

Als Indiz für die dominant äolische Entstehung werden vor allem die leeseitigen Pfannenranddünen („Lunette-Dünen“) angeführt. Solche Lunette-Dünen existieren aber fast nur an sog. Sandpfannen und einem Teil der Kalkpfannen der inneren Kalahari. Bereits am westlichen Kalahari-Rand, dem Vorsandveld, sind solche Sandakkumulationen selten. Bei Pfannen auf Rumpfflächen, die Hohlformen im Festgestein (nicht Calcrete) bilden, fehlen sie oft völlig.

Die Unterschiede von Pfannen der Haupttrumpffläche zu solchen des Sandvelds wurden bereits von MICHAELSEN (1910a) festgestellt, der erkannte, daß es sich bei ersteren um Formen innerhalb einer primären Hohlform handelt, welche erst durch nachfolgende Prozesse modifiziert wurde. Dies widersprach der von PASSARGE (1904: 307ff+658ff) in Anlehnung an PECHUEL-LOESCHE (1886) und ALISON (1899) im Sandveld aufgestellten Hypothese, wonach die Pfannen sekundäre Hohlformen seien, die vorwiegend durch zoogene Erosion und Windwirkung aus der geschlossenen Kalkfläche herausgearbeitet wurden. Da die Vertreter beider Hypothesen das Untersuchungsgebiet des jeweils anderen kaum aus eigener Anschauung kannten (MICHAELSEN 1910b: 378), blieb der Streit über die Pfannengenesse ungeklärt (PASSARGE 1910, 1911, MICHAELSEN 1910b). Der Theorie PASSARGES (1904, 1910, 1911, 1943) wird ein hoher Einfluß auf die Entwicklung der modernen Pfannenmodelle zugesprochen (GOUDIE 1991), obwohl bereits JAEGER (1939) auf unterschiedliche Bildungsmöglichkeiten von Pfannen auf Festgesteinen und Kalahari-Pfannen hinwies. JAEGER (1939: 75f), der eine Vielzahl der namibischen Pfannen untersuchte, unterschied zwischen „Pfannenbecken“ (prädisponierte Hohlform), „Pfannenfüllung“ (bei Kalkpfannen meist carbonatische Seenablagerungen mit Schilfröhren und Diatomiten, ansonsten auch Bodensedimente) sowie „Pfannenloch“ (steilwandige Hohlform innerhalb der Füllung) und bestätigte damit die Beobachtungen von MICHAELSEN (1910a). Die Pfannenbecken sind stets in einer großräumigen „Geländemulde“ (JAEGER 1939: 76) angelegt, also z. B. einem innerhalb einer ehemaligen Spülmulde verlaufenden Rivier oder einem Becken. Dies konnte während der eigenen Begehungen bestätigt werden. Weder für die Entstehung der „Mulde“, noch für die des Pfannenbeckens kann aber eine dominant äolische Bildung zwingend angenommen werden. Deshalb werden diese Formen hier dem Flächenrelief zugeordnet.

Die Geländemulden mit dem Pfannenbecken können in unterschiedlichsten Gesteinen ausgebildet sein (im Gegensatz zu GOUDIE & THOMAS 1985 oder SHAW 1988, die fast ausschließlich Kalahari-Calcrete bzw. -Kalksandsteine oder Karoo-Tonschiefer vorsehen).

Nr.	Pfanne	Lokalität	Koordinaten	Flächenniveau	Gestein	Kurzbeschreibung
1	Orzakvlei	Farm Isabis	16°30'03"E 23°21'11"S	HR: Khomas-Niveau	Gamsberg-Granit (geschiefert)	toniges, rotes Bodensediment über Calcrete - teilweise Pfannengley
2	Barnardespan	Farm Barnardespan	16°43'40"E 23°28'25"S	Post-HR-1: Rehobother Niv.	Quarzit und Paragneise	
3	Naus Pan	Farm Naus	16°38'07"E 23°29'49"S	Post-HR-1: Rehobother Niv.	quarzhaltige Schiefer, Quarzit	
4	Lorraine Pan	Farm Lorraine	18°14'16"E 22°51'48"S	HR; Post-HR-1: Seeis-Niveau	Kamtsas-Quarzit	toniges, graues, kalkhaltiges Bodensediment über Calcrete; geringe Vertisolbildung; Grasbedeckung
5	Langvlei	Farm Lacockshoop	18°07'03"E 22°48'11"S	HR; Post-HR-1: Seeis-Niveau	Kuibis-Schwarzkalke u. Calcrete	stark carbonathaltige Pfannenfüllung
6	Arnhem Pan	Farm Arnhem	18°05'52"E 22°42'02"S	HR; Post-HR-1: Seeis-Niveau	Kuibis-Schwarzkalke	
7	Schwabenhof-Pfanne	Farm Schwabenhof	17°07'15"E 21°31'10"S	HR: Omatako-Niveau	Damara-Schiefer	Tonpfannen auf Hauptwasserscheiden (hoher Pelosolanteil)
8	Heuwel Pan	Farm Heuwelsrus	16°37'16"E 21°21'22"S	HR: Omatako-Niveau	Omingonde-Tonsteine	
9	Koppie Alleen Pan	Farm Koppie Alleen	16°37'18"E 21°22'49"S	HR: Omatako-Niveau	Omingonde-Tonsteine	
10	Springbok Pan	Farm Springbokvlakte	16°39'37"E 21°32'18"S	HR: Omatako-Niveau	Omingonde-Tonsteine	große Lösungsdelle mit kalkverbackenem Granitgrus und Bodensedimenten
11	Okahupa Pan	Farm Okahupa	16°15'43"E 21°25'03"S	HR: Erindi-Fläche	Salem-Granit	
12	Groot Erindi Pan	Farm Erindi	16°16'25"E 21°26'30"S	HR: Erindi-Fläche	Salem-Granit	Tonpfanne (s. 8-10)
13	Retreat Pfanne	Farm Retreat	16°36'47"E 21°27'57"S	HR: Omatako-Niveau	Omingonde-Tonsteine	
14	Ongombeana-vita-Pfanne	Farm Ongombeanavita	16°39'05"E 21°35'33"S	HR: Omatako-Niveau	Salem-Granit	Lösungsdellen auf Wasserscheiden, Füllung meist hart verbackener Grus in toniger Matrix, blockig zerlegt; mit hydromorphen Erscheinungen
15	Okombahe-Pfanne	Farm Okombahe	16°41'20"E 21°48'26"S	HR: Omatako-Niveau	Salem-Granit	
16	Okarumateru-Pfanne	Farm Okarumateru	16°36'57"E 21°37'47"S	HR: Omatako-Niveau	Salem-Granit	
17	Hartwigs Pfanne	Farm Okongue	15°52'01"E 21°05'39"S	HR: Omaruru-Niveau	ordovizischer grober Granit	Karsthohlform (s. 21 u. 22)
18	Karidabis - Pfanne	Farm Karidabis	16°49'25"E 19°54'58"S	HR: Otavi-Niveau	Huab-Paragneise und Calcrete	
19	Aiams -Pfanne	Farm Aiams	17°00'38"E 19°43'15"S	HR: Otavi-Niveau	Abenab-Dolomit u. Calcrete	Kalkpfannen mit Röhrenkalktuff und Sinterkalk
20	Aimeb-Pfanne	Farm Aimeb	15°54'18"E 19°52'02"S	HR: Kamanjab-Niveau	Huab-Paragneise	
21	Gauguas - Pfanne	Farm Nosib	17°53'29"E 19°28'58"S	Post-HR-1: Ghaub-Becken	Elandshoek-Dolomit	Tonreiche Pfannen in Karsthohlformen (Wannen, Großdolenen)
22	Hoais -Pfanne	Farm Hoais	17°16'25"E 19°11'38"S	HR: Tsumeb-Niveau	Elandshoek-Dolomit	
23	Koikerib Pan	Farm Keibeb	18°20'00"E 19°00'10"S	HR: Tsumeb-Niveau	Abenab-Dolomit u. Calcrete	Kalkpfanne

Tabelle 19: Liste von ausgewählten Pfannen nicht-äolischer Entstehung auf unterschiedlichen Gesteinen der Haupttrumpffläche und der Post-HR-1-Fläche. Keine der Lokalitäten weist Lunette-Dünen oder einen erkennbar äolischen Formenschatz auf. Pfannenfüllungen bestehen aus Bank-Calcrete mit Wurzelröhren, aufgekaltem Alluvium, vertisolartigem, dunkelgrauem Feinkolluvium oder kalkarmem altem Bodensediment. Sämtliche Formen sind innerhalb prä-existenter Hohlformen angelegt, zumeist in alten Spülmuldenstrukturen oder Lösungswannen auf den Hauptwasserscheiden, teilweise auch in lösungsbedingten Versturzdepressionen (z. B. Karidabis, Gauguas, Hoais).

Während der Feldaufnahmen wurden mehrere, teilweise vorher auf den Satellitenbildern ausgemachten (Kap. 2.2.2.2, S. 12f) Pfannen der unterschiedlichen Rumpfflächenniveaus und des Sandvelds begangen. Dabei war eine gesteinsunabhängige Anlage der Pfannenbecken festzustellen. (vgl. Tab. 19, vorige Seite). Sie existieren sowohl in (1) archaischen Kratongesteinen, (2) allen Arten von Damara-Metamorphiten (Schiefern, Marmoren, Quarziten), sowie (3) deren Sedimentiten, als auch (4) in syn- und post-Damara-Intrusiva (Granitoiden). Dies läßt darauf schließen, daß zumindest die Anlage der Pfannenbecken auf den Rumpfflächen gesteinsunabhängig, also in flächenbildendem Tiefenverwitterungsmilieu erfolgte.

Zusätzlich sind in manchen Fällen endogene Prozesse für die Ausbildung von großräumigen Geländedepressionen anzunehmen, z. B. Senkungs- und Hebungsprozesse oder Störungen. Insbesondere auf den Rumpfflächen des Karstvelds nördlich und südlich des Otavi-Berglands sind Pfannen zusätzlich in Karsthohlformen, v.a. Karstwannen und großen Dolinen entwickelt (z. B. Gauguas, Karidabis und Hoais; Nr. 18, 21 u. 22 in Tab. 19). Das ausgedehnte Pfannensystem von Berseba-Gamanas im südlichen Zentral-Namibia (südlich des Untersuchungsgebiets) ist zumindest teilweise angelegt an eine tektonische Störung mit Geländestufen (s. u., vgl. auch WALLMÜLLER-HOCH 1995: 9 unpubl. und KRAPF 1996: 59 unpubl.).

Für die Pfannenentstehung auf Rumpfflächen muß deshalb die Primärdepression in Form des Pfannenbeckens (oder die „Geländemulde“ nach JAEGER 1939: 76) als wichtige Vorbedingung angenommen werden. Sie sind als Lösungswannen oder Becken dem Formenschatz von Rumpfflächen zuzuordnen und werden deshalb im Arbeitsmodell (Abb. 36, S. 94) in ein Milieu mit relativ hoher Ökosystemstabilität und geringer naturräumlicher Variabilität klassifiziert (Bodenbildung durch Tiefenverwitterung und mäßiger Transport feiner Korngrößen). Für solche Pfannen scheidet Deflation von verwittertem Festgestein als genetischer Faktor aus. Deflation kann allenfalls an bereits ausgebildeten Pfannenbecken wirken. Deshalb wird es als bedeutsam angesehen, die Pfannen auf Rumpfflächen nach dem Typ ihrer Füllung zu untersuchen (vgl. auch BRUNO 1985, VERHAGEN 1990). Die Betrachtung der Typen von Pfannenfüllungen unterstützt dabei die Hypothese der Nicht-Deflation. Folgende Typen werden in Tab. 19 genannt¹:

1. Pelosoil-Tonpfannen (Nr. 8, 9, 10, 13): Dieser Typus ist entwickelt auf pelitischen Ausgangsgesteinen, wie Tonsteinen und Tonschiefern (häufig in der oberen Nama und der Omingonde-Formation). Charakteristische Pfannenfüllungen sind daher rötlichgraue bis blaßrosa- oder ocker-

¹ oft sind Pfannen nicht vollständig und eindeutig einem bestimmten Typus zuordenbar; Misch- und Übergangsformen von Pfannenfüllungen existieren.

farbene Pelosolsedimente mit postgenetischen hydromorphen Veränderungen. Da diese Pfannen häufig in Depressionen auf Wasserscheiden liegen, ist das Einzugsgebiet relativ begrenzt. Die randlichen Gebiete mit stärkerem Materialeintrag weisen tonige Depositionskrusten auf, die auch organische Streu einschließen. Stellenweise kommt es zur Ausbildung von Schaumbodenstrukturen. Dort wo episodische Zuläufe einmünden, sind Mesoschwemmfächer mit Strukturkrusten ausgebildet, was zu einer gewissen Korngrößensortierung innerhalb der Pfanne führt (feinste Tone im Hangenden des distalen Schwemmfächers, also näher am Pfannenzentrum).

Seltener überflutete Bereiche (oft das Pfannenzentrum) liegen vielfach höher als die Pfannenränder und sind hart mit kohärenten bis blättrigen, bis Dezimeter mächtigen, quasi reinen Tondecken überzogen, die in grobe, tiefklüftige Trockenrißpolygone zergliedert sind. Die Basis der bis über 30 cm tiefen und 5 cm breiten Schrumpfungsrisse ist meist über einige Zentimeter, selten jedoch bis zur Oberfläche mit tonig-schluffigem Lockermaterial und Detritus verfüllt. Im Liegenden können noduläre Kalkverkrustungen vorkommen.

Oberflächlich ist keine äolische Dynamik erkennbar. Das liegende Ausgangsgestein oder Regolith-Calcrete ist an keiner Stelle aufgeschlossen (nur an Pfannenrändern). Die Winderodierbarkeit dieser Pfannenfüllungen muß ohne zoogenen Einfluß wegen der hohen Kohärenz als extrem gering angesehen werden. Sie ist, eigenen Ausblasversuchen zufolge, vermutlich weit geringer als diejenige der autochthonen Pelosole im Einzugsgebiet trotz deren mehr oder weniger dichten Vegetationsbedeckung. Eine gesteigerte äolische Aktivität müßte lokal die Pfannenböden eher als Hochbereiche herauspräparieren. Dies ist nicht der Fall. Unter gegenwärtigen Bedingungen findet hier keine Pfannenweiterbildung durch Deflation statt. Es scheint kein negativer Sedimenthaushalt vorzuliegen, sondern zumindest ein ausgeglichener In- und Output. Einige Pfannen erwecken eher den Eindruck, als würden sie rezent durch Sedimenteintrag verfüllt.

Diesem Typus sind die meisten Pfannen der Omatako-Fläche zwischen Ombotozu und Etjo-Waterberg zuzurechnen, teilweise auch das sog. Pannetjiesveld ca. 10 km südlich von Okakarara (dort allerdings häufig Mischformen mit starker Kalkverkrustung) und außerdem zumindest Teile des Gamanas-Komplexes (z. B. Berseba Pan).

2. Latosol-Tonpfannen (Nr. 1, 2, 3): Insbesondere dort, wo sich Relikte der alten Latosoldecke (s. Kap. 4.2.1.7) in Wasserscheidenregionen erhalten haben, enthalten Pfannen hydromorph modifizierte Sedimente von roten, tonreichen und kalkarmen Substraten. Abb. 64 zeigt einen schema-

tischen Schnitt durch eine solche Depression (*locus typicus*: 16°43'40"E, 23°28'25"S, Barnardespan; Nr. 2 in Tab. 19; Profil KH57 im Anhang).

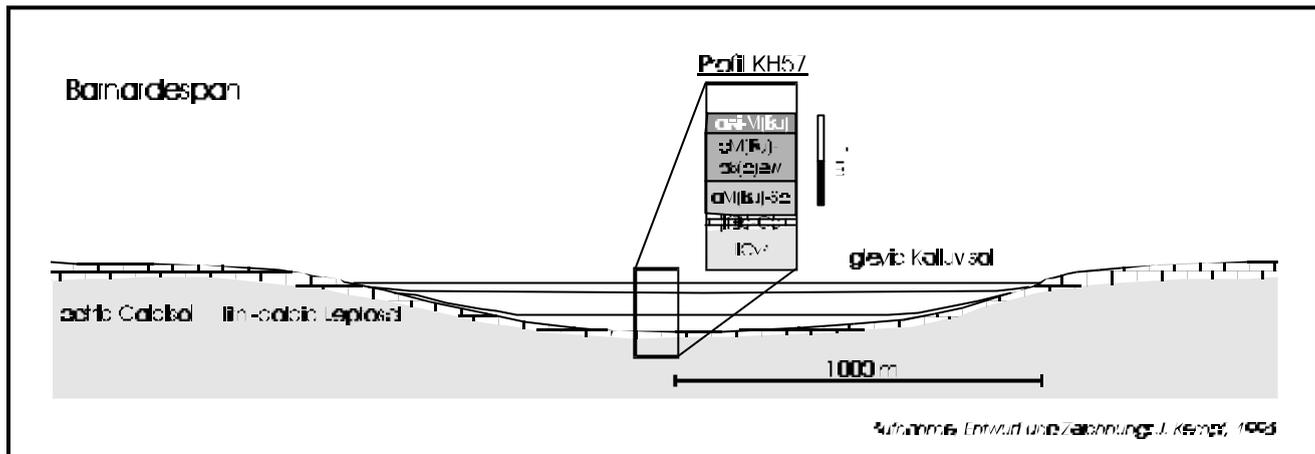


Abbildung 64: Schnitt durch die Latosol-Tonpfanne von Barnardespan. Die Kalkkruste zieht unter der Pfannenfüllung hindurch. Das Bodenprofil KH57 zeigt eine Form des Pfannengley über Regolith-Calcrete und Saprolit.

Die weitgehend vegetationslose Pfannenoberfläche weist in großen Bereichen Trockenriß-Polygone von geringer Tiefe auf. Pfannenfüllungen zeigen ab ca. 20 cm Tiefe stellenweise häufige Bleichflecken und Bereiche mit bräunlichen Eisenverbackungen von 1-2 cm Durchmesser. Der Pfannenboden unter der Sedimentauflage ist von nodulärem Calcrete bedeckt, das zum Liegeden hin nach wenigen Zentimetern bankartig wird und nicht mehr bohrbar ist (Abb. 64).

Auch hier konnten keine Anzeichen von erhöhter äolischer Aktivität festgestellt werden. Ähnlich wie bei den Pelosol-Tonpfannen, ist die Oberfläche bei Trockenheit quasi nicht ausblasbar. Profil KH57 (im Anhang) zeigt im hangenden Horizont sogar einen erhöhten Anteil der äolisch leicht transportablen Fein- und Mittelsandfraktionen, was darauf hindeutet, daß bei stehendem Wasser in der Pfanne äolisches Material zugeführt wird und bei Austrocknung in die jeweilige Depositionskruste eingebacken wird. Bei angenommener Dominanz von äolischer Abfuhr im Rahmen einer Pfannenbodentieferlegung, wäre eher eine Verarmung an leicht ausblasbarem, nichtkohärentem Material zu erwarten, anstatt der festgestellten Anreicherung. Auch dieser Typus zeigt rezent im Untersuchungsgebiet eher einen ausgeglichenen bis positiven Sedimenthaushalt als einen nach den gängigen Modellen zur Pfannenentwicklung (s. o.) postulierten negativen. Der von SCHOLZ (1963: 73+ 169) untersuchte Boden der Naus-Pfanne (Nr. 3 in Tab. 19) ist sehr ähnlich aufgebaut und weist an der Oberfläche ebenfalls keine Anzeichen von äolisch bedingter Verarmung des Korngrößenspektrums auf.

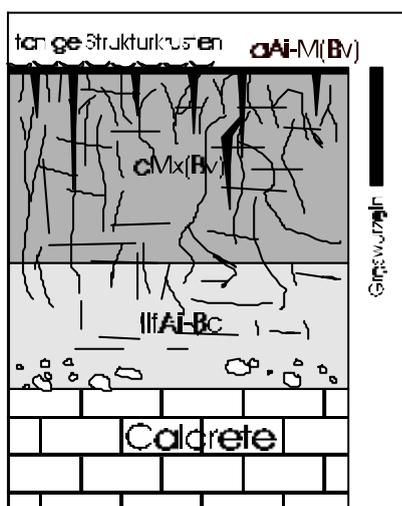
3. Mbuga-Graspfannen (Nr. 4, 5, 6, 21, 22, 23; teilw. Nr. 18, 19 u. 20): Sehr weit verbreiteter Typus mit Pfannenfüllung aus dem Feinbodensediment jüngerer Böden (Nicht-Latosole), sehr häufig über gebanktem Calcrete. Das eingeschwemmte graue bis schwarzgraue, seltener graubraune oder gelblichgraue Bodensediment ist meist ton- und schluffreich, carbonathaltig und mit Natrium angereichert. Bei Trockenheit ist es hart verbacken und zeigt oberflächliche engmaschige Trockenrißpolygone (Gilgai). Nach Durchfeuchtung erfolgt rascher Kolloidzerfall zu einer tiefen, schleimartigen, amorphen Masse, dem sog. „Durchschlag“. Infolge einer stellenweise intensiven Quellungs- und Schrumpfdynamik bilden sich insbesondere nahe der Durchfeuchtungsgrenze bei Austrocknung Scherflächen (*slickensides*). Dünne Sedimentschleier, die fluvial oder äolisch eingebracht wurden, zeigen Ansätze von Würgestrukturen - Anzeichen für selbstmulchende Dynamik (Pedoturbation, Hydroturbation, Vertisolbildung). Mit diesen Eigenschaften gleichen solche Substrate den Rivieralluvionen in Rumpfflächen-Spülmulden und den Unterhangkolluvien von Hochflächen (vgl. KEMPF 1994: 116ff).

Sie wurden während den Feldarbeiten an zahlreichen Stellen aufgenommen und als Kolluvial-Alluvialsedimente (verti-cambic Kolluvisol, vertic Cambisol) in den Grundzügen bereits bei KEMPF (1993 unpubl., 1994: 116ff) und (als Regosols) bei BERTRAM & BROMAN (1999: 25ff) beschrieben. Wichtige Charakteristiken sind neben den selbstmulchenden Eigenschaften v. a. die Aufkonzentration freier Kationen (insbesondere Natrium) im Vergleich zum Ursprungstopos des Materials, Tonverlagerung im unreifen Stadium oder bei hohem Sandgehalt sowie ausgeprägte Hydromorphie in wasserstauenden Positionen. Vergleichbare Böden wurden schon von GANSEN (1963: 54ff) als „graue Böden schwerer Textur“ und von SCHOLZ (1963: 68f; 1968d: 216) als „dunkle, meist grauschwarze Böden der Depressionen mit Kalkkrusten“ erwähnt.

BEUGLER-BELL et al. (1993: 13f, unpubl.) und BEUGLER-BELL (1994: 77) bezeichnen ähnliche Substrate in Depressionen auf der durch Calcrete versiegelten Etoscha-Abdachungsfläche in Anlehnung an MÜCKENHAUSEN (1985: 499) als „Para-Vertisols“, da sie die FAO-Kriterien für Vertisols (z. B. Tongehalt > 30%) überwiegend nicht erfüllen (FAO 1988: 41). Die Winderodierbarkeit solcher Substrate muß als sehr gering angesehen werden, zumal diese in den obersten 20 cm der Profile meist sehr gut durchwurzelt und (ohne Beweidung) ganzjährig von Vegetation bedeckt sind. Ihre Textur ist meist ein sandiger bis tonig-schluffiger Lehm. LYLES (1977: 882) gibt für Böden solcher Textur die niedrigste Winderodierbarkeit an. Aufgrund der saisonalen Durchfeuchtung und des dadurch erhöhten Wasserangebots, muß von einer im Vergleich zum

Kalkkrusten-Umland erhöhten Verwitterungsintensität in den Depressionen ausgegangen werden. Dennoch scheint der Anteil an autochthonem Substrat nicht besonders hoch (Abb. 65). Ein Großteil der Pfannenböden ist wahrscheinlich von den ehemaligen Spülscheiden eingeschwemmt worden.

Insgesamt gleichen sie stark den trockeneren Formen der ost- und südostafrikanischen Mbuga-Böden¹. NYAMAPPENE (1991: 49ff+112) beschreibt Vertisole mit sehr ähnlicher Struktur und Komposition als „Chisumbanje 3B.2“-Serie (Pelli-eutric Vertisols; Typic Pelluderts oder Torrets, Vertic Haplaquepts) aus der Gruppe der „Calcimorphic Soils“. Das südafrikanische Klassifikationssystem sieht „Rensburg-“ (vergleyt) und „Arcadia-Formen“ (nicht vergleyt) für alle Bodentypen mit vertic Horizont vor (MACVICAR et al. 1977: 44ff, 1991: 62ff). Für stark vergleyte, schwach ausgeprägte, sandigere Vertisolsubstrate ist keine Detaileinstufung möglich. Als Typlokalitäten in Zentral-Namibia gelten das von SCHOLZ (1968d: 216) beschriebene Profil auf Farm Kampingama (*locus typicus* 18°10'28"E, 21°51'48"S, Abb. 65, Tab. 20), Profil GP1 nach KEMPF (1993 unpubl., 1994: 108f) bei der Hererosiedlung Groot Huis (*locus typicus* 18°43'40"E, 19°21'30"S, Profil OC10 im Anhang) und Profil NH48 (im Anhang).



Tiefe [cm]	Farbe	Tonminerale	CaCO ₃ -Gehalt, pH-Wert
0-1	5Y 3/2		
1-20	5Y 3/1	Palygorskit, Illit, Halosyt, Hydroglimmer	3,7 % pH (KCl) 6,5 pH (H ₂ O) 7,9
20-33	5Y 7/2		5,6 % pH (KCl) 7,2 pH (H ₂ O) 8,0
> 33			38,2 % pH (KCl) 7,8 pH (H ₂ O) 8,3

Abbildung 65: Pfannenboden von Kampingama, erweitert nach SCHOLZ (1968d: 216)

¹ **Mbuga:** Kiswahili für „saisonal wasserbedeckte Grasebene“. Andere Bezeichnungen sind „Fadama“ (Haussa), „Boli“ (Sierra Leone), „Dambo“ (Zambia, Zimbabwe, Moçambique, Malawi) oder „Basfonds“ (frankophones Westafrika). Sie werden i. d. R. auf breite Längsformen angewandt, seltener auf eher rundliche Pfannen. Ähnlich wie in Zentral-Namibia sind sie aber vorwiegend auf Rumpfflächen in abflußperipheren Lagen nahe der Wasserscheiden vergesellschaftet. Obwohl vom Formenschatz her bei zumindest den längsgestreckten Formen am Kopf von Spülmuldentälern eine starke Ähnlichkeit zu den u. a. bei ACKERMANN (1936), MÄCKEL (1974, 1985) oder BOAST (1990) beschriebenen Dambos besteht, wird hier der Dambo-Begriff nicht angewandt, da es sich um einen etablierten und vergleichsweise fest definierten Terminus handelt. Nach GIARDINO & MÄCKEL (1985: 198) sind Dambos durch einen Wechsel von Einschneidung und fluvialer Auffüllung der Drainagelinien im Anschluß an die letzte Flächenbildungsphase entstanden. Da es sich bei den hier beschriebenen Formen aber meistens um Formen handelt, die keinen oder nur sehr sporadischen Abfluß haben, kam es vermutlich nie zu nennenswerter Zerschneidung (s. S. 305f).

Horizont	org. Mat.	C/N	T	fU	mU	gU	fS	mS+gS	S-Wert
aMx(Bv)	4,0 %	11,8	17,1	14,3	13,9	13,6	23,2	17,9	20,7
IIfAi-Bc	2,1 %	9,7	29,0	12,0	11,8	12,0	18,3	16,9	19,2
IICc									13,9

Tabelle 20: Analysedaten des Pfannenbodens von Kampingama nach SCHOLZ (1968d: 216) aus Abb. 65. Der liegende Ai-Bc-Horizont besteht aus verwittertem Kalkkrustenmaterial und ist deutlich alkalisch (Abb. 65), während das hangende, an organischem Material vergleichsweise reiche Kolluvium schwach sauer reagiert. Der Carbonatgehalt nimmt zum Liegenden hin zu bis zur reinen Kalkkruste. Die Lokalität liegt im Kontaktbereich zwischen vollkommen eingerumpften Marmoren der Swakop-Gruppe und Schiefern der Kuiseb-Formation, auf der benachbarten Farm Talana kommt ein Inselberg aus Serpentin vor.

BUCH (1989, unpubl.; 1993 unpubl.) hat eine Reihe von vergleichbaren Profilen im Etoscha-Nationalpark aufgenommen. RUST (1985: 205) bezeichnet den zugehörigen Landschaftstypus als „schwarzes Kleinpflanzenfeld“. Die Tonmineralausstattung von Kampingama (Abb. 65) scheint dabei nicht unbedingt repräsentativ für den Bodentyp im ganzen Untersuchungsraum zu sein, denn in vergleichbaren Substraten schwach saurer Pfannenfüllungen können auch quellfähige Smekтите (Montmorillonit) dominieren (vgl. SCHOLZ 1963: 68+Tab. 10; OTT 1994, unpubl., lag nicht vor; HEINE 1995: 58). Sowohl der Anteil an autochthonem, in vielen Fällen carbonatarmem Verwitterungssubstrat, wie auch der Alluvialanteil und die Grasbedeckung können als sichere Indizien gegen die Interpretation der Mbuga-Graspflanzen als (rezente) Deflationshohlformen und für die Interpretation der Formen als flächenbezogene, prä-existente Lösungsdepressionen gelten. Bei zunehmendem Gefälle gehen die Mbuga-Graspflanzen in längliche Formen (Spülscheidenalluvionen) über und bilden ein echtes Mbuga-System (s. 6.).

4. Kalkpfannen (Nr. 7, 19, 20, 23; teilweise auch Nr. 11, 12, 14-17, 18): Pfannentyp mit einem hohen Anteil an stark kalkverbackenen Füllungen (Carbonatgehalt oft über 90 %). JAEGER (1939: 41ff) listet 132 von ihm begangene und untersuchte Kalkpfannen auf, die zum größten Teil auf der Haupttrumpffläche des zentralnamibischen Hochlandsscheitels (Omatoko-Fläche, Karstveld, Vorsandveld, Erindi¹-Fläche, Seeis-Fläche) liegen. In den meisten Fällen ist die Pfannenfüllung als lakustrines Sediment anzusprechen, da sie röhrenförmige Stengel und Wurzeln von Wasserpflanzen, Molluskenschalen, und Süßwasserdiatomite enthält. Die Sedimentfazies zeigt häufig eine

¹ Erindi: Otjiherero für „zeitweise gefüllte Wasserpfanne“. Als Erindi-Fläche wird die Rumpffläche östlich des Erongo bis zum Hochlandsscheitel zwischen Mount Etjo und Okazize mit dem Erindi-Farmblock bezeichnet (Abb. 46, S. 196). Sie wird von Khan- und Omaruru-System drainiert. Pfannen, welche eine Quelle aufweisen, werden Ovikango (Sing. Otjikango) genannt (freundl. mündl. Mitt. A. Eichhoff, Otjomasso, 25.07.1994). Ortsnamen, wie „Erindi-Ura“ (ca. 30 km östlich des Waterbergs), die „stets volle Pfanne“, deuten darauf hin, daß noch in historischer Zeit permanente oder zumindest semi-permanente Seen vorkamen. Dies wird bestätigt durch die Angaben einiger früher Reisender. So beschreiben HAHN & RATH (1859: 299) die Fläche nördlich des Waterbergs bis zur Etoscha-Region als sehr wasserreich (s. Kasten S. 303).

Wechselagerung von Kalktuffen oder Kalkmergeln mit organischen Mudden, die vermutlich in länger dauernden Feuchtphasen abgelagert wurden, da sich in den abflußperipheren Gebieten nur wenige gut angepaßte Organismen in saisonal trockenen ephemeren Seen halten können. In den begangenen Rumpfflächen-Kalkpfannen, die nicht über permanente Quellen verfügen, entstehen anscheinend unter rezenten Klima- und Milieubedingungen keine derartigen Sedimente, also weder biogene Mudden, noch Röhrenkalktuffe. Die episodische Überflutung im Rahmen der Regenschändendynamik führt rezent den Kalkpfannen Bodensedimente zu, die denen der Pfannentypen 1-3 ähnlich sind (z. B. Ovikokorero-Pfanne, Abb. 66). Einige Kalkpfannen weisen bereits eine relativ geschlossene, flächenhafte Überdeckung mit solchen Alluvionen auf (z. B. Hoais).



Abbildung 66: Schematischer Schnitt durch die Kalkpfanne von Ovikokorero auf Farm Harmonie nach WAIBEL in JAEGER (1939: Tafel 9). Sie bildet eine mehrere Hektar große Pfanne innerhalb einer sehr flachen Spülmulde nahe der Wasserscheide zwischen oberem Swakop- und Omatako-System. Die Spülmulde ist unterhalb des episodischen Pfannenablaufs ca. 80-120 cm mächtig mit grauem, kalkhaltigem Alluvium verfüllt. Die Pfanne selbst zeigt mindestens drei Generationen von Füllungen, eine ältere und eine jüngere Kalktuff-Füllung sowie eine junge, bei Trockenheit bröckelige, stark carbonatische Kolluvialfüllung mit Trockenrißpolygonen. Die Höhendifferenz zwischen Spülscheide und Pfannenrand beträgt ca. 100 cm, die zwischen Pfannenrand und Pfannentiefstem ca. 250-300 cm.

Die Textur der Böden außerhalb der Spülmulden ist sandig-lehmig. Die Sandkörner enthalten Ätzdellen und sind von rötlichen Eisen- und Toncutanen umhüllt, was auf ehemals starke Verwitterungsintensität hindeutet. Die Böden sind fast carbonatfrei, Termitenhügel rot gefärbt. In Pfannennähe und beim Übergang zu den Omiramba der Spülmulden werden die Substrate deutlich stärker carbonathaltig und rötliche Farbtöne treten zugunsten gräulicher zurück. Dort sind die Termitenhügel hellgrau.

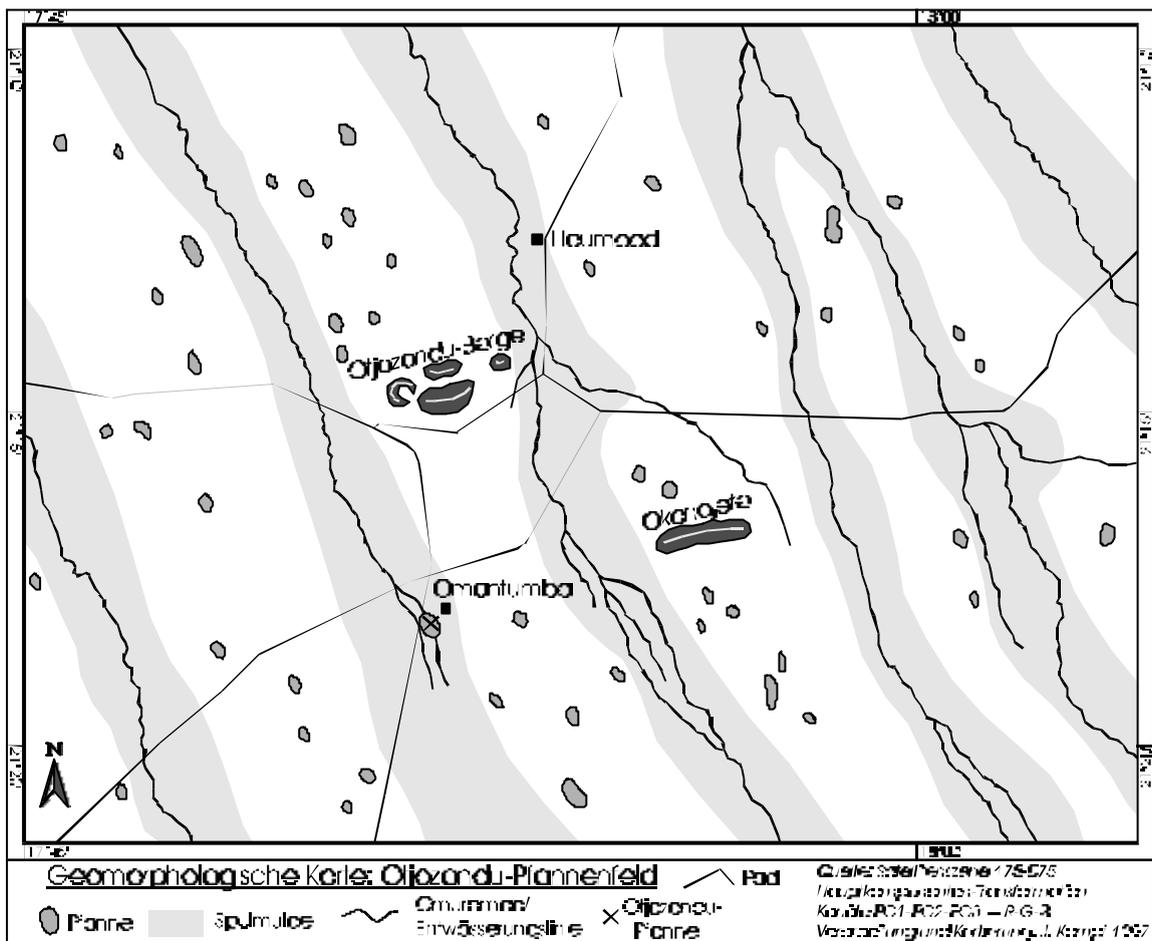
Die älteren Füllungen von Ovikokorero und anderen vergleichbaren Pfannen bilden harte, weiße Kalkbänke, die z. T. Lösungserscheinungen aufweisen. Sie sind nur an wenigen Stellen erhalten und aufgeschlossen. Auf Okamatangara wurde innerhalb einer solchen stark angelösten Füllung eine vermutlich frühholozäne neolithische Chalcedon-Klinge gefunden.

Die jüngere carbonatische Füllung ist nur oberflächlich vollständig ausgehärtet. Sie ist ebenfalls weiß und von pulvriger Konsistenz. Direkt unterhalb der exponierten Flächen geht sie in hellockerfarbene bis gräuliche Farbtöne über. Dort ist das knetbare Sediment von hefeartiger Konsistenz. Bei Luftzutritt am frischen Aufschluß härtet es schnell aus und nimmt weißliche Farben an. Dies deutet evtl. auf einen Anteil freier Kieselsäuregele hin, die erst an der Atmosphäre ihre bindige Wirkung entfalten. Unter dem Mikroskop wird die pulverartige Struktur besonders deutlich. Das erhärtete Sediment enthält dann neben von außen eingebrachten kantigen Quarzkörnern auch wulstige, matte, gelbliche Kieselkonkretionen von bis zu 0,4 mm Durchmesser. Sowohl die Konsistenzentwicklung von knetbar (feinkörnig-mergelig) zu pulvrig bei Atmosphärenexposition als auch die kieseligen Mikrokonkretionen deuten auf einen hohen Diatomeenanteil im Sediment hin. Neben den Wurzelröhren sind außerdem verschiedene Molluskenschalen enthalten.

Die Berücksichtigung aller Faziesmerkmale lassen die carbonatischen Pfannenfüllungen eindeutig als fossile Seesedimente erscheinen. Es handelt sich um abgeschlossene Reliefgenerationen, die nicht dem heutigen Morphomilieu zugeordnet werden können und die nicht äolisch ausgeräumt werden. Es konnten keine Indizien für eine deflationsbedingte Tieferlegung der Pfannenbodenflächen gefunden werden. Vielmehr handelt es sich um reliktsische Hohlformen der Rumpffläche, die unter bestimmten (feuchteren) Milieubedingungen permanente und unter trockeneren Bedingungen ephemere Seebecken bilden.

Auf den nur sehr schwach reliefierten Rumpfflächen Zentral-Namibias von der Atlantikküste bis zum Kalahari-Rand (Vorsandveld) zeigt sich eine charakteristische Verteilung solcher Kalkpfannen. Ihr Vorkommen ist überwiegend gebunden an die extrem gefällsarmen abflußperipheren Lagen (s. o.), z. B. am Hochlandsscheitel und an der Swakop-Omatoko-Wasserscheide. Dort sind sie vorwiegend auf den Spülscheiden als sehr flache Dellen zu finden (Karte 22).

Distaler zu den Wasserscheiden treten häufiger auch Durchflußpfannen (temporäre Endseen) in den Spülmulden hinzu, während sie auf den Spülscheiden durch Otunahi (siehe 5.) ersetzt werden. Diese weisen keine lakustrinen Füllungen auf. Auch bei den Durchflußpfannen ist die initiale Hohlform durch die Rumpfflächen-Spülmulde vorgegeben. Abb. 67 zeigt einen solchen Typ auf Farm Gemsbok (Otopanda), 24 km nördlich von Ovikokorero (Abb. 66) und 38 km nördlich der Swakop-Wasserscheide. Deutlich erkennbar sind Reste einer fluvialen Fazies (über Regolith-Calcrete und Granit-Saprolit) der Spülmulde im Liegenden zu den eigentlichen Pfannensedimenten. Letztere unterliegen (subrezent?) der fluvialen Ausräumung durch extreme Flutereignisse der Regenflächendynamik.



Karte 22: Geomorphologische Karte des Otjozundu-Pfannenfelds nahe der Swakop-Omatako-Wasserscheide. Mit Ausnahme der Otjozundu-Kalkpfanne liegen fast alle größeren Pfannen außerhalb der Spülmulden, ähnlich wie die Inselberge. Die Mulden selbst sind im Gelände kaum zu verfolgen, da die Höhendifferenz nur wenige Dezimeter beträgt. Erst nördlich des Kartenausschnitts, der zum Omuramba Omatako hin entwässert, konzentrieren sich die Kalkpfannen auf die Spülmulden, während dort die dellenförmigen Hohlformen auf den Spülscheiden von Brackflecken (Otunahi) eingenommen werden. Der Übergang zwischen Spülscheiden und Spülmulden ist im Gelände durch die Bodenfarbe, von rötlich zu grünlich-weiß, gekennzeichnet.

Auch an anderen Pfannen scheint episodische fluviale Ausräumung bei Extremereignissen ein wirksamerer Prozeß bei der Entwicklung einer negativen Sedimentbilanz (der Pfannen) zu sein, als Deflation. So zeigt Hartwigs Pfanne (Nr. 17 in Tab. 19, S. 292) an der Grenze der Farmen Otjipetekera-Nord und Okongue einen nahezu kompletten Abtransport der sehr hart carbonatverbackenen, grauen bis dunkelgrauen, grusig-sandigen Pfannenfüllung durch den schwach eingeschnittenen Rivierabfluß (bei nur wenige Hektar großem Einzugsgebiet der Pfanne). Reste der mit dem Hammer kaum spaltbaren Sedimente, an deren Oberfläche die charakteristischen Trockenrißpolygone konserviert sind (Nr. 23 in Tab. 19), wurden noch über einen Kilometer unterhalb des Pfannenauslaufs gefunden. Zwei Belege für die Bedeutung der Extremereignisse gibt JAEGER (1939: 23) für die Koikerib-Pfanne (Nr. 23 in Tab. 19) auf Farm Keibeb und die Auuns-Pfanne (Farm Auuns) im nördlichen Vorsandveld, nahe am Übergang zum Ovambo Becken der

Kalahari. Dort sind in der außerordentlichen Regenzeit von 1933/34 (Kap. 3.3.3, S. 49 und Karte 10) beide Pfannen übergelaufen und haben weite Flächen des Sandvelds überschwemmt.

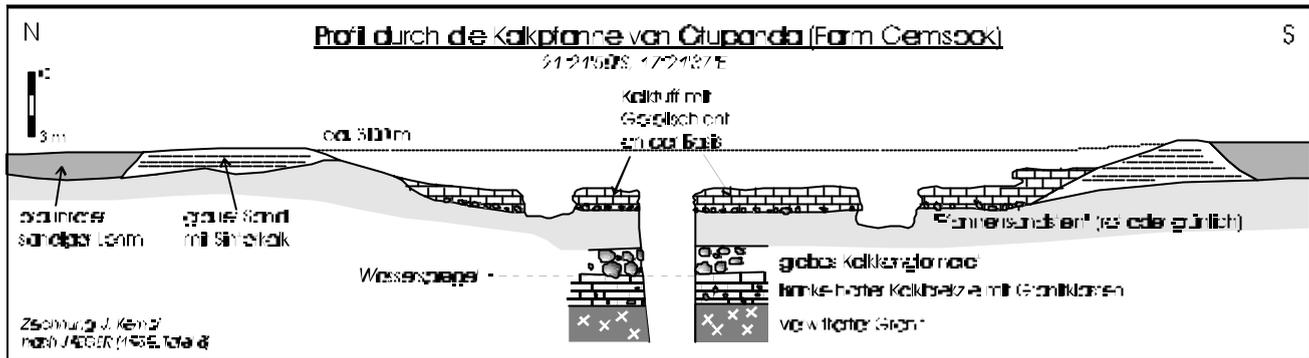


Abbildung 67: Profil durch die Kalkpfanne von Otopanda auf Farm Gembok nach JAEGER (1939: Tafel 8) mit Aufschluß durch eine Brunnengrabung. Abseits der Wasserscheiden handelt es sich um eine typische Durchflußpfanne innerhalb einer breiten, mit einer fluvialen Fazies verfüllten Spülmulde über Regolith-Calcrete und saprolitisiertem Granit. Der Pfannenboden ist durch kleinere Riviere schwach zerschnitten, an der Südseite befindet sich eine Hochwasserterrasse mit Hohlkehle. Auch unterhalb des Auslaufs existieren Kalkterrassenreste, die sich lückenhaft bis zum Vorfluter (Omuramba Omatako) in ca. 34 km Entfernung (nördlich) erstrecken. Der rezente äolische Abtrag ist gegenüber der Ausschwemmung durch Flutereignisse und der Kolluvienbildung durch Regenflächenspülung unbedeutend.

Auch bei den Rumpfflächen-Kalkpfannen mit permanenten Wasservorkommen ist Deflation als prägnanter formbildender Faktor auszuschließen. Sie werden als Quellpfannen bezeichnet und verfügen meist über einen Abfluß in Höhe der Hochwasserlinie, mit Ausnahme der dolinengebundenen Pfannen des Karstvelds (Karidabis, Hoais, Gauguas). Dabei handelt es sich meist um Grundwasserquellen an den Schichtgrenzen des sog. Pfannensandsteins (seichte Form) und um periodisch oder saisonal artesisch gespannte Aquifere, die in einem Trichter innerhalb des Pfannenbeckens austreten (tiefe Form). Sie sind häufig von einem dichten Riedgürtel (*Phragmites* spp., *Arundo donax*) mit Moosen oder anderen Poikilohydran und von anderen typischen C₃-Gräsern bewachsen (z. B. *Sacciolepis* spp., *Oryza longistaminata*, *Leersia hexandra*, *Acroceras macrum*, *Elytrophorus globularis*, oder *E. spicatus*).

Dies unterscheidet sie markant von den umliegenden Savannengräsern (ausschließlich C₄-*Poa-ceae*¹). Damit sind zumindest zeitweilig die Milieubedingungen für eine Kalktuffbildung innerhalb der Kalkpfannen-Quelltrichter gegeben. Der Regenflächendynamik entsprechend, schwanken die Wasserstände solcher Pfannen sehr stark. So berichtet z. B. ROHRBACH (1907: 105) von einem Wasserstand im Hoais-Quelltrichter, der das Absteigen von mehreren Dutzend Personen nötig mache, um an Wasser zu gelangen. Nach einer Mitteilung an JAEGER stand 1905 der Wasserspiegel 8 m unter der Pfannenoberfläche, während von 1909-1911 und im April 1912 ein bis zu 10 m tiefer See vorhanden gewesen sein soll (JAEGER 1939: 24). Das läßt auf saisonale

Schwankungen von über 20 m schließen, dessen Extrema u. U. mehrere Jahre lang anhalten können.

In den o. g. benachbarten Pfannen Koikerib, Auuns und Au'a haben HAHN & RATH (1859: 299) noch Anfang Juli und Mitte August 1857, also mitten in der eigentlichen Trockenzeit, die Existenz von großen, fischreichen² Seen vermerkt (vgl. HAHN 1857 in LAU 1984 IV: 1011 + 1073, siehe Kasten).

[Auf der Ebene] „trafen sie in dem dichten Walde eine ganze Reihe von Quellen. Diese und alle folgenden auf der nach Norden sich ausdehnenden Ebene sind geringe Vertiefungen und Senkungen, wo der Kalkfels zu Tage tritt, und bilden kleine Weiher, welche zuweilen austrocknen; aber es finden sich in der Mitte oder an den Rändern durch den Kalkfels gearbeitete Löcher, Brunnen, welche das ganze Jahr hindurch frisches, schönes Wasser halten. [...] Die ganze Ebene ist sehr wasserreich, in der Regenzeit muß sie fast unpassierbar sein. Bewundernswerth ist der Reichthum an schönen Bäumen und der Boden, eine fruchtbare schwarze Dammerde, [...], wenn er auch an einigen Stellen nicht tief ist. [...].
Der Boden war sehr nass. Zunächst kamen sie an die Keicha-Quelle, von da nach Kobis, einer Gruppe in den Kalkfels gehauener Brunnen, am folgenden Tag zu der Koabe-Quelle und [...] an einen großen, 400 Schritt breiten Teich Namens Auuns, in welchem es viele Fische gab. In der Nähe von Auuns befindet sich ein anderer sehr grosser Teich“ [Koikerib]...
Quelle: HAHN & RATH (1859: 299)

Heute existiert zwar in Auuns noch eine permanente Quelle mit stark schwankender Wasserschüttung, doch es steht nur noch in außergewöhnlich guten Regenjahren, wie z. B. 1933/34 bis Juli oder länger Wasser in der Pfanne³. HAHN (1857) beschreibt noch am 8. September einen Teich bei Kamapa⁴ auf der Omatakofläche.

¹ siehe S. 120 Fußnote 1 und S. 168 Fußnote 2

² Der Beschreibung in HAHNs Tagebuch Nr. 23 vom 30. Juni 1857 zufolge, handelt es sich sehr wahrscheinlich um *Protopterus aethiopicus*, einen Lungenfisch, der ein bis zwei saisonale Trockenperioden im Schlamm eingebrockt überstehen kann.

³ Die Angaben der Reisenden Mitte des letzten Jahrhunderts und die Karte von HAHN & RATH (1859) deckt sich in keiner Weise mit den heutigen Durchschnittsverhältnissen. Es ist unklar, ob HAHNs Reise in der Trockenzeit 1857 eine außergewöhnlich gute Regenzeit vorangegangen war. Es finden sich aber keinerlei Hinweise darauf in den auf S. 108 genannten historisch-ökologischen Aufzeichnungen und auch nicht bei ihrem Reisegefährten GREEN (1860), obwohl v. a. HAHN (in LAU 1984 I-IV) starke Niederschläge stets erwähnt. Hinweise könnten auch die Jahresnamen der Herero geben, die außergewöhnliche Regenjahre mit „Ojomeva“ oder „Ojomeva omanene“ (= Jahr des [großen] Wassers; freundl. mündl. Mitteilg. A. Eichhoff, Otjomasso, 25.07.1994) benennen. Die letzten Ojomeva vor 1857 waren aber die Jahre 1833 und 1848 (vgl. VEDDER 1934: 150+152). So kann nicht davon ausgegangen werden, daß es sich 1856/57 um eine außergewöhnlich stark ausgeprägte Regenzeit gehandelt hat, die noch in der Trockenzeit die zahlreichen von HAHN & RATH (1859) beschriebenen und kartierten Quellen und Seen erhalten hat. Allerdings muß die innersaisonale Verteilung aus heutiger Sicht ebenfalls als sehr ungewöhnlich bezeichnet werden, denn HAHN erwähnt noch am 31. Mai und 1. Juni 1857 starke Niederschläge in Gross Barmen. Bereits am 30. und 31. August setzten südlich des Waterbergs, den Aufzeichnungen zufolge, die Zentitalregen der kleinen Regenzeit wieder ein und Anfang September kam der Swakop ab. Verglichen mit den 110jährigen Aufzeichnungen des Windhoeker Wetteramts, stellt dies die kürzeste dokumentierte Trockenzeit dar. Die seit 1890 geführte Statistik von Okahandja verzeichnet nur ein einziges Mal nennenswerte Niederschläge im August, nämlich 34 mm im Jahre 1894.

⁴ Kamapa: auf der Karte von HAHN & RATH (1859) „Kamaya“, lokalisiert als „Okamaja“. Auf Farm Okamaja existieren mindestens zwei größere Kalkpfannen und mehrere Mbuga-Tonpfannen (Vleis). Die eigentliche Okamaja-Pfanne liegt ca. 250 m nördlich des Farmhauses an der Pad D2116, ca. 11,2 km nördlich der Schwabenhofpfanne (Tab. 19, Nr. 7). Quellen, die auch in der Trockenzeit Wasser geben könnten, sind dort nicht vorhanden. Regenzeitlich steht rezent nur im Pfannentiefsten Wasser, wie ein

Die hinsichtlich der dokumentierten Wasservorkommen außerhalb der heutigen Durchschnittsverhältnisse liegenden Aufzeichnungen aus dem 19. Jahrhundert belegen, daß die Schwankungsbreite aller möglichen Abläufe des Regenjahres vermutlich noch höher ist, als durch die statistische Analyse der seit Beginn der Kolonialisierung gesammelten Daten zu vermuten¹. Deutlich unterstrichen wird der zumindest ephemere, phasenhaft möglicherweise perennierende Seecharakter der Rumpfflächen-Kalkpfannen.

5. Otunahi²: Pfannenähnliche, sehr flache Depressionen in extrem abflußperipheren Lagen, v. a. auf weit gespannten Spülscheiden der schwach geneigten Rumpfflächen im Vorsandveld, aber auch auf der Kalahari-Akkordanzfläche. Wie bei den Pfannen handelt es sich um vorbedingte Hohlformen im Festgestein oder Regolith der Flächen. Im Unterschied zu diesen weisen Otunahi aufgrund einer mächtigeren autochthonen Bodendecke und geringer Gefälleunterschiede kaum oberflächliche Materialzufuhr auf, sondern es fließen im Rahmen des lokalen Bodenwasserhaushalts überwiegend gelöste Stoffe innerhalb des Solums zu (Abb. 68).

Die Otunahi bilden eine Vorstufe der Pfannenentwicklung, bei der die ursprüngliche autochthone Bodendecke noch erhalten ist. An der Oberfläche sind sie aufgrund der geringen Reliefunterschiede meist nur durch die häufig stark differierende Vegetationsbedeckung sichtbar. Charakteristisch sind u. a. *Odysea paucinervis* (v. a. am Rand der Otunahi), *Monelytrum luederitzianum*,

graues, kalkreiches Alluvium belegt. Die vorliegenden Tagesdaten seit 1983 der Station Eckenberg, 29 km ssw von Okamaja, verzeichnen weder im Juli, noch im August jemals Niederschlagsereignisse.

¹ Daneben gibt es auch Hinweise, die auf veränderte klimatische Bedingungen hindeuten könnten, welche im 19. Jahrhundert zu einer (semi-) permanenten Seenbildung geführt haben. So sind die bei HAHN & RATH (1859) geschilderten Vorkommen von Oberflächenwasser, bezogen auf die Daten des 20. Jahrhunderts, allenfalls mit dem Regenjahr 1933/34 vergleichbar, welches in die Geschichte aller namibischen Bevölkerungsgruppen als das vollkommen extreme Jahr eingegangen ist. Auch in der Trockenzeit 1934 enthielten viele Pfannen dauerhaft Wasser. Dagegen erhielt das Jahr 1857 mit der Regenzeit 1856/57 nicht einmal die Bezeichnung eines Ojomeva (s. o.) und auch keinen anderen Namen, der auf außergewöhnliche klimatische Umstände hindeutet (vgl. VEDDER 1934: 153). Es ist daher zu vermuten, daß es sich um ein „Normaljahr“ im damals bekannten Rahmen gehandelt hat. Darauf deuten auch die von HAHN (in LAU 1984 IV: 1015f+1021+1023) erwähnten reichen Fischgründe im Omuramba Ovambo, das Vorkommen von Krokodilen daselbst und der große „See von Onandova“ (heute: Fisher's Pan bei Namutoni, Eto-scha-Nationalpark) hin: „[...] ich fragte unsere [Buschmann-] Führer, welche [...] sagten, da sei ein großes Wasser, welches nie aufrockne, und voller Fische“ (LAU 1984 IV: 1023). Die ökologischen Bedingungen für Fische und Krokodile, die an perennierendes Oberflächenwasser gebunden sind, sind heute in keiner Weise gegeben. Der Omuramba Ovambo kommt rezent nur alle 3-5 Jahre ab, die Fisher's Pan ist nur in wenigen Jahren vollständig geflutet. Das nächste Krokodilhabitat findet sich an Okavango und Kunene, mindestens 140 km nördlich des Omuramba Ovambo und getrennt durch das flußlose Sandveld. Eine kurzzeitige Einwanderung über das ephemere Oshana-System vom Kunene ist nicht anzunehmen. Das deutet auf langfristig feuchtere Bedingungen mit quasi-perennierenden Wasserverhältnissen noch in historischer Zeit hin.

² Otunahi (Sing. orunahi): Otjijherero für „brackige Flecken im Veld“ (freundl. mündl. Mitt. A. Eichhoff, Otjomasso 25.07.1994). Regionale Bezeichnung für unterirdische Depressionen mit im Vergleich zu den umliegenden Savannenarealen verändertem lokalem Wasserhaushalt.

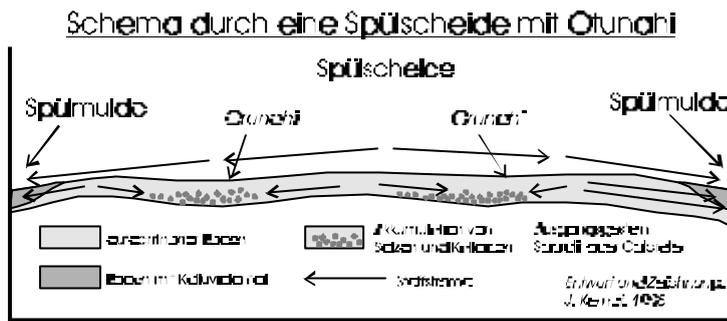


Abbildung 68: Spülscheidenschema mit Otunahi. An Depressionen in der Verwitterungsfront entwickeln sich Stellen mit subterranner Anreicherung von Mineralsalzen. Der oberflächliche Materialtransport zu den Spülscheiden ist gering, da kaum Gefälle vorliegt. Die anlehmigen Böden sind meist ge-ringer mächtig als 150 cm.

Sporobolus coromandelianus, *Nerine laticoma* und *Eriospermum bakeranum*. Seltener kommen das C₃-Gras *Sartidia angolensis*, *Hermbstaedtia linearis*, *Ipomoea spp.* und *Acacia kirkii* subsp. *kirkii* vor.

Die Böden sind schwerer und halten länger Feuchtigkeit als die umliegenden sandigen Substrate. Pseudovergleyung ist häufig, insbesondere wenn das Liegende von Calcrete gebildet wird. Freie Kationen (v. a. Na⁺ und K⁺) sind selbst bei rötlichen Formen aufkonzentriert. Der Farbwert (Value) ist innerhalb der Otunahi meist um 1-3 Stufen niedriger, es überwiegen niedrige Chroma-Werte (meist grau). Die im Feld gemessenen pH-Werte lagen ausnahmslos über 8,0. Aufgrund der texturellen und ökologischen Vorgaben, wird das Otunahi-Substrat als geringer winderodierbar eingestuft als die sandigen Böden. Die leichtere fluviale Erodierbarkeit hat wegen mangelndem Gefälle und guter Durchwurzelung kaum Auswirkungen. Bei sehr starker Durchfeuchtung und Durchschlag des Grundwasserspiegels können sich Suhlen entwickeln, die von Großsäugern genutzt werden. Warzenschwein- oder Erdferkelhöhlen und Termitenbauten sind häufig.

Weit verbreitet sind die Otunahi auf den Spülscheiden der nördlichen Hälfte der Omatako-Fläche, auf der Swakop-Omatako-Wasserscheide, im Vorsandveld östlich der Linie Hochfeld-Okakarara (z. B. im Raum Okamatangara-Epukiro) und den dünenfreien Bereichen der West-Kalahari. Vergleichbare Formen scheinen auf den Hauptwasserscheiden (Omaruru-Khan) der östlichen Erindi-Fläche vorzukommen. Weiter westlich wurden sie, vermutlich aufgrund des zum Ozean hin zunehmenden Gesamtgefälles und der stark modifizierten (gekappten und inkrustierten) Böden, nicht beobachtet.

6. Mbuga¹: Bei einem Gesamtgefälle, das zu Oberflächen- oder subterraniem Abfluß führt, gehen die Mbuga-Graspfannen (3., S. 296ff) von geschlossenen ovalen Depressionen in längliche Formen über, die ehemalige Spülmulden nachzeichnen. Sie gleichen damit äußerlich den u. a. von ACKERMANN (1936), MÄCKEL (1974, 1985), ACRES et al. (1985), SMITH (1985),

¹ Begriffsdefinition und Herleitung s. S. 297 Fußnote 1.

THOMAS & GOUDIE (1985), WHITLOW (1985), BOAST (1990) und ROBERTS & LAMBERT (1990) beschriebenen Dambos („*headwater depressions*“) des östlichen Afrika. Auf die terminologische Abgrenzung der im Untersuchungsgebiet vorliegenden Formen wurde bereits auf S. 297 eingegangen, ebenso auf die Charakterisierung des Substrats. Zur Ergänzung soll hier sowohl für die runden, wie auch für die gestreckten Formen ein modellhaftes Profil mit Catena vorgelegt werden, wie es v. a. für die Pedimente und Rumpfflächen der Etoscha-Abdachung des Otavi-Berglands als typisch und weit verbreitet festgestellt wurde (Abb. 69).

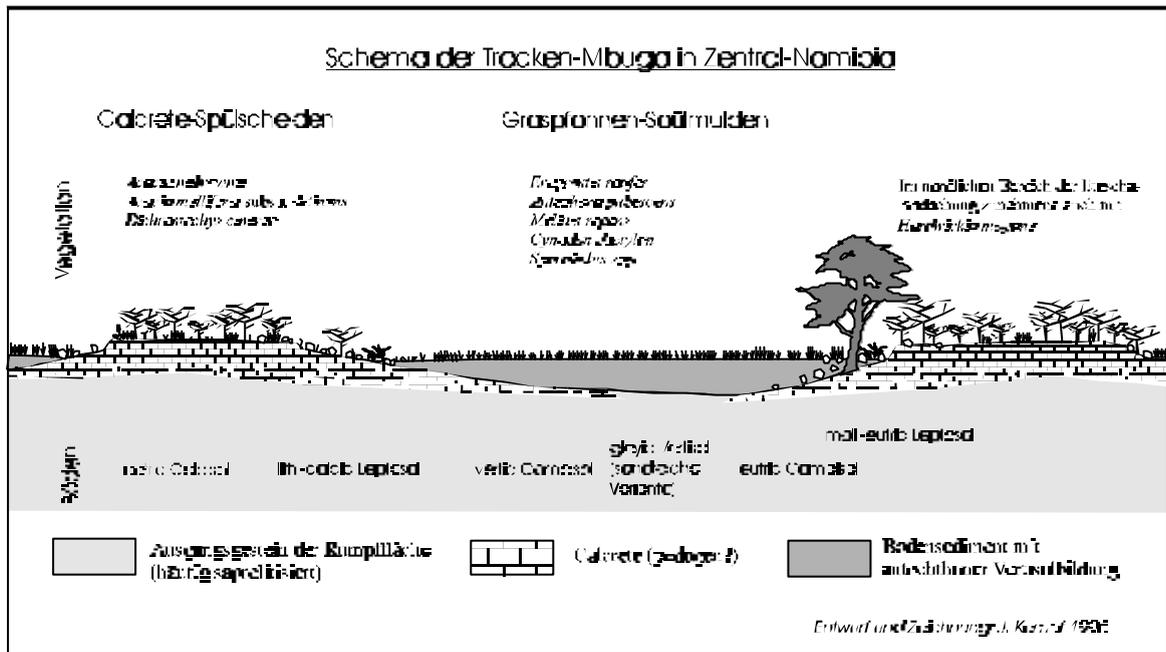


Abbildung 69: Profil der Trocken-Mbuga in Zentral-Namibia. Beispiel einer typischen Catena der Otavi-Nordabdachung zur Etoscha-Pfanne hin. Auf den ehemaligen Spülscheiden sind auf dem verkarsteten dolomitischen Ausgangsgestein über 1-3 Meter mächtige Kalkkrusten ausgebildet, die nur eine schwache jüngere Bodenbildung aufweisen. Sie sind strukturell vergleichbar mit den Dambos des östlichen und südöstlichen Afrika, haben aber oft keinen eingeschnittenen Vorfluter. Eher rundliche, geschlossene Formen mit identischer Boden- und Vegetationsausstattung werden hier Mbuga-Graspfannen (s. S. 296ff) genannt.

Der Vergleich der im Untersuchungsgebiet vorgefundenen Formen mit den eigenen Erfahrungen aus dem östlichen Afrika und der Dambo-Literatur läßt teilweise Übereinstimmungen zwischen beiden Regionen erkennen. Schon ACKERMANN (1936: 156) sah Analogien zwischen sambischen Dambos und manchen namibischen Omiramba, jedoch nur eine beschränkte Vergleichbarkeit mit den Oshanas des Ovambolands (PAUL 1934, MARSH & SEELY 1992, PALLET 1994). Die von ACKERMANN (1936) erwähnten Dambo-Charakteristika, nämlich (1) Fehlen eines Bachbetts und Galeriewalds, (2) muldenförmige bis flache, sanft geneigte Oberfläche, (3) periodische Überschwemmung während der Regenzeit, (4) vorherrschende Grasvegetation unter Ausschluß von Baumwuchs und (5) scharfe Begrenzung gegen die umgebende, regional herrschende Wald- oder Buschvegetation, treffen sowohl auf die Trocken-Mbuga von Abb. 69, als

auch auf die meisten untergeordneten Omiramba der Omatakofläche sowie die Oshanas zu. Ebenso sind die auf S. 297 beschriebenen Böden unter Berücksichtigung der klimatischen Gradienten vergleichbar. Gravierende Unterschiede liegen zum einen im klimatischen Bereich, denn nach ACRES et al. (1985: 70) kommen Dambos nur vor in einem Niederschlagsgürtel zwischen 600 und 1500 mm jährlich, während Oshanas, Omiramba und Trocken-Mbuga im Bereich von 250 bis 650 mm liegen. In Tab. 21 sind weitere Unterschiede und Gemeinsamkeiten zusammengestellt. Dambo und Mbuga sind zum Formenschatz der Rumpfflächen zu zählen, Oshanas zu den Fluvialformen der Kalahari.

	Dambo	Trocken-Mbuga	Oshana (Pl. Iishana)
geologische Basis	Grundgebirge (Quarzite, Schiefer, Gneise, Granite etc.), Saprolit	Grundgebirge (Mokolian und Damara); besonders ausgeprägt auf Dolomiten und Schwarzkalken; Karst, Saprolit	Kalahari-Sedimente (känozoische Sandsteine, Calcrete, Lockersande)
Klima (KÖPPEN) Niederschlag (Ø)	Cw, Aw, BSh 600-1500 mm	BShw 300-650 mm	BShw 250-500 mm
Makro- Morphoposition	Rumpffläche (<i>African Surface</i> und Post- <i>African Surface</i>)	Rumpffläche, Pedimente (Hauptumpffläche und Post-HR1-Fläche)	Akkordanzfläche (jünger als Post-HR1-Fläche)
Meso- Morphoposition	Fluvialform, wahrscheinlich kombiniert mit Lösungsform; zumeist im Wasserscheidenbereich (<i>Headwater Dambo</i>), später oberirdisch drainiert (<i>River Dambo</i>)	Paläo-Fluvialform; Drainagesystem ohne tief eingeschnittene Vorfluter; zeichnet von der Wasserscheide bis zum Vorflutniveau alte Spülmulden nach	Fluvialform; periodisches Fluvialsystem bei geringer Reliefenergie durch niedriges Gesamtgefälle
Ausdehnung Ursprung-Vorfluter	100 m bis zu einigen Kilometern	einige Kilometer bis über 50 km	bis über 100 km lang
Vorfluter	eingeschnitten (ephemeres oder perennierendes Flußtal)	oft ohne Vorfluter mit Ende in Mbuga-Graspfanne oder Schlucklöchern (Karst); bei vorhandenem Vorfluter nur schwache Eintiefung	kaum eingetieft; Oponono-Durchflußpfanne bildet temporäres Vorflutniveau; Ekuma, Gwashigambo und Covelai sind nur im Unterlauf leicht eingeschnitten
interfluviale Bereiche	Spülscheide mit Latosol (oder Latosolrelikten) über Saprolit; Kiesel- und Eisenkrusten (Pisolithen)	Kalkkrusten mit Calcisols und calcic Leptosols über Saprolit	Calcrete, Lockersand mit Arenosols und Regosols über nicht-saprolitisierten Sedimenten
Tiefenlinien	tonige bis lehmige Substrate mit Kolluvialanteil; calcimorphic Soils, Vertisols, Tirse; Hydromorphie; Smectite	lehmig bis tonig-schluffig; Vertisols, vertic Cambisols; carbonathaltig; freie Kationen aufkonzentriert; Hydromorphie	sandig bis lehmig; Fluvisols, sandiges Alluvium; sodic
fluviale Dynamik	saisonale Schichtfluten; zum Vorfluter hin kanalisiert und eingeschnitten	Regenflächendynamik mit starker Durchfeuchtung, aber seltener episodische Fluten; oft unterirdischer Abfluß	überwiegend allochthone Fluten, die nicht immer Vorflutniveau erreichen; durch hohe Infiltration auf interfluvialen Bereichen ist Regenflächendynamik eingeschränkt

Tabelle 21: Vergleich einiger Faktoren, Determinanten und Formen von Dambos, Trocken-Mbuga und Oshanas. Die Angaben zu den Dambos wurden überwiegend aus der im Text zitierten Literatur zusammengestellt. Über die Genese der Dambos gibt es Kontroversen, die der Überblicksartikel von BOAST (1990) darlegt. Obwohl phänotypisch sehr ähnlich, sind die Oshanas der Trocken-Mbuga und den Dambos nicht gut vergleichbar. Die Ähnlichkeit der beiden letzteren ist jedoch evident.

Die Omiramba¹ wurden hierbei in Tab. 21 ausgeklammert, da sie zum einen reine Fluvialformen darstellen und zum anderen der Sprachgebrauch in Namibia nicht einheitlich ist. Da heute in die alten Rumpfflächen-Spülmulden, welche den Verlauf der Omiramba strukturell bestimmen, flache Talformen (Spülmuldentäler) eingegliedert sind, müssen sie wie die Oshanas zum fluvialen Relief (Kap. 4.3.2) gerechnet werden. Die Mbuga dagegen weist keine Täler i. e. S. auf, sondern besteht lediglich aus verfüllten (weitergebildeten) Spülmulden. Dambos umfassen überwiegend Flachdellen-Talanfänge. Damit kann die Trocken-Mbuga als eigenständiger geomorphologisch-ökologischer Formentypus der hier untersuchten Rumpfflächen-Trockengebiete betrachtet werden. Ähnlich wie bei den Mbuga-Graspfannen und anderen Pfannenhohlformen spielt Wind als genetisches Agens keine Rolle.

7. Endpfannen: Anders als bei den Pfannentypen 1-5 und der Mbuga als weitergebildeter Fluvialform i. w. S., die v. a. im abflußperipheren Bereich verbreitet sind, handelt es sich bei einigen Pfannen um Formen, die topographisch am Endpunkt des fluvialen Systems stehen. Im Gegensatz zu o. g. Rumpfflächen-Depressionen, weisen sie ein nicht-konzentrisches, oft sehr langgestrecktes, linear gefälleorientiertes Einzugsgebiet auf. Sie sind v. a. auf dem Namib-Teil der Haupt-rumpffläche und hier besonders im küstennahen Bereich als Ton- und Salztonpfannen vertreten (z. B. Salztonpfannenfeld von Vineta-Wlotzka's Baken-Hentiesbaai). Dort bilden sie die temporären Endseen von autochthonen Namib-Rivieren auf den höheren Küstenterrassen (meist über +5m-Niveau). Die Morphoposition solcher Endpfannen ist auf zwei Weisen interpretierbar, nämlich (1) durch tektonische Hebung des küstennahen Bereichs mit der Entstehung von endogenen Endbecken oder (2) durch die pleistozänen Meeresspiegelschwankungen.

Da die heutigen, im küstennahen Bereich innerhalb der alten Spülmulden-Spülscheiden-Grundstruktur auslaufenden Namib-Riviere (Kap. 4.2.1.1, S. 138f) fast immer nicht ins Rumpfflächen-niveau eingeschnitten sind, ist eine generelle Hebungstendenz der derzeitigen Namib-Küste nicht wahrscheinlich. Wie EITEL et al. (1999) am unteren Uniab festgestellt haben, gibt es aber auch küstennahe Abschnitte mit Hebungstendenz (Gefällsverteilungen und Wasserfälle) - nicht jedoch

¹ Omuramba (Plural Omiramba): Otjiherero für kleinen Trockenfluß, Nebenfluß. Flüsse allgemein (Afrikaans: „Riviere“) werden als Ozondondou (Sing. Ondondou) bezeichnet, Bäche heißen Oturondou (Sing. Orurondou) Der Gebrauch der Begriffe ist lokal unterschiedlich. In der wissenschaftlichen Literatur wird Omuramba zumeist für flache, kaum oder gering eingeschnittene Trockenflüsse der Flächen verwendet, die mit einem breiten Schwemmbereich und niedrigen, teilweise carbonatischen Feinmaterialterrassen ausgestattet sind. Die geomorphologische Bezeichnung wäre „Spülmulden“ (nach BÜDEL 1981: 114) und „Spülmuldentäler“ sowie „Flachmuldentäler“ (nach LOUIS 1968: 108f). Riviere/Ozondondou sind dagegen i. d. R. tiefer eingeschnittene Hochlands- oder Fremdlings-Trockenflüsse mit überwiegend sandigen Talböden und steilen Hängen.

zwischen Cape Cross und Walvis Bay. Das Auslaufen der nicht eingeschnittenen Namib-Riviere in Endpfannen auf der Walvis- und älteren Terrassen im Rumpfflächenniveau, begründet die Folgerung, daß mindestens seit den Post-Walvis-Regressionen (S. 192f) kein fluvialer Anschluß mehr an das Vorflutniveau (Ozean) bestanden haben kann. Insbesondere zwischen Swakopmund und Hentiesbaai sind die höheren Terrassenniveaus aber noch sanft zergliedert. Das läßt vermuten, daß etwa seit dem Post-Walvis-Zeitraum (möglicherweise schon Post-Vineta) keine periodische Wasserführung von Rivieren auf der Namib-Fläche mehr gegeben war, die eine Zerschneidung der Terrassen erlaubt hätte. Dagegen wurden von den allochthonen Rivieren, wie Omaruru oder Swakop, sämtliche Terrassen bis auf das heutige Vorflutniveau zersägt. Nördlich der Omaruru-Mündung wird eine fossile, von Schwemmsand überdeckte Salztonpfanne auf (anscheinend) Vineta-Niveau durch die Kliffbildung angeschnitten. Profil NA01 (im Anhang) beschreibt die Sedimente dieser fossilen Endpfanne auf dem ehemaligen Omaruru-Schwemmbereich (Tafel 1, Foto 1). Die tonigen Horizonte des Profils sind dabei in den Analyseergebnissen fast identisch mit denen einer rezenten Salztonpfanne bei Mile 33 (*locus typicus* 22°14'25"S, 14°21'10"E). Das Alluvium ist knet-, roll- und biegsam, sehr konsistent, leicht- bis mittelhalin und weist oberflächliche Polygone auf. Gipsverkrustungen kommen vor (z. B. bei Toscanini, nördlich des Ugab). Selbst bei starkem Bergwind erfolgt kein äolischer Materialtransport.

Nördlich des Untersuchungsgebiets, zwischen Messum-Mündung und Cape Fria, erstreckt sich eine Kette von sehr großen, küstenparallel orientierten, salz- und gipsreichen Pfannen in küstennahen Depressionen auf den höheren Terrassen- teilweise von Ozean getrennt durch einen Düngürtel. Dort soll es rezent durch starke Südwinde verbreitet zu aufländiger Auswehung eines gipshaltigen Äoliums kommen¹. Ob die Entstehung der Depressionen auf Windwirkung zurückgeführt werden kann, ist fraglich. Stellenweise sind die Pfannen jedoch durch Schwemmfächer überdeckt, deren Existenz eine spät-pleistozäne Entstehung der Depressionen und Endpfannen wenig wahrscheinlich macht. Die Hohlformen scheinen in der Anlage älter zu sein.

Vergleichbare Formen beschrieben bereits KAISER (1926 II: 374-379) aus dem Diamantensperrgebiet sowie REUNING (1913: 122) und RANGE (1927) von der Dünennamib-Küste. Letztere liegen offenbar ebenfalls auf den Walvis- und Vineta-Terrassen und wurden frühestens Post-Vineta vom fluvialen Zustrom durch die Dünen-Blockade abgeschnitten (z. B. Meob- und Conception-Bay).

¹ freundl. mündl. Mitteilung C. Krapf und M. Werner, Graduiertenkolleg Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika, Würzburg 1998

Einen weiteren Typus der Endpfannen bilden die Vleis (auch „Vleys“) in den von Dünen blockierten Riviertälern, von denen die größten in der Koigab-Pfanne der südlichen Dünen-Namib, den Nam-, Sossus-, Tsams- und Tauchab-Vleis (zentrale Dünen-Namib) sowie dem Tumas-Vlei nördlich von Walvis Bay zu sehen sind. Daneben existieren noch einige kleinere Exemplare am Namib-Ostrand und reliktsche Formen innerhalb des großen Erg. Letztere liegen westlich der rezenten Endpfannen, wie das sog. „Dead Vlei“ im Paläo-Tsachabtal (24°44'55"S, 15°16'02"E) und Narabeb im Paläo-Tsondabtal (23°41'20"S, 14°47'30"E). SELBY et al. (1979: 40) haben die mit paläolithischen Artefakten¹ assoziierten Endsee-Sedimente von Narabeb radiometrisch auf 240-210 ka BP² datiert (s. auch SHACKLEY 1985: 15), also in die Zeit der Post-Vineta-Regression (Kanjeraan).

Die Endpfannensedimente des Sossusvlei mit ihrer Abfolge von tonig-schluffigen Strukturkrusten (Playa-Ablagerungen) und sandigem Äolium, wurden von VAN ZINDEREN BAKKER (1984), VAN ZINDEREN BAKKER & MÜLLER (1987) und HEINE (1987, 1993) bearbeitet. HEINE (1993: 152) gliedert zwei Phasen gesteigerter Siltsedimentation um >25-19 ka BP und 10-8,5 ka BP aus, die als Phasen höherer fluvialer Aktivität vom Hinterland her interpretiert werden. Ein ¹⁴C-Datierung aus 150 cm Tiefe des rezenten Endsees ergab nach VAN ZINDEREN BAKKER & MÜLLER (1987) ein radiometrisches Alter von 750 (± 50) Jahren. Ohne die Berücksichtigung von Deflation errechnet sich daraus eine Sedimentationsrate von ca. 2 cm pro Jahrzehnt (für das Spät-Holozän), obwohl etwa die Hälfte des hangenden Profils aus Lockersanden besteht. Insgesamt deuten die Beobachtungen im rezenten Milieu der Endpfannen auf Akkumulationstendenz hin (zumindest bei den vom Hochlandsabfluß gesteuerten Riviertälern). Deflationsformen treten zwar in Form von flach-pilzförmigen, strukturbetonten Silterrassenrelikten und freigeblasenen, carbonatisierten Wurzelröhren auf, doch sie sind beschränkt auf Bereiche außerhalb der aktuellen Niedrigwasserbetten am Endpfannenzulauf. Im direkten Pfannenbereich wird die eventuelle Deflationswirkung durch Sedimentation überkompensiert.

Die Endpfanne des nicht vom Hinterland gesteuerten, sehr selten abkommenden Tumas-Riviers, zeigt dagegen deutliche Dominanz des äolischen Formenschatzes. Dort sind alle Strukturkrusten stark abgeschliffen, wobei Trockenrisse als Mikro-Windgassen wirken und sich bis zu 15 cm hohe, tonige Pilzstrukturen aus den polygonal zerlegten Sedimenten herausbilden. An den Unterhängen der Blockadedünen sind in verschiedenen Niveaus ebensolche (fossilisierte) Formen zu

¹ s. Kap. 6

² Datierung mittels Uran-Thorium-Zerfall (²³⁴U/²³⁰Th-Methode)

beobachten. Das läßt auf deutlich höhere Deflationspotentiale bei den Endpfannen von autochthonen Namib-Rivieren schließen, als bei solchen der Fremdlingsriviere. Die Endpfannen autochthoner Namib-Riviere stellen demnach die einzigen Pfannenformen auf den untersuchten Rumpfflächen dar, bei denen im rezenten Milieu Ansätze der äolischen Tieferlegung des Pfannenbodens erkennbar sind (*locus typicus*: Tumas-Vlei 22°54'40"S, 14°35'20"E).

Die Pfannen und pfannenähnlichen Hohlformen der hier beschriebenen und belegten Typen 1-7 auf den Rumpfflächen Namibias geben keine Hinweise auf die Beteiligung von Deflationsprozessen bei der Pfannenentstehung und nur in wenigen Fällen Hinweise auf äolische Weiterbildung im rezent vorherrschenden Morphomilieu. Letztere ist beschränkt auf Endpfannen, deren gesamtes Einzugsgebiet im ariden Bereich liegt, die sehr seltenen episodischen Zufluß haben und an das Vorkommen einer Enddepression oder Blockade (z. B. Dünen, tektonische Störungen, unverwitterte Dykes) gebunden sind. Außerdem sollte ein aktives Schleifmittel, wie Dünen- oder Riviersande vorhanden sein, dessen Transportfähigkeit durch Vegetationsarmut gefördert wird.

Deshalb wird vermutet, daß die Pfannenentstehung primär andere Ursachen hat, nämlich die Existenz einer prädisponierten (Lösungs-) Hohlform ohne Abfluß im Regolith des Rumpfflächenniveaus, welche erst durch Klimawandel-Folgeprozesse zur Pfannenform ausgestaltet wurde (BRUNO 1985, VERHAGEN 1990). Die Verstärkung äolischer Dynamik, wie sie u. a. bei GOUDIE (1991: 232ff) beschrieben wurde, betrifft lediglich exponierte Teile der Pfannenfüllungen. Tatsächlich sind gelegentlich Staubtromben über trockenzeitlich vegetationslosen Pfannenböden (v. a. Ton- und Kalkpfannen) zu beobachten, die Lockermaterial lokal verlagern können. Allerdings sind solche Tromben anhand der Färbung sehr häufig als nicht autochthon einzustufen. So wurde im Feld beobachtet, daß oft rot gefärbte Staubhosen im Gebiet der Karte 22 (S. 301) über die hellen Kalkpfannen-Flächen wehen. Daraus wird geschlossen, daß zumindest ein Teil des transportierten Äoliums aus den rötlichen Böden der Zwischenpfannenbereiche stammt und die Tromben aufgrund der geringeren Oberflächenrauigkeit eine höhere Windgeschwindigkeit auf den Pfannenflächen erreichen. Dabei wird aufgrund der Kohärenz vieler Pfannenböden nur wenig zusätzliches Substrat aufgenommen.

Die Freisetzung von autochthonem Material durch Verwitterung ist ebenfalls begrenzt, da die meisten der begangenen Pfannen von einer allochthonen Substratschicht bedeckt sind (aM- oder kM-Horizonte) oder ihre Füllung diskrete Reliefgenerationen aufweist (Abb. 66 und Abb. 67). Pfannen mit (angenommener) autochthoner Bodenbildung, z. B. Mbuga-Graspfannen, könnten bei insgesamt negativer Substratbilanz (was durch Messungen nur schwer nachzuweisen ist), evtl. als lokale Bereiche

der Flächenweiterbildung (Tieferlegung) betrachtet werden. Ihre Basisfläche müßte dann als Post-HR-2-Fläche eingestuft werden. Gefunden wurden allerdings im Feld nur Graspfannen (als Repräsentanten der Typen ohne diskrete Reliefgenerationen in der Füllung) mit einer langfristig eher positiven bis ausgeglichenen Sedimentbilanz im rezenten Milieu. Es wird daher angenommen, daß für eine tatsächliche Tieferlegung der Pfannenböden in Relation zu den Zwischenpfannenbereichen es zu einer Erhöhung des fluvialen Austrags aus dem Pfannenbecken mit Entwicklung eines Vorflutniveaus kommen muß, aber gleichzeitig die autochthone Neuverwitterungsrate (Bodenbildung) außerhalb der Pfannen nicht ansteigt.

Da dies als insgesamt nicht sehr realistisch erscheint und ein entsprechendes Morphomilieu im Arbeitsmodell nicht definiert werden kann, bleibt als einzige Alternativmöglichkeit zur Weiterbildung der Pfannenbecken die Annahme einer subterranean Abfuhr von gelöstem Material aus der ungesättigten Grundwasserzone (Verwitterungsdecken und eingebrachtes Alluvium) mit dem Transport von feinklastischem Material zur gesättigten Zone als Erklärung für Pfannentieferlegung und laterale Ausdehnung im Festgestein oder Saprolit (neben dem von PASSARGE 1904, 1943 vorgeschlagenen zoogenen Austrag). Auch OSTERKAMP & WOOD (1987), die zahlreiche ephemere Seen in New Mexico und Texas untersucht haben, zweifeln an der Bedeutung von äolischer Aktivität bei der Pfannenweiterbildung und favorisieren ein Lösungsmodell. GOUDIE (1991: 233) beschränkt solche Prozesse allerdings generell auf carbonatische Gesteine und verweist auf Pfannen in Gesteinen, die nicht auf verkarstungsanfälligen Gesteinen liegen. Da jedoch die Entstehung der Pfannendepressionen im Zusammenhang mit der Rumpfflächenweiterbildung und Saprolitisierung steht, ist das Postulat verkarstungsfähiger Gesteine nicht notwendig.

Insgesamt zeigt der Formentypus „Pfanne“ in den geschilderten Varianten einen Wandel der Relief-form durch verschiedene Milieuwechsel seit Abschluß der letzten Flächenbildungsphase. Dieser ist wie folgt nachvollziehbar: In Regionen mit geringem Gesamtgefälle nahe der Wasserscheiden haben sich nach (partieller) Entfernung der Verwitterungsdecken innerhalb von Regolith-Depressionen Seenbecken als lokale Vorflutniveaus entwickelt. Diese Becken enthalten bisweilen Sedimente, die auf eine zyklische Abfolge von perennierenden Seephase(n) (höhere Ökosystemstabilität bei niedrigerer Variabilität) und ephemeren Seephase(n) (abgeschwächte Ökosystemstabilität, höhere Variabilität) mit evtl. fluvialem Austrag schließen lassen. Lunette-Dünen (selten bei Rumpfflächenpfannen) deuten auf extreme Trockenphasen hin. Mit den Otunahi, den Graspfannen und der Mbuga liegen Übergangsformen vor, bei denen die Verwitterungsdecke nicht vollständig entfernt, sondern pedogen modifiziert wurde.

4.2.1.9 Das äolische und proto-äolische Reliefstockwerk

Südlich des Kuiseb wird die Haupttrumpffläche mit der abschließenden Hauptkrustenfläche von den mächtigen Dünenkörpern des sog. Namib-Erg (Dünen-Namib) überlagert. Neben polygenetischen Dünenformen handelt es sich dabei überwiegend um hohe, ausgedehnte Längsdünensysteme (Draa) mit breiten Dünentälern, in denen teilweise die Krustenfläche zutage tritt, teilweise tennenartige Sandflächen mit Reg Krustenflächen und anstehende Gesteine (Sandsteine) überdecken. Da innerhalb der Dünen-Namib bis auf einige Begehungen mit Vegetationsdichtemessungen und vereinzelt Profildurchbohrungen im Tsondab- und im Tsauchabtal keine eigenen geomorphologischen Aufnahmen durchgeführt wurden, wird der Erg nicht zum eigentlichen Untersuchungsgebiet vorliegender Arbeit gerechnet. Eine Reihe von Beobachtungen aus den Erg-Randbereichen, insbesondere der Böden auf den Sandsteinen fließen aber in die Argumentation mit ein.

Mit den Arbeiten vor allem von BESLER (1980, 1984, 1991) und LANCASTER (1985, 1989) liegen ausführliche Darstellungen der physiographischen Verhältnisse der Dünen-Namib vor. Auf die dort zitierte Literatur sei nachdrücklich verwiesen. BESLER (1980: 83ff + 206) unterscheidet 45 Typen im äolischen Erg-Relief und kartiert 14 Dünentypen. Wichtig für einen morphogenetischen Ansatz ist (1) ob das äolische Stockwerk eine oder mehrere Reliefgenerationen repräsentiert, (2) wo die Reliefgeneration(en) des äolischen Stockwerks relativ chronologisch einzuordnen sind (bei Abwesenheit von absoluten Datierungsmöglichkeiten) und (3) ob und inwieweit die Reliefgeneration(en) rezent weitergebildet werden oder ob Altersobergrenzen festgelegt werden können.

Für die Beurteilung dieser Problematik müssen folgende Beobachtungen Hilfestellung leisten:

1. Die Namib-Dünen sitzen diskordant teilweise auf der sog. *Tsondab Planation Surface* (OLLIER 1977), die nach RUST (1996) mit der durch eine Kalkkruste abgeschlossenen Haupttrumpffläche identisch ist, und teilweise auf fluvialen Schwemmfächern und Abtragungsterrassen (RUST 1989: 59), welche aus fluvial aufbereitetem Material der liegenden Sandsteine aufgebaut sind. Der Erg ist damit jünger als der liegende alt- oder mitteltertiäre (BESLER & MARKER 1979, WARD et al. 1983, WARD 1987 u. a.) oder mesozoische (RUST 1996) Äolianit und jünger als die Hauptkalkkruste. Er wird von RUST (1989: 60) als partiell revitalisierter fossiler Erg, partiell als äolisch überprägtes Fluvialrelief interpretiert.
2. Auf den durch Grobsandpflaster stabilisierten Dünenfüßen wurden verbreitet jungpaläolithische und/oder mesolithische Artefaktensembles gefunden (Kap. 6), z. B. westlich Sesriem bis zum Tsams Vlei und bei Dieprivier. Die Dünenfüße enthalten zudem einen höheren Anteil an tonig-schluffigem (?) Feinmaterial (Fingerprobe ca. 10-20%) als die Dünenhänge und -kämme. Nach

BUSCHE & HEISTERMANN (1992: 180f) können Artefakte allerdings auch im sandigen Material an die Oberfläche „wandern“. Da aber die Sandmächtigkeit von Dünenfüßen über der liegenden Kalkkruste bis zu mehreren Metern beträgt, kann hier der Prozeß, falls überhaupt vorhanden, nicht von großer Bedeutung gewesen sein. BUSCHE & HEISTERMANN (1992: 181) konnten das Aufwärtswandern von Artefakten in sandigen Substraten, die eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern überschreiten nicht beobachten. Es kann also geschlossen werden, daß die Dünenfüße unter den Artefakten zumindest älter als (früh-) mesolithisch sind (vielleicht ca. 100 ka?; weitere Ausführungen zur Artefaktsituation und -interpretation s. Kap. 6).

3. Die heutige Beschaffenheit des Namib-Erg über der Hauptkrustenfläche deutet auf eine mehrphasige Entwicklung hin. Am Ostrand des Dünengebiets wird die Kalkkruste von den o. g. Dünenfüßen überdeckt, denen hohe Draa (als mehr oder weniger komplexe Längsdünensysteme) aufsitzen. Sie sind in ihrem Grundriß sehr ortsstabil und scheinen ihre Lage über 10^1 bis 10^3 (möglicherweise auch 10^4) Jahre nicht verändert zu haben. Das bei WIENEKE & RUST (1972) und bei RUST & WIENEKE (1976: Appendix, Abb. 1.1) abgebildete GEMINI-Satellitenbild von 1965 zeigt hinsichtlich des Mesoreliefs (Draa) Deckungsgleichheit mit LANDSAT-Aufnahmen der 90er Jahre. Seit Juli 1989 wurde die Dünen-Namib zwischen Sesriem und Sossusvlei (Tsauchabtal) sehr häufig begangen, mehrmals auch bei heftigen Sandstürmen. Dabei konnten nie selbst geringste Lageveränderungen der Draa beobachtet werden. Umgelagert wurde lediglich Material der Dünenkämme (v. a. bei Sandkörpern, die von Touristen erstiegen wurden).
4. Die größte rezente äolische Aktivität betraf im Untersuchungszeitraum, neben der Umschichtung von Kammsanden, v. a. die Auswehung vom Talboden. An den originären Draa-Mittelhängen wurde selbst bei Sandsturm quasi keine Dynamik festgestellt.
5. Die Stabilität der Draa wurde im Juli 1994 bestätigt, nachdem folgend auf ausgedehnte winterlichen Landregen von 28.-30. Juni (westlich Helmeringhausen sogar bis 10 cm Schneefall), sämtliche Dünen zwischen Sesriem und Sossusvlei bis auf die Kämme dicht mit *Eragrostis spinosa*, *Stipagrostis uniplumis* var. *uniplumis*, *S. ciliata*, *S. sabulicola* und *Triraphis purpurea* (?) bewachsen waren. Die gemessenen Vegetationsdichten betragen 21 % und 14 % Oberflächenbedeckung. Viele der Pflanzen lebten noch ein Jahr später ohne weiteren Niederschlag.
6. Insbesondere die unteren Mittelhänge weisen Andeutungen einer Bodenbildung auf. Im östlichen Erg sind solche Paläobodenbildungen von den Dünenfüßen bis wenige Meter unterhalb des Kammes oder der *slip faces* sehr häufig. Die Bodenfarben reichen von roten bis zu kräftigen rotbrau-

nen Tönen (MUNSELL 10 R 3/6 „dark red“ bis 2,5 YR 4/6 „red“). Zusammen mit den Paläoböden unterstreichen die hohen Bedeckungsgrade nach Regen den fossilen Charakter der Draa.

7. Bei allen Sandsturmereignissen kamen die heftigen Winde aus östlichen Richtungen. Dabei wurden fluvial aufbereiteter Sand und Staub auch aus dem Erg-Vorland weit in das Dünengebiet hineingetragen. Daß dies generell eine rezente Erscheinung ist, belegen Luft- und Satellitenbilder, die eine deutliche Ost-West-Windstreifung in allen in den Erg entwässernden Riviertälern aufweisen (v. a. Tsondab- und Tsauchabtal). Diese Täler wirken als Windgassen (Tafel 8, Foto 1 und Bericht von GROSSARTH 1932 auf S. 71).
8. Da die Namib-Täler mit den subaktuellen Windgassen auch auf der Tsondab-Fläche (wie in der Zentral-Namib) innerhalb breiter tertiärer Spülmulden entwickelt sind, reichen auf den alten Spülscheiden die Draa stets besonders weit nach Osten (z. B. zwischen Tsondab und Tsams). Die Erg-Ostgrenze bildet eine Wellenlinie mit Ostausdehnung auf den alten Spülscheiden und Westauslenkung in den entsprechenden Spülmulden (heute Spülmuldentäler). An den heutigen Talflanken sind die ursprünglichen S-N- (oder SSW-NNW-) Längskörper äolisch nach Westen umgebogen oder zu Pyramidendünen umgeformt. Dies ist als Indiz zu werten, daß die rezenten östlichen Starkwinde (Bergwinde) genetisch nicht in Zusammenhang mit der initialen Erg-Ausbildung stehen, sondern als subaktuelles Weiterbildungsagens einzustufen sind. Gleichwohl ist eine östliche Komponente bei der Erg-Entstehung anzunehmen.
9. Stellenweise hat die Talbodenauswehung zu einer Ablagerung jüngerer, heller (gelblicher) Sandflecken (an bevorzugt doppelt-konkav gewölbten) stabilen Draa-Mittelhängen geführt. An den Unterhängen und Dünenfüßen entstanden jüngere barchanoide Sandrücken und Sandschilde, die auch Material von den Draa-Hängen und -kämmen enthalten können. BESLER (1975) hat für eine solche „Vorläuferdüne“ eine relativ hohe aktuelle Motilität von 3-4 m pro Jahr ermittelt.

Die oben angeführten eigenen Beobachtungen bestätigen die Ansicht von BESLER (1977: 52 u. a.), wonach im inneren Erg die unteren Dünenpartien weitgehend stabil sind, also nur die Kammsande (leichte) Verlagerungstendenz zeigen und gelegentlich „Vorläuferdünen“ bilden können. Die eigentliche Draa-Bildung wird durch pleistozäne Nordverschiebung der Zone starker geostrophischer Höhenwinde mit resultierender oberflächennaher Taylor-Görtler-Bewegung erklärt (BESLER 1977: 62, 1980: 87ff, 1991: 105). Die tatsächliche Entstehung solcher länglicher Großdünenysteme ist jedoch ungeklärt, umstritten und kann hier nicht weiter diskutiert werden (vgl. auch STENGEL 1992). Beim Draa-Grundmuster scheint auch das Relief des Untergrundes eine Rolle zu spielen (Spülscheiden-Spülmulden-Fläche, fossile Terrassen, Inselberge und kleinere Outcrops etc.).

Im Gegensatz zu BESLER (1980) sieht LANCASTER (1983, 1985, 1989) auf Basis von statistischen Auswertungen von Sandkornparametern in den Längsdünensystemen der Namib eine Form des Gleichgewichtszustandes innerhalb des rezenten Zirkulationssystems mit seinem bimodalen Windregime (dauerhafte SSW-Winde + gelegentliche heftige E Winde = Resultante N-S-Dünen). Fazit der Arbeiten LANCASTERs (1980, 1981, 1983, 1985, 1989) ist (vereinfacht) die Annahme eines kontinuierlichen Nordtransports von Sanden aus der südlichen Namib (Oranjegebiet) seit 2-3 Millionen Jahren (LANCASTER 1989: 148) unter vernachlässigbaren pliozänen, pleistozänen und holozänen Intensitätsschwankungen. In diesem Zeitraum soll sich das großklimatische System nicht wesentlich verändert haben. Die Dünen (auch die Draa) der Namib werden als unter gegenwärtigen Bedingungen aktiv angesehen.

Aufgrund der eigenen Beobachtungen kann dieser Hypothese aber nicht beigepllichtet werden. Es ist zumindest als problematisch anzusehen, wenn - wie bei LANCASTER (1989) - das Postulat einer 2 bis 3 Millionen Jahre langen aktiven Dünen-Namib quasi ausschließlich auf granulometrisch-statistischen Analysen von Sandproben aus ca. 25 Lokalitäten (s. d. Fig. 21, S. 48) abgeleitet wird, ohne die geomorphologischen Befunde (z. B. von BESLER 1980), die Paläoböden, Windschliffe und -streifen, Krustenbildungen, Geoarchäologie etc. gebührend zu berücksichtigen. Zudem widerspricht LANCASTERs (1989) Theorie den in Kap. 3 erarbeiteten Erkenntnissen zur Biomentwicklung und phytogeographischen Ausstattung, die auf wechselhafte Milieubedingungen im End-Känozoikum hindeuten. Gleichgültig welche Prozesse oder Windrichtungen zur Ausbildung der Draa geführt haben mögen, an ihrem Status als fossile Reliefgeneration in Überformung und ihrer Ortsfestigkeit kann kein Zweifel bestehen. Die Draa sind damit als potentieller Sandlieferant für die jüngeren Erg-Formen einzustufen, von denen augenscheinlich auch bereits einige relativ stabile Formen aufweisen.

Sandherkunft des rezenten Ergs: Obige Ausführungen haben gezeigt, daß rezent auch bei starken Stürmen im Dünenbereich nur vergleichsweise wenig Material bewegt wird, nämlich die Sande von Draa-Kämmen, „Vorläuferdünen“ und fluvialer Sedimente vom Erg-Rand. Vor allem in der Südnamib kommen zusätzlich große Mengen an mobilen, unverfestigten Sanden vor (Zibar-Silk-System nach BESLER 1980). Auch an der Namib-Küste könnte durch die litorale Aktivität ständig mobilisierbares Material zur Verfügung stehen (vgl. LANCASTER & OLLIER 1983). Tatsächlich umfaßt die Namib mehrere theoretische Möglichkeiten der Sandherkunft. BESLER (1980: 71ff + 154) unterscheidet im nördlichen Erg fünf „Sandprovinzen“:

1. rote kantige Sande aus Sandsteinzerfall,
2. ockerfarbene gerundete Sande,
3. ockerfarbene Mischsande,
4. graue kalkhaltige Sande,
5. helle Mischsande.

Diese sollen in charakteristischer Verteilung im Erg vorkommen. Die älteste 1. Sandprovinz besteht nach BESLER (1980: 72) aus Sanden des unter dem Erg liegenden äolischen Sandsteins (s. u.), die 2. aus dem Zerfallsprodukt eines Sandsteins, welcher fluvial umgelagertes Material der 1. Provinz enthält. Diese Sandsteine wurden flächenhaft überprägt. Anschließend erfolgte eine breite Talbildung in Küstenrichtung, die sich anhand von Naukluftgeröllen bis in Küstennähe nachweisen läßt und die zur Ausräumung der 1. und 2. Provinz führte. Die Sande der so entstandenen 3. Provinz wurden als Mischsande in der westlichen Namib abgelagert, während der Tsondab zum Kuiseb hin entwässerte (vielleicht durch Dünenblockade). In einer späteren Phase soll der Proto-Tsondab wieder in Richtung Küste umgelenkt worden sein und dabei die vierte (carbonathaltige) Sandprovinz und Nagelfluhgerölle aus dem Bereich älterer Kalkkrusten geschüttet haben. Sie bilden heute ein Terrassenband entlang des (partiell dünen-überdeckten) Tsondabtals und lassen sich bis in Küstennähe verfolgen (BESLER 1980: 73). Nach einer weiteren Talbildungsphase sollen dann erneute remobilisierte Sande der älteren Provinzen geschüttet worden sein. Nach BESLERs (1980) Untersuchungen erfolgte also die Materialmobilisierung stets von Osten her. Der Anteil von Strandsanden wird als schwer abschätzbar, aber „nicht dominierend“ angesehen (BESLER 1980: 73).

Dagegen unterstützen WHITE et al. (1997) auf Basis der Eisenoxidverteilung im nördlichen Erg die Hypothese, daß „mehr als eine Sandquelle“ vorliegt. Mit Hilfe von durch Laboranalysen kalibrierten LANDSAT-Daten haben sie eine Karte der Fe_d -Verteilung¹ erstellt, die folgendes dreigliedriges Muster zeigt:

- eine Inlandszone hohen Fe_d -Anteils (ca. 1,75->2 mg Fe_d / g),
- eine küstennahe Zone niedrigen Fe_d -Anteils (0,25-0,75 mg Fe_d / g),
- eine Mischzone zwischen 1. und 2. ohne einheitlichen Gradienten.

Nach WHITE et al. (1997: 37) korrespondiert die räumliche Ausdehnung der Zonen mit der grobzonalen Verbreitung von Dünentypen (besser „Draa“; vgl. BARNARD 1973, BESLER 1980) und des Liegenden. Daraus ergibt sich angeblich eine Quelle rötlicher Sande im Osten (Sandsteine) und eine gelbliche im Westen (Karpfenkliff-Formation [?], Küstensande). Nach BESLER (1980: 73) ist

¹ durch Dithionit-Extraktion ermittelter Anteil an pedogenem Eisenoxid

aber der abnehmende Eisenoxidgehalt (Rotfärbung) der Sedimente nach Westen durch zunehmende Wiederaufarbeitung und Transport (s. o.) zu erklären.

Die von WHITE et al. (1997: 31) genannte Karpfenkliff-Konglomerat-Formation (nach WARD 1987: 15, s. Kap. 4.2.2.) ist als Quelle gelblicher Sande der Westnamib aus folgenden Gründen wenig wahrscheinlich:

1. Karpfenkliff-Konglomerate repräsentieren fluviale Ablagerungen in einem breiten Proto-Kuisebtal (Kap. 4.2.2). Sie sind daher eine lokale Erscheinung, wenn auch insbesondere im nördlichen Erg ähnliche Konglomerate in anderen Riviertälern vorkommen, und können nicht namibweit als Sandlieferant eingestuft werden. Sie bedecken westlich 15°20' die liegenden Sandsteine in geringer Mächtigkeit, sind also jünger als diese und treten nur in Dünengassen zutage.
2. Sie sind innerhalb des Erg (südlich des Kuiseb) nur an wenigen Stellen fluvial aufgeschlossen. Die Sandmobilisierung müßte also durch äolische Korrasion in Dünengassen erfolgen. Dafür ist aber ein bereits vorhandenes Schleifmittel nötig, so daß allenfalls Mischsande (besser: „-stäube“) entstehen könnten.
3. Die Karpfenkliff-Konglomerate enthalten in der westlichen Namib ihrerseits einen hohen Anteil an aufbereiteten Sanden aus den liegenden Sandsteinen, stellen also keine gänzlich andere Sandquelle dar, sondern passen in BESLERs (1980) Vorstellungen wiederholter Aufarbeitung.
4. Die Hypothesen von WHITE et al. (1997) haben einen zu aktualistischen Hintergrund, da alle Sandquellen in die gleiche (heutige) Zeit gestellt werden, was nach den Forschungen von BESLER (1980 u. a.) und den eigenen Beobachtungen unwahrscheinlich ist.

Den möglichen Beitrag von marinen Sanden schließt auch BESLER (1980, s. o.) nicht aus. Dafür scheinen aber insbesondere pleistozäne Regressionsphasen mit trockengefallenen Schelfflächen bei starken südwestlichen Winden in Frage zu kommen. Die rezente Namib-Küste an der Langen Wand zeigt - neben der Kliffbildung - deutlich, daß Material aus der Namib die Kliffs verhüllt, der Erg also, wo mobil, ins Meer schüttet. Dies trägt zu den hohen Strandversatzraten bei, wie sie z. B. an der Sandvis-Lagune beobachtet werden können. Die rezente Transportdynamik im Erg-Meer-Grenzbereich zeigt also eher in Richtung Meer anstatt in Richtung Erg. Dennoch geht LANCASTER (1989: 139f) von einem Transport großer Massen Sande aus den Küstenregionen in die Dünen-Namib aus.

Der Kuiseb als Nordgrenze des äolischen Stockwerks: Der Verlauf des Kuisebtals begrenzt östlich von Rooibank die Ausdehnung der Namib-Draa nach Norden. Unter aktualistischer Betrachtungs-

weise mit Berücksichtigung der von LANCASTER (1989: 141) ermittelten transportierten Materialmassen wird diese Nordgrenze zum schwer erklärbaren Phänomen. Der angenommene permanent hohe Sandfluß aus Südsüdwest hätte bei aktiven Draa längst zum zumindest teilweisen Überschreiten des Kuiseb führen müssen, da dieser nur sehr unregelmäßig abkommt und nur sehr selten bis zum Meer strömt. GOUDIE (1972: 23) stellt fünf aktualistische Erklärungsmöglichkeiten zusammen:

- Großdüensysteme bewegen sich generell sehr langsam, so daß das jährliche Abkommen am unteren Mittellauf bereits ausreicht, die ins Tal geschütteten Mengen auszuräumen.
- Seltene nördliche Winde hoher Transportkraft verhindern das Überschreiten des Flusses.
- Es wird viel Sand benötigt, um das eingeschnittene Tal aufzufüllen und der dafür zu veranschlagende Zeitraum ist noch nicht lange genug.
- Die Düensysteme haben erst kürzlich das Kuisebtal erreicht und daher ist die Grenze rein zufällig.
- Der Kuiseb hat unter dem Einfluß der vorschreitenden Dünen seinen Lauf nordwärts verlagert.

Der ersten Hypothese wird am häufigsten gefolgt: *„The flooding of the Kuiseb River is probably the most important factor in checking the northerly to northeasterly migration of sand dunes from the main Namib Sand Sea under the present conditions“* (WARD & VON BRUNN 1985b: 70). Zwischen 1837 und 1963 erreichte der Kuiseb allerdings nur 15 mal den Atlantik, um Material wirksam fluvial abzuführen (STENGEL 1964: 10), wobei nur ein einziges Mal zwei aufeinanderfolgende Jahre vermerkt sind, nämlich 1848 und 1849. Etwa alle fünf Jahre erreicht ein Abkommen durchschnittlich Rooibank und damit den küstennahen Schwemmbereich. Ob dies ausreicht, die angenommenen mobilen Sandmassen besonders im kaum eingetieften Unterlauf östlich Rooibank am Überschreiten des Kuiseb zu hindern, wird bezweifelt (vgl. hierzu auch HARMSE 1980, unpubl.).

Für Hypothese 2 spricht das Vorkommen der Windstreifung und Windschliffe auf der Namib-Fläche, woraus SELBY (1977b) eine hohe morphodynamische Transportkraft aus östlichen bis nordöstlichen Richtungen ableitet (vgl. Kap. 4.2.1.6). Die Untersuchungen von BESLER (1975) an einer mobilen „Vorläuferdüne“ ergaben jedoch Indizien für Nordtransport mit einer leicht östlichen Komponente. Tatsächlich ist auch hier anzunehmen, daß unter rezenten Bedingungen die stabilen Draa nicht die Tendenz zeigen, nordwärts zu wandern.

Andererseits ist klar zu konstatieren, daß es einmal eine Phase gegeben haben muß, in der eine Nordverlagerung der Draa stattgefunden hat, da eine diskordante Überdeckung von kalkverbackenen Proto-Kuiseb-Sedimenten in den Zwischendünenbereichen zwischen Kuiseb und Tsondab vorliegt (Kap. 4.2.2). Diese Sedimente unter Kalkkruste bilden einen *terminus post quem* für den

Draa-Aufbau südlich des Kuiseb bis zum Tsondab. Die Diskordanz weist hier deutlich auf einen Milieuwechsel hin (von Flußsedimentverkalkung zu Draabildung). Die Einschneidung des Kuiseb-Mittellaufs ins heutige Tal erfolgte vielleicht erst nach der Etablierung der Draa.

Dafür daß in einer (pleistozänen) Aktivitätsphase bedeutende Sandmassen aus dem Erg ins Kuisebtal geschüttet wurden, spricht das Vorkommen einer fossilen äolischen Fazies mit Dünen-Kreuzschichtung innerhalb einer Terrasse des eingeschnittenen Kuisebtals (Kap. 4.2.2, vgl. RUST & WIENEKE 1973: 11, 1978: 164 und WARD 1982: 213, 1984: 459). Das genaue Alter dieser Terrasse ist zwar ungeklärt, aber es ist sehr wahrscheinlich, daß hierbei der Kuiseb im Pleistozän mindestens einmal voll „tsondabisiert“ wurde, d. h. der Unterlauf aus dem fluvialen System genommen war. Ob das äolische Stockwerk sich dadurch auch auf die zentrale Namibfläche ausgedehnt hat, ist unklar, bei längerer Abflußblockade aber möglich. Da dieses hypothetische Vordringen aber keineswegs besonders weit gewesen sein kann, wurden nach Durchbruch der Blockadedünen diese Sandkörper wieder durch das gut entwickelte Entwässerungsnetz der Zentral-Namib fluvial und/oder äolisch ausgeräumt.

Reste einer Nordwärtserstreckung von Dünensand konnten im Feld nicht aufgefunden werden. Lediglich in der Mirabib-Höhle, etwa 25 Kilometer nördlich des rezenten Ergs, wurden rötliche Sande gefunden, deren Herkunft auf den Erg deutet (vgl. SANDELOWSKY 1977: 246). Dabei handelt es sich aber zu drei Vierteln um die Feinsand-Fraktion und um 7% Schluff und Ton (SANDELOWSKY 1977: 244), so daß auf eine gewisse Transportsortierung geschlossen werden kann. Mirabib wurde vermutlich nie von Dünen erreicht. Ein sicherer Beleg für eine Ausdehnung des Ergs auf die Fläche nördlich des Kuiseb liegt also anders als für das Tal selbst nicht vor.

Der Proto-Erg als älteste Sandprovinz:

Die am Anfang des Kapitels aufgelisteten Beobachtungen beziehen sich ausschließlich auf die Dünen-Namib über der Hauptkrustenfläche. In der Problemansprache von Kap. 4.1.1 wurde bereits angedeutet, daß eine große Anzahl von Autoren von der Existenz eines tertiären Vorläufer-Namib-Ergs („Proto-Namib“) überzeugt sind oder waren. Genannt wurden die paläoklimatisch-ozeanologischen Befunde, die eine Proto-Namib vor dem Endmiozän ausschließen. Ein Hauptargument für dieses zweite, anschließend durch „fluviale Planation“ (HEINE & WALTER 1994: 238 in Anlehnung an MARTIN 1950, GOUDIE 1972, BARNARD 1973, SELBY 1976, OLLIER 1977, 1978 und BESLER 1980) eingeebnete äolische Stockwerk (*Tsondab Planation Surface*), war die Tatsache, daß mit Ausnahme der Nordwestecke (BESLER (1977: 36) in nahezu deckungsgleicher Verbreitung

unter dem rezenten Erg ein überwiegend äolischer Arenit (STAPFF 1887: 206; „Namib-Sandstein“ nach BESLER & MARKER 1979; „Tsondab-Sandstein“ nach OLLIER 1977) vorkommt. Dieser Sandstein wurde von WARD (1987) detailliert stratigraphisch beschrieben und in sechs Faziestypen eingeteilt (Tab. 22):

Stratigraphie des sog. Tsondab-Sandsteins nach WARD (1987), erweitert						
Fazies	Name	maximale Mächtigkeit	Typlokalität	Lithologie/Struktur	Deutung	vermutetes Milieu
F	<i>Zebra Pan Carbonate Member</i>	3 m	Kamberg-Fläche südl. der Gaubmündung zum Kuiseb (nur Lokalvork.)	massive bis fein laminierte Carbonatablagerungen mit ca. 80% Dolomit und 20% Calcit; 6 Horizonte: ein Horizont gipsverkrustet, geringe Quarzanteile, Algenstrukturen	Pfannen- oder Playaablagerung (WARD); vielleicht (ephemere) Seen (?)	feuchter als heute (gleich nicht Endseeablagerungen am Sossusvlei)
E		50 m	Kamberg-Mesa, Karpfenkliff	Quarz-Arenit: carbonatverbackene weißlich-gräuliche oder rötliche Sande (gleichen rezenten Kuisebsanden), fluvial geschichtet, Wurzelröhren	Fluviales Äquivalent zu äolischen Fazies-C-Sanden (WARD); aufbereitete ältere Ablagerungen	feuchter als heute bis ähnlich wie heute
D		45 m	Dünenal ca. 10 km westl. Gobabeb, südl. Sobeb	Quarz-Arenit: carbonat- und gipszementierte rötlich-braune Sande, Vorkommen nur westlich Harubes in der Dünen-Namib	Aufbereitetes Material von Fazies C, Sandschilde, Dünen	trocken, ähnlich wie heute in der West-Namib
C	<i>Typical Tsondab Sandstone</i>	mindestens bis 70 m	Kamberg-Mesa (WARD)	Quarz-Arenit: verfestigte, nur fleckhaft carbonatinkrustierte, rötlich-braune, kreuzgeschichtete Sande, Vorkommen südlich des Kuiseb	Äolisches Sediment mit Dünenstrukturen (keine Draa)	trocken, vergleichbar mit heutigem Milieu oder trockener
B		10 m	Dünen-Namib südlich von Gomkaeb	Konglomerat, Quarz-Brekzie: carbonatverbackene Gerölle aus Gangquarzen mit hohem Sandanteil, Vorkommen nur lokal zwischen Gomkaeb und Harubes	fluviales Basalkonglomerat (Kolluvium)	feuchter als heute (beträchtlicher Schottertransport)
A	<i>Gomkaeb Basal Breccia Member</i>	3 m	Gomkaeb, Kamberg-Mesa, Karpfenkliff	Basale Quarz-Brekzie: ähnlich wie Fazies B, jedoch weniger gerundete Schotter	Lithosolrelikt auf Rumpffläche (ging Dünenbildung voraus)	semi-aride bis sub-aride Bodenbildung

Tabelle 22: Stratigraphie des Tsondab-Sandsteins nach WARD (1987: 10-15), ergänzt durch Milieuaussagen.

Drei dieser Faziestypen, Fazies A, C und D, repräsentieren den typischen Namib-Sandstein, wie er von BESLER & MARKER (1979) an der Typlokalität Tsondab Vlei beschrieben wurde. Dabei handelt es sich um verfestigte, kreuzgeschichtete Dünensande (Fazies C) mit einer Basalbrekzie (Fazies A) auf dem panafrikanischen Rumpf, teilweise in einer wiederaufbereiteten Form (Fazies D). Lokal kommen auch Konglomerate mit Klasten aus fluvialen Geröllen vor (Fazies B). Die Basalbrekzie und die Konglomerate von Fazies A und B enthalten auch Klasten aus den liegenden Damaragesteinen, v. a. Gangquarze. Ihre Entstehung liegt zeitlich vor der Schüttung der Dünensande von Fazies C und D. WARD (1987: 13) interpretiert sie als Regolith-Relikte oder Paläoböden (Lithosole), wie sie z. B. auch heute auf dem Hochland entwickelt sind. Dabei handelt es sich um restabilisierte Restböden, bei denen der Abtrag zeitweise höher war als die Bodenneubildungsrate. Sie sind damit typisch für ein semi-arides Milieu, das von einer/mehreren Dünenbildungsphase(n) gefolgt wurde.

An verschiedenen Aufschlüssen können im Hangenden von Fazies C auch gering mächtige Straten fluvialer Formung und verkalkte Wurzelröhren beobachtet werden, die auf eine zeitweise fluviale Aktivität im Anschluß an den Wüstenzeitraum schließen lassen. Fazies E ist dagegen eindeutig ein mächtiges fluviales Sediment aus insgesamt sehr ähnlichen aber besser gerundeten Sanden (vgl. BESLER 1996: 82f). Dieses Sediment wurde nach WARD (1987: 12) nur im Proto-Kuiseb-Tal gefunden und impliziert fluvialen Input aus dem Escarpmentbereich. Es enthält häufig und durchgängig Relikte von Paläobodenbildungen und Bänder aus dichtem fossilisiertem, kalzifiziertem Wurzelgeflecht, die in Anschnitten herauspräpariert wurden (Kap. 4.2.2; vgl. Tafel 7, Fotos 4+5).

Hangend zu den Typen C und E definiert WARD (1987: 12) eine carbonatreiche, sandarme Fazies F als fossile Playa- oder Pfannenablagerungen. Es ist dabei unklar, ob diese sich generell innerhalb der arenitischen Sedimente befinden, oder nur Oberflächenbildungen darstellen. Vermutlich kommt beides vor, denn Pfannen in Dünentälern können von mobilen Sanden überdeckt sein. Die Typlokalität westlich der Kamberg-Kette ist jedoch eine Oberflächenbildung und könnte daher auch genetisch zur Hauptkalkkruste gehören. Der genaue Status von Fazies E und F bleibt trotz der detaillierten Aufnahmen von WARD (1987) unklar. Sicher ist aber, daß zumindest Fazies E nicht zum äolischen Stockwerk und auch nicht zu einem hypothetischen äolischen Proto-Stockwerk gehört(e). Hierauf wird deswegen bei der Abhandlung des fluvialen Reliefs eingegangen.

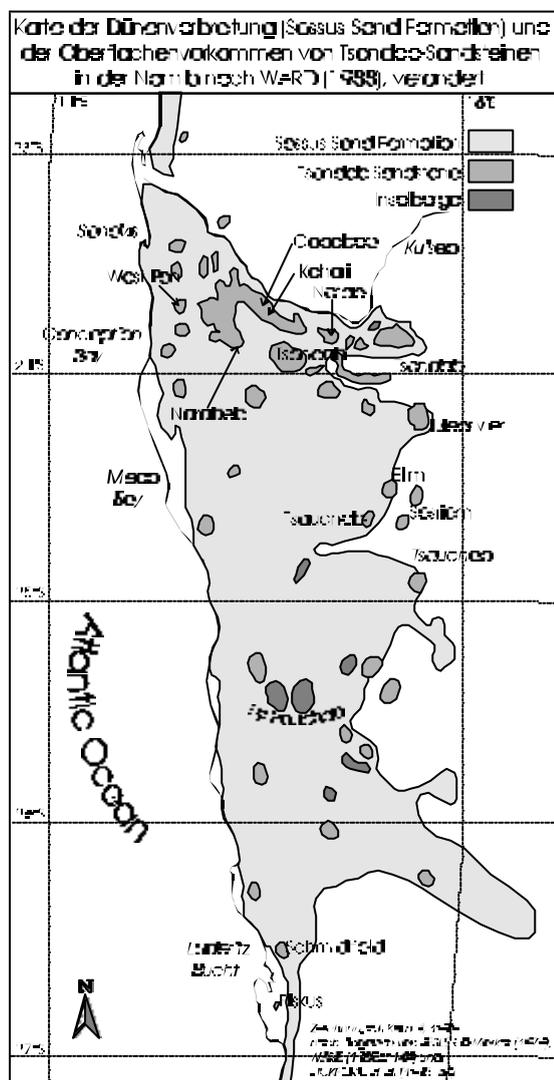
Korngrößenparameter, Kornbeschaffenheit, Verteilungsmuster des Schwermineralgehalts, Farbe und Patina des eigentlichen Tsondab-Sandsteins (bzw. seiner Klasten) weisen nach BESLER (1991: 107, 1996: 83), PFEIFFER (1991) und BESLER & PFEIFFER (1993) auf eine sehr große Ähnlichkeit zu den heutigen Ergsandsteinen hin. Deshalb ist mit großer Sicherheit anzunehmen, daß der Tsondab-Sandstein die wichtigste Quelle für die Sande der Draa darstellt. Es wird von einer reaktivierten Dünenwüste gesprochen. Den wahrscheinlichen Ursprung der Quarzsande des Tsondab-Sandsteins sehen BESLER & PFEIFFER (1993: 22) im mesozoischen Etjo-Sandstein der Karoo-Serie, dessen südlichste (stark silifizierter) Vorkommen heute auf dem Gamsberg und der ehemaligen Farm Naukluft (24°11'11"S, 16°13'25"E) liegen. BESLER (1996: 83) ermittelte ein in weiten Teilen übereinstimmendes Schwermineralspektrum in Etjo-Quarzit (Anmerkung 1, S. 265) und Tsondab-Sandstein.

Eine absolute Altersdatierung für die Sedimentation des ursprünglichen Quarz-Arenits liegt nicht vor. WARD et al. (1983) und WARD (1987: 15) nehmen ein paläogenes (alt- bis mittel-tertiäres) Alter an. WARD & TELLER (1989: 24) postulieren einen Zeitraum von 55-20 Ma BP für den Proto-Erg. BESLER (1991: 109) und BESLER & PFEIFFER (1993: 8) legen sich auf das Oligozän für

die Bildung der hypothetischen Proto-Namib fest. Nach den Ausführungen von Kap. 4.1.1 geben jedoch die ozeanischen Befunde keinen Hinweis auf oligozäne Aridität. Zudem ordnen SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 118) die terminale Ausbildung der Haupttrumpffläche in den gleichen Zeitraum, was ein feuchtes Milieu impliziert.

Der Tsondab-Sandstein gilt nach DICKINSON & WARD (1994: 226) als sehr fossilarm und ermangelt an stratigraphischen Markern und Leithorizonten. PICKFORD et al. (1995) legen allerdings Ansätze einer bislang kaum beachteten Biostratigraphie auf der Basis von Fragmenten fossiler Straußeneierschalen vor, die aus unterschiedlichen Sandstein-Lokalitäten stammen sollen. Die Fossilfunde erbrachten fast ausschließlich Arten aus dem Zeitraum Miozän-Quartär. Nur eine einzige Art,

Namornis oshanai, wurde (provisorisch) ins Prä-Miozän eingeordnet. Genau diese Species ist allerdings vom Erstbeschreiber SAUER (1966: 17) als *Struthio oshanai* dem post-miozänen (plio-pleistozänen) Genus *Struthio* zugeschrieben worden, obwohl ihre Schalendicke signifikant höher ist, als bei anderen *Struthio*-Arten (SAUER 1968, PICKFORD et al. 1995: 88). Die Lokalität des Holotyps liegt nach SAUER (1966: 4) nicht im Tsondab-Sandstein, sondern in einem Bohrloch der Beiseb-Vlakte (Nord-Etoscha). Möglicherweise stellt sie ein Fossil der Beiseb-Formation (Kap. 4.6.1) dar, deren Alter unklar ist (End-Tertiär? Alt- bis Mittelpleistozän?). Die von PICKFORD et al. (1995: 87) untersuchten Lokalitäten sind für den Bereich des eigentlichen Tsondab-Sandsteins zwischen Koigab und Kuiseb (Karte 23) in Tab. 23 aufgelistet.



Karte 23: Verbreitung von Sanden und Tsondab-Sandstein in der Dünen-Namib nach BESLER & MARKER (1979) u. a.. Genannt werden zusätzlich die Fundlokaltäten von fossilen *Struthioniformes*-Eierschalen nach PICKFORD et al. (1995: 86f).

Lokalität	Sediment/Position	Species	vermutetes Alter	Anmerkung
Dieprivier	Äolianit	<i>Namornis/Struthio oshanai</i>	Prä-Miozän ?	Status des Fossils unklar
Dieprivier	„Deflationsoberfläche“	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Elim Gullies	Äolianit	<i>Namornis/Struthio oshanai</i>	Prä-Miozän ?	Status des Fossils unklar
Elim	„Deflationsoberfläche“	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Elim	Lockersand	<i>Struthio camelus</i>	Quartär	
Fiskus	Äolianit	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Gobabeb	Äolianit	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Kahari		<i>spec. indet.</i>		8 km südl. von Gobabeb
Kolmanskop	Äolianit	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Narabeb		<i>spec. indet.</i>		
Natab		<i>Struthio camelus</i>	Quartär	13 km östl. von Gobabeb
Sesriem	„Deflationsoberfläche“	<i>Struthio camelus</i>	Quartär	
Sesriem	„Deflationsoberfläche“	<i>Struthio camelus</i>	Quartär	nördl. der Windpumpe
Sesriem	Äolianit	<i>Diamantornis wardi</i>	Miozän ?	es ist unklar, ob es sich tatsächlich um einen Äolianit handelt
Schmidtfeld	Äolianit	<i>Diamantornis wardi</i>	Miozän ?	
Tsauchab	Äolianit	<i>Diamantornis laini</i>	Miozän ?	
Tsauchab	hangender Äolianit	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
Tsauchab	„Deflationsoberfläche“	<i>Struthio camelus</i>	Quartär	
Tsauchab 3	Äolianit	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	
West Pan	Äolianit ?	<i>Struthio daberasensis</i>	Post-Miozän	50 km südl. Rooibank

Tabelle 23: Im Bereich des Tsondab-Sandsteins vorkommende Fundstätten von fossilen Straußeneierschalen nach PICKFORD et al. (1995: 87). Mit Ausnahme zweier Lokalitäten, deren biostratigraphisches Alter als prä-miozän vermutet wird, decken die Funde die Zeitspanne zwischen Miozän und Quartär ab. PICKFORD et al. (1995: 87) listen weitere Lokalitäten im südlichen Diamanten-Sperrgebiet auf (Daberas, GP Pan, Karungarab, Obib und Rooilepel), deren Ensembles eine identische Alterseinstufung erlauben. *Namornis oshanai* ist, außer aus der Typlokalität (SAUER 1966), von keinem weiteren Fundort bekannt. Dort wurden sie allerdings in weißen Sanden bei -35 m unter GOF (Beiseb-Formation) gefunden (Kap. 4.6.1).

Berücksichtigt man die beiden Lokalitäten mit den fragwürdigen *Namornis oshanai* nicht, so ergibt sich eine deutliche Tendenz einer Alterseinstufung um die Miozän-Pliozän-Wende, also in den Zeitraum, welcher für den Abschluß der Tieferlegung der Haupttrumpffläche angenommen wird. Für eine alttertiäre Einstufung fehlen jegliche Belege.

Daraus ergeben sich erhebliche Interpretationsprobleme für die Abfolge der Reliefgenerationen in Verbindung mit dem Tsondab-Sandstein, sollten die jüngsten Äolianite, wie durch die Biostratigraphie belegt, ins (frühe oder mittlere) Pliozän gestellt werden. Eine Aussage über den Beginn der Paläo-Dünenbildung könnte nicht gegeben werden, sondern nur ein *terminus ante quam* für den Tsondab-Sandstein (Pliozän). Bei Annahme dieser zeitlichen Obergrenze ergeben sich chronologische Einstufungsprobleme für die u. g. Post-Tsondab-Reliefgenerationen, denn nach der Paläo-Ergschüttung erfolgte noch die diagenetische Verfestigung der Dünensande und ihre Einebnung (Einrumpfung) mit der zugehörigen Bodenbildung (s. u.), die Fossilierung der Bodenbildung und Kalzifizierung von Wurzelröhren und die partielle Überdeckung mit den sog. Karpfenkliff-Konglomeraten sowie Kamberg-Calcrete. Des weiteren folgte die Kappung des Randstufenanschlusses durch Ausbildung einer Achterstufe am Ostrand des Paläo-Ergs mit der Pedimentierung (Post-HR-1-Fläche),

mindestens eine Einschneidungsphase und schließlich Ausbildung und Fossilierung der Draa-Systeme sowie Ausbildung von jüngeren Dünenkörpern. Obwohl möglicherweise einige dieser Generationen parallelisiert werden können, erscheint dafür der Zeitraum seit dem mittleren Pliozän zu kurz.

Es erscheint demnach schlüssiger, die endmiozän-frühpliozänen Fossilien im Zusammenhang mit der Kappung des Tsondab-Sandsteins zu sehen, als mit seiner Bildung. Leider wird bei PICKFORD et al. (1995) die Fazies der Fundumgebung nicht genau angegeben (im Sinne der Faziestypen von Tab. 22). Es ist daher möglich, daß die Fossilien aus im Zuge der Flächenbildung oder Einschneidung umgelagerten Straten stammen. Dafür spricht auch die Ansicht, wonach große Laufvögel (den Angaben zufolge noch weit größer als heutige Strauße) nur schwer mit einem extremen Dünenwüstenhabitat in Verbindung zu bringen sind. Es wird von den meisten Autoren darauf hingewiesen, daß der angenommene Paläo-Erg der heutigen Dünen-Namib sehr ähnlich war. Das Vorkommen hoher Dünenkörper ist anhand der kreuzgeschichteten, bis über 30° geneigten Straten am Aufschluß Dieprivier leicht nachzuvollziehen.

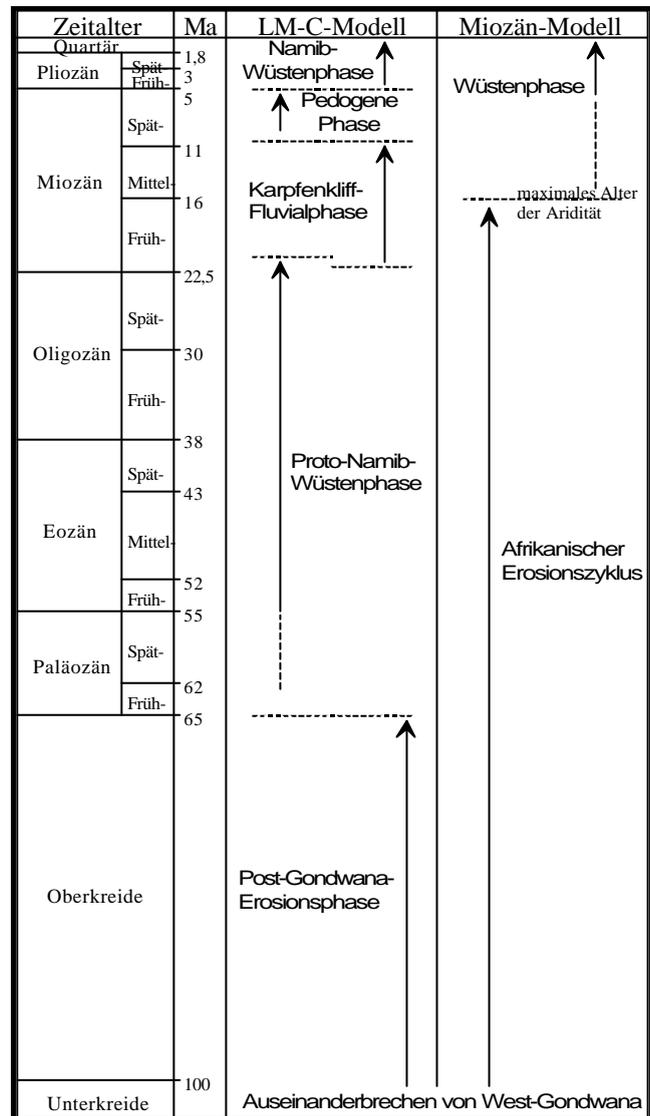
Die Existenz der o. g. umgelagerten Faziestypen im hangenden Tsondab-Sandstein konnte im Feld mehrfach bestätigt werden. So zeigt z. B. ein sehr typischer Aufschluß auf Farm Elim bei Sesriem (Karte 23) zwei durch eine deutliche Winkeldiskordanz getrennte Sedimentpakete mit Kreuzschichtung im Liegenden und horizontalen Straten im Hangenden (Fotos u. a. bei WARD 1988a: 148 + 151, Fig. 3 + 8). Meist werden die horizontalen Schichten als Ablagerungen eines Zwischendünenbereichs oder Längsdünentals interpretiert und damit eine konkordante Schüttung angenommen. Dem steht allerdings entgegen, daß sie stets im Hangenden auftreten und u. U. bis über 200 m, zumindest aber aufgeschlossene 20-50 m kreuzgeschichtete Sandsteine überlagern. Es ist daher viel wahrscheinlicher, daß die horizontalen Straten als jüngere Umlagerungsfazies zu interpretieren sind, wofür nachdrücklich auch die Winkeldiskordanzen sprechen. Es sind die mio-pliozänen Fossilien mit der postgenetischen Umlagerungsfazies zu erklären, die die Einrumpfung des Tsondab-Sandsteins begleitet. Auch an der Typlokalität des Tsondab-Sandsteins, nordöstlich des Tsondab-Vleis (BESLER & MARKER 1979) und an der Dieprivier-Stufe (Tafel 8, Fotos 2 + 3) sind diese horizontalen Straten gut ausgeprägt.

Die Hypothese der extrem langen ariden Geschichte der Namib auf Basis der Existenz des für alt- oder mitteltertiär erachteten Tsondab-Sandsteins wurde von WARD & CORBETT (1990) im sog. Spätmesozoikum-Känozoikum-Modell (LM-C, *Late Mesozoic-Cainozoic Model*) grundlegend formuliert (Abb. 70). Andere Autoren, wie SELBY (1976: 6), TANKARD & ROGERS (1978), SIESSER (1978, 1980), TANKARD in TANKARD et al. (1982), DINGLE et al. (1983), PART-

RIDGE (1985a/b), TYSON (1986), MAUD & PARTRIDGE (1987, 1989) und PARTRIDGE & MAUD (1987) halten im allgemeinen an der tertiären Stellung des Sandsteins fest, sehen aufgrund ozeanischer und paläoklimatischer Befunde (Kap. 4.1.1) aber keine Möglichkeit der Zuordnung ins Alttertiär. Stattdessen wird die Tsondab-Basisfläche als Fortsetzung der miozänen Zentralnamib-Haupttrumpffläche gesehen. Nach PARTRIDGE & MAUD (1989: 14) kann dann der hangende Tsondab-Sandstein nur jünger als ca. Mittelmiozän sein.

„Analysis of altitudinal relationships and the preservation of silcrete and deep weathering profiles in the southern Namib provides unequivocal evidence that the surface underlying the ancient dunefield represented by the Tsondab-Sandstone of the Lüderitz-Walvis Bay zone is the Post-African I erosional surface. Hence the Tsondab aridification cannot predate the middle Miocene.“
 MAUD & PARTRIDGE (1989: 14)

Abbildung 70: Gegenüberstellung des Spätmesozoikum-Känozoikum-Modells (LM-C) und des Miozän-Modells zur Entwicklung der Namib nach WARD & CORBETT (1990: 20) in relativer zeitlicher Auflösung. Das LM-C-Modell geht von einem überwiegend ariden Tertiär aus, lediglich unterbrochen von einer miozänen Feuchtphase mit fluvialen Sedimenten und einer pedogenen Phase mit Kalkkrustenbildung. Das Miozän-Modell lehnt sich dagegen eng an die ozeanischen und paläoklimatologischen Befunde vom namibischen Schelf an und sieht das höchstmögliche Alter der Namib in der Etablierung des Benguela-Auftriebssystems im Endmiozän (vgl. Kap. 4.1.1).



Stattdessen wird eine zeitliche Stellung im Obermiozän bis Unterpliozän vorgeschlagen: „*This platform [die Namib Unconformity Surface als Auflagefläche des Tsondab-Sandsteins] [...] provides a firm terminus post quem [for] the overlying Tsondab Sandstone Formation, which is generally accepted as reflecting arid conditions. It is highly likely that this aridification was, in*

fact, contemporaneous with the conspicuous change evident across the Miocene-Pliocene boundary, [...]“ (MAUD & PARTRIDGE 1987: 341).

Nach dieser Ansicht, die durch die oben erläuterten Funde von PICKFORD et al. (1995) bestätigt werden, müßten dann die auf S. 325 erwähnten Reliefgenerationen, wie Einrumpfung/Einebnung des Sandsteins, die pedogene Kalkkrustenbildung, die Draa-Bildung, die Schwemmfächerschüttungs- und Aufkalkungsphasen (Kap. 4.2.2.1), die tiefe Zerschneidung, die Talterrassensedimentation sowie die jüngere Dünenbildung ins Pliozän und Pleistozän fallen, für die quasi alle Autoren eine progressive Aridität annehmen. Diese Fülle an Reliefgenerationen, die unterschiedlichste Milieubedingungen repräsentieren und deren morphochronologische Abfolge in Kap. 7 möglichst detailliert erarbeitet werden muß, spricht aber gegen das Miozän-Modell in Abb. 70. Allein die pedogene Kalkkrustenbildung und die Schüttung der Vorlandschwemmfächer, als eindeutige Post-Tsondab-Reliefgenerationen, werden ja von WARD (1987) ins Miozän gestellt. EITEL (1993, 1994) deutet das Kamberg-Calcrete, das Konglomeratserien und Tsondab-Sandstein überlagert, als Miozän.

Es ergibt sich eine Diskrepanz der in der Literatur publizierten Anschauungen über Alter, Genese und paläoklimatische Deutung des Tsondab-Sandsteins, die es notwendig erscheinen läßt, sowohl dem LM-C-Modell nach WARD & CORBETT (1990), als auch dem Miozän-Modell nach PARTRIDGE & MAUD (1987) den Status von zu überprüfenden Hypothesen zuzuweisen. Es erscheint zunächst sinnvoll, zu untersuchen, welche Rumpffläche die Tsondab-Basis bildet, die ja sehr tiefgründig verwittert ist. Des weiteren sollte überprüft werden, ob sich die sog. *Tsondab Planation Surface* („TPS“ nach OLLIER 1977, s. S. 321) als Rumpffläche einstufen läßt. Zum dritten sollte das Verhältnis der TPS zur jüngeren Vorlandfläche abgeklärt werden.

Die „geomorphologischen Ungereimtheiten“ haben RUST (1996) dazu veranlaßt, die zeitliche Zuordnung des Tsondab-Sandsteins zu revidieren, nachdem ihn bereits OLLIER (1978: 168) in Anlehnung an HAUGHTON (1969: 427) in die Unterkreide gestellt hat. Nach dieser Ansicht ist der Arenit als ein in einer randstufenparallelen Quermulde verbliebener Erosionsrest mesozoischer, also nicht-tertiärer Sedimente anzusehen. Auch BESLER (1991: 103) sieht als Ausgangsbasis der Sandsteinablagerung eine große Mulde. Eine Akzeptanz dieser „Mesozoischen Hypothese“ hätte den Vorteil, daß für alle festgestellten Reliefgenerationen ein genügend langer Zeitraum verfügbar gewesen wäre und das Postulat einer Proto-Namib, für die es in den Schelfsedimenten vor dem Endmiozän keine Hinweise gibt, nicht notwendig wäre. Außerdem wäre es nicht notwendig, die Einebnung des Proto-Ergs durch einen Prozeß der „fluvialen Planation“ zu erklären, dessen Wirk-

samkeit bereits in Kap. 4.2.1.1 (S. 200f) bezweifelt wurde. Auch zu den in Kap. 3 dargelegten paläoökologisch-biogeographischen Argumenten würde eine mesozoische Wüstenphase passen.

RUST (1996) stellt beim Tsondab-Sandstein enge Parallelen zu den Sandsteinen der basalen Etjo-Formation fest. Für die Identität beider Sedimente sprechen nach RUST (1996):

1. die regionale Einmaligkeit des Tsondab-Sandsteins im vorgeschlagenen alt- bis mitteltertiären Zeitrahmen (der LM-C- und der Miozän-Hypothesen),
2. die Übereinstimmung des Schwermineralspektrums beider Sandsteine,
3. die exakt gleiche Morphoposition vergleichbarer Arenite mit Vollwüstenfazies im südwestlichen Afrika und Südamerika zwischen Diskordanzfläche des präkambrischen Grundgebirges und Haupttrumpf- bzw. Hauptkrustenfläche,
4. die Nicht-Vereinbarkeit mit der Regelmäßigkeit, daß äolisches Stockwerk mit Existenz der Randstufe räumlich vergesellschaftet ist (RUST 1989: 121), was für das Alt- und Mitteltertiär nicht gültig gewesen sein kann, da in diesem Zeitraum die Tsondab-Kappungsfläche entstanden sein soll.

Zudem entspricht das Gesamtgefälle der Tsondab-Fläche (TPS) zum Vorfluter hin genau dem Gefälle der Haupttrumpffläche nördlich des Kuiseb, was ebenfalls als Indiz für die Identität beider Flächen gewertet werden kann.

Ein weiteres, bisher völlig unbeachtetes Indiz spricht ebenfalls eher für eine mesozoische Einstufung der Namib-Sandsteine, als eine tertiäre - nämlich das Fehlen jeglicher Nachweise von Flutbasalten im Liegenden der Sandsteine. Bei Annahme einer alt- bis mitteltertiären Sandwüste, die sich in einer Synklinalform entwickelt hat (BESLER 1991: 103), wäre zu erwarten gewesen, daß sich ähnlich wie im nördlichen Namibia mesozoische Sedimente oder Vulkanite erhalten haben. Andernfalls wären z. B. die nach MARTIN (1961) evtl. kilometermächtigen jurassischen und kretazischen Gesteine (Etjo-Sandstein, Flutbasalte), die das südwestliche Afrika vor und während des Auseinanderbrechens von Gondwana weitgehend überdeckt haben sollen, bereits in der Oberkreide oder im ältesten Tertiär wieder vollständig ausgeräumt gewesen, denn die Prä-Tsondab-Basisfläche schneidet ja die präkambrischen Damara- oder Prä-Damara-Serien (s. Punkt 3.). Alle bekannten Bohrlochprofile geben keinen anderen Hinweis als „Sandstein über Präkambrium“ und selbst RANGE (1928), der große Teile der Dünen-Namib durchwandert und die Ausstriche des Basements und des Damara an der Küste untersucht hat, konnte keine anderen Belege vorlegen.

Viel wahrscheinlicher als eine tertiäre Einstufung ist daher, daß sich Etjo- und Etendeka-/Kalkrand-Formationen (oder Teile davon) nie im Liegenden der Tsondab-Sandsteine befunden haben, sondern

im Hangenden. Wie im gesamten Rest Namibias hätte dann die Zeit bis mindestens zum mittleren Miozän für den Abtrag der mesozoischen Gesteine zur Verfügung gestanden. Daß diese Zeit nicht ganz ausgereicht hat, könnte das Relikt des Tsondab-Sandsteins unter der Haupttrumpffläche belegen. Für eine solche Sichtweise sprechen einige Indizien in der Struktur der Tsondab-Sandsteine. So erwähnt BESLER (1996: 82) das vereinzelte Vorkommen von Vulkaniten, Pyroxenen und Zeolith-Kristallen, welche sich typischerweise aus Lösungen von Vulkanoklasten entwickeln. DICKINSON & WARD (1994: 227) haben eisenreiche Smectite festgestellt, typische Verwitterungsprodukte von Basalten. Diese Elemente könnten aus ehemals hangenden Flutbasalten vererbt sein. Voraussetzung für eine Stützung dieser Hypothese wäre allerdings, daß es Indizien für tiefgründige Verwitterung und Bodenbildung auch auf dem Tsondab-Sandstein gibt.

In Tab. 24 werden die wesentlichen Unterschiede der Auffassungen gegenübergestellt. Daraus wird ersichtlich, daß die meisten objektiven Belege für die Miozän-Hypothese sprechen. Berücksichtigt man aber das Vorhandensein der o. a. Umlagerungsfazies, so widersprechen diese auch der Mesozoikum-Hypothese nicht. Dagegen widerlegt das Vorkommen von end-miozänen und pliozänen Fossilien in bestimmten Faziestypen, die von WARD (1988) zum angeblich frühtertiären, als Tsondab-Sandstein bezeichneten Sediment gerechnet werden, die LM-C-Hypothese nachdrücklich.

	Miozän-Hypothese	LM-C-Hypothese	Mesozoikum-Hypothese
Literatur	MAUD & PARTRIDGE (1987), PARTRIDGE & MAUD (1987, 1989)	WARD (1987), WARD & CORBETT (1990)	RUST (1996)
Alter des Tsondab-Sandsteins	Mittel- bis Spätmiozän, evtl. Pliozän	Paläozän bis Oligozän	Mesozoisch (jurassisch oder unterkretazisch?)
Belege für Alterseinstufung	Schelfsedimente, Biostratigraphie nach PICKFORD et al. (1995)	keine	Schelfsedimente
Tsondab-Basisfläche	Post-African-I-Surface, Haupttrumpffläche	African Surface	Etjo-Basis (Damara-Rumpf)
Tsondab-Fläche („TPS“)	pliozäne „Planationsfläche“	frühmiozäne „fluviale Planationsfläche“	Rumpffläche (Haupttrumpffläche)
Vorlandfläche	endpliozän-altpleistozäne „Planationsfläche“ (?)	endmiozäne (?) „fluviale Planationsfläche“	Rumpffläche (Post-HR-1-Fläche)
Bedeutung des Tsondab-Sandsteins für känozoische Klimaentwicklung	Beleg für endmiozän-frühpliozäne Dünen-Namib	Beleg für alt- bis mittel-tertiäre Proto-Namib	keine
Alter der Aridität	Mittelmiozän	Paläozän, unterbrochen durch miozäne Fluvial- und Bodenbildungsphasen	Mesozoikum, in Oberkreide und Tertiär unterbrochen durch Feuchtklima

Tabelle 24: Gegenüberstellung einiger Charakteristika von Miozän-, LM-C- und Mesozoikum-Hypothesen.

Ein wichtiger Unterschied der Miozän- zur Mesozoikum-Hypothese ist in der Einstufung der TPS zu sehen; denn bei ersterer soll es sich um eine „Planationsfläche“ handeln (ohne Bodenbildung), bei

letzterer um eine echte Rumpffläche, für die eine Ausbildung von Verwitterungsprofilen unumgänglich ist. Bei den Untersuchungen im Bereich des Tsondab-Sandsteins sollte in Konsequenz der Vorüberlegungen v. a. geklärt werden, ob sich auf der Dachfläche des Tsondab-Sandsteins Relikte autochthoner Böden nachweisen lassen. Die Feldskizze von Abb. 71 zeigt vereinfacht, daß im Bereich der Dieprivier-Stufe solche Reliktprofile flächenhaft erhalten sind. Sowohl die Stufe selbst, als auch kleinere, obsequente Erosionsrinnen schließen carbonatisierte Verwitterungsrelikte auf (Tafel 8, Foto 3).

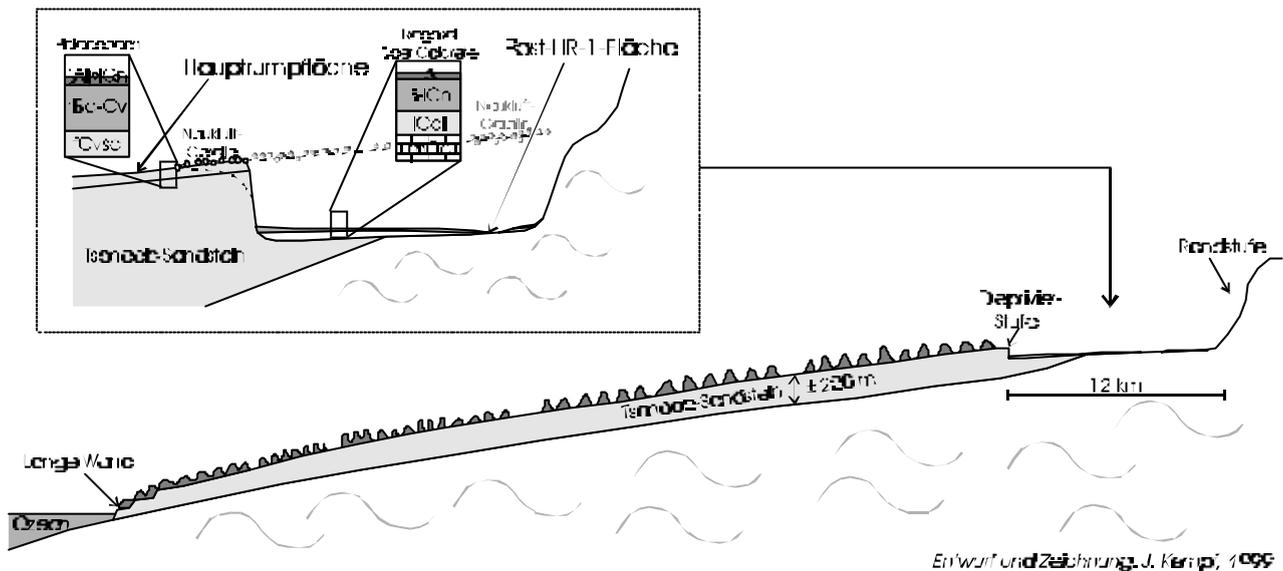


Abbildung 71: Feldskizze zur Morphoposition des sog. „Tsondab-Sandsteins“ zwischen Randstufe und Atlantischem Ozean auf Breite der Dieprivier-Achterstufe. Der Sandstein wird von einer stellenweise gut erhaltenen Paläobodenbildung mit kolluvialen Horizonten und einer fluvialen Fazies abgeschlossen. Der Saprolit der Post-HR-1-Fläche (hier: Vorlandfläche) ist fast vollständig von einer bankartigen, harten Kalkkruste bedeckt, die zum Hangenden in noduläres Calcrete übergeht. Die Bodenbildung beschränkt sich dort auf junge, rohe Regosole aus einer dünnen Flug- oder Schwemmsanddecke.

Bei diesen Paläoböden handelt es sich um bis zu 4,50 m mächtige fossile Rotplastosole, die postgenetisch recarbonatisiert wurden. Die mikroskopische Betrachtung des Substrats zeigt eine starke bis sehr starke Anlösung vieler Quarzklasten des fBj-Horizonts. Beträchtliche Anteile der leuchtend roten Tonfraktion sind noch erhalten. Hangend zum fBj-Horizont finden sich Relikte einer postgenetischen Verbraunung. Letztere enthalten, ebenso wie die oberen Partien des liegenden Plastosols eine Vielzahl von carbonatisierten Rhizom- und Wurzelröhren (*Pedotubuli*), von denen manche Formen nach SEELY & MITCHELL (1986: 112) als Reste von Termitenbauten gedeutet werden können. Die *Pedotubuli* stehen dabei offenbar nicht in genetischem Zusammenhang mit der Plastosolbildung, sondern mit dessen postgenetischer Aufmineralisierung.

Da die leichte Verbraunung und die Wurzelhorizonte auch über verlagerte, horizontal stratifizierte Plastosolkolluvien (der sehr flachen Tiefenlinien der Dachfläche) hinweggehen, ist anzunehmen, daß der Aufmineralisierung eine Erosionsphase voranging. Diese hat den autochthonen Plastosol in nicht

bekanntem Ausmaß gekappt. Rezent sind die polygenetischen Profile durchgängig carbonatisiert (Bindemittel Calcit, Dolomit). Horizontale Straten schuppen in bis zu mehreren Zentimetern breiten Schalen ab. An der Oberfläche wird klastisches Material (angeätzte Sandkörner, Schluff und Ton) freigesetzt, das bei Durchfeuchtung die Konsistenz einer schmierigen, amorphen Masse annimmt (Farbe 2,5YR 2,5/4).

Innerhalb dieses Bodens konnte nahe der Westgrenze von Farm Dieprivier ein an der Unterseite mit Lamellen-Calcrete überzogener, paläolithischer Faustkeil aus ortsfremdem (silifiziertem) kristallinem Kalkstein gefunden werden, der dem Acheul-Komplex zuzuordnen ist (Kap. 6). Zusätzlich wurden auf der Tsondab-Dachfläche (Farmen Dieprivier, Weltevrede, Escourt, Kasupi) eine Vielzahl von Fundstellen des frühen *Middle Stone Age* (MSA) entdeckt, die aber - im Gegensatz zu dem Acheul-Artefakt - nicht eindeutig in Bezug zur letzten Bodenbildung gesetzt werden konnten. Stattdessen weist das MSA hier keine Carbonatverkrustungen auf und ist lediglich in die obersten Profilmillimeter oder die Deflationsoberfläche eingebettet (Tafel 8, Foto 4). Es ist zwar wahrscheinlich, daß das MSA-Milieu sich vom rezenten erheblich unterschieden hat, aber pedologische Beweise dafür liegen nicht vor.

Die MSA-Artefakte wurden an den Fundorten im Tsondab-Bereich ganz überwiegend aus dunkelrotbraunem Silcrete unbekannter Herkunft gefertigt. Da aber neben retuschierten Werkzeugen auch unbearbeitete Abschlüge, große Kern- und Hammersteine relativ häufig vorkommen, ist sehr wahrscheinlich, daß - wie bei den namibischen Fundstätten üblich - die Rohmaterialquelle (Silcrete, silifizierte Sandsteine) aus der näheren Umgebung der Werkstätten stammen. Es ist möglich, daß der Tsondab-Sandstein, ähnlich dem Waterberg-Sandstein, stark silifizierte Schichten enthält, die als Rohstoff für die beträchtliche Menge an Werkzeugen gedient haben könnten. Vergleichbare Artefakte hat MARTIN im Jahr 1955 auf einer Kalkterrasse unterhalb der Dieprivier-Stufe gefunden¹ (VOGELSANG 1998: 225). So bietet lediglich das Acheul-Artefakt einen sicheren *terminus ante quam* für die jüngste Bodenbildung auf dem Paläoboden des Tsondab-Sandsteins und einen *terminus post quem* für die Carbonatisierung der obersten Bodenhorizonte, die im MSA bereits abgeschlossen war.

Es wird davon ausgegangen, daß die originäre Plastosolbildung, die Profilkappung, die Aufmineralisierung und die Carbonatisierung der Pedotubuli in die Zeit vor Ausbildung der Achterstufe zu setzen ist, als noch Rückhanganschluß zur Randstufe bestand. Angenommen wird der Zeitraum zwischen

¹ Die Fundstücke MARTINs befinden sich im Archiv der Gesellschaft für Wissenschaftliche Entwicklung (Museum Swakopmund); ihr Rohmaterial ist ebenfalls Silcrete und silifizierter Sandstein, seltener Quarz

der (finalen) Bildung der Haupttrumpffläche und dem erneuten Beginn der Vorlandtieferlegung (Post-HR-1-Fläche), sofern die Stufe nicht tektonisch entstanden ist (wofür keine Anzeichen vorliegen). Bestätigt wird dies durch die Tatsache, daß in den ehemaligen Spülmulden der Dachfläche eine große Anzahl von sehr gut gerundeten (aber durch Taurillen angelösten) Naukluft-Gerölle gefunden wurden, die in Verbindung mit der post-pedogenen Erosionsphase zu sehen sind. Auch die Carbonatisierung erfolgte daher vermutlich durch harte Wässer von der Naukluft her. Erst die Stufenbildung hat die Tsondab-Dachfläche soweit fossilisiert, daß die jüngere Bodenbildung lediglich klastisches Material wieder freisetzte.

Interpretiert man den Tsondab-Sandstein als (mesozoisches) Etjo-Äquivalent, so wäre zu erwarten, daß auch hier die nördlich des Kuiseb weithin festgestellte, bereits prä-känozoische chemische Belastung der älteren Gesteinspartien hätte durchgreifen müssen. Die Einstufung des autochthonen Verwitterungssubstrats auf der Tsondab-Dachfläche als Plastosolrelikt läßt den Schluß zu, daß es sich zumindest bei großen Teilen der hangenden Partien um chemisch belastetes, stark durchwittertes Saprolit-Material handelt. DICKINSON & WARD (1989: 7, 1994: 227), BESLER & PFEIFFER (1993: 15f) und BESLER (1996: 82f) haben Dünnschliffe des Tsondab-Sandsteins untersucht und ebenfalls Indizien festgestellt, welche auf beträchtliche Verwitterungsintensität schließen lassen. So weisen die Quarzkörner häufig Ätzdellen, Eisenoxidflecken (Goethit, nach DICKINSON & WARD 1989: 7 auch Hämatit) und Tonhäutchen auf. Die Matrix besteht, neben den postgenetischen Verbackungsmaterialien Calcit und Dolomit, vor allem aus Zeolithen (Phillipsit, Heulandit), also Alumosilikaten (Gerüstsilikate) mit sehr locker gebundenem Kristallwasser und hoher Ionentauschkapazität, sowie aus eisenreichen Smectiten. DICKINSON & WARD (1994: 230) erwähnen das Vorkommen von Lösungsporen und teilweise aufgelösten Quarzkörnern sowie von unbekanntem opaken Silikaten und polykristallinen Quarzen im Sandstein.

Der Schwermineralgehalt des Tsondab-Sandsteins ist mit durchschnittlich 23 % (DICKINSON & WARD 1994: 228) doppelt so hoch, wie bei subrezentem Draa-Sanden der Sossus-Sand-Formation, wobei stellenweise Hornblende mit >15% überwiegt (BESLER & PFEIFFER 1993: 18f, BESLER 1996: 83). Die publizierten Analyseergebnisse sind dabei sehr variabel. Dies deutet an, daß - wie oben vermutet - Faziestypen unterschiedlicher Genese untersucht wurden. So reicht bei BESLER & PFEIFFER (1993: 18) der Gesamtgehalt von Mineralen mit einer Dichte von $\rho \geq 2,86 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ von 0,17 % bis zu 38,2 %, bei DICKINSON & WARD (1994: 228) von 9,3 % bis 20,0 % (bei Sossus-Sanden von 2,0 % bis 24,0 %). Proben mit hohem Hornblende-Gehalt deuten vermutlich fluvialen Input aus dem Randstufenbereich an.

Insgesamt sind die genannten Befunde als typisch für tief verwitterte Sandsteine zu werten. Zusammen mit den (trotz der starken Neigung der äolischen Straten) außergewöhnlich guten Aquifereigenschaften, welche auch Etjo-Sandsteine charakterisieren, ist der Tsondab-Sandstein als stark chemisch verwittertes, im Hangenden regolithisch verfestigtes Gesteinspaket einzustufen, wie es anhand der Kuiseb-Schiefer bereits für die Zentral-Namib festgestellt wurde.

Damit ergibt sich für die Region des Tsondab-Sandsteins ein quasi identischer Ablauf der Boden- und Reliefgeschichte, wie er für die Zentral-Namib nördlich des Kuiseb bisher festgestellt wurde. Es handelt sich um eine Abfolge von:

- Flächenbildung mit tiefgreifender chemischer Verwitterung (Plastosole, Latosole)
- Flächenhafter Denudation großer Teile der Verwitterungsdecken mit geringer Deposition in alten Tiefenlinien (Spülmulden)
- Proximaler Schüttung von Randstufengeröllern und Aufmineralisierung/Carbonatisierung der Reliktsubstrate sowie des Regoliths
- Abschneiden des fluvialen und phreatischen Zustroms (zumindest der hangenden Schichten) durch Achterstufenbildung in Zusammenhang mit Pedimentierung und Tieferlegung
- Bodenreubildung mit carbonatisiertem Reliktboden als Ausgangsgestein (Acheul-Boden)

Die angeführten Argumente werden als so gravierend angesehen, daß die Hypothese der Existenz einer alt- oder mitteltertiären Proto-Namib verworfen wird. Auch die von BESLER & MARKER (1979) angeführten Minimalmächtigkeiten des Namib-Sandsteins von 45-200 Metern und die gemessenen 220 Meter in einem Bohrloch auf Farm Dieprivier (BARNARD 1973) sprechen gegen einen tertiären Erg, zumal die Fazies nach BESLER & PFEIFFER (1993: 22) Rückschlüsse auf mächtige Draa mit breiten Dünentälern nicht zuläßt, sondern auf niedrigere Dünengebiete oder Sandschildflächen hindeutet.

Für die Sedimentation von Sanden solcher Mächtigkeiten, die ja durch Flächenbildung noch erheblich gekappt sind und die Diagenese, dürfte ein relativ langer Zeitraum angenommen werden, der wahrscheinlich mindestens einen beträchtlichen Teil des Alttertiärs eingenommen hätte. WARD & CORBETT (1990: 19) nennen den Zeitraum von Eozän bis Frühmiozän (42-20 Ma). Auch nach einer wohlwollenden Interpretation der maritimen Sedimente wären dafür keine Hinweise vorhanden (s. o.). BESLER & PFEIFFER (1993: 22) beharren aber auf einer „*very long history of the Tertiary proto-erg*“. Lange Zeiträume wüstenhafter Bedingungen sind allerdings bei der Ausbildung des mesozoischen (rhätischen) Gondwana-Wüstengürtels (MAACK 1969) gegeben, wovon neben dem Etjo-Sandstein auch die Botucatú-Sandsteine in Südamerika zeugen. Die gemessenen Mächtigkeiten von über 200 Metern, von denen am Tsondab Vlei nur 60-90 Meter, bei Dieprivier ca. 50 Meter und meerwärts am Kliff der Langen Wand ca. 50-80 Meter aufgeschlossen sind (Abb. 71), be-

stätigen die Muldenlage der Sedimente nachdrücklich. Damit ist die Wahrscheinlichkeit für ein Zutreffen der Mesozoikum-Hypothese (RUST 1996) als höher einzustufen als die eines Zutreffens einer der beiden anderen Hypothesen.

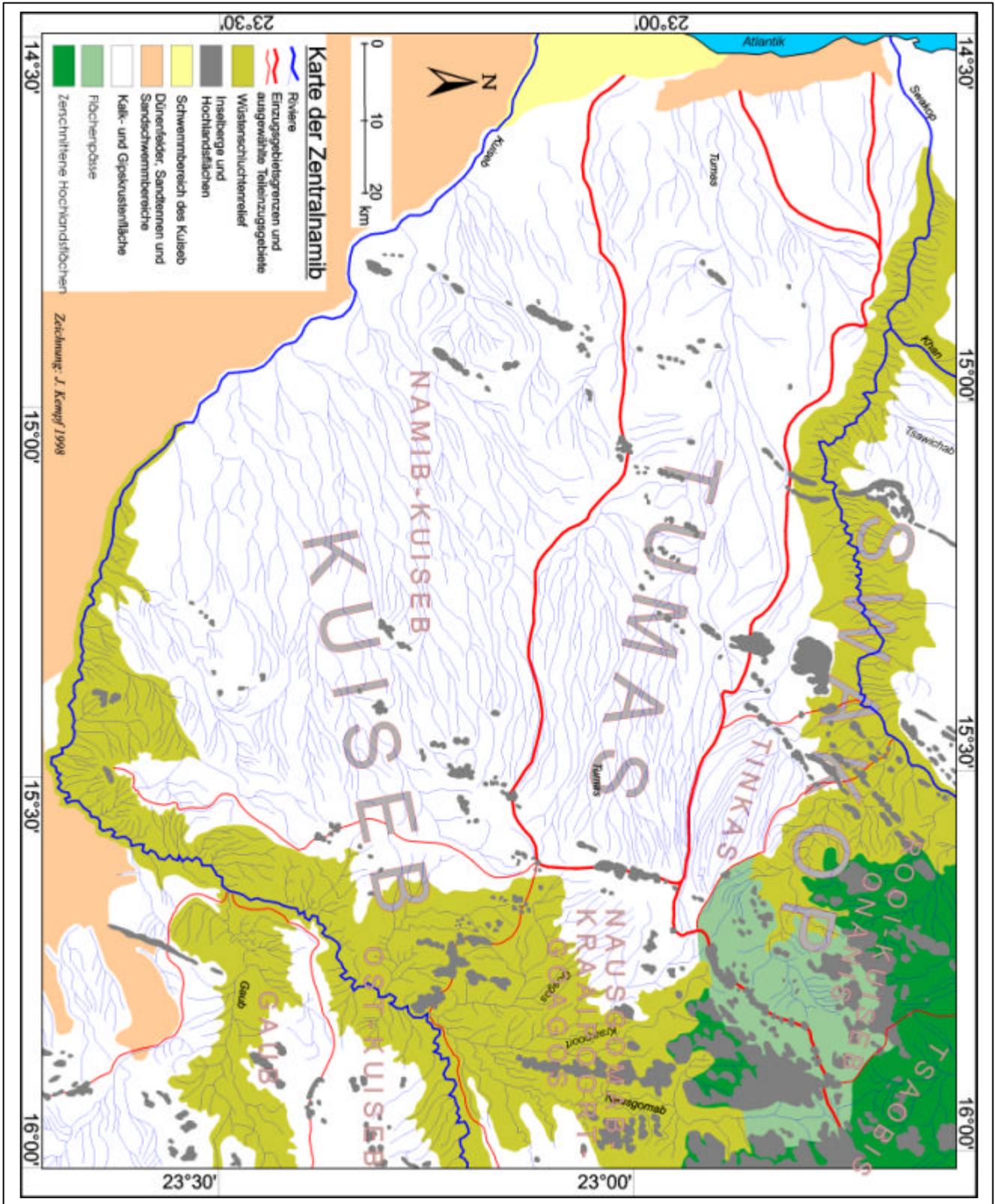
Fazit: Im Zusammenhang mit dem „proto-äolischen Stockwerk“ wurden die beiden morphogenetischen Modelle kritisch überprüft: das LM-C-Modell wurde v. a. wegen seiner Nicht-Korrelation mit den ozeanischen und paläoklimatologischen Befunden, das Miozän-Modell aufgrund der Morphoposition des Schlüsselsediments zu nachfolgenden Reliefgenerationen abgelehnt. Es erscheint sinnvoll, der Interpretation von RUST (1996) zu folgen und die Existenz einer tertiären Proto-Namib infrage zu stellen. Der Tsondab-Sandstein ist vor Ausbildung der Haupttrumpffläche einzuordnen und daher für die tertiäre und quartäre Klimageschichte unbedeutend. Seine Rolle ist auf die Bereitstellung klastischen Materials für spätere Reliefgenerationen beschränkt.

Nach obigen Ausführungen fällt die originäre Ausbildung des äolischen Stockwerks in den Zeitraum zwischen Abschluß der Hauptkalkkrustenbildung und dem MSA. Nach der Formierung der Draa kam es zur Oberflächenstabilisierung mit (schwacher?) Bodenbildung. Anschließend fand nur eine geringfügige Überprägung und Weiterbildung statt, wobei vermutlich überwiegend Sande aus sekundären Quellen formbildend wirkten. Die Großform Namib-Erg muß damit in wesentlichen Teilen als abgeschlossene Reliefgeneration betrachtet werden, die einer bestimmten Zeitspanne zuzuweisen ist. Die Forschungen dieses Teilkapitels haben gezeigt, daß selbst das äolische Stockwerk auf der Namib-Fläche als höchstes Reliefstockwerk nicht aktualistisch gefaßt werden kann, sondern mit einer zeitlichen Unter- und Obergrenze in ein morphogenetisches Modell einzupassen ist.

Zusammenfassender Überblick über Kap. 4.2.1

In Kap. 4.2.1 wurde der Formenschatz des interfluvialen Reliefs in Zentral-Namibia beschrieben und einige Formenelemente genetisch gedeutet. Es wurden drei weit verbreitete Flächenstockwerke beobachtet, nämlich die höchstgelegene Prä-HR-1-Fläche, die Haupttrumpffläche und die in diese eingebettete Post-HR-1-Fläche. Höhere Stockwerke (z. B. Prä-HR-2-Fläche etc.) sind nur vereinzelt an Inselbergen erhalten. Da es sich dabei um eine relative zeitliche Gliederung handelt, wurden zusätzlich hypsometrische Niveaus unterschieden, (1) das Namib-Niveau, das in das (2) Vorland-Niveau am Randstufenfuß und in (3) das Niveau der Randstufenlücke („Damara-Niveau“) übergeht. Das Damara-Niveau verflacht sich am Hochlandsscheitel und neigt sich ostwärts als (4) Omatako-Niveau zum Kalahari-Becken hin. Wo die Vorlandfläche an die Randstufe stößt, setzt sie sich als (5) Khomas-Niveau, dem noch das (6) Gamsberg-Niveau aufsitzt, auf dem Hochland fort. Dieses ist durch das Becken von Windhoek-Okahandja vom (7) Seeis-Niveau getrennt. Das Khomas-Niveau geht nach Nordosten, das Seeis-Niveau nach Südosten in die Kalahari über. Nach Südosten dacht das Khomas-Niveau mit einem durchschnittlichen Gefälle von 0,8-1,0 % zum Rehobother Niveau (8) hin ab, das ungefähr dem Omatako-Niveau entspricht.

Auf allen genannten Niveaus (1-8) wurde ein vergleichbarer Formenschatz festgestellt. Die Flächen schneiden unterschiedliche proterozoische bis mesozoische Gesteine. Die petrologische Basis ist sehr stark chemisch verwittert und teilweise verkarstet. Festgestellte Böden wurden als postgenetisch modifizierte Altverwitterungsrelikte (ehemalige Latosole und Plastosole) über Saproлит klassifiziert. Damit erfüllen die Flächen alle Kriterien für echte Rumpfflächen. Die Weiterbildung dieser Rumpfflächen muß als abgeschlossen oder vorläufig abgeschlossen betrachtet werden. Teilweise sind sie sehr stark zerschnitten und in Flächenreste zergliedert (Khomas-Niveau), teilweise werden sie durch tiefere Vorflutniveaus drainiert, die den Saproлит angefahren haben (Vorlandfläche). Die Verwitterungsdecke ist weitgehend abgetragen oder durch Krusten versiegelt.



Karte 24: Das Gewässernetz der zentralen Namib gliedert sich in drei große Einzugsgebiete: (1) Swakop-Khan mit dem Onanis-Rivier und den Rivieren der Tinkas Vlakte, (2) Kuiseb-Gaub mit der stark zerschnittenen Randstufen-Subsequenzfurche (Nausgomab-Kraaiport-Emeritus-Rutile-Gramadullas) und (3) das autochthone Tumas-System. Vermutete ehemalige Abflußlinien werden durch Pfeile angezeigt. Alle drei Täler weisen ehemalige Verfüllungen oder Reste davon auf und sind daher die einzigen Sedimentationsbereiche der Namib-Abtragungslandschaft (vgl. auch HÖVERMANN 1978).