung der von ROGNON (1987) vorgelegten Neubewertung der aus dem Maghreb Nordafrikas vorliegenden Datierungen weisen FONTES & GASSE (1989: 397) darauf hin, daß die letzte ausgeprägt "humidere" Klimaperiode vor der früh-holozänen Feuchtphase (10-9 ka) nicht während des Mittel-Holozäns, sondern zwischen 80 ka und 150 ka auftrat. HEINE (1991: 73) kommt nach jüngsten Untersuchungen für die Namib zum gleichen Schluß, weist nach Untersuchungen unter anderem von BONNEFILLE (1987) PREUSS (1986) TAYLOR (1990) und VINCENS (1989) jedoch gleichzeitig auf die Möglichkeit "pluvialer" Umweltverhältnisse in Ostafrika und dem Kongo Becken (zeitlich differenziert) zwischen 40 ka und 26 ka hin (Ebenda: 75). Andererseits charakterisieren BROOK, BURNEY & COWART (1990) die Klimaverhältnisse in der Kalahari im Verlauf des Sauerstoff-Isotopenstadiums 1 auf der Grundlage von Datierungen an Sinterkalken der 'Drotsky Cave' (Mittlere Kalahari) und der 'Lobatse Cave' (Südliche Kalahari) als insgesamt recht trocken mit nur untergeordnet auftretenden feuchteren Intervallen, während einverstarktes Sinterwachstum während der Sauerstoff-Isotopenstadien 2 und 3 als erhohotes Feuchtigkeitsangebot interpretiert wird (Abb. 144). Auch hier ergibt sich jedoch keine einfache Korrelation zu den rekonstruierten Verhältnissen in Etoscha. Es kann immerhin festgehalten werden, daß den Bildungen des "Okondeka I-Bodens" und des "Okondeka II-Bodens" in Etoscha zumindest zwischen 4 ka und 6.9 ka und zwischen 13 ka und 10 ka Phasen verstärkter Sinterkalkbildung in den untersuchten Höhlen der Kalahari entsprechen. SCOTT et al. (1991: 13) gehen auf Grund von pollenanalytischen Untersuchungen an Sedimenten des 'Lake Otjikoto', nordwestlich von Tsumeb, von relativ trockenen Klimaverhältnissen nach 3 500 a BP und vergleichsweise feuchteren Bedingungen seit kurz vor 1 000 a BP aus. Der Wert dieser Folgerungen im Hinblick auf den holozänen Klimawandel im Norden Namibias müssen allerdings auf Grund von Datierungsproblemen und Unsicherheiten bei der paläoökologischen Interpretation zunächst mit großer Vorsicht behandelt werden.

Vergleicht man die verfügbaren Chronostratigraphien aus Etoscha und der Kalahari in ihrer Gesamtheit, so weist der in der Abfolge von initialen Bodenbildungen einerseits und verstärkter äolischer Sedimentation andererseits dokumentierte Umweltwandel am westlichen Rand der Etoscha Pfanne auf wesentlich komplexere Reaktionen des geomorphodynamischen Systems hin, als es im Sinne einer Zu- oder Abnahme des Feuchtigkeitsangebot (und damit einer verstärkten oder verminderten Sinterbildung in den Höhlen) allein zu erwarten wäre. Wie bereits in Kapitel 3.3.1. aus der Sicht des aktuellen Klima- und insbesondere des aktuellen Niederschlagswandels beschrieben, kann in Etoscha bei Regenzeiten mit einem zeitlich akzentuierten Niederschlag über einen verstärkten Sedimenteintrag auf den Pfannenboden im Verlauf der nachfolgenden Trockenzeit die äolische Umlagerung zum Pfannenrand belebt werden. Andererseits ist - bei einer längeren Wasserbedeckung des Pfannenbodens - jedoch auch ein vermindertes

äolischer Transport zum Pfannenrand möglich, so daß die Entkalkung und Bodenbildung im Bereich der westlichen Pfannenranddünen dominiert. Beide geomorphodynamische Zustände befinden sich in einem labilen Gleichgewicht.

Die wenigen Hinweise an dieser Stelle mögen dazu anhalten, eine überregionale Korrelation der Chronostratigraphie der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne nur mit größter Vorsicht vorzunehmen. Abgesehen von der Komplexität der geomorphodynamischen Zustände, die zunächst auch nur den Wandel der Umweltverhältnisse in der unmittelbaren Umgebung der Etoscha Pfanne dokumentierten, müssen raum-zeitlich verzögerte Reaktionen auf veränderte Umweltverhältnisse im Bereich des Pfannenbodens in Betracht gezogen werden; dies ist nach den Ausführungen in Kapitel 4.4.1. insbesondere mit der zeitlich verzögerten Fossilierung der initialen Verbraunungshorizonte im Vergleich des I. und II. Dünenwalles in der Größenordnung von bis zu 5 ka anhand der vorliegenden TL-Datierungen belegt.

Die überregionale Diskussion der Befunde zum jungquartären Klima- und Umweltwandel im Nordwesten des südafrikanischen Subkontinentes kann folgendermaßen zusammengefaßt werden:

- (1) Mit der TL-kalibrierten Pedostratigraphie der westlichen Randdünen der Etoscha Pfanne im Norden Namibias wird erstmals eine Chronostratigraphie von 'Lunettes' für das südliche Afrika vorgestellt.
- (2) Die Pedostratigraphie erlaubt eine detaillierte Rekonstruktion des von der Etoscha Pfanne gesteuerten Wandels der Umweltverhältnisse über den Zeitraum der letzten 140 ka. Auf der Grundlage eines geomorphologisch-sedimentologisch-pedologischen Forschungsansatzes können die Probleme überwunden werden, die sich jüngst bei  $^{14}\text{C}$ -kalibrierten Chronostratigraphien ergeben haben. Eine überregionale Korrelation der TL-kalibrierten Pedostratigraphie von Etoscha mit  $^{14}\text{C}$ -kalibrierten Chronostratigraphien des südlichen Afrikas ist beim derzeitigen Stand der Diskussion nicht möglich.
- (3) Auch eine Korrelation der weltweit einzigen bekannten Pedostratigraphien aus semi-ariden und ariden Klimaräumen, von Etoscha/Nord-Namibia, vom 'Lake Eyre'/Australien und der Thar Wüste/Indien, ist beim aktuellen Stand der Diskussion nicht möglich. Zunächst muß davon ausgegangen werden, daß jede einzelne Pedostratigraphie den höchst individuellen Umweltwandel des betrachteten Raumes dokumentiert. Andererseits ergeben sich zumindest in Teilabschnitten des Spätglazials und des Holozäns einige zeitliche Übereinstimmungen zwischen der Bildung initialer Verbraunungshorizonte in den Dünenstränden am Westrand der Etoscha Pfanne und Phasen verstärkter Sinterbildung in Höhlen der Kalahari.
- (4) Die jüngsten Befunde aus Etoscha und anderen Teilen im Nordwesten des

südlichen Afrikas weisen darauf hin, daß das Sauerstoff-Isotopenstadium 3 keineswegs eine Phase außergewöhnlich "humider" oder "pluvialer" Bedingungen war.

- (5) Die hier vorgelegten Befunde mögen andere Untersuchungen zur pedostratigraphischen Gliederung von Lunette-Dünen im südlichen Afrika stimulieren.

## 6. KLIMASENSIBILITÄT GEOMORPHODYNAMISCHER UND GEOÖKOLOGISCHER PROZESSE - EIN BEITRAG ZUR DISKUSSION UM LANDSCHAFTS-ÖKOLOGISCHE AUSWIRKUNGEN ZUKÜNFTIGER KLIMAÄNDERUNGEN

Das Problem der Klimasensibilität geomorphodynamischer und geoökologischer Prozesse im Untersuchungsraum des quasinatürlichen Ökosystems des Etoscha Nationalparks im Norden Namibias wurde in der vorliegenden Arbeit aus der Sicht sowohl der aktuellen Klima- und Witterungsverhältnisse (einschließlich der aktuellen Klimavariabilität und Klimaperiodizität) als auch aus der Sicht des känozoischen Klima- und Umweltwandels beleuchtet. In dem der Untersuchungsraum damit als "Versuchsordnung der Natur" aufgefaßt wurde, konnten wesentliche biotische und abiotische Faktoren, raumfunktionale Strukturen und Prozesse identifiziert werden, die potentiell als besonders klimasensitiv beziehungsweise als grundsätzlich nutzungslimitierend angesehen werden können.

Der hygrische Jahresgang des Klimas im Untersuchungsraum, mit einem saisonalen Wechsel von Regen- und Trockenzeit, prägt grundlegende biotische und abiotische Prozesse und führt insbesondere zu einem rhythmischen Wechsel einer dominierenden fluvialen bis fluvial-limnischen Geomorphodynamik einerseits und einer dominierenden äolischen Geomorphodynamik andererseits. Es handelt sich dabei um systemimmanente "Grundschwankungen" des Klimas im Sinne von HEINE (1990a). Diese systemimmanente "Grundschwankung" des Klimas ist in zyklische Schwankungen der hygrischen Verhältnisse in der Größenordnung von einigen Jahren bis einigen zehn Jahren (möglicherweise auch 100 Jahren) eingebunden, die sich gegenseitig überlagern. Dadurch können große Amplituden der hygrischen Veränderungen in Raum und Zeit erzeugt werden. Extremereignisse, wie sie zum Beispiel die von LEUSNER (1936) beschriebene, außerordentlich überdurchschnittliche Regenzeit 1933/34 darstellt, die noch bis zum Ende des Jahres zu einer Flutung der Etoscha Pfanne geführt haben soll, gehören ebenso zum natürlichen Klimasystem, wie zum Beispiel das extreme Trockenjahr der Regenzeit 1986/87. Der Charakter eines "semi-ariden" Klimas im Sinne von LAUER (1952) beziehungsweise eines "ariden" Klimas nach PENCK (1910) bleibt dabei stets erhalten. Es kann sogar davon ausgegangen werden, daß die großen Amplituden der hygrischen Veränderungen in der Übergangszone von tropischer zu subtropischer Zirkulation der Atmosphäre ebenso systemimmanent sind, wie die Rhythmik von Regen- und Trockenzeit.

Das natürliche Ökosystem des Untersuchungsraumes ist offensichtlich an die große Spannweite dieses semi-ariden Klimas angepaßt. Selbst innerhalb des quasinatürlichen Ökosystems des Etoscha N.P. wird diese Anpassung durch die Verbreitung der Vegetationsgesellschaften, und insbesondere durch die Verbreitung der verschiedenen 'Mopane'-Gesellschaften, nach Physiognomie und Artenvielfalt evident. Die vorgelegten Untersuchungsergebnisse verdeutlichen jedoch auch, daß die Anpassungsfähigkeit den Faktor "Zeit" zu berücksichtigen hat. Die Erfahrungen im Raum 'Okondeka-Adamax-Leeubron'



lehren, daß eine Regeneration stark überweideter und erosionsgeschädigter Flächen nur über längere Zeiträume erwartet werden kann und daß bei hoher Niederschlagsvariabilität in jedem Fall von einer Dauer von über 10 Jahren ausgegangen werden muß. Daraus wurde bereits die Notwendigkeit eines "präventiven Natur- und Ressourcenschutzes" abgeleitet.

Auf der Grundlage der durchgeführten geographisch-landschaftsökologischen Inventarisierung des Untersuchungsraumes wurden Landschaftsräume mit einem spezifischen ökologischen Risikopotential und damit spezifischen Nutzungsprobleme ausgewiesen (Karte 11 a/b). Unter Beachtung einer bereits aktuell differenzierten Niederschlagsvariabilität ist davon auszugehen, daß die Spannweite der landschaftsökologischen Veränderungen unter den Gegebenheiten der heutigen Landnutzung von "gering" bis "sehr groß" reicht. Eine ausgesprochen hohe Integration geoökologischer Einzelrisiken (s. Abb. 60), die insgesamt ein "sehr hohes" geoökologisches Gefährdungspotential definieren, kennzeichnet den Landschaftsraum des 'Beckens von Otjovasandu' mit 'Kaross' im Westen sowie den Landschaftsraum der 'Etoscha Pfanne i.w.S.' im Osten des Etoscha N.P.. Es sind dies die gleichen Landschaftsräume, die im Verlauf der känozoischen Landschaftsgeschichte die größten geomorphodynamischen Veränderungen erfahren haben (s.u.). Es handelt sich dabei um landschaftsökologisch ebenso wie geomorphodynamisch hochsensible Systeme, die unmittelbar selbst auf geringfügige Veränderungen der Klimaverhältnisse (Niederschlagshöhe, Niederschlagsverteilung, Niederschlagsintensität, höhere Windgeschwindigkeiten, u.a.) reagieren.

Es gehört zu den Eigenheiten der genannten Landschaftsräume, verstanden als hochkomplexe und hochsensible landschaftsräumliche Systeme, daß geomorphodynamische Veränderungen durch relativ kleine Veränderungen einzelner Variablen ausgelöst werden können. Dies wurde am Beispiel des Verhältnisses von potentieller Evapotranspiration und Niederschlag im Jahresgang und dessen Auswirkung auf die geomorphodynamische Aktivität im Bereich der Etoscha Pfanne ausführlich verdeutlicht (Kapitel 3.3.1.). Sowohl für Prozesse einer fluvialen als auch einer äolischen Umlagerung spielt die Akzentuierung der Niederschlagsverteilung im Jahresgang die entscheidende Rolle (vgl. bereits ROHDENBURG 1970, 1971: 37-43). Es entspricht jedoch dem Grundcharakter hoher Klimavariabilität, daß entsprechende Systemzustände im Untersuchungsraum im Norden Namibias nur kurzfristig stabil sind.

Mit der Betrachtung der känozoischen Landschaftsgeschichte wurden die "Übergangsphasen" einer als zyklisch aufgefaßten Reliefentwicklung im Sinne des 'landscape sensitivity and change'-Konzeptes von BRUNSDEN & THORNES (1979) als geomorphodynamisch besonders wirksame Zeiten herausgestellt. An der Wende Tertiär/Quartär befindet sich die Reliefentwicklung im Norden Namibias sowohl aus geologisch/tektonischer, als auch aus paläoklimatischer Sicht in einer Übergangsphase, die zu einer völligen Neuorientie-

rung des geomorphodynamischen Systems führt. Die zeitliche Kopplung der geologisch/tektonischen und paläoklimatischen Entwicklung bedingt dabei eine hohe Sensibilität gegenüber geomorphodynamischen Veränderungen, die sich im konkreten Untersuchungsraum durch eine markant gesteigerte äolische Geomorphodynamik und Bildung großräumig verbreiteter Längsdünen-Systeme dokumentiert. Die nachfolgende quartäre Formung im Norden Namibias stellt ein Stadium der Reliefentwicklung dar, das an die externen Veränderungen bereits angepaßt ist. Insbesondere die quartäre Entwicklung der Etoscha Pfanne, verstanden als Abtragungshohlform in endorheischer Position, ist Ausdruck eines über einen langen geologischen Zeitraum persistenten, semi-ariden Klimas. Auch hier ist es die systemimmanente "Grundschwankung" des Klimas, die über den saisonalen Wechsel von Regen- und Trockenzeit den rhythmischen Wechsel der Geomorphodynamik (aquatische Verhältnisse mit dominierender fluvial-limnische Geomorphodynamik einerseits und domierende äolische Geomorphodynamik andererseits) steuert und zu einer geomorphologisch effektiven, weiteren Ausgestaltung und Tiefschaltung einer einmal angelegten Abtragungshohlform führt, solange diese an ein größeres hydrologisches System angeschlossen bleibt.

Die Grundvoraussetzung für die Ausprägung der beschriebenen "Pfannendynamik" - ein gegenüber dem fluvialen und fluvial-limnischen Sedimenteintrag dominierender äolischer Sedimentaustrag - ist allerdings nicht klimatischer Natur; sie ist vielmehr in der geologisch/tektonischen Entwicklung im subkontinentalen Maßstab begründet (vgl. auch BESLER 1992: 33). Die Anzapfung des oberen Kunene im Zuge der spätpliozänen Haupthebungsphase des südafrikanischen Subkontinentes fügt sich dabei in die allgemeine Entwicklung der Entwässerungssysteme im südlichen Afrika ein, die seit dem Ende der Jura-Zeit durch eine progressive Anzapfung der endorheischen Entwässerung durch eine zunehmend wirksamere exorheische Entwässerung gekennzeichnet ist; der Okavango ist heute das einzige größere fluviale System, das von der ursprünglich dominierenden Binnenentwässerung erhalten geblieben ist. In diesem Sinne ist der jüngste Reliefzyklus der quartären Tiefenerosion der exorheisch zum Atlantik orientierten Riviere ebenfalls geologisch-tektonisch initiiert (vgl. auch BESLER 1992: 110). Die außerordentlich hohe Klimasensibilität geomorphodynamischer Prozesse in den Landschaftsräumen des 'Beckens von Otjovasandu' mit 'Kaross' im Westen von Etoscha läßt sich damit ebenfalls auf die endpliozänen geologisch/tektonischen Ereignisse - d.h. auf eine natürliche Grunddisposition - zurückführen.

Die in der vorliegenden Arbeit für den Untersuchungsraum im Norden Namibias über die gesamte Dauer des Quartärs und insbesondere im Verlauf des Jungquartärs rekonstruierte Persistenz einer für semi-aride Klimaverhältnisse typischen Formungsdynamik ist vor dem Hintergrund der bisherigen Vorstellungen zum terrestrischen Klima- und Umweltwandel im südlichen Afrika ein bemerkenswerter Befund (vgl. DEACON & LANCASTER 1988:

148-160). Auch nach den von Bohrkernen vor der namibischen Küste vorliegenden marinen Befunden, wonach im Verlauf des Quartärs von Änderungen der Sommertemperatur des Oberflächenwassers in der Größenordnung von bis 9°C (zwischen 25°C und 16°C) auszugehen ist (EMBLEY & MORLEY 1980: 189-190, Fig. 7), hat bisher die Vorstellungen eines bedeutenderen Klima- und Umweltwandels auf dem Kontinent selbst stimuliert. Gerade der Befund aus dem Norden Namibias, daß die Klimafluktuationen und insbesondere die hygrischen Fluktuationen im Verlauf des Quartärs jedoch offensichtlich der Größenordnung der aktuellen Variabilität entsprechen, läßt sich auch für zukünftige Klimaänderungen ausdeuten:

- (1) Eine völlige Neuorientierung des geomorphodynamischen Systems im Norden Namibias, wie an der Wende Tertiär/Quartär - sei es durch eine zukünftige Temperaturerhöhung (3-6°C) oder eine Zunahme der jährlichen Niederschläge (1 mm pro Tag) im Sinne der bekannten GCM's (Abb. 2) -, ist nicht zu erwarten.
- (2) In natürlichen und quasinatürlichen Ökosystemen können zukünftige geomorphodynamische und geökologische Veränderungen - wie in der Vergangenheit - als Auswirkungen vergleichsweise kleiner Klimafluktuationen und vor allem hygrischen Schwankungen mit Oszillationen zwischen 2 Jahren und 20 Jahren (möglicherweise bis zu 100 Jahren) beschrieben werden, die als Modell für sogenannte "Feuchtperioden-Szenarien" und "Trockenperioden-Szenarien" gelten können. Dabei ist zu berücksichtigen, daß sich die identifizierten Zyklen bereits in der Vergangenheit in der Weise überlagert haben, daß im Norden Namibias auch in Zukunft zuverlässige Prognosen nicht möglich sein werden. Darüber hinaus müssen "Phasensprünge" in der Periodizität der hygrischen Verhältnisse berücksichtigt werden, wie er in der Mitte der 80er Jahre bereits auftrat. Auch Auswirkungen von "Benguela El Niño-Phänomen" sind in Betracht zu ziehen.
- (3) Der bisherige Kenntnisstand zur Niederschlagsvariabilität im quasinatürlichen Ökosystem des Etoscha N.P. während des "Trockenperioden-Szenariums" der zweiten Hälfte der 80er Jahre ist im Kapitel 3.3.2. mit den Karten 9a-9g ausführlich dargestellt worden. Das unterschiedliche Maß der Niederschlagsvariabilität betrifft geökologisch und geomorphodynamisch unterschiedliche sensible Landschaftsräume (Karte 11 a/b).
- (4) Die nachhaltigsten geökologischen Schäden sind, insbesondere in Anbetracht der hohen Klimasensibilität bestimmter Landschaftsräume innerhalb des Etoscha N.P., durch Eingriffe des Menschen zu erwarten. Die Eingriffe beginnen dabei bereits mit der Anlage künstlicher Wasserstellen. Aus verschiedenen Untersuchungen in semi-ariden Landschaftszonen der Erde ist bekannt, daß der Mensch bei einer die Tragfähigkeit des Raumes übersteigenden und insbesondere den landschaftsökologischen Risiken unangepaßten Nutzung Landschaftszustände erzeugen kann, die einem arideren Klima entsprechen würde (RATHJENS 1979: 130); der Prozeß ist mit

dem Begriff "Desertifikation" in die internationale Literatur eingeführt (vgl. MENSCHING 1990). Mit Blick auf das im Norden an den Etoscha N.P. angrenzende, dichtbesiedelte und landwirtschaftlich intensiv genutzte Ovamboland, aber auch Teilen des im Westen angrenzenden Damaralandes, muß davon ausgegangen werden, daß die vom Menschen indirekt und direkt ausgelösten landschaftsökologischen Schäden den potentiell auf Grund klimatischer Veränderungen zu erwartenden Umweltwandel nach Ausmaß und Geschwindigkeit dieses Wandels bei weitem übertrifft. Detailuntersuchungen zu diesem Problem werden in ausgewählten Modellgebieten im Etoscha N.P. und angrenzenden Landschaften im Norden Namibias im Rahmen des DFG- und BMZ/GTZ-geförderten Forschungscooperations-Projektes "Etoscha/Namibia" durchgeführt.

## 7. SUMMARY

### *Cainozoic Climatic and Environmental Change in Etosha/northern Namibia - Research on Climatic Sensibility and Geomorphodynamic of a semi-arid Landscape in Southern Africa*

The here presented investigations on the cainozoic climatic and environmental change<sup>o</sup> in Etosha/northern Namibia are carried out in front of the background of the recent discussion on the possible landscape-ecological impact of future climatic change. More detailed knowledge on this problem is one of the basis of subsistence in order to sustain social, economical and political stability in the youngest independent state on the african continent, the Republic of Namibia.

The quasi-natural ecosystem of the Etosha National Park in northern Namibia serves as a model area in order to evaluate the potential impacts of future climatic change by means of a "what ..... if"-approach. On the basis of a geographical landscape-ecological inventory of the study area of the Etosha N.P. the investigations focus on the evaluation of biotic and abiotic factors, space-functional structures and processes, which proved to be climate-sensitive both under the actual circumstances as well as during the younger landscape history or limit landuse in general. In contrast to the known 'General Circulation Models' (GCM's) the approach uses the study area as such and its reconstructed environmental change during its younger geological history as an "experiment of nature".

The maps 11a and 11b summarize the present knowledge of the geoecological risk potential in the different landscapes of Etosha N.P.. The total assessment of the geoecological risk potential results from the connection and integration of the individual geoecological, especially the eco-pedological and geomorphodynamical risks within the defined landscapes according to figure 60. From the view of the actual climate circumstances which are characterized by a spatial highly differentiated rainfall variability, the 'Basin of Otjovasandu with Kaross' in the western part and the 'Etosha Pan' in the eastern part of Etosha N.P. are the geoecological and geomorphodynamical most sensible landscapes of the study area. Furthermore these landscapes experienced the most effective geomorphodynamic change during the cainozoic.

The cainozoic climate and environmental change in northern Namibia is based on a geomorphological-sedimentological-pedological approach of research which benefits from the detailed knowledge of the identified landscape-ecological relationships. Thence the quaternary geomorphodynamic of the erosional form of the Etosha Pan is reconstructed from the terminal, late-tertiary phase of the sedimentary history of the Etosha Basin which is a part of the even more extended Kalahari Basin. Environmental change in northern Namibia at the turn of the Tertiary to the Quaternary fits in the well known picture of palaeogeographic and climatic change that the southern african subcontinent experienced during this time of its geological history. There is strong evidence that the forming of the re-

lief at the end of the Tertiary has reached a phase of general transition, both in terms of the geological/tectonical and the palaeoclimatic development. This leads to a general re-organization of the geomorphodynamic system. Thence the coupling of the two mentioned lines of development stimulates a high sensibility for geomorphodynamic change which is expressed in the extended formation of longitudinal dunes in the northern parts of the southern african subcontinent. The following Quaternary already documentes a phase of the relief development which is adapted to the external impulses of change. Especially the quaternary evolution of the Etosha Pan, an erosional form in an endorheic position, is the perfect expression of a persistent semi-arid climate over a long time of the younger geological history. The annual change of a rainy season and a dry season is accompanied by a rhythmical change of geomorphodynamic with an aquatic environment and predominant fluvial and limnic processes on the one hand and predominant aeolian processes on the other hand. This combination leads to an geomorphological effective shaping and denudation of the initially developed erosional form, in particular as long as the erosional form is still connected with an extended hydrological system. Nevertheless, nor sedimentological neither mineralogical and geochemical findings can provide evidence for a persistent palaeolake-situation in Etosha Pan during the Quaternary. The TL-calibrated pedostratigraphy of the western margin- (lunette-) dunes of the Etosha Pan allows for the first time for lunettes in southern Africa a detailed reconstruction of environmental change over a period of the last 140 ka. The presented pedostratigraphy overcomes the problems that recently arised from the reevaluation of  $^{14}\text{C}$ -calibrated chronostratigraphies in southern Africa.

The persistence of a geomorphological process system typical for a semi-arid climate over the entire timespan of the Quaternary and especially during the Upper Quaternary is one of the most remarkable results of the here presented studies. In order to correlate the possible quaternary environmental changes in the terrestrial ecosystems of southern Africa with the climatic fluctuation reconstructed mainly from marine sediment sequences, geoscientists from various disciplines in the past preferred the idea of more pronounced environmental changes. The results of this study however provide evidence that the spatial differentiated landscape-ecological impacts of the early future climatic change - as during the past quaternary landscape history - can be described in terms of recent scenarios of the periodical climatic fluctuations and especially the hygric changes. The investigations in the quasi-natural ecosystem of Etosha N.P. underline the fact that the possible landscape-ecological changes directly or indirectly triggered by man by far exceed the possible landscape-ecological changes stimulated by climatic change in respect of extension and speed of change.

---

**8. LITERATURVERZEICHNIS**

- AG BODENKUNDE (1982<sup>3</sup>): Bodenkundliche Kartieranleitung.- 331 S.; Hannover.
- AG BODENSYSTEMATIK DER DBG [Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft] (1985): Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland (Kurzfassung; Hrsg: AK Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft).- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 44: 91 S.; Göttingen.
- ALISON, M.A. (1899): On the origin and formation of pans.- Transactions, Geological Society of South Africa 4: 159-161.
- ANDERSSON, C.J. (1856): Lake Ngami - or explorations and discoveries during four years' wanderings in the wilds of the South Western Africa.- Facsimile Reprint 1967, 546 pp.; Cape Town (Struik Pty. Ltd.).
- AUER, C. (1993, in Vorbereitung): Untersuchungen zur zeitlichen Variabilität der chemischen Wasserqualität an Wasserstellen des Etoscha Nationalparks/Namibia.
- AXELROD, D.I. & P.H. RAVEN (1978): Late Cretaceous and Tertiary vegetation history of Africa.- In: WERGER, M.J.A. (Ed.): Biogeography and ecology of Southern Africa: 77-130; The Hague (Junk).
- BAILLEUL, T.A. (1975): A reconnaissance survey of the cover sands in the Republic of Botswana.- J. Sed. Petrol. 45(2): 494-503.
- BAUM, H. (1903): Kunene-Sambesi-Expedition sowie Reisewerke über Südafrika.- 593 S.; Berlin (Mittler & Sohn).
- BAUMHAUER, R. (1986): Zur jungquartären Seenentwicklung im Bereich der Stufe von Bilma (NE-Niger). = Würzburger Geographische Arbeiten 65: 244 S.; Würzburg.
- BAUMHAUER, R. (1991): Holozäne limnische Akkumulation in der zentralen Sahara - Probleme ihrer paläoökologischen und paläoklimatischen Interpretation.- In: Geographische Institute der Universität Bonn (Hrsg.): 17. Tagung des Deutschen Arbeitskreises für Geomorphologie, Bonn, 30.09.-04.10.1991; Vortragsprogramm, Vortragskurzfassungen, Teilnehmerverzeichnis; Bonn.
- BEETZ, P.F.W. (1933): Geology of South West Angola, between Cunene and Lunda Axis.- Transact. Geol. Soc. South Africa 36: 137-176.
- BEHRMANN, W. (1941): Trocknet Südwestafrika in den letzten Jahrzehnten aus?.- Umschau in Wissenschaft und Technik 45: 193.
- BERRY, C. (1982): Bäume und Sträucher des Etoscha National Parks.- 167 S.; Windhuk (Nature Conservation).
- BERRY, H.H. (1972): Flamingo breeding on the Etosha Pan, South West Africa, during 1971.- Madoqua I(5): 5-32.
- BERRY, H.H. (1980): Behavioural and Eco-Physiological Studies on Blue Wildebeest (*Connochaetes Taurinus*) at the Etosha National Park.- Ph.D. Thesis Univ. of Cape Town; Vol. I, Vol. II: 564 pp. and appendices.

- BESLER, H. (1980): Die Dünen-Namib: Entstehung und Dynamik eines Ergs. = Stuttgarter Geogr. Studien 96: 208 S. und Anhang; Stuttgart.
- BESLER, H. (1991): Der Namib-Erg: Älteste Wüste oder Älteste Dünen?.- Geomethodica (= Veröffentl. des 16. Basler Geomethodischen Colloquiums) 16: 93-122; Basel.
- BESLER, H. (1992): Geomorphologie der ariden Gebiete. = Erträge der Forschung 280: 189 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- BEUGLER, H. (1991): Untersuchungen zur Bodenerosion im Etoscha Nationalpark, Namibia - unter besonderer Berücksichtigung der Erodierbarkeit der Böden.- Unveröffentl. Diplomarbeit, Institut für Geographie der Universität Regensburg, Textband: 92 S. und Abbildungsband; Regensburg.
- BIGALKE, R.C. (1961): Some observations on the ecology of the Etosha Game Park, South West Africa.- Ann. Cape Prov. Mus. 1: 49-67.
- BIGALKE, R.C. (1970): Observations on Springbok Populations.- Zoologica Africana 5(1): 559-570.
- BIGALKE, R.C. (1972): Observations on the Behaviour and Feeding Habits of the Springbok, *Antidorcas marsupialis*.- Zoologica Africana 7(1): 333-359.
- BLUME, H.P. & U. SCHWERTMANN (1969): Genetic evaluation of the profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides.- Soil Science Society of America Proceedings 33: 438-444.
- BLÜMEL, W.D. (1981): Pedologische und geomorphologische Aspekte der Kalkkrustenbildung in Südwestafrika und Südostspanien.- Karlsruher Geographische Hefte 10: 228 S.; Karlsruhe.
- BLÜMEL, W.D. (1982): Calcretes in Namibia and SE-Spain - Relations to substratum, soil formation and geomorphic factors.- Catena Suppl. 1: 67-82; Braunschweig.
- BLÜMEL, W.D. (1991): Kalkkrusten - ihre genetischen Beziehungen zu Bodenbildung und äolischer Sedimentation.- Geomethodica (= Veröffentl. des 16. Basler Geomethodischen Colloquiums) 16: 169-197; Basel.
- BLÜTHGEN, J. & W. WEISCHET (1980<sup>3</sup>): Allgemeine Klimageographie.- 887 S.; Berlin-New York (de Gruyter).
- BOENIGK, W. (1983): Schwermineralanalyse.- 158 S.; Stuttgart (Enke).
- BOER, M.M. & DE GROOT, R.S. (1990a): Introduction, Findings and Recommendations of the LICC Conference.- In: BOER, M.M. & DE GROOT, R.S. (Eds.): Landscape-Ecological Impact of Climatic Change.- Proceedings of an European Conference, Lunteren, The Netherlands, 3-7 December 1989, 1-80; Amsterdam, Washington, Tokyo (IOS Press).
- BOER, M.M. & R.S. DE GROOT (Eds.) (1990b): Landscape-Ecological Impact of Climatic Change.- Proceedings of an European Conference, Lunteren, The Netherlands, 3-7 December 1989: 429 pp.; Amsterdam, Washington, Tokyo (IOS Press).



- BONNEFILLE, R. (1987): Évolution forestière et climatique au Burundi durant les quarante derniers milliers d'années.- C.R. Acad. Sci. Paris 305/II: 1021-1026.
- BOULAIN, J. (1954): La sebkha de Ben Ziane et sa 'lunette' ou Bourrelet exemple de complexe morphologique formé par la dégradation éolienne des sols salés.- Revue de Géomorphologie Dynamique 4: 102-123.
- BOWLER, J.M. (1971): Pleistocene salinities and climatic change: evidence from lakes and lunettes in south-eastern Australia.- In: MULVANEY, D.J. & J. GOLSTON (Eds.): Aboriginal man and environment in Australia: 47-65; Canberra (Australian National University Press).
- BOWLER, J.M. (1973): Clay dunes: their occurrence, formation and environmental significance.- Earth Science Reviews 9: 315-338.
- BOWLER, J.M. (1976): Aridity in Australia: age, origins and expression in aeolian landforms and sediments.- Earth Science Reviews 12: 279-310.
- BOWLER, J.M. (1978): Glacial age aeolian events at high and low latitudes: a southern hemisphere perspective.- In: VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (Ed.): Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments: 149-172; Rotterdam (Balkema).
- BOWLER, J.M. (1986): Spatial variability and hydrological evolution of Australian lake basins: analogue for Pleistocene hydrological change and evaporite formation.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 54: 21-41.
- BOWLER, J.M. & R.J. WASSON (1984): Glacial age environments of inland Australia.- In: VOGEL, J.C. (Ed.): Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere: 183-208; Rotterdam, Boston (Balkema).
- BRAIN, C.K. (1981): The evolution of man in Africa: Was it a consequence of Cainozoic cooling?- Geol. Soc. South Africa, Ann. 84: 1-19.
- BRADLEY, W.H. (1929): The Varves and Climate of the Green River Epoch.- U.S. Geol. Survey Prof. Paper 158-E: 87-110; Washington.
- BREUNIG, P. (1990): Die Galerie in der Höhle: Was wollen die Bilder sagen? Prähistorische Felsmalerei in Namibia.- Forschung - Mitteilungen der DFG 4: 16-19; Bonn.
- BROOK, G.A., BURNEY, D.A. & J.B. COWART (1990): Desert palaeoenvironmental data from cave speleothems with examples from the Chihuahuan, Somali-Chalbi, and Kalahari deserts.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 76: 311-329.
- BRUNSDEN, D. (1980): Applicable models of long term landform evolution.- Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. 36: 16-26.
- BRUNSDEN, D. & J.B. THORNES (1979): Landscape sensitivity and change.- Inst. Brit. Geogr., Transact. N.S. 4(4): 463-484.
- BUCH, M.W. (1988): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing.- Regensburger Geographische Schriften 21 I/II: 197 S. und Anhangsband; Regensburg.
- BUCH, M.W. (1989): On the Question of a Causal Correlation of Fluvial Processes and

- Climatic Fluctuations in the Late Pleistocene and Holocene - an Attempt at a Geomorphodynamic Interpretation of the Investigation Results from the Danube Valley and the Main Valley.- European Conference on 'Landscape-Ecological Impact of Climatic Change'; Lunteren, The Netherlands, 3-7 December 1989 (unpublished lecture).
- BUCH, M.W. (1990a): Soils, Soil Erosion and Vegetation in the Etosha National Park/Northern Namibia. Field and Laboratory Results of the Investigations of the Year 1989.- Part I (Field Results): 36 pp and appendix; Part II (Laboratory Results); Geogr. Inst. Univ. Regensburg (unveröffentlicht).
- BUCH, M.W. (1990b): Zwischenbericht zum DFG-Forschungsprojekt "Geomorphodynamik im Gebiet der Etoscha Pfanne, Namibia (Az.: Bu 659/2-1)": 25 S., 1 Anl., 26 Abb.; Geogr. Inst. Univ. Regensburg (unveröffentlicht).
- BUCH, M.W. (1991): Abschlußbericht zum DFG-Forschungsprojekt "Geomorphodynamik im Gebiet der Etoscha Pfanne, Namibia (Az.: Bu 659/2-1/2)" (mit einem Beitrag von Dr. Dieter Rose, Staatliches Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie an der Universität Regensburg): 40 S., 5 Anl., 34 Abb.; Geogr. Inst. Univ. Regensburg (unveröffentlicht).
- BUCH, M.W. & L. ZÖLLER (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlösser im Raum Regensburg.- *Eiszeitalter u. Gegenwart* **40**: 63-84.
- BUCH, M.W. & D. ROSE (1993, in Vorbereitung): Sediments of the Etosha Pan and its surrounding in Northern Namibia.- Madoqua.
- BUCH, M.W., ROSE, D. & L. ZÖLLER (1993, im Druck): A TL-calibrated pedostratigraphy of the western lunette dunes of Etosha Pan/northern Namibia - palaeoenvironmental implications for the last 140 ka.- *Palaeoecology of Africa*.
- BUCHAN, A. (1897): A Discussion of the Rainfall of South Africa during ten years, 1885-1894.- 33 pp.; Cape of Good Hope Meteorological Commission, Cape Town (Richards).
- BÜDEL, J. (1977): Klima-Geomorphologie.- 304 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- CAHEN, L. & J. LEPERSONNE (1952): Equivalence entre le System du Kalahari du Congo Belge et les Kalahari Beds d'Afrique Australe.- *Mem. Soc. Belge de Geol.* **8(4)**: 1-64.
- CAILLEUX, A. (1952): Morphoskopische Analyse der Geschiebe und Sandkörner und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie.- *Geologische Rundschau* **40**: 11-19.
- CALLEN, R.A. & G.C. NANSON (1992): Formation and age of dunes in the Lake Eyre Depocentres.- *Geologische Rundschau* **81/2**: 589-593.
- CERLING, T.E. (1992): Development of grasslands and savannas in East Africa during the Neogene.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. (Global and Planetary Change Section)* **97**: 241-247.
- CHAPMAN, J. (1868): Travels in the Interior of South Africa.- 2 Bde.; London (Bell &

Daldy).

- CHAWLA, S., DHIR, R.P. & A.K. SINGHVI (1992): Thermoluminescence chronology of sand profiles in the Thar Desert and their implications.- *Quaternary Science Reviews* 11: 25-32.
- CHEN KEZAO & J.M. BOWLER (1986): Late Pleistocene Evolution of Salt Lakes in the Qaidam Basin, Qinghai Province, China.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 54: 87-104.
- COETZEE, J.A. (1978): Late Cainozoic palaeoenvironments of southern Africa.- In: VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (Ed.): *Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments*: 114-127; Rotterdam (Balkema).
- COETZEE, J.A. (1980): Tertiary environmental changes along the South-Western African coast.- *Palaeont. afr.* 23: 197- 203.
- COOKE, H.J. (1975): The paleoclimatic significance of caves and adjacent landforms in western Ngamiland, Botswana.- *Geographical Journal* 141: 430-444.
- COOKE, H.J. (1980): Landform Evolution in the Context of Climatic Change and Neotectonism in the Middle Kalahari of North-Central Botswana. *Transactions Institute British Geographers, N.S.* 5: 80-99.
- COOKE, H.J. (1984): The evidence from northern Botswana of Late Quaternary climatic change.- In: VOGEL, J.C. (Ed.): *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*: 265-278; Rotterdam (Balkema).
- COOKE, H.J. & H.T. VERSTAPPEN (1984): The landforms of northern Botswana, with a consideration of the chronology of the evolution of Lake palaeo-Makgadikgadi.- *Z. Geomorph. N.F.* 28: 1-19.
- COQUE, R. (1979): Sur la place du vent dans l'érosion en milieu. L'exemple des lunettes (burrelets éolien) de la Tunisie.- *Méditerranée* 1/2: 15-21.
- DARDIS, G.F. & B.P. MOON (Eds.) (1988): *Geomorphological Studies in Southern Africa*: 509 pp.; Rotterdam (Balkema).
- DARDIS, G.F., BECKEDAHL, H.R. & A.W. STONE (1988): *Fluvial Systems*.- In: MOON, B.P. & G.F. DARDIS (Eds.) (1988): *The Geomorphology of Southern Africa*: 30-56; Pretoria (Southern Book Publishers).
- DE BRUIYN, H. (1971): Pans in the Western Orange Free State.- *Annals of the Geological Survey of South Africa* 9: 121-124.
- DEACON, J. & N. LANCASTER (Eds.) (1988): *Late Quaternary Palaeoenvironments of Southern Afrika*.- 225 pp; Oxford (Clarendon Press).
- DE DAPPER, M. (1988): Geomorphology of the sand-covered plateaux in southern Shaba, Zaire.- In: DARDIS, G.F. & B.P. MOON (Eds.): *Geomorphological Studies in Southern Africa*: 115-135.; Rotterdam (Balkema).
- DEPARTMENT OF WATER AFFAIRS (1973): *Rainfall Isohyets for South West Africa*.- Dep. of Water Affairs, Windhoek (unpublished).

- DIESTER-HAASS, L. (1988): Sea-level changes, carbonate dissolution and history of the Benguela Current in the Oligocene-Miocene off Southwest Africa (DSDP Site 362, Leg 40).- *Marine Geology* 79: 213-242.
- DIESTER-HAASS, L. & H.J. SCHRADER (1979): Neogene coastal upwelling history off northwest and southwest Africa.- *Marine Geology* 29: 39-53.
- DIESTER-HAASS, L., HEINE, K., ROTHE, P. & H. SCHRADER (1988): Late Quaternary History of Continental Climate and the Benguela Current off South West Africa.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 65: 81-91.
- DINGLE, R.V., SIESSER, W.G. & A.R. NEWTON (1983): Mesozoic and Tertiary Geology of Southern Africa.- 375 pp.; Rotterdam (Balkema).
- DIXON, J.B., WEED, S.B., KITTRICK, J.A., MILFORD, M.H. & J.L. WHITE (Eds.) (1977): *Minerals in Soil Environments*.- 948 pp.; Madison (Soil Science Society of America).
- DOVE, K. (1888): *Klima des außertropischen Südafrika*.- 160 S.; Göttingen (Vandenhoeck & Ruprecht's).
- DOVE, K. (1893): Über meteorologische Beobachtungen in Südwestafrika.- *Deutsches Kolonialblatt* 4: 363-365.
- DOVE, K. (1896): *Deutsch-Südwestafrika. Ergebnisse einer wissenschaftlichen Reise im südlichen Damara-Lande*.- Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft 120: 1-93.
- DU PLESSIS, W. (1989a): schriftl. Mitt. zur Bewirtschaftung des Raumes 'Okondeka-Adamax-Leeubron' durch die Verwaltung des Etoscha N.P..
- DU PLESSIS, W. (1989b): mündl. Mitt. zu vegetationsgeographischen Übergängen innerhalb der Vegetationsgesellschaften der 'Eastern Karst Woodlands' (LE ROUX 1980) bzw. des 'Karst Bush & Forest' (DU PLESSIS 1992).
- DU PLESSIS, W. (1989c): mündl. Mitt. zur Artenzusammensetzung der Grasgesellschaften des aktuellen Bodens der Etoscha Pflanze.
- DU PLESSIS, W. (1989d): mündl. Mitt. zur Artenzusammensetzung der Vegetations-Gesellschaft des 'Sweet Grassveld on Lime' und ihren Variationen.
- DU PLESSIS, W. (1989e): mündl. Mitt., Einführung des Begriffes "Akazien-Niveau".
- DU PLESSIS, W. (1991a): Preliminary Vegetation Map of Ovambo.- In: MINISTRY OF WILDLIFE, CONSERVATION AND TOURISM, REPUBLIC OF NAMIBIA: Report on preliminary biological survey on the Ovambo region: 11-19 (Appendix 3); Windhoek (Directorate of Wildlife Conservation and Research, unpublished report).
- DU PLESSIS, W. (1991b): mündl. Mitt. zur Dauer der fluvialen Formung im Landschaftsraum des 'Oponono Lake Grasland'.
- DU PLESSIS, W. (1992a): *The Development of Techniques for the Assessment of Veld Conditions in the Etosha National Park*.- M.Sc. thesis, Centre of Wildlife Research in the Faculty of Agriculture, University of Pretoria: 146 pp. and appendices.

- DU PLESSIS, W. (1992b): schriftl. Mitt. über die wichtigsten Tierpopulationen im Etoscha N.P. nach einem Zensus der Jahre 1982, 1984, 1987 und 1990.
- DU PLESSIS, W. (1992c): mündl. Mitt. zum Deckungsgrad der Vegetation im 'Kavango Längsdünenveld' und angrenzenden 'Kalahari Sandveld'.
- DU TOIT, A.L. (1954<sup>3</sup>): The Geology of South Africa.- 611 pp.; London (Oliver & Boyd).
- DYER, T.G.J. & M.E. MARKER (1978): On the variation of rainfall over South West Africa.- S. Afr. Geogr. J. 60: 144-149.
- EBEDES, H. (1977): Anthrax Epizoötics in Etosha National Park.- Madoqua 10(2): 99-118.
- EBERLE, O. (1927): Die Verteilung der extremen Regenschwankungen über die Erde.- Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft 195: 1-50.
- EGNER, H. (1955): Neue Beiträge zur chemischen Bodenuntersuchung unter besonderer Berücksichtigung der Laktatmethode.- Landwirtschaftliche Forschungen (Sonderheft) 6: 28-32.
- ELWELL, H.A. & M.A. STOCKING (1982): Developing a Simple Yet Practical Method of Soil Loss Estimation.- Tropical Agriculture 59(1): 43-48.
- EMBLEY, R.W. & J.J. MORLEY (1980): Quaternary Sedimentation and Paleoenvironmental Studies off Namibia (South-West Africa).- Marine Geology 36: 183-204.
- ENGERT, S. (1992a): Räumliche Variabilität und zeitliche Periodizität der Niederschläge im Etoscha Nationalpark/Namibia und angrenzenden Landschaften - mit einer Anmerkung zur Erosivität der Niederschläge.- Diplomarbeit, Institut für Geographie der Universität Regensburg: 111 S. und Anhang; Regensburg.
- ENGERT, S. (1992b): mündl. Mitt. zu verschiedenen Klimadaten des Etoscha N.P. und angrenzender Landschaften.
- EUGSTER, H.P. & L.A. HARDIE (1975): Sedimentation in an Ancient Playa-Lake Complex: the Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming.- Bulletin of the Geological Society America 86: 319-334.
- EUGSTER, H.P. & L.A. HARDIE (1978): Saline Lakes.- In: LERMAN, A. (Ed.): Chemistry, Geology and Physics of Lakes: 237-293; New York (Springer).
- EVIN, J. (1990): Validity of the Radiocarbon Dates beyond 35,000 years B.P.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 80(1): 71-78.
- FAHEY, J.J., ROSS, M. & J.M. AXELROD (1960): Loughlinit, a new hydrous sodium magnesium silicate.- Amer. Miner. 45: 270-281.
- FAO [Food and Agricultural Organization of the United Nations] (1974): FAO-UNESCO Soil Map of the World, 1: 5 000 000, Vol. 1, Legend.- 59 pp; Paris (FAO, UNESCO).
- FAO [Food and Agricultural Organization of the United Nations] (1977): Guidelines for Soil Profile Description.- 53 pp.; Rome.
- FAO [Food and Agricultural Organization of the United Nations] (1988): Soil Map of the World. Revised Legend.- 119 pp; Rome (FAO, UNESCO, ISRIC).

- FARMER, G., WIGLEY, T.M.L., JONES, P.D. & M. SALMON (1989): Documenting and explaining recent global-mean temperature changes.- Final report to NERC, Contract GR3/6565: 141 pp.
- FITZNER, R. (1908): Regenverhältnisse Deutsch-Südwestafrikas.- Zeitschrift für Kolonialpolitik, Kolonialrecht und Kolonialwirtschaft 10: 857-864.
- FLINT, R.F. & G. BOND (1968): Pleistocene sand ridges and pans in western Rhodesia.- Bulletin of the Geological Society of America 79: 299-314.
- FLOHN, H. (1979): On Time Scales and Causes of Abrupt Paleoclimatic Events.- Quaternary Research 12: 135-149.
- FOLK, R.L. (1966): A review of grain-size parameters.- Sedimentology 6: 73-93.
- FONTES, J.C. & F. GASSE (1989): On the ages of humid Holocene and Late Pleistocene phases in North Africa - Remarks on "Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa)" by P. Rognon.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 70: 393-398.
- FRAUENBERGER, G. (1906): Studien über die jährlichen Niederschlagsmengen des afrikanischen Kontinents.- Petermanns Geographische Mitteilungen 52: 73-82.
- FRITSCH, G.T. (1868): Klima von Südafrika.- Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde 3: 132-162.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine.- 1141 S.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- FÜCHTBAUER, H. & D.K. RICHTER (1988): Karbonatgesteine.- In: FÜCHTBAUER (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine: 233-434; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- GAMMER, L. (1991): Auswertung von Wasseranalysen aus dem Etoscha Nationalpark/Namibia.- Hausarbeit im Diplomandenhauptseminar im Studienfach Geographie an der Universität Regensburg, WS 1991/92 (Prof. Dr. K. Heine): 14 S. (unveröffentlicht).
- GAMMER, L. (1993, in Vorbereitung): Untersuchungen zur räumlichen Variabilität der chemischen Wasserqualität an Wasserstellen des Etoscha Nationalparks/Namibia.
- GARSTANG, M. (1992): mündl. Mitt. über die Trübung der Grundschicht der Atmosphäre über Etoscha durch Staub in einer Mächtigkeit von 3.5 km.
- GARSTANG, M. & S. MACKO (1992): Meteorological aspects of the characterisation of aerosols over Southern Africa.- In: ANDREAE, M.O., GOLDAMMER, J.G. & J.A. LINDESAY (Eds.): Southern African Fire-Atmosphere Research Initiative: 64-68; Mainz, Freiburg, Johannesburg.
- GASSE, F. (1987): Diatoms for reconstructing Palaeoenvironments and Palaeohydrology in tropical semi-arid Zones - Examples of some Lakes from Niger since 12,000 B.P.- Hydrobiologica 154: 127-163.
- GASSE, F. (1988): Diatoms, Palaeoenvironments and Palaeohydrology in the western Sa-

- hara and Sahel.- Würzburger Geographische Arbeiten 69: 233-254; Würzburg.
- GASSE, F., FONTES, J.C., PLAZIAT, J.C., CARBONEL, P., KACZMARSKA, I., DE DEKKER, P., SOULIE-MARSCHE, I., CALLOT, Y. & P.A. DUPEUBLE (1987): Biological Remains, Geochemistry and Stable Isotopes for the Reconstruction of Environmental and Hydrological Changes in the Holocene Lakes from North Sahara.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 60: 1-46.
- GELLERT, J.F. (1948): Niederschlagsschwankungen und Farmwirtschaft in Südwestafrika.- *Zeitschrift f. Meteorologie* 2(4/5): 142-145.
- GELLERT, J.F. (1950a): Ein Jahrzehnt Niederschlagsschwankungen im südwestlichen Afrika und ihre Auswirkungen auf das Weideland und die Wirtschaft.- *Erdkunde (Archiv f. wiss. Geogr.)* IV: 110-112.
- GELLERT, J.F. (1950b): Regen- und Dürrekatastrophen im südlichen Afrika.- *Urania* XIII: 223-229.
- GELLERT, J.F. (1955): Die Niederschlagsschwankungen im Hochland von Südwestafrika. = *Abh. d. Meteorol. u. Hydrol. Dienstes der DDR* 32(IV): 70 S. u. Anhang; Berlin.
- GELLERT, J.F. (1968): Die Instabilität der Niederschläge in Südwestafrika (Namibia) und die Problematik der Aussage der Instabilitätswerte in den semiariden Ländern.- *Zeitschrift f. Meteorologie* 22: 223-228.
- GEOLOGICAL SURVEY SWA/NAMIBIA (1979): Geological Map of South West Africa, 1: 250 000, Sheet 1814 (Etosha Wes), 1816 (Namutoni), 1914 (Kamanjab), 1916 (Tsumeb).
- GEOLOGICAL SURVEY SWA/NAMIBIA (1980): Geological Map of South West Africa/Namibia.- 4 sheets, scale 1:1 Mill.; Windhoek.
- × GEOLOGICAL SURVEY, SWA/NAMIBIA (1982): The Geology of South West Africa/Namibia.- 5pp. and Geological Map scale appr. 1:6 250 000.
- GEVERS, T.W. (1930): Terrestrer Dolomit in der Etoscha Pfanne, Südwestafrika.- *Cbl. Miner. Geol. Paläont., Abtl. B*: 224-230.
- GEVERS, T.W. (1937): The Etjo Beds of the Northern Hereroland, South-West Africa.- *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 39 (1936): 317-329.
- GEYH, M.A. & G.J. HENNIG (1986): Multiple Dating of Long Flowstone Profile.- *Radiocarbon* 28: 503-509.
- GIESS, W. (1971): Eine vorläufige Vegetationskarte von Südwestafrika. = *Dinteria* 4: 1-114; Windhoek (S.W.A. Wissenschaftliche Gesellschaft).
- GIESSÜBEL, J. (1987): Zum Problem aktueller Bodenauswehung in der Köln-Bonner-Bucht und deren Quantitativer Erfassung.- *Göttinger Geographische Abhandlungen* 84: 45-54.
- GOUDIE, A.S. (1970): Notes on some major dune types in southern Africa.- *South African Geographical Journal* 52: 93-101.

- GOUDIE, A.S. (1973): Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes.- 174 pp.; Oxford (Clarendon Press).
- 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.
- GOUDIE, A.S. & D.S.G. THOMAS (1986): Lunette dunes in southern Africa.- *J. Arid Environments* 10: 1-12.
- GREY, D.R.C. & H.J. COOKE (1977): Some problems in the Quaternary evolution of the landforms of northern Botswana.- *Catena* 4: 123-133.
- GROBLER, N.J. LOOCK, J.C. & N.J. BEHOUNEK (1988): Development of pans in palaeodrainage in the north-western Orange Free State.- *Paleoecology of Africa* 19: 87-96.
- GROVE, A.T. (1969): Landforms and climatic change in the Kalahari and Ngamiland.- *Geographical Journal* 135: 191-212.
- GRUNERT, J., BAUMHAUER, R. & J. VÖLKEL (1991): Lacustrine Sediments and Holocene Climates in the Southern Sahara: the Example of Paleolakes in the Grand Erg of Bilma (Zoo Baba and Dibella, Eastern Niger).- *Journal of African Earth Sciences* 12: 133-146.
- HANSEN, J., FUNG, I., LACIS, A., RIND, D., LEBEDEEF, S., RUEDDY, R. & G. RUSSEL (1988): Global Climatic Changes as Forecast by the Goddard Institute for Space Studies Three-Dimensional Model.- *Journal of Geophysical Research* 93 (D8): 9341-9364.
- HAUGHTON, S.H. (1969): Geological History of Southern Africa.- 535 pp.; Cape Town (Geological Society of South Africa; Cape & Transvaal Printers).
- HEDBERG, R.M. (1979): Stratigraphy of the Ovamboland Basin, South West Africa. = *Bulletin Precambrian Research Unit* 24: 325 pp.; Cape Town.
- HEGENBERGER, W. (1986/87): Stand der geologischen Kenntnisse über das Kavangogebiet.- *SWA Journal* 40/41: 97-113.
- HEIDKE, P. (1919): Die Niederschlagsverhältnisse von Deutsch-Südwestafrika.- *Mitt. a. d. Deutschen Schutzgebieten* 32: 36-186.
- HEINE, K. (1978): Radiocarbon Chronology of Late Quaternary Lakes in the Kalahari, Southern Africa.- *Catena* 5: 145-149.
- HEINE, K. (1981): Aride und pluviale Bedingungen während der letzten Kaltzeit in der Südwest-Kalahari (südliches Afrika) - Ein Beitrag zur klimagenetischen Geomorphologie der Dünen, Pfannen und Täler.- *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 38: 1-37.
- HEINE, K. (1982): The main stages of the late Quaternary evolution of the Kalahari region, southern Africa.- *Palaeoecology of Africa* 15: 53-76.
- HEINE, K. (1985): Jungquartäre Klimaschwankungen auf der Südhalbkugel.- *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1984 11/12: 1751-1768.
- HEINE, K. (1987a): Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik in der Namib, Süd-



- westafrika/Namibia.- Z. Geomorph., Suppl.-Bd. 66: 113-134.
- HEINE, K. (1987b): Zum Alter jungquartärer Seespiegelschwankungen in der Mittleren Kalahari, südliches Afrika.- *Palaeoecology of Africa* 18: 73-101.
- HEINE, K. (1988a): Klimavariabilität und Bodenerosion in Südafrika.- *Geographische Rundschau* 40: 6-14.
- HEINE, K. (1988b): Southern African palaeoclimates 35-25 ka ago: A preliminary summary.- *Palaeoecology of Africa* 19: 305-315.
- HEINE, K. (1990a): Klimaschwankungen und klimagenetische Geomorphologie am Beispiel der Namib.- *Berliner Geographische Studien* 30: 221-234.
- HEINE, K. (1990b): Some observations concerning the age of the dunes in the western Kalahari and palaeoclimatic implications.- *Palaeoecology of Africa* 21: 161-178.
- HEINE, K. (1991): Paläoklima und Reliefentwicklung der Namibwüste im überregionalen Vergleich.- *Geomethodica* (= Veröffentlich. des 16. Basler Geomethodischen Colloquiums) 16: 53-92; Basel.
- HEINE, K. (1992): mündl. Mitt. zu möglichen Bodenbildungen in den äolischen Abfolgen der 'lunettes' in der Südwest-Kalahari.
- HEINE, K. & M.A. GEYH (1984): Radiocarbon dating of speleothems from the Rössing cave, Namib Desert, and palaeoclimatic implications.- In: VOGEL, J.C. (Ed.): *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*: 465-470; Rotterdam, Boston (Balkema).
- HELGREN, D.M. (1978): Environmental history in the north-west Kalahari - a preliminary report.- *Palaeoecology of Africa* 10: 65-66.
- HELGREN D.M. & A.S. BROOKS (1983): Geoarchaeology at /Gi, a Middle Stone Age and Later Stone Age site in the northwestern Kalahari.- *Journal of Archaeological Science* 10: 181-197.
- HERDTFELDER, R. (1984): Der Etoscha-Nationalpark. Ein Leitfaden für ökologische und Verhaltensbeobachtungen. = *Wissenschaftliche Forschung in Südwestafrika* 17: 187 S.; Windhoek (S.W.A. Wissenschaftliche Gesellschaft).
- HERMANN, P. (1908): Beitrag zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika.- *Mber. dt. geol. Ges.* 60: 259-298.
- HILLS, E. (1940): The lunette: a new landform of aeolian origin.- *The Australian Geographer* 3: 1-7.
- HÖVERMANN, J. (1988): The Sahara, Kalahari and Namib deserts: A geomorphological comparison.- In: DARDIS, G.F. & B.P. MOON (Eds.): *Geomorphological Studies in Southern Africa*: 71-83; Rotterdam (Balkema).
- HÜSER, K. (1979): Reliefgenese in Südwestafrika als Beispiel für Formungsgeschichte in semiariden Zonen.- *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 33: 99-108.
- HÜSER, K. (1989): Die Südwestafrikanische Randstufe. Grundsätzliche Probleme ihrer geomorphologischen Entwicklung.- *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 74: 95-110.

- HÜSER, K. (1991): Über die Randstufe Südafrikas - Wissenschaftshistorischer Rückblick und heutiger Forschungsstand vorwiegend geomorphologischer Fragestellungen.- *Geomethodica* (= Veröffentl. des 16. Basler Geomethodischen Colloquiums) 16: 23-51; Basel.
- HUSS, W. (1944): Jahresringuntersuchungen an Bäumen in SWA und ihre Auswertung für die Frage einer Klimaänderung.- Dissertation Botanisches Institut der Universität Stuttgart, 234 S. und Anhang; Stuttgart.
- IGBP (1988): The International Geosphere-Biosphere Programme: A Study of Global Change. A Plan for Action. = IGBP Report No. 4: 200 pp.; Stockholm (IGBP).
- JAEGER, F. (1926): Die Frage der Austrocknung Südafrikas und die Maßregeln dagegen.- *Der Tropenpflanzer* 29(4): 127-136.
- JAEGER, F. (1926/27): Die Etoschafanne.- *Mitt. a. d. Deutschen Schutzgebieten* 34: 1-22.
- JAEGER, F. (1939): Die Trockenseen der Erde.- *Petermanns Geogr. Mitt., Erg.-Heft* 236: 1-159.
- JAEGER, F. & L. WAIBEL (1920/21): Beiträge zur Landeskunde von Südwestafrika.- *Mitt. a. d. Deutschen Schutzgebieten, Erg.H.* 14 (1920): 1-80; *Erg.H.* 15 (1921): 1-138.
- JONES, C.R. (1982): The Kalahari of Southern Africa.- In: SMILEY, T.L. (Ed.): *The Geological Story of the World's Deserts*; *Striae* 17: 20-34.
- JOUBERT, E. (1971): The Physiographic, Edaphic and Vegetative Characteristics found in the western Etosha National Park.- *Madoqua* I(4): 5-32.
- KAISER, E. (1926): Die Diamantenwüste Südwestafrikas.- Bd. I: 321 S., Bd. II: 535 S.; Berlin (Dietrich Reimer).
- KANTOR, W. (1971): Mineralogische und chemische Eigenschaften von Katenen tropischer Böden in Kenia und ihr pedogenetisch bedingter Nährstoffhaushalt.- 205 S. und Anhang; Berlin (Müller).
- △ KAUTZ, K. & H. PORADA (1976): Sepiolite formation in a pan of the Kalahari, South West Africa.- *N. Jb. Miner. Mh.* 12: 545-559.
- KELLER, H. (1942): Kann die Austrocknung der nördlichen Kalahari vermieden werden?.- *Petermanns Geographische Mitteilungen* 88: 81-84.
- KING, G. & M. ELLIS (1990): The Origin of Large Local Uplift in Extensional Regions.- *Nature* 348: 689-693.
- KLEIN, R.G. (1980): Environmental and ecological implications of large mammals from Upper Pleistocene and Holocene sites in southern Africa.- *Annals of the South African Museum* 81: 223-283.
- KLEIN, R.G. (1984): The large mammals of southern Africa: Late Pliocene to Recent.- In: KLEIN, R.G. (Ed.): *Southern African Prehistory and Paleoenvironments*: 107-146; Rotterdam (Balkema).
- KORN, H. & H. MARTIN (1957): The Pleistocene in South-West Africa.- In: CLARK,

- J.D. (Ed.): Proceedings of the 3rd Pan African Congress on Prehistory, Livingstone 1955: 14-22; London (Chatto & Windus).
- KRETZSCHMAR, R. (1983<sup>3</sup>): Kulturtechnisch-bodenkundliches Praktikum - ausgewählte Laboratoriumsmethoden. Eine Anleitung zum selbständigen Arbeiten an Böden.- 466 S.; Kiel (Institut für Wasserwirtschaft und Meliorationswesen der Universität Kiel).
- LANCASTER, N. (1978a): The pans of the southern Kalahari, Botswana.- *Geogr. J.* 144: 81-98.
- LANCASTER, N. (1978b): Composition and formation of southern Kalahari pan margin dunes.- *Z. Geomorph. N.F.* 22: 148-169.
- LANCASTER, N. (1979): Evidence for a widespread late Pleistocene humid period in the Kalahari.- *Nature* 279: 145-146.
- LANCASTER, N. (1981): Palaeoenvironmental implications of fixed dune systems in southern Africa.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 33: 327-346.
- LANCASTER, N. (1984): Aridity in southern Africa: Age, origins and expression in landforms and sediments.- In: VOGEL, J.C. (Ed.): *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*: 433-444; Rotterdam (Balkema).
- LANCASTER, N. (1986): Pans in the southwestern Kalahari: a preliminary report.- *Palaeoecology of Africa* 17: 59-67.
- LANCASTER, N. (1987): Formation and reactivation of dunes in the southwestern Kalahari: Palaeoclimatic implications.- *Palaeoecology of Africa* 18: 103-110.
- LANCASTER, N. (1988): Development of linear dunes in the southwestern Kalahari, Southern Africa.- *J. Arid Environments* 14: 233-244.
- LANCASTER, N. (1989): Late Quaternary Palaeoenvironments in the Southwestern Kalahari.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 70: 367-376.
- LANCASTER, N. (1990): Palaeoclimatic evidence from sand seas.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 76: 279-290.
- LANDON, J.R. (Ed.) (1984): *Booker Tropical Soil Manual. A Handbook for Soil Survey and Agricultural Land Evaluation in the Tropics and Subtropics*.- 450 pp.; Harlow (Booker Agriculture International Ltd., Longman).
- LAUER, W. (1952): Humide and aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehungen zu den Vegetationsgürteln.- *Bonner Geographische Abhandlungen* 9: 15-98.
- ✗ LAUER, W. (1975): Vom Wesen der Tropen. Klimaökologische Studien zum Inhalt und zur Abgrenzung eines irdischen Landschaftsgürtels.- *Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz; Abhandlungen der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse 3*: 52 S. und Tafelanhang; Wiesbaden (Steiner).
- LE ROUX, C.J.G., GRUNOW, J.O., MORRIS, J.W., BREDENKAMP, G.I. & J.C. SCHEEPERS (1988): A Classification of the Vegetation of the Etosha National Park.- *South African Journal of Botany* 54(1): 1-10.

- LE ROUX, C.J.G. (1980): Vegetation Classification and related Studies in the Etosha National Park.- D.Sc. (Agric.) Thesis, University of Pretoria; 323 pp. and appendix.
- LE ROUX, J.S. (1978): The origin and distribution of pans in the Orange Free State.- South African Geographer. 6: 167-176.
- LEG 113 SHIPBOARD SCIENTIFIC MEMBERS (1987): Glacial History of Antarctica.- Nature 328: 115-116.
- LESER, H. (1977): Feld- und Labormethoden der Geomorphologie.- 446 S.; Berlin, New York (de Gruyter).
- LESER, H. (1982): Namibia.- 259 S.; Stuttgart (Klett).
- LESER, H. (1983): Fazit zum 8. BGC: "Bodenerosion als methodisch-geoökologisches Problem".- Geomethodica (= Veröffentl. des 8. Basler Geomethodischen Colloquiums) 8: 209-217; Basel.
- LEUSNER, H. (1936): Der abnormale Regenfall in Deutsch-Südwestafrika 1933/34.- Geographische Zeitschrift 42: 423-427.
- LICHTENSTEIN, H. (1811): Reisen im südlichen Afrika.- 661 S.; Berlin (Achéwall & Comp.).
- LIEBEROTH, I. (1959): Beobachtungen im nordsächsischen Lößgebiet.- Z. Pflanzenern., Düngung, Bodenkde., 86: 141-155.
- LINDEQUE, M. (1988): Population Dynamics of Elephants in Etosha Nationalpark, Namibia.- Ph.D. Thesis University of Stellenbosch (RSA), Department of Zoology; 261 pp. and appendix; Stellenbosch.
- LINDEQUE, M. (1991a): mündl. Mitt. zur Ost-West-Migration von Elefanten-Populationen innerhalb der heutigen Grenzen des Etosha N.P..
- LINDEQUE, M. (1991b): mündl. Mitt. zum Stand der Diskussion über eine mögliche Ausgliederung von Teilen der 'südlichen Ovambo Ebene' und der 'Ovambo-Pfannen-Ebene' (zentraler Norden des Etosha N.P.) ins Ovamboland.
- LINDEQUE, M. & T.J. ARCHIBALD (1991): Seasonal Wetlands in Owambo and the Etosha National Park.- Madoqua 17(2): 129-133.
- LINDEQUE, M. & P.M. LINDEQUE (1991): Satellite tracking of elephants in northwest Namibia.- Afr. J. Ecol. 29: 196-206.
- LINK, M.H., OSBORNE, R.H. & S. AWRAMIK (1978): Lacustrine stromatolites and associated sediments of the Pliocene Ridge Route Formation, Ridge Basin, California.- J. Sed. Petrol. 48: 143-158.
- LIVINGSTONE, D. (1858): Missionary Travels and Researches in South Africa.- 732 pp.; London (Harper & Brothers); 1st reprint 1971, New York-London (Johnson Reprint Corporation).
- MACVICAR, C.N., DE VILLIERS, J.M., LOXTON, R.F., VERSTER, E. LAMBRECHTS, J.J.N., MERRYWEATHER, F.R., LE ROUX, J., VAN ROOYEN, T.H. & H.J. VON M. HARMSE (1977): Soil Classification. A Binomial System for South

- Africa.- 150 pp.; Pretoria (Government Printer).
- MAHR, A. (1991): Phosphatuntersuchungen an Bodenproben aus dem Etoscha Nationalpark/Namibia.- Hausarbeit im Diplomandenhauptseminar im Studienfach Geographie an der Universität Regensburg, WS 1991/92 (Prof. Dr. K. Heine): 25 S. u. Anhang; Regensburg (unveröffentlicht).
- MALLICK, D.I.J., HABGOOD, F. & A.C. SKINNER (1981): A geological interpretation of Landsat imagery and air photography of Botswana. = Overseas Geology & Mineralogical Research 56: 1-35; London (Institute of Geological Sciences, Stationery Office).
- MANABE, S. & R.T. WETHERALD (1987): Large-Scale Changes of Soil Wetness Induced by an Increase in Atmospheric Carbon Dioxide.- Journal of the Atmospheric Science 44: 1211-1235.
- MARSHALL, T.R. (1988): The origin of the pans of the western Orange Free State - A morphotectonic study of the palaeo-Kimberley River.- Palaeoecology of Africa 19: 97-108.
- MARTIN, H. (1950): Südwestafrika.- Geologische Rundschau 38: 6-14.
- MARTIN, H. (1965): The Precambrian Geology of South West Africa and Namaqualand.- Precambrian Research Unit, University of Cape Town: 159 pp.; Cape Town.
- MARTIN, H. (1976): A geodynamic model for the evolution of the continental margin of Southwestern Africa.- An. Acad. bras. Ciêne, Suppl. 48: 169-177.
- MARTIN, H. & N. WILCZEWSKI (1972): Algen-Stromatolithen aus der Etoscha-Pfanne Südwest-Afrikas.- Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Monatshefte 12: 720-726.
- ✕ MARTIN-VIVALDI, J.L. & R.H.S. ROBERTSON (1971): Palygorskite and sepiolite (the hormites).- In: GARD, J.A. (Ed.): The electron-optical investigation of clays: 255-275; London (Mineralogical Society).
- MAUD, R.R. & T.C. PARTRIDGE (1989): Erosion surfaces of southern Namibia and north western Cape and their relationships to dunefields ancient and modern.- In: WARD, J.D., SEELY, M.K. & A. McLACHLAN (Eds.): Dunes '89 Meeting, abstracts and programmes: 14; Port Elizabeth.
- MEHRA, O.P. & M.L. JACKSON (1960): Iron Oxide Removal from Soils and Clays by a Dithionite-Citrate System Buffered with Sodium Bicarbonate.- 7<sup>th</sup> National Conference on Clays and Clay Minerals: 317-327.
- MENSCHING, H. (1985): Die Sahelzone - Probleme ohne Lösung?.- Die Erde 116: 99-108.
- MENSCHING, H. (1990): Desertifikation - Ein weltweites Problem der ökologischen Verwüstung in den Trockengebieten der Erde.- 179 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- MEYER, B. & W. KRUSE (1970): Untersuchungen zum Prozeß der Rubefizierung (Entkalkungsrötung) mediterraner Böden am Beispiel kalkhaltiger marokkanischer

- Küstendünen.- Göttinger Bodenkundliche Berichte 13: 77-140.
- MILLER, K.G., FAIRBANKS, R.G. & G.S. MOUNTAIN (1987): Tertiary oxygen isotope synthesis, sealevel history and continental margin erosion.- *Palaeoceanography* 2(1): 1-19.
- MILLER, R. McG. (1983): The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia.- In: MILLER, R.McG. (Ed.): Evolution of the Damara Orogen of South West Africa/Namibia; Special Publication Geol. Soc. South Africa 11: 431-515; Johannesburg.
- MILLOT, G. (1970): Geology of clays - weathering, sedimentology, geochemistry.- 429 pp.; New York, Heidelberg, Berlin (Springer).
- MOMPER, J.A. (1982): The Etosha Basin reexamined.- *Oil & Gas Journal* 5: 262-287.
- MOON, B.P. & G.F. DARDIS (Eds.) (1988): The Geomorphology of Southern Africa: 320 pp; Pretoria (Southern Book Publishers).
- MORITZ, E. (1918): Die ältesten Reiseberichte über Deutsch-Südwestafrika, Teil 2.- *Mitt. a.d. Deutschen Schutzgebieten* 31: 17- 144.
- MOUNTAIN, M.J. (1964): Soils engineering map of an area in the immediate vicinity of the Etosha Pan, Ovamboland, South West Africa.- Unpublished report; Cape Town.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1982): Die Bodenkunde und ihre geologischen, geomorphologischen, mineralogischen und petrographischen Grundlagen.- 579 S.; Frankfurt/Main (DLG-Verlag).
- MÜLLER, G. (1964): Sediment-Petrologie, Teil 1: Methoden der Sediment-Untersuchung.- 303 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- MÜLLER, G. (1988): Salzgesteine (Evaporite).- In: FÜCHTBAUER, H. (Ed.): Sedimente und Sedimentgesteine: 435-500; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- MÜLLER, M.A.N. (1985): Gräser Südwestafrika/Namibia.- 286 S.; Windhoek (Meinert).
- MÜLLER, M.J. (1980<sup>2</sup>): Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde.= RICHTER, G. (Hrsg.): Forschungsstelle Bodenerosion der Universität Trier, Mertesdorf (Ruwertal) 5: 346 S.; Trier.
- MUNSELL Color Company Inc. (Ed.) (1990): Munsell Soil Color Charts. Revised Edition.- Baltimore, Maryland.
- NETTERBERG, F. (1978): Dating and correlation of calcretes and other pedocretes.- *Trans. Geol. Soc. S. Afr.* 81: 379-391.
- NETTERBERG, F. (1982): Calcretes and their decalcification around Rundu, Okavangoland, South West Africa.- *Palaeoecology of Africa* 15: 159-169.
- NGARA, T., McNAUGHTON, D.L. & S. LINEHAM (1983): Seasonal Rainfall Fluctuations in Zimbabwe.- *Zimbabwe Agricultural Journal* 80: 149-150.
- NICHOLSON, S.E. (1986): The nature of rainfall variability in Africa south of the equator.- *Journal of Climatology* 6: 515-530.
- NICHOLSON, S.E. & D. ENTEKHABI (1986): The quasi-periodic Behavior of Rainfall

- Variability in Africa and its Relationship to the Southern Oscillation.- *Archiv Met. Geophys. Bioklim. Ser. A*, 74: 311-348.
- NORTON, I.O. & J.C. SCLATER (1979): A model for the evolution of the Indian Ocean and breakup of Gondwanaland.- *Journal of Geophysical Research* 84: 6803-6830.
- OBST, E. (1938): Der Kampf gegen die "Austrocknung" in Afrika.- *Deutsche Kolonialzeitung* 50(3): 112-116.
- OTTWEILER, E. (1907): Die Niederschlagsverhältnisse von Deutsch-Südwestafrika.- *Mitt. a.d. Deutschen Schutzgebieten* 20: 1-84.
- PACHUR, H.-J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse.- *Berliner Geographische Abhandlungen* 4: 35 S. u. Anhang; Berlin.
- PARTRIDGE, A.D. (1978): Palynology of the Late Tertiary sequence at Site 365, Leg 40, Deep Sea Drilling Project.- In: BOLLI, H.M. et al. (Eds.): *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 40: 953-961; Washington D.C. (U.S. Government Printer Office).
- PARTRIDGE, T.C. & R.R. MAUD (1987): Geomorphic evolution of southern Africa since the Mesozoic.- *S. Afr. J. Geol.* 90: 179-208.
- PARTDRIDGE, T.C., NETTERBERG, F., VOGEL, J.C. & J.P.F. SELLSCHOP (1984): Absolute Dating Methods for the Southern African Cainozoic.- *South African Journal of Science* 80: 394-400.
- PASSARGE, S. (1904): Die Kalahari. Versuch einer physisch-geographischen Darstellung der Sandfelder des südafrikanischen Beckens.- 822 S. u. Kartenband; Berlin (Reimer).
- PASSARGE, S. (1911): Die pfannenförmigen Hohlformen der südafrikanischen Steppen.- *Petermanns Geogr. Mitt.* 57: 130-135.
- PASSEGA, R. (1964): Grain size representation by CM patterns as a geological tool.- *J. Sed. Petrol.* 34: 830-874.
- PEARMAN, G.I. (1991): Changes in Atmospheric Chemistry and the Greenhouse Effect: a Southern Hemisphere Perspective.- *Climatic Change* 18: 131-146.
- PENCK, A. (1910): Versuch einer Klimaklassifikation auf physiogeographischer Grundlage.- *Sitzungsbericht Kgl. Preußische Akademie der Wissenschaften* 12: 236-246.
- ✕ PETERMANN, T. (1988): Böden des Fezzan/Südwestlibyen. Studie zur Klassifikation, Ökologie und Nutzungseignung von Böden einer Großregion der Sahara.- *Schriftenreihe Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde Universität Kiel* 1: 245 S. und Anlagenband; Kiel.
- PORADA, H.R. (1974): The Khoabendus Formation in the area north-west of Kamanjab in the south-eastern Kaokoveld, South West Africa.= *S.W.A. Series, Mem. Geol. Surv. South Africa* 4: 23pp.
- PREUSS, J. (1986): Die Klimaentwicklung in den äquatorialen Breiten Afrikas im Jungpleistozän.- *Marburger Geogr. Schr.* 100: 132-148; Marburg/L..
- RANGER VON NAMUTONI (1989a): mündl. Mitt. zur Erhöhung des Wasserstandes an

- der buchtenreichen Ostseite der Etoscha Pfanne von 0.5 m auf 1 m bei stürmischen Winden aus westlichen Richtungen.
- RANGER VON NAMUTONI (1989b): mündl. Mitt. betreffend den Zufluß zum Ostteil der Etoscha Pfanne über den 'Nipele'.
- RANGER VON NAMUTONI (1989c): mündl. Mitt. zur Wasserbedeckung pfannenrandnaher Zonen im Süden der Etoscha Pfanne.
- RANGER VON OKAUKUEJO (1989a): mündl. Mitt. zur Wasserbedeckung des Westteils der Etoscha Pfanne.
- RANGER VON OKAUKUEJO (1989b): mündl. Mitt. zum Überlauf von Pfannen im Etoscha N.P..
- RANGER VON OKAUKUEJO (1990): mündl. Mitt. zum Auskeimen von Gras auf abgebrannten Flächen im Nordosten des Etoscha N.P..
- RATHJENS, C. (1979): Die Formung der Erdoberfläche unter dem Einfluß des Menschen.- 160 S.; Stuttgart (Teubner).
- READHEAD, M.L. (1988): Thermoluminescence dating study of quartz in aeolian sediments from southeastern Australia.- *Quaternary Science Reviews* 7: 257-264.
- REDDY, S.J. (in prep.): Climatic Fluctuations in the Precipitation of Mozambique during the Period of Meteorological Record.
- RENGER, M. (1971): Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte.- *Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde* 130: 53-67.
- RICHTER, G. (1965): Bodenerosion. Schäden und gefährdete Gebiete in der Bundesrepublik Deutschland. = *Forschungen zur Deutschen Landeskunde* 152: 592 S.; Bonn-Bad Godesberg.
- ROGERS, A.W. (1940): *Pans.- S. Afr. Geogr. J.* 22: 55-60.
- ROGNON, P. (1987): Late Quaternary climatic reconstruction for the Maghreb (North Africa).- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 58: 11-34.
- ROHDENBURG, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten.- *Eiszeitalter und Gegenwart* 21: 81-96.
- ROHDENBURG, H. (1971<sup>2</sup>): Einführung in die Klimagenetische Geomorphologie.- 350 S.; Gießen (Lenz).
- ROHDENBURG, H. & U. SABELBERG (1969): "Kalkkrusten" und ihr klimatischer Aussagewert. Neue Beobachtungen aus Spanien und N-Afrika.- *Gött. Bodenkd. Ber.* 7: 3-26; Göttingen.
- ROSE, D. (1991): Mineralogische und chemische Untersuchungen an Proben aus Etosha/Namibia.- In: BUCH, M.W. (1991): Abschlußbericht zum DFG-Forschungsprojekt "Geomorphodynamik im Gebiet der Etoscha Pfanne, Namibia (Az.: Bu 659/2-1/2)": 3 S.; Geogr. Inst. Univ. Regensburg (unveröffentlicht).
- ROSE, D. (1992): schriftl. Mitt. zum Mol%-Anteil von MgCO<sub>3</sub> in Calcit ausgewählter Pro-



- ben aus Etosha/Namibia.
- RUSS, J., HYMAN, M. & H.J. SHAFER (1990): Radiocarbon dating of prehistoric rock paintings by selective oxidation of organic carbon.- *Nature* 348: 710-711.
- RUSSELL, E.W. (1973<sup>10</sup>): *Soil Conditions and Plant Growth*.- 849 pp.; London (Longman).
- RUST, U. (1979): Über Konvergenz im Wüstenrelief am Beispiel der südwestafrikanischen Namibwüste (Skelettküste und Zentrale Namib).- *Mitt. Geogr. Ges. München* 64: 201-216.
- RUST, U. (1980): Models in geomorphology - Quaternary evolution of the actual relief pattern of coastal central and northern Namib desert.- *Palaeontologia africana* 23: 173-184.
- RUST, U. (1981): Vorläufige Ergebnisse der Geländearbeiten 1979/80 zur Landschaftsgeschichte von Etoscha (Südwestafrika/Namibia).- *Mitteilungen S.W.A. Wissenschaftliche Gesellschaft, Beilage XXII/2-3*: 1-8.
- RUST, U. (1982): Desertification in Kaokoland (Northern South West Africa/Namibia): Field Evidence, Recognition in Satellite Imagery, Mapping of Spatial Distribution by Satellite Image Interpretation (Landsat 1).- 1982 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '82), Digest Vol. 1: WA 4.1-4.3; New York (IEEE).
- RUST, U. (1984): Geomorphic Evidence of Quaternary Environmental Changes in Etosha, South West Africa/Namibia.- In: VOGEL, J.C. (Ed.): *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*: 465-470; Rotterdam, Boston (Balkema).
- RUST, U. (1985): Die Entwicklung der Etoschapfanne im Rahmen der Landschaftsentwicklung des Etoscha Nationalparks (nördliches Südwestafrika/Namibia).- *Madoqua* 14: 197-266.
- RUST, U. (1987): Geomorphologische Forschungen im südwestafrikanischen Kaokoveld zum angeblichen vollariden quartären Kernraum der Namibwüste.- *Erdkunde* 41: 118-133.
- RUST, U. (1989a): (Paläo)-Klima und Relief: Das Reliefgefüge der südwestafrikanischen Namibwüste (Kunene bis 27° s.B.).= *Münchener Geogr. Abh., Reihe B* 7: 158 S.; München.
- RUST, U. (1989b): Reliefanalyse jungpleistozäner und holozäner Klimaschwankungen in der Namib.- *Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.* 74: 127-145.
- RUST, U. (1989c): Grundsätzliches über Flußterrassen als paläoklimatische Zeugen in der südwestafrikanischen Namibwüste.- *Palaeoecology of Africa* 20: 119-132.
- RUST, U. (1991a): Klima, Klimaschwankungen und Relief in der randtropischen Namib (Lagegegebenheiten als methodisches Argument - und ein Epilog).- In: *Geomethodica* (= Veröffentlich. des 16. Basler Geomethodischen Colloquiums) 16: 123-168; Basel.

- denkunde 105: 194-202.
- SCOTT, L., COOREMANS, B., DE WET, J.S. & J.C. VOGEL (1991): Holocene environmental changes in Namibia inferred from pollen analysis of swamp and lake deposits.- *The Holocene* 1,1: 8-13.
- SENF, B. (1989): Untersuchungen zur Rekonstruktion des Sedimentationsmilieus an der Donau im Bereich zwischen Regensburg und Straubing mit EDV-Unterstützung und statistischen Verfahren.- Unveröffentl. Diplomarbeit, Institut für Geographie der Universität Regensburg: 98 S. u. Abbildungsband; Regensburg.
- SHANNON, L.V., BOYD, A.J., BUNDRIT, G.B. & J. TAUNTON-CLARK (1986): On the existence of an El Niño-type phenomenon in the Benguela System.- *Journal of Marine Research* 44: 495-520.
- SHAW, P.A. (1986): The palaeohydrology of the Okavango Delta: some preliminary results.- *Palaeoecology of Africa* 17: 51-58.
- SHAW, P.A. (1988): Lakes and Pans.- In: MOON, B.P. & G.F. DARDIS (Eds.): *The Geomorphology of Southern Africa*: 120-140; Pretoria (Southern Book Publishers).
- SHAW, P.A. & H.J. COOKE (1986): Geomorphic evidence for the late Quaternary palaeoclimates of the middle Kalahari of northern Botswana.- *Catena* 13: 349-359.
- SHAW, P.A. & D.S.G. THOMAS (1989): Playas, pans and salt lakes.- In: THOMAS, D.S.G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*: 184-205; London (Belhaven Press).
- SHELL NAMIBIA Ltd. (Ed.) (1989<sup>3</sup>): *Die Tiere in Etoscha*.- J. du Preez (ehemals 'Directorate of Nature Conservation'), 71 S.; Windhoek (Meinert).
- SHEPPARD, R.A. & A.J. GUDE, 3d (1968): Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of Pleistocene Lake Tecopa, Inyo County, California.- *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 597: 38 pp; Washington.
- SIEGFRIED, W.R. (1981): The incidence of veld-fire in the Etosha National Park.- *Madroqua* 12(4): 225-230).
- SIESSER, W.G. (1978): Aridification of the Namib Desert: Evidence from ocean cores.- In: VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (Ed.): *Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments*: 105-113; Rotterdam (Balkema).
- SIGLEO, W.R. & E.A. COLHOUN (1982): Terrestrial dunes, man and the late Quaternary environment in southern Tasmania.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 39: 87-121.
- SINGHVI, A.K. & A. KAR (Eds.) (1992): *Thar Desert in Rajasthan: Land, man and environment*.- 191 pp.; Geological Society of India, Bangalore (Power Press).
- SKIDMORE, E.L. (1988): Wind Erosion.- In: LAL, R. (Ed.): *Soil Erosion Research Methods*. Soil and Water Conservation Society, Ankeny, Iowa; Subcommission C: *Soil Conservation and Environment*: 203-233; ISSS, Wageningen, The Netherlands.
- SMITH, A.M. & T.R. MASON (1991): Pleistocene, multiple-growth, lacustrine oncoids from the Poacher's Point Formation, Etosha Pan, northern Namibia.- *Sedimentology*

- 38: 591-599.
- SMITH, G.I. (1979): Subsurface stratigraphy and geochemistry of Late Quaternary evaporites, Searles Lake, California.- U.S. Geol. Survey Prof. Paper 1043: 130 pp.; Washington.
- SÖHNGE, P.G. (1957): Revision of the Geology of the Otavi Mountain Lands, South West Africa.- Unpublished Report Tsumeb Corporation Ltd.
- SOUTHERN AFRICAN REGIONAL COMMISSION FOR THE CONSERVATION AND UTILISATION OF THE SOILS [SARCCUS] (1984): A Correlation of the Systems used by the SARCCUS Member-Countries for the Classification of their Soils.- SARCCUS-Technical Publication 36 pp.; Pretoria (Department of Agriculture and Water Supply).
- SPÖNEMANN, J. & E. BRUNOTTE (1989): Zur Reliefgeschichte der südwestafrikanischen Randschwelle zwischen Huab und Kuiseb.- Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. 74: 111-125.
- STAHL, A. (1940): Die Otaviformation des Etoschabogens (Südwest-Afrika).- Beiträge zur geologischen Erforschung der deutschen Schutzgebiete 22: 7-66.
- STEUBING, L. (1965): Pflanzenökologisches Praktikum. Methoden und Geräte zur Bestimmung wichtiger Standortfaktoren.- 262 S.; Berlin, Hamburg (Parey).
- STREET-PERROTT, F.A. (1991): General Circulation (GCM) Modelling of Palaeoclimates: a Critique.- The Holocene 1(1): 74-80.
- STUART-WILLIAMS, V. (1992): Etosha: Thirst largest lake in the world.- In: MARSH, A. & M. SEELY (Eds.), Oshanas - sustaining people, environment and development in central Owambo, Namibia: 13; Windhoek (Typoprint).
- SUMMERFIELD, M.A. (1988): Global Tectonics and Landform Development.- Progress in Physical Geography 12: 389-404.
- SUPAN, A. (1898): Verteilung der Niederschläge auf der festen Erdoberfläche.- Petermanns Geographische Mitteilungen, Erg.H. 124: 1-103.
- SURDAM, R.C. & H.P. EUGSTER (1976): Mineral reactions in the sedimentary deposits of the Lake Magadi Region, Kenya.- Bull. Geol. Soc. Am. 87: 1739-1752.
- SURDAM, R.C. & J.L. WRAY (1976): Lacustrine stromatolites, Eocene Green River Formation, Wyoming.- In: WALTER, M.R. (Ed.): Stromatolites. = Developments in Sedimentology 20: 535-541.
- TALJAARD, J.J. (1972): Synoptic meteorology of the Southern Hemisphere.- In: NEWTON, C.W. (Ed.): Meteorological Monographs: 139-213.
- TAYLOR, D.M. (1990): Late Quaternary pollen records from two Uganda mires: Evidence for environmental change in the Rukiga Highlands of southwest Uganda.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 80: 283-300.
- TELLER, J.T. & W.M. LAST (1990): Paleohydrological indicators in playa and salt lakes, with examples from Canada, Australia, and Africa.- Palaeogeogr., Palaeoclimatol.,

- Palaeoecol. 76: 215-240.
- TELLER, J.T., RUTTER, N. & N. LANCASTER (1990): Sedimentology and paleohydrology of Late Quaternary lake deposits in the northern Namib sand sea, Namibia.- Quat. Sci. Rev. 9(4): 343-364.
- TELLER, J.T., RYBAK, M., RYBAK, I., LANCASTER, N., RUTTER, N.W. & 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.): Geomorphological Studies in Southern Africa: 159-174; Rotterdam (Balkema).
- THE MINISTRY OF WILDLIFE, NATURE CONSERVATION AND TOURISM (REPUBLIC OF NAMIBIA) (Ed.) (1991): Road Map of the Etosha National Park.- Windhoek (Meinert).
- THOMAS, D.S.G. (1984): Ancient ergs of the former arid zones of Zimbabwe, Zambia and Angola.- Trans. Inst. Br. Geogr. N.S. 9: 75-88.
- THOMAS, D.S.G. (1988): The geomorphological role of vegetation in the dune systems of the Kalahari.- In: DARDIS, G.F. & B.P. MOON (Eds.): Geomorphological Studies in Southern Africa: 145-158; Rotterdam (Balkema).
- THOMAS, D.S.G. (1989): Arid Zone Geomorphology.- 372 pp; London (Belhaven Press).
- THOMAS, D.S.G. & A.S. GOUDIE (1984): Ancient ergs of the southern hemisphere.- In: VOGEL, J.C. (Ed.): Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere: 407-418; Rotterdam, Boston (Balkema).
- THOMAS, D.S.G. & P.A. SHAW (1988): Late Cainozoic drainage evolution in the Zambezi basin: evidence from the Kalahari rim.- Journal of African Earth Sciences 7: 611-618.
- TÖNJES, H. (1911): Ovamboland. Land - Leute - Mission. Mit besonderer Berücksichtigung seines größten Stammes Oukuanjama.- 316 S.; Berlin (Warneck).
- TRASK, P.D. (1932): Origin and environment source sediments of petroleum.- 323 S.; Houston/Texas.
- TRIPPNER, C. (1991a): mündl. Mitt. zu pedogenetischen Übergängen zwischen Eutric Vertisols und Mollic Leptosols im 'Karstveld'.
- TRIPPNER, C. (1991b): mündl. Mitt. zum äolischen Sandeintrag in Oberböden des 'Karstveld'.
- TROLL, C. (1943): Thermische Klimatypen der Erde.- Petermanns Geographische Mitteilungen 89: 81-89.
- TROLL, C. & KH. PAFFEN (1964): Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde.- Erdkunde 18: 5-28.
- TYSON, P.D. (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.

- TYSON, P.D. (1986): Climatic Change and Variability in Southern Africa.- 220 pp.; Cape Town (Oxford Univ. Press).
- ✕ TYSON, P.D. (1990): Modelling Climatic Change in Southern Africa: A Review of Available Methods.- *South African Journal of Science* 86: 318-330.
- ✕ TYSON, P.D. (1991): Climatic Change in Southern Africa: Past and Present Conditions and Possible Future Scenarios.- *Climatic Change* 18: 241-258.
- TYSON, P.D. & T.G.J. DYER (1975): Mean annual fluctuations of precipitation in the summer rainfall region of South Africa.- *South African Geographical Journal* 57: 104-110.
- TYSON, P.D. & T.G.J. DYER (1978): The Predicted Above-Normal Rainfall of the Seventies and the Likelihood of Droughts in the Eighties in South Africa.- *South African Journal of Science* 74: 372-377.
- TYSON, P.D., DYER, T.G.J. & M.N. MAMEETSE (1975): Secular changes in South African Rainfall: 1880 to 1972.- *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 101: 817-833.
- V. DANCKELMANN, A. (1885): Bemerkungen zu den Resultaten der meteorologischen Stationen im Herero- und Namalande.- *Jahresberichte d. Vereins für Erdkunde zu Leipzig* XXI: 1-104.
- V. WISSMANN, H. (1948): Pflanzenklimatische Grenzen der warmen Tropen.- *Erdkunde* 2: 81-92.
- VAN DER MERWE, J.H. (Ed.) (1983): National Atlas of South West Afrika (Namibia).- 92 sheets; Goodwood, Cape (National Book Printers).
- VAN REENEN, R.J. (1925): Note on the apparent regularity of the occurrence of wet and dry years in SWA.- *South African Journal of Science* 22: 94-95.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (1984): Palynological evidence for Late Cenozoic arid conditions along the Namibia coast from holes 532 and 530A, Leg 75, Deep Sea Drilling Project.- In: HAY, W.W. et al. (Eds.): Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 75: 763-768; Washington D.C. (U.S. Government Printer Office).
- VAN ZINDEREN-BAKKER, E.M. (1986): African climates and palaeoenvironments since Messinian times.- *South African Journal of Science* 82: 70-71.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. & J.H. MERCER (1986): Major late Cainozoic climatic events and palaeoenvironmental changes in Africa viewed in a world wide context.- *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 56: 217-235.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. & M. MÜLLER (1987): Pollen studies in the Namib desert.- *Pollen and Spores* XXIX (2/3): 185-206.
- VELDE, B. (1977): Clays and clay minerals in natural and synthetic systems. = *Developments in Sedimentology* 21: 218 pp.; Amsterdam-Oxford-New York (Elsevier).
- VERHAGEN, B.TH. (1990): On the nature and genesis of pans - A review and an ecological model.- *Palaeoecology of Africa* 21: 179-194.

- WARD, J.D. (1988): On an interpretation of the Oswater Conglomerate Formation, Kuiseb Valley, Namib Desert.- *Palaeoecology of Africa* 19: 119-125.
- WASHINGTON, W.M. & G.A. MEEHL (1984): Seasonal Cycle Experiment on the Climate Sensitivity Due to a Doubling of CO<sub>2</sub> with an Atmospheric General Circulation Model Coupled to a Simple Mixed-Layer Ocean Model.- *Journal of Geophysical Research* 89 (D6): 9475-9503.
- WASSON, R.J. & P.M. NANNINGA (1986): Estimating wind transport of sand on vegetated surfaces.- *Earth Surface Processes and Landforms* 11: 505-514.
- WATSON, A. (1989): Desert crusts and rock varnish.- In: THOMAS, D.S.G. (Ed.): *Arid Zone Geomorphology*: 25-55; London (Belhaven Press).
- WATTS, N.L. (1980): Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (Southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis.- *Sedimentology* 27: 661-686.
- WEATHER BUREAU OF NAMIBIA/WINDHOEK (1990): Datensatz zu den "Halbstündigen Niederschlagsintensitäten in Okaukuejo/Etoscha Nationalpark".- Windhoek.
- WEISCHET, W. (1979): Klimatologische Interpretation von METEOSAT-Aufnahmen.- *Geographische Rundschau* 31: 465-468.
- WELLINGTON, J.H. (1938): The Kunene River and the Etosha Plain.- *S. Afr. Geogr. J.* 21: 21-32.
- WELLINGTON, J.H. (1945): Notes on the drainage of the Western Free State sandveld.- *South African Geographical Journal* 28: 73-77.
- WENZENS, G. (1975): Synsedimentär entstandene Kalkkrusten als morphologische Zeugen quartärer Kaltzeiten in Nordmexiko.- *Würzburger Geogr. Arb.* 43: 164-173; Würzburg.
- WILDING, L.P., SMECK, N.E. & L.R. DREES (1977): Silicia in Soils: Quartz, Cristobalite, Tridymite, and Opal.- In: DIXON, J.B., WEED, S.B., KITTRICK, J.A., MILFORD, M.H. & J.L. WHITE (Eds.): *Minerals in Soil Environments*: 471-552; Madison (Soil Science Society of America).
- WILSON, C.A. & J.F.B. MITCHELL (1987): A Doubled CO<sub>2</sub> Climate Sensitivity Experiment with a Global Climate Model Including a Simple Ocean.- *Journal of Geophysical Research* 92 (D12): 13 315-13343.
- WISCHMEIER, W.H. & D.D. SMITH (1978): *Predicting Rainfall Erosion Losses - A Guide to Conservation Planning.* = U.S. Dep. Agr., Agriculture Handbook No. 537: 58 pp. Washington D.C..
- WMO [World Meteorological Organization] (1986): *Report of the International Conference on the Assessment of the Role of Carbon Dioxide and of Other Greenhouse Gases in Climate Variations and Associated Impacts, Villach, Austria, 9-15 October 1985.* = WMO No. 661: 78 pp.
- WOOD, W.W. & W.R. OSTERKAMP (1987): Playa-lake basins on the southern High