

#### 4.2.1.5 Krustenflächen, insbesondere Gipskrusten

Ein großer Anteil des Spülflächenreliefs in der Namib ist von inkrustierten Deckschichten überzogen. Der kristalline Untergrund wird nur an Inselbergen, schildförmigen Kuppen, oder den wenigen tiefer eingeschnittenen Rivierläufen aufgeschlossen. Gelegentlich treten auch weniger inkrustierte Festgesteinsoberflächen zutage. Die Deckschichten überlagern diskordant die mehr oder weniger stark saprolitisierten und von der letzten Flächenbildungsphase geschnittenen Damara- und Post-Damara-Gesteine von der Küste bis zur Randstufen-Subsequenzfurche. Sie ziehen dabei anscheinend nach Süden unter dem Namib-Erg (als Namib-Limestone nach BESLER & MARKER 1979) hindurch und reichen bis ins südliche Diamanten-Sperrgebiet. Nördlich des Messum scheinen sie schwächer ausgeprägt, aber Deckschichteninkrustierungen konnten lückenhaft bis zur Südgrenze des Skelettküsten-Ergs beobachtet werden.

Im Bereich der Randstufenlücke, etwa östlich der Länge des Erongo, werden die Krustenflächen aufgelockerter, scheinen aber generell über die Erindi-Fläche und den Hochlands-scheitel bis zur Kalahari-Abdachung hinwegzuziehen (vgl. EITEL 1994a: 51). Zum großen Teil sind sie dort als nodulärer „*petrocalcic*“ Horizont (nach FAO 1974), teilweise auch als durchgängige „*hardpan*“ (nach MACVICAR et al. 1991) anzusprechen, wodurch eine pedogene Entstehung impliziert wird. Die Interpretation der Carbonatkrusten als Kalkanreicherungs horizonte im Profil eines Savannenbodens, legt die Vermutung nahe, bei den großteils abgedeckten Krustenflächen der Zentral-Namib handelt es sich um fossile Reste solcher Böden.

In der Nähe von die Namib querenden Rivieren geht diese Hauptkalkkruste in die hangende Deckelkruste von von polygenetischen konglomeratischen Talfüllungen bzw. Terrassen über. An Teilen der Randstufe und an Inselbergen streicht sie auch über Glacis und verschüttete Pedimente hinweg (Kap. 4.2.1.4) und im Kalaharibecken bildet sie die ausgedehnte Deckelkalkkruste einer Serie von Beckensedimenten (Kap. 4.6). Damit bilden die Krustenflächen die letzte (jüngste) flächenhaft verbreitete Reliefgeneration im untersuchten Raum. Sie ist genetisch einzuordnen in die Zeit nach Abschluß der Ausbildung der Haupttrumpffläche und nach Schüttung des größten Teils von Kalahari- und Vorlandsedimenten. Vielfach scheint ihr auch eine Erosionsphase vorangegangen zu sein, denn die liegenden Bodenrelikte wirken teilweise bis auf den Regolith gekappt. Das Substrat, in dem diese Krusten ausgebildet sind, scheint auf der Fläche überwiegend nicht mit dem ursprünglichen, vermutlich feucht-tropischen, kaolinitischen Boden der Haupttrumpffläche übereinzustimmen, welcher unter Pediment- oder Schwemmfächerablagerungen (z. B. am mittleren Kuiseb, Kap. 4.2.2) noch leidlich erhalten ist. Vielmehr weisen sie in den Tonmineralgarnituren oft ein deutliches Übergewicht von

Illiten, Montmorilloniten aber auch Palygorskit auf (Kap. 5), was darauf hindeutet, daß einer Abtragsphase des ursprünglichen Solums die oberflächliche Genese von trockenen Savannenböden folgte (Kap. 4.2.1.7). Ältere Bodenrelikte wurden dabei überprägt und imprägniert, wobei neben der Transformation von Tonmineralen die verstärkte mechanische Verwitterung von Erosionsresiduen die herausragende Rolle gespielt haben dürfte (Kap. 8). Ein quasi komplett erhaltenes feucht-tropisches, kaolinitisches Bodenprofil mit eventueller Latosoldecke konnte bisher nicht aufgefunden werden (auch nicht unter jüngeren Pediment- oder Hangschuttdecken). Relikte davon sowie der tief zersetzte Saprolit sind dagegen häufiger vorhanden (Kap. 4.2.1.7). Inkrustierte Schuttkegel, Schwemmfächer und Terrassenablagerungen wiesen anscheinend im Hangenden keinerlei Bodenbildungen auf (nur in den liegenden Schichten der Sedimente sind fossile Böden vorhanden; Kap. 4.2.2), so daß hier eine synsedimentäre Krustenbildung wahrscheinlich ist (s. Diskussion in Kap. 5). Diese wird vielfach noch von der Bildung der abschließenden Lamellenkrusten gefolgt.

Überlagert wird die Hauptkrustenfläche südlich des Untersuchungsgebiets vom Namib-Erg (Dünen-Namib) und von wenig ausgeprägten Sandschwemmebenen (Kap. 4.2.1.4). Im direkten Vorlandbereich von Stufen oder Inselbergen oder in intramontanen Ebenen oder Becken (z. B. Erongo, Tjirundu-Berge) liegt den Krusten häufig eine kolluviale Sedimentdecke auf, die sich wiederum in mehrere Reliefgenerationen unterteilen läßt (Kap. 7.5.1). Dort, wo sie direkt an die Oberfläche tritt, also nicht von Sedimenten überlagert wird, befindet sich die Hauptkruste in Auflösung durch Zerschneidung und Verkarstung (vgl. z. B. MARKER 1982 und Kap. 5).

Die Verkarstung beinhaltet, wo die Krustenmächtigkeit (wie an den Talfüllungen von Kuiseb, Gaub und Tsondab) einige Meter erreicht, sogar die Ausbildung von Höhlen, Lösungsdepressionen und Dolinen. Da von diesen Meso- und Makroformen der Verkarstung überwiegend Serien der weit verbreiteten Hauptkalkkruste (am Kuiseb Hochterrassen, Kap. 4.2.2.1) selbst auf Relikten ohne großes Einzugsgebiet, z. B. kleine Mesas, betroffen sind (MARKER 1982: 189+192), muß angenommen werden, daß die Anlage dieser Auflösungsformen ebenfalls fossil ist. Die ausgedehnteste Verkarstungsphase fällt vermutlich in eine autochthone Feuchtphase, die wahrscheinlich mit der initialen Zerschneidung der Krustenfläche einhergeht. Tiefere Inkrustierungsniveaus, wie z. B. die Mittelkrustenfläche (Kap. 4.2.2.3 und Kap. 5) sind weit weniger stark verkarstet. Auch die Krusten außerhalb der Riviere zeigen Lösungserscheinungen und Ausdünnung, wobei aber Mikroformen dominieren (Rillen, Karren). Randlich werden die Krustenflächen der Namib durch die tiefe Zerschneidung und „Gramadullisierung“ aufgelöst (vgl. RUST 1989).

### Gipskrusten

Die Problematik der Kalkkrustenentstehung und ihrer reliefgeschichtlichen Einordnung wird in Kap. 5 diskutiert. Für den westlichen Bereich des hier besprochenen Transekts ist vor allem die Betrachtung der Gipskrusten, in die die Carbonatkrusten in etwa 50 bis 60 Kilometer Küstenentfernung übergehen (MARTIN 1963a: 346, BESLER 1972: 116), von Bedeutung. Am Omaruru reichen sie sogar etwa 70 Kilometer weit ins Landesinnere. Die geomorphologische Form der Gipskrusten repräsentiert ein von der geomorphologischen Form der Carbonatkrusten zu unterscheidendes, trockeneres ökologisches Milieu, da sie erheblich leichter löslich, bzw. chemisch verwitterbar sind als letztere. Sie werden daher als Indikator für arides Klima (WATSON 1979) und morphodynamische Stabilität (WATSON 1988) angesehen.

Diese Gipskrusten nehmen an der Küste morphologisch anscheinend die Position der Kalkkrusten in der östlichen Zentral-Namib ein und sind vor allem zwischen unterem Kuiseb und unterem Orawab-Rivier verbreitet. Stellenweise überlagern sie auch Carbonatkrusten, denen dadurch ein höheres Alter als den Gipsen zugeordnet werden muß. Nördlich des Messum konnten sie nur vereinzelt direkt an der Küste in Form von großen bis mittleren Kristallen („Wüsten- oder Sandrosen“) oder maximal als zusammenhängende Krusten mit einigen Quadratmetern Ausdehnung beobachtet werden. Eine besondere Anhäufung solcher strandnahen Kristalle konnte in den ansonsten gipsfreien bis gipsarmen marinen Sanden der unteren Terrassen (v. a. der 2-Meter-Terrasse) nördlich des Swakopmunder Stadtteils Vineta bis einige Kilometer nördlich des Campingplatzes Mile 4 beobachtet werden. Die sehr häufigen Wüstenrosen messen überwiegend etwa zwischen 2 und 5 cm im Durchmesser und erreichen sehr selten über 20 cm. Ähnliche Anhäufungen in gleicher Größe konnten nahe Lüderitz (südlich an der großen Bucht und der Grenze zum Sperrgebiet und nördlich des sog. Achatstrands) beobachtet werden. In mikrokristalliner Form scheint Calciumsulfat auch in den Substraten an der Skelettküste vorzukommen.

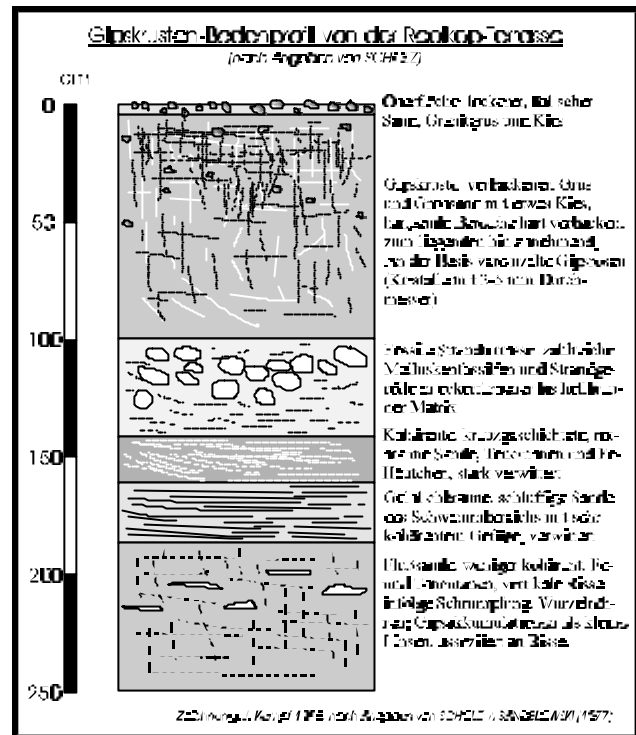
Im Litoral zwischen Kuiseb und Orawab sind abseits der niedrigeren Küstenterrassen die Gipskrusten teilweise mehrere Meter mächtig. Nach MARTIN (1963a: 345) erreichen sie bis zu 4 Meter Mächtigkeit mit einer Reinheit von über 90% in der Nähe der Walvis Bay. Von Krusten gleicher Mächtigkeit berichtet BESLER (1972: 116) aus der Umgebung von Gobabeb, 50 Kilometer landeinwärts. Allerdings ist generell mit zunehmender Küstenentfernung eine Abnahme der Gipskrustenmächtigkeit festzustellen (vgl. auch HEINE & WALTER 1996: 241). Die Hauptkruste scheint die Rumpffläche überwiegend kontinuierlich zu bedecken. Nur Spülmulden oder Abflußrinnen sowie die

Wasserlinien der großen Täler und steilere Hänge weisen in der Regel keine erkennbare Inkrustierung auf.

Während der Feldarbeiten wurde festgestellt, daß die größten Mächtigkeiten der Gipse nicht auf den Festgesteinsoberflächen, sondern im ehemaligen Schwemmbereich der auslaufenden Riviere, insbesondere östlich des Dünengürtels zwischen Walvis Bay und Swakopmund aber auch am unteren Omaruru und Capri-Rivier erreicht werden. Gelegentlich handelt es sich dabei nicht nur um einen einzelnen ausgliederbaren Krustenhorizont, sondern um zwei oder mehrere gipshaltige Horizonte in Wechsellagerung mit gipsfreien (oder gipsarmen?), sandigen Carbonat-Horizonten. (Abb. 56, S. 254). Stark vergipst sind auch die ältesten (?), am weitesten landeinwärts gelegenen Schwemmfächer-Ablagerungen des unteren Kuiseb, etwa zwischen Düne 7, Rooikop und Scheppmannsdorf, wobei allerdings selten Mächtigkeiten von über 50 cm gemessen werden konnten. Die jüngeren, westlichen Ablagerungen dieses Schwemmbereichs (Ausdehnung s. Karte 17, S. 136) enthalten dagegen kaum oder keine oberflächennahen Inkrustierungen.

SCHOLZ beschreibt in SANDELOWSKY (1977: 225) einen inzwischen wieder verfüllten Aufschluß aus der Umgebung von Rooikop mit einem ca. 95 cm mächtigen Gipshorizont aus zementiertem Granitgrus über litoralen Ablagerungen der Rooikop-Terrasse (Terrasse der Rooikop-Transgression, etwa 40 bis 50 m ü. NN, vgl. Kap. 4.1.2). Hier, wie auch an zahlreichen anderen Aufschlüssen wurde eine Abnahme der Gipsinkrustierung zur Profilbasis hin festgestellt (vgl. Abb. 48). Der verfestigte Strandgeröll-Horizont wird im Liegenden gefolgt von einer Serie kohärenter, stark verwitterter Sande, von denen die unterste Schicht ebenfalls vereinzelte Gipslinsen enthält. Diese stehen anscheinend in keinem genetischen Zusammenhang mit der Oberflächenkruste, da mehrere kohärente, gipsfreie Schichten und die Ablagerungen der Meerestransgression dazwischengeschaltet sind. Es sind auch hier also mindestens zwei Gipsinkrustierungsphasen oder -imprägnationsphasen feststellbar: eine (wohl schwächere?) vor der Rooikop-Transgression und eine spätpleistozäne, die auf mehrere Akkumulations und Bodenbildungsphasen folgt. Die Begehung der Gegend erbrachte das Ergebnis, daß die inkrustierten Gruse vom nahen Rooikop-Inselberg, auf dessen Pediment sie ausgebildet sind, bzw. von einigen flachen schildförmigen Granitkuppen der näheren Umgebung stammen. Eine Carbonatinkrustierung wurde nicht festgestellt. Die älteren Ablagerungen repräsentieren vermutlich litoral umgelagerte Flußsande des Kuiseb-Deltas.

**Abbildung 48:** Die von SCHOLZ in SANDELOW-SKY (1977: 225f) beschriebenen marinen und fluvia-len Ablagerungen der Roopak-Terrasse lassen auf mehrfache Milieuwechsel nach Abschluß der letzten Flächenbildungsphase schließen. Das Anstehende ist hier nicht aufgeschlossen. Gipse kommen oberflächennah und in einer liegenden Schicht vor. Die carbonatfreie Hauptgipskruste ist hier ca. 1 Meter mächtig. Die Ablagerungen der marinen Terrasse enthalten Relikte einer Warmwasserfauna (kein Benguela-Upwelling). Stark verwitterte Sande deuten auf Bodenbildungsphasen hin. Aufgeschlossen ist vermutlich ein großer Teil des Quartärs im küstennahen Bereich.



Sehr umfangreiche Gipsvorkommen beschreiben CARLISLE (1978: 157ff) und WILKINSON (1990: 99ff) aus dem Flußgebiet des Tumas, wo die Hauptkruste als älteste Krustengeneration („S1-Kruste“) Mächtigkeiten von 1-2 Metern erreicht. Jüngere Krusten, die fluviale Sedimente der Rivierläufe zementieren, sind weit weniger mächtig (Abb. 49). Die S1-Kruste gleicht dabei strukturell den Krustenbildungen an den mittleren Unterläufen des Omaruru und des Capri-Riviers. Dort wurde bei den Feldarbeiten an einer polygenetischen Kruste (stellenweise mindestens 3 Generationen übereinander) ca. 55 Kilometer im Landesinneren noch eine Gesamtmächtigkeit von 1,65 m gemessen (*locus typicus*: 21°43'02"S, 14°37'08"E), die nach Osten hin stark abnimmt. Ursächlich für diese beträchtliche Mächtigkeit so weit im Landesinneren könnte eine kaum merkbare Beckensituation sein, die durch unregelmäßige Sedimentation in einer früheren (pleistozänen) Alluvialphase zustande kam. Sie ist also auf dem bei LÜCK (1997a) beschriebenen Paläo-Omaruru-Alluvialbereich strukturell vorbedingungt. Ab ca. 70 bis 72 Kilometer Entfernung von der Küste konnten hier keine Gipskrustierungen mehr beobachtet werden. Stattdessen tritt dann eine dünne, meist noduläre Kalkkruste in den Ablagerungen dieses Alluvialbereichs auf (vgl. LÜCK 1997a: 135ff).

Nach Westen, am küstennahen Unterlauf, taucht die Gipskruste unter den weitgefächerten, jüngeren Omaruru- und Capri-Schwemmfächern ab. Sie ist dort von teilweise mehrere Meter mächtigen Flußsanden überdeckt. Südlich dieses Schwemmfächers kann sie bis wenige hundert Meter vor der Küste verfolgt werden (aus Aufschlußmangel Mächtigkeit hier unbekannt).

Wo die Kruste nicht von alluvialen Ablagerungen überdeckt ist, wirkt sie äolisch gekappt. Ein typisches Windrelief mit Residualoberfläche (Reg) hat sich ausgebildet. Als Schleifmittel dienten offenbar die Flußsande des Omaruru, lateraler Spülrinnen oder kleinerer Riviere sowie Material des ausladenden Schwemmfächers. Die Korrasionsprodukte, feine gipshaltige Stäube, können noch an den Unter- und Mittelhängen querender Dykes beobachtet werden, wo sie Sedimentschleppen (aus nicht-doleritischem Material) bilden (*locus typicus*: 21°57'33"S, 14°30'14"E). LÜCK (1997a: 134) konnte dieses Windrelief und die äolisch gekappten Gipskrusten auch im Satellitenbild nachweisen. Die aktiven Winde kommen dabei aus östlichen bis nordöstlichen Richtungen. Sie dürften den katabatischen Bergwinden entsprechen (Kap. 3). An der küstenwärtigen Flanke der Dykes fehlen ähnliche Schleppen. Ähnliche Formen sind zwischen Omaruru und Kuiseb häufig anzutreffen, z. B. westlich von Wlotzka's Baken (*locus typicus*: 22°25'32"S, 14°32'10"E), am unteren Tumas sowie östlich der Pad Rooikop-Rooibank.

Die Struktur der in der Zentral-Namib vorgefundenen Gipskrusten variiert sehr stark. Eine einheitliche Ausprägung des Typus Gipskruste konnte nicht festgestellt werden. Die Hauptgipskruste, die ihrerseits aus unterschiedlich stark inkrustierten Horizonten besteht (s. o.), ist strukturell insgesamt sehr kohärent, weißlich bis hellbraun gefärbt und überwiegend hart verbacken. An der Oberfläche oder unter dem Residualpflaster findet sich eine durchgängige, glatte bis leicht rauhe *surface crust*, die in Sedimentationsbereichen alter Spülscheidenstrukturen noch von einer dünnen, gelblich-weißen (10YR 8/1 bis 2,5Y 8/2) mikro-kristallinen Lamellenkruste überlagert sein kann. Oft ist eine Klüftung und säulige Auflösung feststellbar, die bis zur Ablösung einzelner spröder, brüchiger Krustenteile aus dem Verband führen kann. Besonders bei einer rauhen, makrokristallinen Kruste, wie sie beispielsweise nördlich und südlich des OMDEL-Staudamms ansteht, ist die bröckelige Auflösung häufig.

Nach unten geht die durchgängige Oberflächenkruste in der Regel über in poröse Makrokristalle von bräunlicher bis rötlicher Farbe. Auch Blaßrosa- bis Graurosafärbungen (2,5 YR 6/4 bis 5YR 7 und 5YR 8) kommen vor. Die Makrokristalle sind dabei untereinander verbunden oder lose als Wüstenrosen in gipsarmer, sandig-schluffiger oder grobsandiger bis grusiger Matrix, die auch Klüfte und Zwischenräume des hangenden Horizonts ausfüllt. An den Klüftbasen konnten auch eher mikro-kristalline Gipslinsen beobachtet werden. Die Vergipsung erfolgte anscheinend stets vom Hangenden her, was die These eines Eindringens von außen stützt und die These einer authigenen Gipsbildung ablehnt. (s. u.).

Stellenweise ist die Struktur der Hauptgipskruste auch feinkörniger und kohärenter. Sie wirkt dann leicht speckig und ähnelt gelblich-weißlichem bis hellbraunem Alabaster mit feinen dunkelbraunen oder rötlichbraunen Schlieren. Das dabei eingeschlossene Feinmaterial ist ebenfalls deutlich feiner texturiert (tonig schluffig) als bei den typischen grobkristallinen Formen (sandig-grusig). Allerdings konnte diese Form der Gipskruste nie in größerer Mächtigkeit als 30 cm aufgenommen werden (*locus typicus*: 23°00'41"S, 14°36'54"E). Sie ist oft von einer grobkristallineren Variante unterlagert.

Erste Untersuchungen zur Krustendifferenzierung stammen von DURAND (1963) und WATSON (1979, 1983, 1985, 1988). Folgende Gipskrustentypen (*gypcrete*) werden von WATSON (1988) unterschieden:

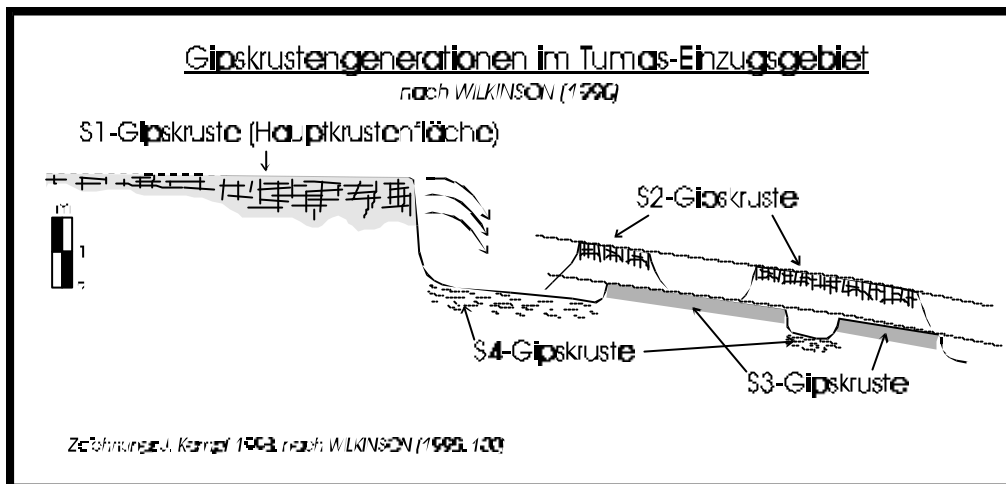
- (1) Flachwasserevaporite: großteils mikrokristallin, söhlige Lamellenschichtung mit Korngrößen-sortierung, vorzugsweise in küstennahen Depressionen (Salz- oder Salzionpfannen),
- (2) oberflächennahe Krusten (nach DURAND 1963: „*croûte de nappe*“): entweder als (2A) makrokristalline Grundwasser- (besser Bodenwasser-) Evaporite oder als (2B) mesokristalline Illuvialkonkretionen (Kristalle im Millimeterbereich)
- (3) Oberflächenkrusten als exhumierte Illuvialkrusten mit (3A) Säulenstruktur (senkrecht, polygonales Kluftnetz), (3B) in pulvriger Form oder (3C) als abgelöste Feldsteine, Schotter oder Gerölle.

Nach HEINE & WALTER (1996: 242, 1997: 182) soll der Typ der Illuvialkonkretionen (2B) in der Namib flächenhaft am weitesten verbreitet sein. Dies trifft allerdings hauptsächlich für die innere Namib zu. An der küstennahen Namib sind die exhumierte Krusten in allen drei Formen weit verbreitet. Zu diesen exhumierte Krusten sind auch diejenigen zu zählen, welche nur unter einem dünnen oder lückenhaften Residualpflaster liegen. Insgesamt wurde festgestellt, daß sich ein bedeutender Teil der Hauptkruste in Auflösung befindet oder als remobilisiertes Substrat in die Tiefenlinien transportiert wird. Dies wird durch die Aufnahmen von WILKINSON (1990: 101f) bestätigt, der ebenfalls eine Auflösung der Hauptgipskruste (S1-Oberfläche) festgestellt. Nicht konform geht dieses Ergebnis mit den Thesen von HEINE & WALTER (1996, 1997), die eine rezente Weiterbildung der Hauptkruste seit 100 ka erkennen.

In denjenigen Tiefenlinien, wo es fallweise kurz nach der Deposition von mikrokristallinen, äolisch oder fluvial transportierten Gipsen zu einer Durchfeuchtung infolge der (seltenen) Niederschläge, eines Flutereignisses oder infolge Nebelkondensation gekommen ist, bildete sich eine feine, blättrige, leicht wiedermobilisierbare Depositionskruste. Sie muß eigentlich als Typus (4) bezeichnet werden, gleicht aber dem Typ der Flachwasserevaporite in Pfannen (1). Die Depositionskrusten bilden sich

vorzugsweise in temporären Mikrosedimentationsbereichen (kleinen Dellen oder an Steinunterseiten) und stellen den einzigen Typus dar, der rezent auch auf der Hauptkrustenfläche gebildet werden kann. Ansonsten bilden sich Gipskrusten anscheinend nur noch in Tiefenlinien (S4-Kruste nach WILKINSON 1990: 100), wo sie häufiger Terrassenkörper überziehen.

WILKINSON (1990: 99ff) beschreibt am unteren und mittleren Tumas drei jüngere Gipskrustengenerationen (S2-, S3 und S4-Oberfläche, s. Abb. 49), die jeweils auf eine Einschneidungs- und ggf. auf eine Sedimentakkumulationsphase folgen.



**Abbildung 49:** Gipskrustenvorkommen im Tumas-Einzugsgebiet nach WILKINSON (1990: 100). Die Hauptkrustenfläche wird fluvial angeschnitten, stellenweise äolisch gekappt und ist wichtigstes Herkunftsgebiet von Gipsen der jüngeren Inkrustierungen in den Tiefenlinien. Nach initialer Zerschneidung der ältesten Gipskruste kam es offenbar zu einem zyklischen Ablauf mit Einschneidungs- und Akkumulationsphasen. Da die Hauptkruste im küstennahen Bereich die Rooikop-Terrasse noch überlagert (s. Abb. 48) ist der zeitliche Rahmen für den zyklischen Ablauf auf das letzte Drittel des Quartärs beschränkt.

Diese Krusten sind deutlich dünner ausgeprägt als die Hauptgipskruste und verdicken sich hangabwärts. Dies ist als Indiz zu werten, daß der Gips für diese Verbackungen ursprünglich von der sich auflösenden Hauptkruste (S1-Oberfläche) stammt. Die älteste dieser Terrassenkrusten (S2-Oberfläche) ist 50 bis 60 cm mächtig verbacken, die mittlere (S3-Oberfläche) 10 bis 20 cm mächtig und die jüngste, (sub-) rezente (S4-Oberfläche) zeigt allenfalls eine schwache, bis in 10 cm Tiefe reichende Gipsakkumulation (WILKINSON 1990: 100, vgl. auch WILKINSON et al. 1992).

Die festgestellte Reliefgeschichte der Gipskrustenoberflächen begründet erhebliche Zweifel an bisher publizierten Vorstellungen zu Alter und Modi der Gipskrustenbildung. WILKINSON (1990: 138f) parallelisiert die Entstehung der Hauptgipskruste, seiner S1-Fläche, mit der anscheinend endmiozänen Ausbildung des Benguela-Upwellings und der daraus resultierenden Aridität im Endmiozän/ Frühpliozän, ordnet aber die Krustenbildung auf den niedrigeren Terrassen (richtigerweise?) ins Spätpleistozän (S2- und S3-Flächen) bzw. ins Holozän (S4-Fläche). Die vorausgegangene starke Einschneidung des Tumas wie auch des Swakop und des Kuiseb stellt WILKINSON (1990: 139)



ins untere bis mittlere Pleistozän. Damit wird für das gesamte Pliozän, eine Zeitspanne, welche mindestens 3 Millionen Jahre umfaßt, eine Gipskrustenbildungszeit ohne jede Morphodynamik impliziert. Außerdem wird der Bildungszeitraum der Gipskruste mit dem der Kalkkruste parallelisiert, die ja EITEL (1993, 1994a) ebenfalls infolge der endmiozänen Aridisierung zeitlich hier einordnet. WILKINSON (1990: 116) hält es für möglich, daß die Kalkkrusten am Tumas einer älteren Zeit zuzuordnen sind als die Gipskrusten, geht aber insgesamt davon aus, daß es zu einer parallelen Entwicklung von Gipskrusten an der Küste und Kalkkrusten im Hinterland kam. Für das Leeukop-Konglomerat, einer kalzifizierten Tumas-Talverfüllung (Kap. 4.2.2) wird ein eozänes Alter angegeben, ohne allerdings die Datierung durch irgendeinen Befund zu begründen.

Problemansprache: Die Hypothese von WILKINSON (1990) widerspricht grundsätzlich der gegenwärtigen Ansicht, wonach Gipskrusten durch Eintrag maritimen Schwefels (als Sulfat) verursachte Alterationsprodukte eben dieser angeblich miozänen Kalkkruste sein sollen (vgl. MARTIN 1963a, WATSON 1985, HEINE & WALTER 1996).

Bei den derzeit gängigen Hypothesen zur Gipskrustenbildung muß eine Carbonatkruste als notwendige Voraussetzung der Umwandlung in Gips vorher vorhanden sein. Stattdessen betont WILKINSON (1990: 99) die Bedeutung terrestrischer Schwefel-, Anhydrit- und Gipsvorkommen und sieht in den Carbonatkrusten der Zentral-Namib unter anderem ein Alterationsprodukt der Gipskrusten (WILKINSON 1990: 116). Der Möglichkeit eines marinen Ursprungs von Sulfaten mit Aerosoltransport folgt WILKINSON (1990) nicht und läßt die Frage der Schwefel- oder Gipsherkunft letztlich unbeantwortet.

In der auch während der Feldarbeiten festgestellten stellenweisen Überlagerung oder Verzahnung von carbonatischen Krusten und Gipskrusten wird die Wirkung unterschiedlicher Agentien gesehen. So assoziiert WILKINSON (1990: 149) die Carbonatbildung teilweise mit Grundwasser oder postuliert eine lateral fortschreitende Überlappung der sulfatischen Facies über die carbonatische infolge von Unterschieden in der Konzentration der Bodenlösung in verschiedenen Grundwasserhorizonten. So soll erklärt werden, warum das Leeukop-Konglomerat als liegende Talverfüllung im Tumas-Tal carbonatverbacken ist, die hangenden Tumas-Sandsteine jedoch gipsverbacken. Einen ähnlichen Prozeß haben ARAKEL & McCONOCHIE (1982: 1166) an australischen Kalk- und Gipskrusten vermutet. Als Ursache für den Übergang der Gipskrusten in Carbonatkrusten innerhalb der Zentral-Namib wird von WILKINSON (1990: 152ff) hauptsächlich der klimatische Gradient Küste-Hinterland angeführt, der in Tertiär und Quartär noch steiler gewesen sein soll. Außerdem nimmt WILKINSON (1990: 167) eine Westverschiebung der Gradienten in Phasen niedrigerer Meeresspiegel-

stände an, wodurch in den Grenzbereichen es wechselweise zu einer Art Gipskrusten- und Kalkkrustenklima gekommen sein soll.

Tatsächlich ist die Umwandlung vorhandener Kalke durch Sulfate in Gips geochemisch ja eher unwahrscheinlich (BESLER 1972: 122), da die umgekehrte Reaktion, Calcitbildung aus Gips, bevorzugt abläuft. Dies gilt insbesondere, wenn es sich - wie im vorliegenden Fall - um eine nahezu vollständige Pseudomorphose (also der Transformation ohne jeden Wandel von Kristallform und -volumen) von Calcit (dominant in Kalkkrusten) in Gips handeln soll. Ein solcher Prozeß unter naturnahen Bedingungen ist überhaupt erst seit wenigen Jahren bekannt - und zwar ausschließlich unter Beteiligung von Schwefelsäure oder schwefliger Säure, wie sie unter bestimmten Voraussetzungen an Aerosolen stark abgasbelasteter Luft entstehen kann (McGEE & MOSSOTTI 1992, VERGES-BELMIN 1994, ÅBERG et al. 1999). Die Pseudomorphose orientiert sich dabei an thermisch ausgebildeten Mikroklüften im Calcit-Kristallverband, an denen durch  $\text{SO}_2$ -Diffusion aus schwefliger Säure Gipskristalle ausfallen. Diese Pseudomorphose kann bei dauerhafter Zufuhr der Säuren in wenigen Jahren auftreten, reicht aber nur wenige Millimeter tief in den Gesteinsverband. In trockeneren Gebieten soll sie stark verlangsamt sein (NORD & HOLENYI 1999: 158). Es ist nicht geklärt, ob unter Zugrundelegung längerer Zeiträume ohne Annahme eines Abtrags der so entstandenen dünnen Gipschicht und ohne anthropogenen Eintrag von Schwefeldioxid ein calcithaltiges Gestein pseudomorphotisch vollständig in Gips umgewandelt werden kann. Bei Kalkstein bewirkt die Sulfatisierung einen Wandel im  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis, was andeutet, daß atmosphärisches  $\text{CO}_2$  bei diesem noch nicht voll verstandenen Prozeß eine gewisse Rolle spielt (ÅBERG et al. 1999: 1402).

Für die Zentral-Namib scheint der Prozeß der Pseudomorphose allerdings schon aufgrund des Mangels an schwefliger Säure (z. B. im Nebelwasser) auszuschließen (ECKARDT 1996). Zwar scheint aus eigenen Erfahrungen das Nebelwasser direkt an der Küste recht korrosiv zu wirken (was nicht nur an Sulfaten, sondern vor allem an den Chloriden im *sea spray* liegen dürfte), doch ECKARDT & SCHEMENAUER (1998: 2598) und GOUDIE & PARKER (1998: 350) betonen die extreme Neutralität und Reinheit des Namib-Nebelwassers und verweisen auf Kontamination durch terrestrische Aerosole bei früheren gegenteiligen Messungen (z. B. BOSS 1941, BESLER 1972).

Die inverse Pseudomorphose von Gips in Calcit ist dagegen schon länger bekannt und für die australischen Trockengebiete als pedogener Prozeß belegt (vgl. SULLIVAN 1990). Auch das küstennahe Vorkommen reiner Kalke, wie z. B. einiger carbonatverbackener Reste von Schotterkonglomeraten am unteren Swakop (vgl. BESLER 1972: 69) und von Kalküberzügen auf Doleritblöcken bei Wlotzka's Baken (*locus typicus*  $22^{\circ}26'10''\text{S}$ ,  $14^{\circ}27'35''\text{E}$ ), belegt, daß es rezent nicht zu einer

Pseudomorphose von Kalk zu Gips unter dem Einfluß irgendwelcher mariner Schwefelsäuren kommt. Wären solche Säuren in ausreichendem Maße vorhanden oder krustenbildend wirksam, so hätten rezent und auch in Vorzeiten die noch vorhandenen Kalke längst transformiert werden müssen. Gleiches gilt für das Calcit der zahlreichen Inselbergen und Outcrops aus Marmorgesteinen (z. B. Swartbank-Berge, Hamilton-Berge etc.). Dort konnte bisher keine Gipsbildung beobachtet werden und auch die Literatur enthält keine bekannten diesbezüglichen Angaben.

Wenn es also irgendwann zu einer Kalk-Gips-Pseudomorphose gekommen sein sollte, so sind davon merkwürdigerweise nur die Calcite der Hauptkrustenfläche betroffen, nicht jedoch jüngere Konglomerate, Kalküberzüge auf Dykes oder Calcit von Marmor-Outcrops. Auch ein hypothetischer gefällsbedingter fluvialer Abtransport von möglicherweise auf Marmor-Outcrops vorhandenen Gipsen scheint auszuschließen, da die von VERGES-BELMIN (1994) beschriebene Pseudomorphose auch bei quasi senkrechten Wänden, also gefällsunabhängig stattfindet (die Studie stammt aus dem Denkmalschutzbereich). Außerdem würden diese Outcrops dann eine Gipsschleppe mit abwärtsgerichtetem Gradienten aufweisen. Gipsbildung wäre dann als Verwitterungsvorgang von calcithaltigen Gesteinen zu bezeichnen. Dies ist jedoch nicht bekannt und konnte auch nicht beobachtet werden.

Folgerung: Die Hypothese der Pseudomorphose oder sonstigen Umwandlung von Calcrete in Gypcrete durch mit Nebel eingebrachten maritimen Schwefel in irgendeiner Form erscheint von der Verteilung der Gipse her eher unwahrscheinlich. Die weitgehend unbekannt geohydrochemischen Prozeßgrundlagen dieser Hypothese sind kritisch zu diskutieren.

Da Gipskrusten als wichtiger Indikator für arides Klima und morphodynamische Stabilität angesehen werden (WATSON 1988: 37, HEINE & WALTER 1996: 242), dürften sie auch bestimmte Milieubedingungen repräsentieren. Dabei muß allerdings zwischen einem Bildungsmilieu und einem bloßen Erhaltungsmilieu (Persistenzmilieu), d. h. einem Milieu in welchem bestehende Krusten ganz oder teilweise erhalten, jedoch nicht mehr weitergebildet werden, unterschieden werden. Bildungsmilieu und Persistenzmilieu können dabei erheblich differieren. Die Genese der Gipskrusten, insbesondere in der Zentral-Namib, ist bisher weitgehend ungeklärt. Es existieren lediglich Theorien, keine konkreten Nachweise zur Bildung und Herkunft der Gipse (oder der Carbonate und Sulfate). Daß es sich bei den Carbonaten um terrestrische Bildungen handelt, hat EITEL (1993, 1994a) anhand von Schwermineralanalysen (von Damara-Gesteinen und Calcrete) überzeugend nachweisen können, obwohl noch BLÜMEL (1991: 189) eine Herkunft vom pleistozän trockengefallenen namibischen

Schelf mit lößartiger Auswehung erwogen hat. Die Herkunft des Schwefels stellt nach wie vor ein ungelöstes Problem dar.

(1) Terrestrische Gips- oder Schwefelvorkommen: In der vorliegenden Literatur betonen lediglich CARLISLE (1978) und WILKINSON (1990: 99) auf Basis der Untersuchungen von WILKINSON (1981, unpubl.) die mögliche Bedeutung einer terrestrischen Gips- oder Schwefelquelle. NASH (1972), CAGLE (1975) und DIEHL (1986) erwähnen lokale Vorkommen von primärem Anhydrit in der Zentral-Namib (z. B. Khan-Formation), LINNING (1968) auch von primärem Gips, die allerdings kaum für die weite Verbreitung der Gipskrusten verantwortlich sein können. GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN (1931) beschreiben u. a. Halite und Gipse in älteren Sebkh-Ablagerungen am unteren Swakop, denen ebenfalls nur lokaler Charakter zugebilligt werden kann. Wesentlich weiter verbreitet sind Pyritvorkommen innerhalb von Damara- und Prä-Damara-Gesteinen, die nach Verwitterung Sulfide, wahrscheinlich auch Sulfate bereitstellen können. Insbesondere die vulkano-exhalativen Straten des Matchless-Amphibolits, der die Zentral-Namib durchzieht, beinhalten beträchtliche Mineralisierungen von Chalcopyrit (KUKLA 1992), aber auch in anderen Damara-Gesteinen der Namib sind Schwefelverbindungen, wie Pyrit, durchaus häufig. Auf den Kleinsiedlungen Birkenfels und Richthofen, ca. 25 km östlich der Swakopmündung, gehen Vorkommen von gediegenem Schwefel zum liegenden in stark verwitterte Pegmatite mit Pyritmineralen und Pyrrhotinen über (REUNING 1925). Der Birkenfels-Pyrrhotin liegt dabei als 13 x 3 m messende Linse innerhalb eines Marmorvorkommens (Swakop-Gruppe) vor, was hier randlich zur Gipsbildung geführt hat. BOSS (1941) sieht die Sulfide in präkambrischen Gneisen als mögliche Quelle für Sulfate.

Insgesamt ist es dennoch nur wenig wahrscheinlich, daß hierdurch die weit verbreiteten Gypcretes der Namib erklärt werden können, da die Krusten in vielen Fällen Damara-Gesteine diskordant überdecken und zwangsläufig ein aszendentes Krustenbildungsmodell impliziert würde. Auch BESLER (1972: 122) lehnt die Annahme von Grundwasserkrusten für die Namib ab.

**Fazit:** Die Hypothese, der Gips aus der Hauptgipskruste stamme aus primären terrestrischen Vorkommen, muß mangels Masse und wegen problematischer Stofftransportmodelle abgelehnt werden.

(2) Gipskrustenbildung aus Calcrete durch äolische Zufuhr marinen Schwefels: Die Hypothese des maritimen Schwefeleintrags zur Gipskrustenbildung auf dem Festland, hier der Kürze halber „ozeanische Hypothese“ genannt, ist in der Literatur hinsichtlich der Reaktions- und Transportmechanismen keineswegs einheitlich formuliert. Das liegt an einer unzureichenden geochemischen Erfor-

schung der hypothetischen Prozesse. Um eine Übersicht über die in der Literatur vorgeschlagenen Mechanismen zu erlangen, werden hier einige publizierte Vorschläge zusammengestellt, um anschließend detaillierter diskutiert zu werden:

1. Unter anaeroben Bedingungen im küstennahen Ozean oder am Schelfboden gebildetes  $\text{H}_2\text{S}$ -Gas entweicht und wird in der Luft landwärts transportiert, wo es sich mit dem Nebel auf der vorhandenen Kalkkruste niederschlägt und Gips bildet (*sensu* MARTIN 1963a/b).
2. Oxidation des biogenen Schwefelwasserstoffs im Meer zu Sulfaten und Aufnahme aus dem Meerwasser durch anlandige Winde mit Lösung im Nebelwasser bewirkt nach Niederschlag Pseudomorphose von Calcrete zu Gypcrete (*sensu* HAMBLETON-JONES 1983, vgl. HEINE & WALTER 1996: 242).
3. Durch bakterielle Stoffwechselfvorgänge am Schelfboden entstandener Schwefelwasserstoff gas in die Atmosphäre aus, wird im Nebel gelöst und bildet Sulfate durch Anwesenheit von Metallkationen, die auf der Landoberfläche bei Nebelbenetzung und Trocknung ausfallen (*sensu* HOLT et al. 1978, WATSON 1988: 24).

Der weitaus größte Teil der publizierten Literatur folgt der von MARTIN (1963a) aufgestellten Hypothese, wonach Schwefelwasserstoff aus dem Meer in Verbindung mit dem Wasser der Küstennebel als Sulfat zur Metamorphose der bereits vorhandenen Kalkkrusten zu Gipskrusten führt. Diese Hypothese wurde schon früh diskutiert und von BESLER (1972: 121) aufgrund von chemischen Problemen abgelehnt. Unbestritten an dieser Hypothese ist, daß organogene Schwefelverbindungen, insbesondere  $\text{H}_2\text{S}$ , unter bestimmten anaeroben Bedingungen in Meeresbecken entstehen können. Zweifelhaft aber ist z. B. das dauerhafte Vorkommen solcher anaeroben Bedingungen im Auftriebswasser vor Namibia, wo ständig sauerstoffreiches antarktisches Frischwasser zugeführt wird (Kap. 3.4).

SHANNON (1985) und CHAPMAN & SHANNON (1985) haben anhand von hydrochemischen und biologischen Untersuchungen festgestellt, daß zumindest anoxische Bedingungen (also Sauerstoffdefizite) im Auftriebswasser vorkommen können, die *in situ* gelegentlich zur Produktion von  $\text{H}_2\text{S}$  führen. SCHULZ et al. (1999: 493) haben Sauerstoffkonzentrationen von nur 5-28  $\mu\text{M}$  im Auftriebswasser gemessen.  $\text{H}_2\text{S}$ -Exhalationen wurden erstmals von DAVIS (1948) und HART & CURRIE (1960) festgestellt. Solche Prozesse führen nach CHAPMAN & SHANNON (1985) zu den (seltenen) Jahren mit ausgedehntem Fischsterben (CLASSEN 1930, KAISER 1930, COPENHAGEN 1953, KOLLMER 1962, ANNEGARN & KRUT 1985). Diese Fischsterben sind jedoch anscheinend ausschließlich auf die Auftriebszelle vor Walvis Bay beschränkt. Es ist fraglich, ob sie

durch toxische H<sub>2</sub>S- oder Methan-Exhalationen, Sauerstoff- oder Nährstoffarmut verursacht werden. Über andere Zonen konnten keine Berichte ausfindig gemacht werden.

Die Zweifel an dauerhaften oder regelmäßigen starken (riechbaren) H<sub>2</sub>S-Exhalationen liegen in der Struktur des Benguela-Ökosystems begründet (LONGHURST 1998: 182-187). Dieses hochkomplexe Ökosystem besteht - wie in Kap. 3.4 vereinfacht erläutert - aus zwei Schichten: einer anoxischen bis anaeroben und nitratarmen im Meeresbodensediment und einer nitratreichen Upwelling-Schicht. In der oberen Schicht finden aufgrund des Nährstoff- und Sauerstoffreichtums bedeutende Stoffwechselfvorgänge statt, die als Abbauprodukte u. a. schweflige Kohlenwasserstoffe (s. u.) enthalten. In normalem Maße entsteht auch H<sub>2</sub>S, das zum Teil wohl in Lösung geht oder oxidiert wird, zum Teil - wie an allen Meeresoberflächen - in die Atmosphäre entweichen kann. Beträchtliche Mengen des abgestorbenen organischen Materials sinken auf den Meeresboden, wo sie ein überwiegend organogenes Sediment bilden und teilweise von Bakterien zersetzt werden. Von diesen wird im Rahmen des organischen Abbaus in höherem Maße der für Organismen stark toxische Schwefelwasserstoff produziert. Der im Sediment gebildete Schwefelwasserstoff dient Bakterien, wie *Thiomargarita namibiensis* als Reduktionsmittel und damit als lebensnotwendiger Energielieferant (SCHULZ et al. 1999: 495). So wird er wieder aus dem Systemkreislauf genommen (WUETH-RICH 1999: 415).

Die Oxidation des Schwefelwasserstoffs unter Sauerstoffmangel geschieht im Sediment über Nitrat als einziges mögliches Oxidationsmittel (Sauerstoffkonzentration im Sediment nach SCHULZ et al. 1999: 493 beträgt nur 0-3µM), wobei das Nitrat aus dem Auftriebswasser stammt und nur bei starken Stürmen ins Sediment gelangen kann. *Thiomargarita namibiensis* hat deshalb einen „Nitrat-speicherkörper“ entwickelt, um den Stoffwechsel auch unter Normalbedingungen (anoxisch, ohne Oxidationsmittel Nitrat) aufrechtzuerhalten. Damit sind die Bakterien in der Lage, eine Verbindung zwischen dem ansonsten getrennten Schwefel- und dem Nitratkreislauf herzustellen (SCHULZ et al. 1999: 495). Nach SCHULZ et al. (1999: 493) kommen so hohe Sulfat-Reduktionsraten in den oberen Sedimentschichten (0-3 cm) zustande, welche zu den relativ hohen Sulfid-Konzentrationen von 100-800 µM führen. Die unmittelbar aufliegende Wasserschicht soll häufig Sulfidgeruch aufweisen. Unter Normalbedingungen erfolgt jedoch anscheinend kein Austausch mit höheren Wasserschichten. Die von allen Autoren festgestellte Periodizität dieser anoxischen Ereignisse (Fischsterben) läßt darauf schließen, daß sie mit sog. ENSO-Fluktuationen (El Niño/Southern Oscillation), also einer Südverschiebung der Angola-Benguela-Front, die auch klimatische Folgen auf dem Festland hat (Kap. 3.2 und Kap. 4.1), einhergeht. Da Schwefelwasserstoff als Reduktionsmittel in den Stoffwechsel von

Sedimentbakterien eingebunden ist und im anoxischen Milieu nur unter Anwesenheit der Bakterien überhaupt entstehen kann, ist eine übermäßige Exhalation unter Normalbedingungen wenig wahrscheinlich, es sei denn, das komplexe System bricht zusammen. Während ENSO-Ereignissen wird die Möglichkeit gesehen, solche Zusammenbrüche zu verursachen. Auch extreme Nipptiden können anscheinend infolge der Exposition des Meeresbodens an die Atmosphäre zu Systemzusammenbrüchen führen und Ausgasung der oberen Sedimentschichten bewirken (vgl. WALDRON 1901, SCHENCK 1901, BORN 1930).

LOGAN (1960) und MARTIN (1963a) verweisen darauf, daß dann H<sub>2</sub>S-Geruch noch 18-30 Kilometer oder sogar 50 Kilometer landeinwärts wahrnehmbar seien, was BESLER (1972: 120) bezweifelt. Diese Zweifel sind schon allein deshalb berechtigt, weil H<sub>2</sub>S, wenn es nicht bereits im Meerwasser, dann doch spätestens in der Aerosol-Phase (ANNEGARN et al. 1979) zu SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> oxidiert wird bzw. in Lösung geht. Somit kann relativ schnell keine Geruchsemission mehr auftreten. In wässriger Lösung ist Schwefelwasserstoff eine schwache zweibasige Säure:



Entsprechend bildet er zwei Reihen von (sehr schwachen) Säuren, Hydrogensulfide und Sulfide.

Während des ausgedehnten ENSO-Ereignisses im April/Mai 1995 (Kap. 3) konnte nie der typische, stechende H<sub>2</sub>S-Geruch wahrgenommen werden, weder während der zahlreichen Feldaufenthalte zwischen unterem Omaruru und unterem Kuiseb im küstennahen Bereich, noch im Landesinneren. Gleiches gilt für sämtliche küstennahen Aufenthalte zwischen 1989 und 1998 (von Aufenthalten im Ort Walvis Bay abgesehen, wo aufgrund der Fischverarbeitenden Industrie allerlei Odeurs auftreten). Den eigenen und publizierten Beobachtungen folgend, muß davon ausgegangen werden, daß, falls es tatsächlich Schwefelwasserstoff-Exhalationen gibt, diese (1) auf die Upwelling-Zelle vor Walvis Bay bei Verschiebung der Angola-Benguela-Front beschränkt sind und (2) sie relativ seltene Ereignisse darstellen, die kaum öfter als zehnmals pro Jahrhundert auftreten (eine Stabilität und Übertragbarkeit der jetzigen Verhältnisse vorausgesetzt).

Das hat zur Folge, daß es während der letzten 100 ka, als dem Zeitraum, welchen z. B. HEINE & WALTER (1996: 252) als Minimum für die Gipskrustenbildung ansetzen, höchstens 10.000 mal zu solchen Exhalationen kam, wahrscheinlich zu weit weniger (wie erwähnt, ohne irgendwelche quartären Schwankungen oder gar Abtragsphasen einzukalkulieren). Dem stehen zwischen 5000 und 10.000 km<sup>2</sup> Hauptkrustenfläche mit Gipsen gegenüber. Selbst im geohydrochemisch günstigsten Fall für Gipskrustenbildung nach der „ozeanischen Hypothese“, nämlich bei Annahme von (nie gemessener) permanenter H<sub>2</sub>S-Ausgasung von der Walvis-Auftriebszelle mit Oxidation des gesamten

Schwefelwasserstoffs zu schwefliger Säure (obwohl dies durchaus problematisch ist, s. o.) in der Aerosolphase und einem Eintrag an 80 Nebeltagen im Jahr (am Capri-Rivier nordnordöstlich des OMDEL-Staudamms höchstens 10-20 Tage) sowie bei Vernachlässigung von Abtragsbeträgen, wäre die Gipskrustenverbreitung in der vorgefundenen Mächtigkeit kaum erklärbar.

Ob die „ozeanische Hypothese“ also, selbst ohne die problematischen, wenig erforschten geochemischen Prozesse einzubeziehen, für die Erklärung einer Calcrete-Gypcrete-Pseudomorphose (Hauptkrustenfläche) ausreicht, die ja am Capri-Rivier immerhin etwa 70 km weit ins Landesinnere reicht, ist zumindest zweifelhaft. Insbesondere gilt dies, weil im letzten und vorletzten Hochglazial die Meeresspiegel erheblich niedriger lagen, als im Holozän und dadurch die Grenzbereiche der (heutigen) Gipskrustenverbreitung vermutlich über 100 km von der damaligen Küste entfernt lagen. Außerdem ist fraglich, ob es in Phasen niedrigerer Meeresspiegel, als ja das Upwelling besonders intensiv war (Kap. 4.1), infolge des relativen Auftauchens der Walvis-Schwelle und der daraus folgenden Blockade des Angola-Gegenstroms überhaupt zu einer Art ENSO-Ereignis mit erhöhten  $\text{H}_2\text{S}$ -Exhalationen kommen konnte.

Das geochemische Hauptproblem bei der von MARTIN (1963a) entwickelten „ozeanischen Hypothese“, ist allerdings in der hohen Instabilität der meisten Schwefelverbindungen zu sehen, die den oben angeführten „Optimalfall“ stark relativieren. In Wasser werden die meisten Schwefelverbindungen kurzfristig (in maximal einem bis drei Tagen) oxidativ abgebaut (in der Regel zu Sulfaten, die in Lösung gehen, vgl. HAMBLETON-JONES 1983). Eine Oxidation zu Schwefeldioxid, schwefliger Säure oder Schwefelsäure ist nicht sehr wahrscheinlich, da hierfür hohe Temperaturen notwendig sind (BESLER 1972: 121). Mit Carbonaten erfolgt eine Reaktion zu Polysulfiden (nicht zu Sulfaten) erst bei Rotglut. BESLER (1972: 121) schließt demnach eine direkte Reaktion von Schwefelwasserstoff ebenso wie von Sulfat mit den Carbonaten (Calcrete) aus.

Sollte Schwefelwasserstoff aus dem Ozean in die Atmosphäre entlassen werden, so ist seine Oxidation in der Gas- bzw. Aerosolphase wahrscheinlich. Chemisch ist dann eine Bildung von Sulfaten unter Anwesenheit von Metall-Kationen möglich (HOLT et al. 1978). Die Bildung von Calciumsulfat im Nebelwasser (WATSON 1988: 24) wäre dann allerdings nur eine weniger wahrscheinliche (?) Variante von mehreren (z. B. Glaubersalz  $\text{NaSO}_4$ , Schwerspat  $\text{BaSO}_4$ , Kieserit  $\text{MgSO}_4$  oder Natriumhydrogensulfat  $\text{NaHSO}_4$ ). Es ist daher so nicht erklärbar, warum sich gerade Gips und nicht etwa die teilweise schwerer löslichen anderen Sulfate auf der Namib niederschlagen.

Dieser Prozeß wäre als Gipsbildungsprozeß am Calciumanteil des Nebel-Aerosols anzusprechen und benötigt eine calciumreiche Aerosolquelle (in der küstennahen Namib bedingt vorhanden).



ZHOU & TAZAKI (1996: 3304) haben die teilweise Umwandlung von Calcit aus ostasiatischem Wüstenäolium in Gips und eine relative Gipsanreicherung während des Ferntransports über das Japanische Meer beschrieben. Es ist demnach unter bestimmten Voraussetzungen möglich, daß Calcitstaub vom Festland in der Aerosolphase teilweise in Gips umgewandelt werden kann. Dazu sollten schweflige Säure oder Ammoniumsulfat-Aerosole,  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ , verfügbar sein. Es wird allerdings darauf hingewiesen, daß zumindest ein Teil der gemessenen relativen Gipsanreicherung im Zielgebiet auch an den im Vergleich zum Gips höheren Sedimentationsraten anderer Partikel, wie Calcit, Quarz oder Tonminerale liegen könnte (ZHOU & TAZAKI 1996: 3304).

Ob in dieser Weise die Bildung der Namib-Gypcrete erklärt werden kann, ist allerdings fraglich, da es sich um ein Ferntransportmodell handelt und eine lineare Transportrichtung mit Liefer-, Anreicherungs- und Zielgebiet vorliegt. In der Namib wäre bei Annahme der Modellvorstellung Liefer- und Zielgebiet identisch. Dies würde einen, den Reaktionszeiten des Schwefelzyklus angepaßten Klimazyklus erfordern (Tag-Nacht-Zyklus ist wohl zu kurz, saisonale Zyklen wahrscheinlich zu lang). Vorteil dieses Modells der Anreicherung über dem Ozean ist allerdings, daß die chemisch sehr problematische Pseudomorphose von Calcrete in Gypcrete (s. o.) nicht explizit enthalten ist.

Der von HEINE & WALTER (1996: 242) erwähnte Weg über die Oxidation des  $\text{H}_2\text{S}$  zu Sulfaten ( $\text{SO}_4^{2-}$ ), die mit anlandigen Winden direkt aus dem Meerwasser aufgenommen werden und im Nebel gelöst auf der Namib-Fläche zum Niederschlag gelangen sollen, ist ebenfalls zumindest problematisch: Da Meersalz-Sulfate, bzw. Sulfationen im Vergleich z. B. zu  $\text{NaCl}$  relativ „schwere“ Moleküle darstellen, müssen vermutlich weit höhere Windgeschwindigkeiten vorausgesetzt werden, um den Übergang in eine Aerosolphase, z. B. durch *sea spray*, in nennenswertem Umfang zu gewährleisten. Außerdem zeigen  $\text{Na}^+$ -Ionen ein weitaus höheres Ausschwemmverhältnis (*scavenging ratio*, definiert als Verhältnis der Durchschnittskonzentration eines Stoffes im Niederschlag zu seiner Durchschnittskonzentration in der Luft), als  $\text{SO}_4^{2-}$ -Ionen oder  $\text{SO}_2$  (GALLOWAY et al. 1993: 248f). Das bedeutet vereinfacht, daß bei einer Erhöhung des *sea spray*-Anteils im Aerosol eher eine Anreicherung (Niederschlag) von Kochsalz oder Na-Verbindungen als von Schwefelverbindungen zu erwarten wäre.

Tatsächlich zeigen jüngste satellitengestützte Messungen von HAYWOOD et al. (1999) zum Aerosolgehalt über den Weltmeeren drei klare Grundtendenzen für den Benguela-Bereich (die im übrigen auch für den Bereich des Humboldt-Stroms vor der Atacama gelten):

- (1) Der maritime Aerosolgehalt über dem Benguela-Schelf ist sehr gering (HAYWOOD et al. 1999: 1300),

- (2) Sulfatkomponenten spielen kaum eine Rolle bei den maritimen Benguela-Aerosolen, natürliche Meersalze (hauptsächlich NaCl, ohne Sulfate!) sind sehr dominant (HAYWOOD et al. 1999: 1299f),
- (3) die Aerosole über dem Benguela-Schelf (die ja als Kondensationskerne für den Namib-Küstennebel dienen) zeigen eine hohe terrestrische Komponente (HAYWOOD et al. 1999: 1302), z. B. Sulfate (Gipse) aus der Namib (s. auch ELTAYEB et al. 1993, die die mineralische Zusammensetzung von Namib-Aerosolen mit Böden der Namib verglichen).

Demnach ist es zwar nicht ausgeschlossen, daß Schwefelverbindungen aus dem Meer aufgenommen werden, sie bilden jedoch nicht den Hauptteil des sog. *background aerosol*. Vielmehr liegt eine bimodale Herkunft aller Schwefelpartikel im Aerosol der Namib vor (ANNEGARN et al. 1983: 2050, ELTAYEB et al. 1993: 676), was vermuten läßt, daß es mindestens zwei Quellen gibt, die zur Verbreitung dieses Elements in der Atmosphäre führen, nämlich:

1. eine terrestrische, die für die größeren Partikel verantwortlich zeichnet (z. B. *non-seasalt sulfate*) und einen Großteil der Gesamtmasse ausmacht und
2. eine maritime, die hauptsächlich aus kleinen Partikeln, aber zu geringerem Teil auch aus (größeren) Meersalzsulfaten besteht (vgl. ECKARDT & SPIRO 1999: 270).

Die maritime Komponente des Schwefelanteils im Aerosol über der küstennahen Namib ist wiederum im wesentlichen auf zwei Weisen erklärbar:

1. die oben erwähnte (seltener) Ausgasung von  $H_2S$  und die Oxidation in der Aerosolphase, also an bereits vorhandenen Nebeltröpfchen, wo bei Abwesenheit eines Neutralisationsagens (nicht nachgewiesen), z. B.  $NH_3$ , sogar schweflige Säure entstehen kann (vgl. ANNEGARN et al. 1983: 2051),
2. die weitaus wichtigere Abscheidung von Organosulfurgasen aus planktonreichen Wässern, v. a. von Dimethylsulfid (DMS), stellt weltweit den größten Anteil bei der Bildung des sog. *non-seasalt sulfate* (nss-Sulfat, vgl. FITZGERALD 1991: 536f). Ihr Anteil bei der Ausbildung von Kondensationskernen und ihre Rolle im globalen Schwefelzyklus ist jedoch strittig (ANDERSON & CHARLSON 1991: 2446).

Gerade der planktonreiche Südatlantik stellt eine bedeutende potentielle Quelle für DMS dar (BARNARD et al. 1982). Der Abbau von DMS in der marinen Atmosphäre ist nach FITZGERALD (1991:538) noch nicht endgültig erforscht. Es wird allerdings angenommen, daß OH-Gruppen bei der Oxidation eine dominante Rolle spielen (Photooxidation am Schwefel), wobei nach YIN et al. (1986) im Gefolge einer komplexen Reaktionsserie, die hier nicht wiedergegeben werden kann,

Schwefeldioxid, Schwefelsäure und Methanschwefelsäure (neben anderen Komponenten) entstehen. Sie können an vorher existierenden Aerosoloberflächen kondensieren (O'DOWD et al. 1996: 77). Neben der schwachen Säure, die gelöstes  $H_2S$  in Nebelwasser bilden kann (s. o.), sind diese Säuren aus dem DMS-Abbau die einzig denkbaren Verbindungen, die zu einer Calcrete-Gypcrete-Pseudomorphose beitragen könnten. ECKARDT & SPIRO (1999: 271) setzen dafür zwangsläufig einen langen Zeitraum persistenten Milieus an (seit dem mittleren Miozän hochardid). Es verbleibt allerdings das Problem, warum dann von dieser Pseudomorphose selektiv nur die Calcite der Hauptkrustenfläche betroffen sein sollen.

Fazit: Wenn es also tatsächlich zur Pseudomorphose von vorhandenem Carbonat zu Gips kommen sollte und dies als Gypcrete-Bildungsprozeß Anerkennung finden soll, dann sicherlich überwiegend über die Bildung von Säuren (gelöster Schwefelwasserstoff, schweflige Säure, Schwefelsäure und/oder Methanschwefelsäure) in der wässrigen Aerosolphase, sprich bei bereits vorhandenen Kondensationskernen. Ob dieser hypothetische und unerforschte Prozeß allerdings ausreichen kann, die am Anfang des Kapitels erläuterte Verteilung und Struktur der Namib-Gipskrusten zu erklären, muß stark bezweifelt werden. Gegen Beteiligung von maritimem Sulfat sprechen der geringe gefundene Anteil in den Namib-Aerosolen, die problematischen Transport- und die Reaktionsprozesse. Gegen die direkte Beteiligung von  $H_2S$  sprechen u. a. die Instabilität, leichte Oxidierbarkeit, die Leichtflüchtigkeit sowie die relative Seltenheit bedeutender Exhalationen. Chemisch am wahrscheinlichsten erscheint noch die Variante der Sulfatbildung am metallischen Aerosol in der Wasserdampfphase unter dominanter Beteiligung von maritimem Dimethylsulfid.

In vorstehenden Abschnitten (1) und (2) wurden die bisher publizierten Hypothesen zur Gipskrustenentstehung, die „terrestrische Hypothese“ (u. a. nach WILKINSON 1990) und die „ozeanische Hypothese“ (nach MARTIN 1963a/b und anderen), unter der Berücksichtigung der eigenen Beobachtungen zu Gipskrustenverteilung und -struktur kritisch diskutiert. Die „terrestrische Hypothese“ wurde abgelehnt und bei der „ozeanischen Hypothese“ ergeben sich erhebliche Zweifel, die hier nochmals etwas prägnanter ergänzend zusammengefaßt werden sollen:

1. Die Entstehung der Hauptgipskruste ist in ihrer Verbreitung und Struktur ein bisher ungeklärtes Phänomen. Sowohl eine terrestrische, als auch eine ozeanische Herkunft der Sulfate scheint unter aktuellen Bedingungen auszuschließen. Es ist unklar, ob schwefelhaltige Säuren im Nebel die Pseudomorphose von Calcrete in der vorgefundenen Weise verursachen können und warum von der Gipsbildung das Calcit von Marmor-Outcrops und anderen Kalkkrusten nicht betroffen ist.
2. Die Entstehung der jüngeren Gipskrusten in den Tälern kann durch Remobilisierung von Material der Hauptgipskruste erklärt werden. Dafür spricht, daß die jeweils tieferen Terrassen schwächer

inkrustiert sind als die höheren. Außerdem besteht der größte Teil des Namib-Aerosols aus remobilisiertem Gips.

3. Auf der Hauptgipskruste finden allenfalls geringe lokale Rekrystallisationsprozesse statt. Ansonsten wird sie fluvial angeschnitten und äolisch abgeschliffen, befindet sich also insgesamt in Auflösung. An Dykes finden sich aufgewehrte gipshaltige Stäube als Schleppen bis auf die Mittelhänge.
4. Das Calcit der Carbonatkrusten entstammt ursprünglich den Damara-Gesteinen des Hochlands; es zeigt also einen ablandigen Gradienten auf der Namib-Fläche (s. auch Kap. 4.2.2). Die Sulfate (Gipse) dagegen zeigen einen deutlichen auflandigen Gradienten; ihre Mächtigkeit nimmt zum Hochland hin ab. Dies weist Gypcrete und Calcrete sehr wahrscheinlich unterschiedliche Reliefgenerationen zu. Carbonatische Verbackungen bilden häufig das Liegende der Gipskrusten (vgl. HEINE & WALTER 1996: 242). Carbonate wie auch Sulfate sollen überwiegend durch Wind transportiert worden sein. Dies widerspricht eindeutig WILKINSONs (1990) These von der gleichzeitigen Entstehung von Calcrete und Gypcrete, denn beide Gradienten sind genau entgegengesetzt und deswegen bei gleicher Zeit und gleichem Agens nicht erklärbar. Für die *in situ*-Entstehung oder einen fluvialen Transport der Carbonate auf der Fläche gibt es keine Hinweise.

Die Zuweisung von Calcrete und Gypcrete zu unterschiedlichen Reliefgenerationen schafft einen weiteren, in der Literatur bisher kaum beachteten Problemkreis, denn beide Reliefgenerationen werden paläoklimatisch durch die Etablierung des Benguela-Upwellings erklärt, obwohl sie mit großer Sicherheit unterschiedlichen Bildungsmilieus und unterschiedlichen Erhaltungsmilieus zugeordnet werden müssen. So begründet EITEL (1993, 1994a, s. Kap. 5) ja die Kalkkrustengense mit der Ausbildung des Benguela-Upwellings im Endmiozän, WILKINSON (1990) die Genese der Hauptgipskruste aber mit genau den gleichen Argumenten.

Unbestritten ist bei den meisten Autoren, daß für die Krustengense ein Bildungsmilieu voraussetzen ist, welches eine gewisse Feuchtigkeit zur Lösung und zum Transport bereitstellt - bei Calcrete mehr, bei Gypcrete eher weniger (vgl. auch BESLER 1972: 122). Calciumsulfat ist etwa 200mal löslicher als Calcit (ÅBERG et al. 1999: 1401), gehört aber chemisch gesehen nicht zu den leicht löslichen, sondern eher zu den mittelmäßig bis schwer löslichen Sulfaten. Eine Lösung von Gips findet nur bei genügend Feuchtigkeit und in geomorphologischen Zeiträumen statt. Entgegen der Annahmen von HEINE & WALTER (1996: 242), wonach Gips angeblich auch bei geringer Bodenfeuchte vertikal und horizontal verlagert werden kann, ist (ungebrannter) Gips bei oberflächlicher Anfeuchtung quasi unlöslich. Eigene Lösungsversuche erbrachten folgendes Ergebnis: Gipskrustenstücke (Feldtrockengewicht 20 g) wurden weder bei häufiger Benetzung, noch bei tagelangem Eintauchen in ein

Becherglas aufgelöst. Lediglich ein zehntägiges Eintauchen in Regenwasser (aus Windhoek) erbrachte eine sehr geringe oberflächliche Anlösung. Als Lösungsmittel wurden Regenwasser oder *Aqua dest.* verwendet. Namib-Nebelwasser stand leider nicht zur Verfügung. Benetzung erbrachte keinen erkennbaren Erfolg. Kurze Schwankungen lösen Gips nicht. WILKINSON (1990: 116) nimmt an, daß Gypcrete ab einem Niederschlag von 150 mm/Jahr aufwärts durch Calcrete ersetzt wird.

Problematisch ist deswegen die Ansicht von HEINE & WALTER (1996: 242), wonach „in Verbindung mit der Bodenfeuchte die oberflächennahen Carbonate gelöst“ werden sollen und mit dem Schwefel des Nebelwassers Gips bilden. Da Calciumcarbonat noch sehr viel schwerer gelöst wird als Gips, würde eine adäquate kalklösende Bodenfeuchte den Gips höchstwahrscheinlich abführen. Ein Feuchteregime, welches Kalk löst und Gips ausfällen läßt ist geochemisch nur schwer vorstellbar und nur unter Beteiligung hochkonzentrierter Säuren überhaupt möglich. Wasser als Lösungsmittel ist bei diesem Prozeß auszuschließen. Auch die Durchfeuchtungsgrenze des Bodens spielt daher kaum eine Rolle. Im Feld konnte selbst bei dauerhaftem Nebel nie eine Durchfeuchtung der Namib-Oberfläche festgestellt werden, die 2-5 Zentimeter überschritt. Vielfach waren nur die exponierten Oberflächen benetzt.

Eine am 29.07.1994 bei Nebel entnommene und luftdicht verpackte Oberflächen-Gipsprobe vom unteren Tumas zeigte nach Trocknung bei 105°C einen Gewichtsverlust von 1,3%. Bei den meisten Feldbegehungen konnte überhaupt keine Durchfeuchtung des Bodens festgestellt werden. Auch die eigenen Profilgrabungen zeigten oft kaum Anzeichen einer deutlichen Durchfeuchtungsgrenze, an der rezent Gips auskristallisieren könnte. Manche Profile weisen allerdings in einigen Zentimetern Tiefe eine braunrote bis leuchtend ziegelrote Färbung auf (*locus typicus*: 22°25'33"S, 14°32'14"E), während der hangende Horizont eher gebleicht wirkt. Da aber der rötliche liegende Horizont stets deutlich feiner texturiert ist und Anzeichen einer rezenten vertikalen Dynamik fehlen, muß davon ausgegangen werden, daß es sich dabei um von ehemals höheren, möglicherweise wechselnden Grundwasserständen geprägte Horizonte größerer Verwitterungsintensität handelt. Eine rezente Durchfeuchtungsgrenze konnte nirgendwo eindeutig festgestellt werden. Im Bereich von mächtigeren Krusten scheint die Infiltrationsdynamik ohnehin blockiert zu sein. Die Infiltrationskapazität nimmt aber mit der Küstenentfernung zu.

Die Feldbefunde begründen insgesamt den Schluß, daß es zur Zeit der Kalkkrustenbildung auf der Namib-Fläche erheblich feuchter war, als zur Zeit der Gipskrustenbildung und als heute. Das Kalkkrustenbildungsklima entspricht zonal also nicht dem rezenten Klima. Also:

- (1) Wenn also die Krustenbildungen durch die infolge des Upwellings entstehende Aridität (wie bei EITTEL 1994a) erklärt werden sollen, müssen auch beim Upwelling-Regime Abstufungen vorkommen.
- (2) Wenn Krustenbildungen ein Indikatorwert für bestimmtes Klima zugebilligt wird, so können nicht durch einen einzigen determinierenden Faktor („Benguela-Upwelling“) zwei unterschiedliche Krustentypen (Calcrete und Gypcrete) erklärt werden.

Die einfache Gleichung Upwelling = Aridität = Nebelwüste kann dann so linear nicht gelten; es scheint sich um ein mehrschichtiges paläoklimatisches Problem zu handeln. Das bedeutet, es muß beim Benguela-Upwelling eine quantifizierende Komponente einkalkuliert werden, oder es spielen zusätzliche, vom Upwelling unabhängige klimatische Determinanten (z. B. großklimatische Systeme, wechselnder Westwind- oder Winterregeneinfluß etc.) eine Rolle. Andernfalls muß der Zusammenhang Benguela - Aridität für das Paläoklima eingeschränkt werden (z. B. WILKINSON 1990: 168).

(3) Hypothese zur Entstehung der Namib-Gipskrusten: Unter Zugrundelegung der angeführten hydrogeochemischen Argumente, der Erkenntnisse zur Ozeanökologie im Benguela-Bereich und der Ausführungen zum Aerosol über der Zentral-Namib, muß angenommen werden, daß rezent keine Gipskrusten (insbesondere nicht die Hauptgipskruste) durch Pseudomorphose aus Carbonatkrusten unter äolischer Zufuhr maritimer Schwefelverbindungen gebildet werden. Das Gegenteil scheint eher der Fall zu sein: die vorhandene Hauptgipskruste befindet sich in Auflösung. Das wird belegt durch:

1. die fluvialen Anschnitte am Tumas und am unteren Omaruru, deren Täler eindeutig jünger sind als die Hauptgipskruste,
2. das die Krustenfläche kappende Windschliff-Relief mit gipshaltigem Äolium an Unter- und Mittelhängen von Dykes,
3. erhöhten Gipsgehalt im Aerosol,
4. Vorkommen von nicht umgewandeltem Calcit der Marmor-Outcrops, Konglomeratreste und Kalküberzüge auf Dolerit-Dykes.

Bestenfalls kommt es zu lokaler Rekristallisation.

Demnach handelt es sich entgegen der Ansicht von HEINE & WALTER (1996, 1997) bei der Gips- oder Schwefelherkunft nicht um ein aktuelles Problem. Die Hauptgipskruste wird als Vorzeitform angesehen, die sich heute in unterschiedlichem Erhaltungs- und nur bedingt in Weiterbildungs-zustand befindet. Lediglich im direkten Küstenbereich kommt es (sub-) rezent zu makrokristalliner Gipsbildung, wobei marine Salze, insbesondere Gips und andere Sulfate, aus dem *sea spray* als

dominante Sulfat- oder Schwefelquelle dienen dürften. Dies wird durch die Beobachtung belegt, wonach sich die Makrokristalle im lockeren Sand (Wüstenrosen) überwiegend nahe an der Flutlinie und auf den unteren Meeresterrassen bilden (*locus typicus*: Strandterrassen nördlich Vineta bis Mile 4). Auf höheren Terrassen und weiter landeinwärts sind diese Formen seltener. Dort überwiegt die geschlossene Decke von faserigem, meso- bis makrokristallinem, teilweise auch alabasterartigem Gips (zumeist exhumierte Krusten).

Die Bildung der Vorzeitform Hauptgipskruste ist Vorzeitbedingungen zuzuordnen. Es ergeben sich also erhebliche Zweifel, ob die oben diskutierten aktuellen Prozesse zur Schwefelbereitstellung überhaupt jemals zur Krustenbildung geführt haben können oder ob nicht andere Prozesse verantwortlich gemacht werden müssen.

WATSON (1979: 15) kommt in einem Vergleich von zahlreichen publizierten Gipskrustenvorkommen zu dem Schluß, daß bei der Entstehung des weitaus größten Teils aller Gypcrete die Zufuhr und Akkumulation von an anderen Stellen gebildetem Gips die gewichtigste Rolle spielt. Sie entstehen entweder als Flachwasserevaporite, Grundwasserpräzipitate oder als pedogene Anreicherungen (WATSON 1988: 36). Bei den verbreiteten Gypcretes im südlichen Tunesien sieht WATSON (1988: 35) die Evaporite der periodisch überfluteten Schotts als primäre Gipsquelle an. Sie sind dort leicht auswehbar und werden deszendend pedogen angereichert. Auf dem im Pleistozän trockengefallenen namibischen Schelf können sehr ähnliche Bildungsbedingungen für Evaporite geherrscht haben.

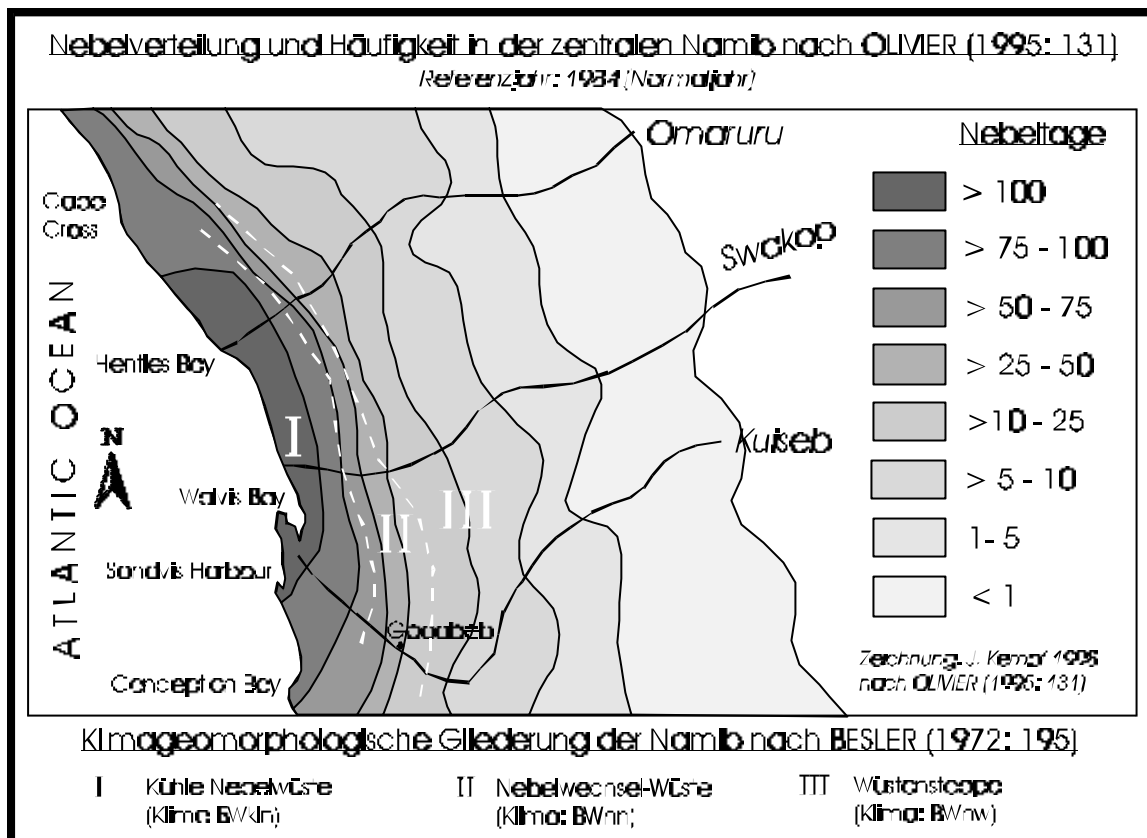
Da sich Regressionsphasen mit küstennahem Trockenmilieu parallelisieren lassen (Kap. 4.1.1), kann es mit Seewinden leicht zur Auswehung der Evaporite gekommen sein. Damit wäre das von BESLER (1972: 117) vermißte Liefergebiet in pleistozänen Trockenphasen durchaus vorhanden gewesen. Vom namibischen Schelf sind außerdem bedeutende Pyrit- und Gipslagerstätten bekannt (SIESSER & ROGERS 1976, DINGLE et al. 1983), deren Entstehung auf die endmiozäne Regression zurückgeführt wird. MORLEY & HAYS (1979: 407) und DIESTER-HAAS & SCHRADER (1979: 48) nehmen kaltzeitlich höhere Windgeschwindigkeiten an. Bereits BLÜMEL (1991) hatte die Deflation von Schelfevaporiten für die Ausbildung der Kalkkrusten im südwestlichen Afrika verantwortlich gemacht, was aber von EITEL (1994a: 47) verworfen wurde (Kap. 5). EITEL (1994a) gibt den Kalkkrusten in Anlehnung an WARD (1987) ein höheres Alter. Für die pleistozänen Gipskrusten ist eine Auswehung dagegen leicht denkbar. Die allgemeine Akzeptanz der „ozeanischen Hypothese“ nach MARTIN (1963a/b) und anderen, hat dazu geführt, daß die (wahr-

scheinlichere?) Möglichkeit der Gipsauswehung vom trockenengefallenen Schelf in der Literatur nicht diskutiert wurde.

Hauptargument für die Erklärung der räumlichen Verbreitung der Hauptgipskruste nach der ozeanischen Hypothese mit ihrem ostwärts abnehmenden Gradienten ist die scheinbare Übereinstimmung mit dem Gebiet, in das mit einem ebenfalls ostwärts abnehmenden Gradienten regelmäßig Küstenebel vordringen (MARTIN 1963a: 348, BESLER 1972, WATSON 1985). Tatsächlich stellt heute direkt an der Küste an durchschnittlich etwa 100 Tagen im Jahr der typische Namib-Küstenebel die einzige regelmäßige Feuchtigkeitsquelle neben den sehr seltenen autochthonen Niederschlägen (Kap. 3.3.5). Unter dem Aspekt „Hauptgipskruste als Vorzeitform“ verliert das aktuelle Klima als Determinante jedoch an Bedeutung, da z. B. im Hochglazial die Küstenlinie weit nach Westen verschoben war und vermutlich ein von heute erheblich differierendes Feuchteregime herrschte. Pleistozäne Fluktuationen werden von den meisten Autoren für wahrscheinlich gehalten (z. B. RUST 1989). Unter den Bedingungen des Hochglazials ist also völlig unklar, ob Nebel zur Gipskrustenbildung beigetragen haben könnte. Die scheinbare Deckung der rezenten Gipskrustenverbreitung mit der rezenten Grenze regelmäßiger Nebelvorstöße samt dem landeinwärtigen Hauptgipskrusten-Mächtigkeitgradienten ist als Determinante demnach dem Erhaltungsmilieu zuzuordnen und nicht dem Bildungsmilieu. In der Realität deckt sich die Ostgrenze der Gipskrustenverbreitung, soweit sie nach zahlreichen Untersuchungen überhaupt als Linie festzulegen ist, eher mit dem Bereich, östlich dessen mit regelmäßigem autochthonem Oberflächenabfluß zu rechnen ist. Das ist als klarer Persistenzfaktor zu werten: regelmäßiger Oberflächenabfluß und Gipsinkrustierung schließen sich aus, da das ausgewehte Lockermaterial fluvial auf tiefere Reliefstockwerke verlagert wird und nicht pedogen inkrustieren kann.

Zwischen diesem Bereich und der tatsächlichen Zone regelmäßiger Nebelvorstöße liegt eine Zone mit seltenem Oberflächenabfluß (< 10 Regentage im Jahr) und seltenen Nebeln (< 10 Tage im Jahr, OLIVIER 1995: 131). Diese Zone deckt sich grob mit der Zone der Nebelwechselwüste nach BESLER (1972: 181f) und weist eine extreme Vegetationsarmut außerhalb der Abflußrinnen auf (Karte 21). Deswegen treten hier in Depressionen selbst Salzkrusten (Halite) gelegentlich auf (vgl. SCHOLZ 1972: 38). Nach WILKINSON et al. (1992) deckt sich die Grenze signifikanter Nebelvorstöße mit dem 15. Längengrad (E).





**Karte 21:** Nebelverteilung und klimageomorphologische Gliederung der zentralen Namib nach OLIVIER (1995) und BESLER (1972). Die Verbreitung der Gipskrusten deckt sich ungefähr mit der Grenzlinie zwischen Zone II und Zone III.

Da aus dem Bereich der Gipskrustenvorkommen kaum verlässlich datierbares Material vorliegt, unterliegen alle Annahmen über das Alter der Gipskrusten zu gewissem Maß der Spekulation. Unter Zugrundelegung der eigenen Feldbeobachtungen und der publizierten Befunde, muß davon ausgegangen werden, daß die Bildung der Hauptgipskruste sehr wahrscheinlich nach der Bildung der Hauptkalkkruste (der östlichen Namib) erfolgte. Die Verzahnung der Krustentypen am unteren Omaruru und am Capri-Rivier läßt dort auf einen (mehrfachen?) Milieuwechsel schließen, wo phasenweise Material akkumuliert wurde. In Abtragsbereichen, wie an dem von WILKINSON (1990) beschriebenen unteren Tumas-Mittellauf, läßt sich eine deutlichere Gliederung in Reliefgenerationen feststellen. Mit großer Sicherheit darf gelten, daß die Hauptgipskruste nicht älter ist, als die Terrasse der Rooikop-Transgression, da sie deren Ablagerungen überdeckt (Kap. 4.1.2). Auch die Terrasse der Vineta-Transgression (17-Meter-Terrasse) ist von Gipsen bedeckt, die mit großer Wahrscheinlichkeit zur Hauptgipskruste gehören. Für die Auswehung von gipshaltigen Schelfevaporiten kommen also unter Berücksichtigung der nachfolgenden Reliefgenerationen (Zerschneidungsphasen) die Meeresspiegeltiefstände ab der Post-Vineta-Regression, möglicherweise auch schon ab der Post-Rooikop-Regression, in Frage. Als Gipskrustenbildungsphasen wahrscheinlich sind Kanjeran, Früh- und Spät-Gamblian.

Die gipshaltigen mikrokristallinen Stäube wurden meist in präexistente Bodenrelikte, stark quarzhaltige Erosionsresidua über Calcrete, eingearbeitet und sind dort (mehrfach?) unter Beteiligung einer gewissen (stark wechselnden?) Grundfeuchte rekristallisiert. Die Voraussetzung von Wasserverfügbarkeit deutet an, daß Einarbeitung und Rekristallisation entweder überwiegend in nachfolgenden Feuchtphasen ablief oder (wahrscheinlicher) die heutigen Niederschlagsgradienten im Hochglazial nach Westen verschoben waren. Auch alternierende Einflüsse von Westwind- und Zenitalregen sind denkbar.

Die Reliefgenerationen bezeugen nach obigen Ausführungen in der zentralen Namib spätquartäre Milieuwechsel im insgesamt wohl trockenen Bereich (hyperarid für die Auswehung, arid für die Inkrustierung?), wobei Nebel als einzige Feuchtigkeitsquelle für die Bildung von Illuvialkrusten wohl nicht ausreicht. Ob zeitweise semiaride Verhältnisse erreicht wurden, ist unklar, aber für die Phasen der illuvial-pedogenen Inkrustierung durchaus denkbar. Die Versuche zur Gipslöslichkeit lassen die Vermutung zu, daß auch eine ein- bis dreimonatige saisonale Regenzeit mit über 200-300 mm Niederschlag für Gipskrusten, insbesondere bei hoher Verdunstung und geringem Gefälle, noch zum Persistenzmilieu gehören können. Vor allem die von Erosionsresidua pflasterartig bedeckten Illuvialkrusten der östlichen Namib-Fläche scheinen auch bei höheren autochthonen Niederschlägen nicht zwingend abgeführt zu werden.

#### 4.2.1.6 Kleinrelief der Spüloberflächen außerhalb markanter Abflußrinnen

Für die Beurteilung der rezenten Formungsdynamik der Namib-Fläche ist die Betrachtung des Kontaktbereichs Pedosphäre - Biosphäre - Atmosphäre von großer Bedeutung. Bereits LOGAN (1960), JAEGER (1965), BESLER (1972), GOUDIE (1972) u. a. haben einige typische Oberflächenphänomene in ihrer räumlichen Verbreitung erfaßt. Über Alter, Bildungsdauer und dem daraus abzuleitenden morphogenetischen Status dieser Oberflächenformen ist dagegen wenig konkretes bekannt. Da vielfach die Namib als mindestens seit dem mittleren Tertiär (bzw. dem End-Miozän) arides bis hyperarides Gebiet angesehen wird, müßte eigentlich auch die aktuelle Formungsdynamik, von geringen Schwankungen abgesehen, seit diesem Zeitalter wirken. Das mag zumindest für die Namib-Flächen gelten, da ja die Morphogenese der vom Hochland westlich entwässernden Täler vom Hinterland gesteuert sein könnte.

Bezüglich des Flachtal-Spülmuldenreliefs der Prä-Namib und der östlichen und mittleren Zentral-Namib wurde in Kap. 4.2.1.1 eine eher akkumulierende Dynamik festgestellt. Dabei handelt es sich aber in der Regel nur um eine Zwischensedimentation in den westlich gerichteten Abflußlinien der

kaum eingeschnittenen Flachmuldentäler. Die breiten Spülscheiden und gestreckten, fast ebenen Spülscheidenoberhänge bilden dagegen lokale Abtragungslandschaften, von denen bei starken Winden ausgeblasen oder bei autochthonen Niederschlägen mit Oberflächenabfluß Material zu den Spülmulden und Spülmuldentälern hin abgeschwemmt wird. Da die Spülmuldenoberhänge nur sehr schwach geneigt (meist unter  $0,7^\circ$  bis  $0,3^\circ$ , selten bis zu  $1^\circ$ ) und mehrere hundert Meter lang sind, entwickelt sich aufgrund des geringen Reliefimpulses auch bei den heftigeren Gewitterniederschlägen keine besonders ausgeprägte Transportfähigkeit. Aus diesem Grund werden trotz des Vorkommens seltener Schichtfluten (im Untersuchungszeitraum wurde in der Flächennamib keine solche Schichtflut beobachtet und auch nicht bekannt) von den nahezu ebenen Spülscheiden fast ausschließlich kleine Korngrößen (Sand und kleiner) verlagert. So entstand auf vielen dieser Flächen ein fast lückenloses Residualpflaster aus Grusen, Kiesen und Blöcken oder aber unbedeckter Fels (als anstehendes Gestein oder Hartkruste).

Dieses Wüstenpflaster (Serir) besteht aus lokal unterschiedlichen Materialien, die sich meist vom Ausgangsgestein herleiten lassen. Es handelt sich demnach abseits der Riviere überwiegend um den Skelettanteil ehemaliger Böden, von denen oft noch Reste in Taschen oder als Kolluvium in manchen Abflußlinien erhalten sind (Kap. 4.2.1.7). Auf Schiefen und Turbiditen dominieren Gangquarze, auf Quarziten kantige bis kantengerundete Quarzitgesteine, auf Flächengraniten feldspatreicher Grus. Auch auf Krustenflächen überlagern solche Erosionsrelikte meist die eigentliche Kruste. Sowohl auf den Gipskrusten der westlichen Namib, als auch auf den Kalkkrusten der östlichen Namib und Prä-Namib sind Krustenxenolithe in verschiedenen Stadien des Herauswitterns zu beobachten. Anders als die konglomeratischen Krusten der Rivierläufe zeigen dabei die pedogenen Krusten der Spülscheiden und Spülscheidenhänge eher Klasten aus kantigem Material mit allenfalls geringen Transportspuren. Das Wüstenpflaster auf den Konglomeraten, z. B. auf der Dachfläche („Kamberg-Calcrete“, Kap. 4.2.) des Karpfenkliffs oder bei Aruvlei im Proto-Kuisebtal, besteht dagegen überwiegend aus gerundeten Komponenten und Krustenbruchstücken (vgl. Tafel 4, Foto 4). Es wird von BESLER (1972: 158f) ebenfalls als Serir bezeichnet.

Auf den Serirflächen konnten einige azonale Oberflächenstrukturen beobachtet werden. Insbesondere in der Nähe von Inselbergen finden sich in den größeren Pflastern gelegentlich paläolithische oder mesolithische Artefakt-Ensembles (Kap. 6). Vereinzelt wurden Schotter gefunden, deren Oberfläche Taurillenstrukturen aufweisen (allerdings bei weitem nicht so häufig wie beispielsweise im Tsauchabtal westlich Sesriem). Dabei konnte aber keine regelhafte Verbreitung ausgemacht werden. Gleiches gilt für Serirkiese mit dunklen, speckigen Mineralrinden. Rindenbildung scheint aber vorwiegend Dolerite

und Granite zu betreffen. BESLER (1972: 136) sieht die Taurillenformen assoziiert an häufige Nebel- einbrüche, berichtet aber auch von Formen, die nachmalig von Windschliff überprägt wurden.

Insgesamt läßt sich auf der gesamten Namib-Fläche ein Fleckenmuster erkennen, dessen Einheiten sich grob in drei Grundformen gliedern lassen:

1. Festgesteinsoberfläche: saprolitisiertes oder unverwittertes anstehendes Ausgangsgestein oder kompakte Hartkruste (Calcrete, Gypcrete), einschließlich Blöcke über 50 cm Durchmesser,
2. Geröll oder Schotterpflaster (Serir) in unterschiedlich dichter Lage mit Korngrößen Grobgrus (Reg) bis Blöcke (kleiner als 50 cm Durchmesser),
3. Feinmaterialpflaster (sandiger bis grusiger Reg, tonige und schluffige Strukturkrusten in Mikro- schwemmbereichen), teilweise Polygonalstrukturen (Takyrr).

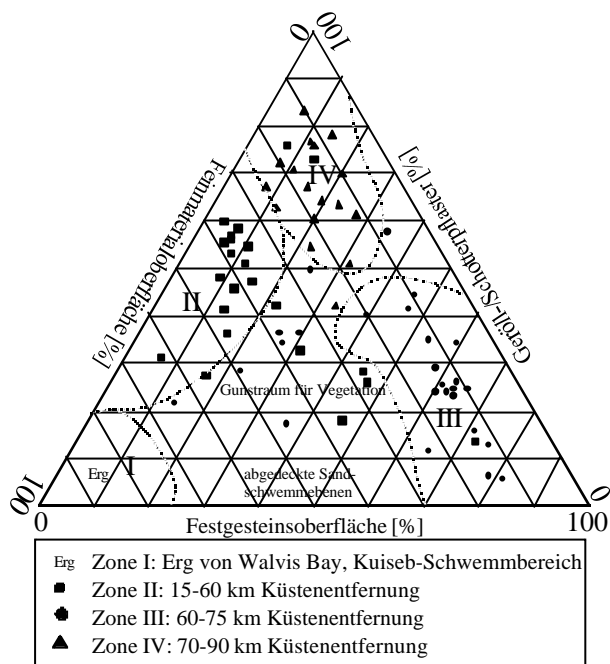
In der Nähe von nicht-granitischen Inselbergen, Stufen oder Dykes tritt häufig eine durch Murab- gänge bedingte, grobe, hamadaähnliche Schotterflur auf (nicht im Sinne einer Dachflächen-Hamada). Darunter fällt oft auch die bereits erwähnte Artefakt-Hamada. Bei der Typisierung fallen diese Oberflächen zum Typ 1.

Für die östliche Namib und die Prä-Namib charakteristisch ist eine lockere Grobkiesstreu aus Quarzen und Quarziten mit einem Bedeckungsgrad von 30-70% auf einer Mittel- bis Grobsand- decke. Dazwischen tritt sehr häufig abgedecktes Calcrete an die Oberfläche. Weite, unbedeckte Flächen anstehender Gesteine ohne jede Auflage finden sich nur auf abgeräumten Pedimenten, z. B. südlich von Karibib (*locus typicus* 22°07'20"S, 15°49'52"E).

Die Felsflächen der inneren Zentral-Namib tragen dagegen fast immer eine lockere Serir aus wenig transportiertem Bodenskelett oder einen dünnen mittel- bis grobsandigen Reg mit quasi einlagigem Grobsandpflaster (sofern nicht gestört). Felsoberflächen sind hier häufiger als weiter östlich, wo Calcrete dominiert und als in küstennäherern Bereichen, wo abseits der Riviere und Inselberge die Gipskruste quasi ubiquitär vorkommt. Es ist möglich, daß dieser relativ feinmaterialärmere Part der Namib, an den sich westlich noch die sehr trockene Nebelwechselwüste anschließt, als evolutions- ökologische Barriere wirkt(e), weil nur an wenigen Stellen ein effektiver Wurzelraum für höhere Pflanzen zur Verfügung steht. Tatsächlich ist hier ja selbst die trockenheitsangepaßte Vegetation auf Gunsträume der Spülmulden kontrahiert, während sich östlich zumindest annuelle Gräser und einige Karroo-Sukkulente auf der Fläche halten können (Kap. 3.6.3.1) und westlich die Flechtenrasen und die Fensteralgen unter Milchquarzen dominieren.

Die Zone vorherrschender Felsoberflächen ist selbst im Satellitenbild zu erkennen (Tafel 4, Foto 5). Sie trennt in der Zentral-Namib zwischen Kuiseb und Swakop also vereinfacht eine Zone gemischter

Reliefoberflächen (lockere Serir auf Krustenfläche) mit hohem Anteil sandiger und feingrusiger Zwischenräume von einer östlichen Zone der dichteren Kalkkrustenserir mit etwas exponiertem Feinmaterial (s. Abb. 50).



**Abbildung 50:** Verteilung von Oberflächen in Teilräumen der zentralen Namib. Basis: 66 zufällige Dichtemeßpunkte entlang der Gamsberg- und Us-Pad aus den Jahren 1994, 1995 und 1996 (jeweils Trockenzeit). Systematische Aufnahme von Meßpunkten im Juni 1995 alle 5 km (Tachometerstand).

Zone II: überwiegend Gipskruste mit lockerer Serir und grobsandig-feingrusiger Auflage. Kiesanteil nach Osten zunehmend.

Zone III: abgedeckte Felsoberflächen oder Blockstreu mit sehr lockerer Serir oder Reg.

Zone IV: teilweise abgedeckte Kalkkruste mit Schotterstreu und Feinmaterialflecken.

### Windschliff:

In weiten Teilen der untersuchten Gebiete treten Formen auf, die durch äolische Korrasion verursacht werden. Dort, wo Liefergebiete für das Schleifmittel Sand vorhanden sind, findet Windschliff auch rezent statt (BESLER 1972: 156). In Kap. 4.2.1.5 wurde festgestellt, daß ein beträchtlicher Teil der küstennahen Gipskrusten, insbesondere im Schwemmbereich des Omaruru-Unterlaufs, äolisch abgeschliffen wurde. Sowohl hier als auch auf der Tumas-Fläche südlich des Swakop wurden Winde aus östlichen bis nordöstlichen Richtungen als äolisch aktiv erkannt (vgl. LANCASTER et al. 1984, WILKINSON 1990: 124). LANCASTER (1985) hat für diese Bergwinde (Kap. 3) eine durchschnittliche Transportkapazität von 100 Tonnen Staub pro Meter und Jahr geschätzt.

Ob es in der Namib Flächen gibt, von denen das gesamte Krustenprofil durch Windwirkung bis auf die anstehenden Damara-Gesteine ausgeräumt wurde, konnte nicht geklärt werden. Einige Spül-scheiden der mittleren Namib (Tumas Vlake) wirken gekappt, da die von ihnen ablaufenden Mikro-abflußlinien in extrem ebenen Bereichen sehr unvermittelt anfangen können (vgl. auch Kap. 4.2.1.1). Vereinzelt sind Windkanter (meist Einkanter) aufzufinden. SWEETING & LANCASTER (1982) beschrieben auf solchen Flächen bei Rooibank sogar ausgedehnte Deflationshohlformen in abgedeckter Hartkruste. Luftbilder bei WILKINSON (1990: 125f) zeigen eine klare Windstreifung des Tumas-Reliefs, die *outcrops* als Hindernisse umgeht.

Von JAEGER (1965: 215f) wird aber darauf hingewiesen, daß auch sehr starke Winde auf der Serirfläche aktuell kaum Material bewegen können. Andererseits wurden am mittleren und unteren Omaruru während der Feldaufnahmen mehrfach sehr starke Staubstürme mit ausgedehntem Sandfegen beobachtet, die z. T. zum zeitweiligen Abbruch der Arbeiten und zum Auswechseln erblindeter Autoscheiben zwangen (auch: freundl. mündl. Mitteilung A. LÜCK 1993-1997). Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß jegliches in der entsprechenden Korngröße durch Verwitterung, *rain splash* oder Transport freigesetztes Material zügig äolisch verlagert wird. Auch die zahllosen sandigen Mikro- und Miniabflußlinien, Lateralrinnen und Spülmuldenfüllungen können dabei, sofern keine Oberflächenverkrustung oder strukturelle Verschlämmung vorliegt, als Schleifmittelquelle dienen.

Trotz des weit verbreiteten Vorkommens solcher möglicher Quellen sind augenscheinlich typische Windschliff- und Windstichformen in der Zentral-Namib bei weitem nicht so häufig und klar ausgebildet, wie beispielsweise im südlichen Diamantensperrgebiet (vgl. KAISER 1926, Bd. 2: 226 und Tafel 1, Abb. 3) und im Tsauchab- oder Tsondabtal (s. Tafel 8, Foto 1), wo ja durch die Dünenansammlungen stets Schleifmittel im Überschuß bereitgestellt wird. An Inselbergen aus Marmor (z. B. Swartbank-Berge) können nach BESLER (1972: 156) die meisten charakteristischen Formen der Windkorrasion am Festgestein beobachtet werden (SELBY 1977b: 197). Insgesamt erscheint es schwierig, die Rolle des Windschliffs im geomorphologischen Kontext der zentralen Namib zu beurteilen. Geht man jedoch davon aus, daß die Entstehung der Hauptgipskruste in spätpleistozäne Glaziale eingeordnet werden kann (Kap. 4.2.1.5), dann kann durch den relativ geringen verfügbaren Zeitrahmen auch die geringe Ausprägung des Windreliefs auf der Krustenfläche erklärt werden. Immerhin deutet die Windstreuung auf langfristige äolische Materialabfuhr und damit auf Krustenausdünnung hin.

**Kapitelfazit:** Die aus den Oberflächenphänomenen zu erschließende rezente Dynamik unterstützt die These, daß es sich in der zentralen Namib um einen Raum in morphologisch relativ „trocken-stabilem“ Milieu handelt. Andererseits ist zu konstatieren, daß es nicht nur Phasen gegeben haben muß, die den Formenschatz des stabilen Milieus auf der Fläche fluvial, sondern auch solche, die ihn äolisch angegriffen haben. Die autochthonen Wüstenpflaster sind aus dem Skelettanteil von Paläoböden gebildet. Ihre Formierung hat den Abtrag der feineren Korngrößen des Solums beendet oder zumindest stark verlangsamt. Windkorrasion wirkt rezent auf Teilen der Serir- und Krustenflächen im mittleren und westlichen Teil der zentralen Namib. So wird kontinentales Material auf den Ozean ausgetragen.

#### 4.2.1.7 Verwitterungsformen, Verkarstung und Bodenbildung

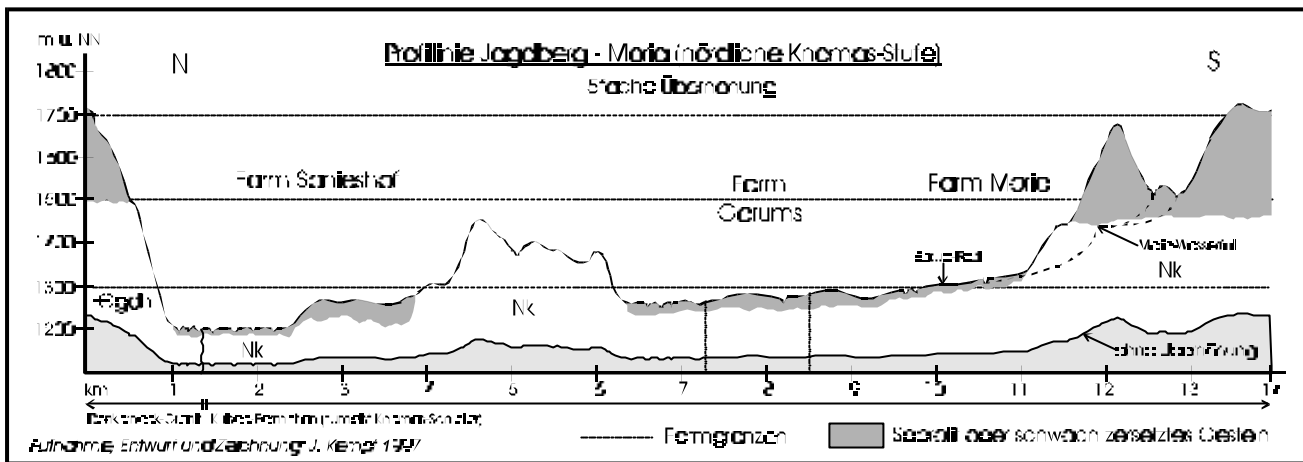
##### Saprolitisierung der Haupttrumpffläche

Ein Großteil der auf der Haupttrumpffläche im Untersuchungstransect (nicht nur auf der Vorlandfläche und der Randstufenlücke) anstehenden Gesteine ist tiefgreifend chemisch angegriffen und isovolume-

trisch zersetzt. Der Zersatz greift dabei über die unterschiedlichsten Gesteine hinweg. Sowohl die archaischen Kratonrelikte (Gneise, geschieferte Granite, Quarzite etc.) als auch sämtliche Damara-Metasedimentite (u. a. Glimmerschiefer, Marmor, Quarzite) und -Plutonite (Granitoide) sowie mesozoische Sandsteine und Pluto-Vulkanite sind von dieser Saprolitisierung betroffen (Kap. 4.2.1.1 u. Kap. 4.2.1.3, zu den Gesteinen vgl. Kap. 7). Ausnahmen bilden lediglich Teile höherer Inselberge oder Inselbergkomplexe, sowie Hartkrusten (v. a. Silcrete, Calcrete und Gypcrete). Letztere fossilieren häufig die zersetzten Flächengesteine (Kap. 4.2.1.5) und können von Lösungsprozessen angegriffen sein, die aber nicht die Qualität von Saprolit erreichen (vgl. z. B. MARKER 1982).

Auf vielen Flächen reicht die Saprolitisierung anscheinend sehr tief, wobei sie zum liegenden hin abnimmt. An der zentralen Randstufe, z. B. am Bosua-Pass und am Gamsberg-Pass, sind die Khome-Schiefer (Kuseb-Formation, undifferenziert) teilweise noch über 60 m unterhalb des Hochflächenniveaus mit dem Spaten grabbar, obwohl sie äußerlich wie Festgesteine aussehen. Noch in weit über 100 m Tiefe sind an jungen Straßenanschnitten stärker verwitterte Oxidationszonen feststellbar (*locus typicus* 23°15'03"S, 16°18'21"E). Systeme von Lösungsröhren im Glimmerschiefer an den steilen Oberhängen des Djab-Tals zeigen mehrere Meter unter Flächenniveau Saprolitbleichung (vgl. Tafel 9, Foto 1, *locus typicus* 23°14'56"S, 16°17'35"E). Die Röhren reichen mindestens 25 m tief. Am Kuseb weisen die Gramadullas (Seitenschluchten) einen markanten Gefällsknick mit Wasserfällen zum tief eingeschnittenen Haupttal ca. 50 m unter Flächenniveau auf, der anscheinend die Grenze der Saprolitisierung zum kaum verwitterten Festgestein anzeigt (Tafel 7, Foto 2; *locus typicus* 23°20'24"S, 15°45'55"E). Dieser Saprolit-Grenzbereich ist über weite Strecken des Kuseb-tals zu verfolgen.

Im Gegensatz zu den liegenden unverwitterten Festgesteinen bietet der hangende Saprolit kaum Widerstand gegenüber linienhafter Einschneidung. Besonders deutlich wird dies auch an einem Wasserfall auf Farm Moria (*locus typicus* 22°43'21"S, 15°59'11"E), der in einen Flächenstreifen der Vorlandrumpffläche mündet (Geländeprofil Abb. 51). Dort hat, wie an anderen Rivieraustritten aus dem Hochland die Einschneidung unterhalb der Saprolitgrenze nicht mit dem entsprechenden Hebungsimpuls (Kap. 7) der Hauptrumpffläche schritthalten können. Selbst am vergleichsweise wasserreichen Kuseb mit seinem großen Einzugsgebiet tritt in gleicher relativer Höhe ein Gefällsknick auf (Kap. 7).



**Abbildung 51:** Profilinie des nordwestlichen Randstufenübergangs in Zentral-Namibia vom Jagdberg zur Khomas-Fläche (Farmen Sanieshof-Garums-Moria) in fünffacher Überhöhung und ohne Überhöhung (unten). Die Khomas-Fläche ist hier aufgelöst in eine Randstufenzerschneidungszone. Sowohl die Gesteine des Khomas-Niveaus, wie auch die des Vorland-Niveaus sind mehr oder weniger stark chemisch verwittert. Der Moria-Wasserfall lehnt sich an die Saprolitgrenze an. Die jüngeren Gullies der Nebenrivier-Zuflüsse sind teilweise nicht nur in kalzifiziertes Kolluvium, sondern ohne markante Stufe auch in den Saprolit eingeschnitten. Selbst rezenter Abfluß bewirkt auf den Flächen rasche Zerschneidung. Nördlich des Jagdbergs (links in der Abbildung) geht die Vorlandfläche in den bei RUST (1970) beschriebenen Komuanab-Flächenpass und anschließend in eine Streckhangfläche zum tief eingeschnittenen Swakop-Hauptvorfluter über. In eindeutiger Weise hat die Saprolitisierung des Hochlands hier der (vermutlich tektonisch induzierten) Zerschneidung vorgearbeitet. Die Riviere mit größeren Einzugsgebieten weisen eine deutlich ausgeglichene Gefällskurve im Längsprofil auf (z. B. der weiter östlich aus dem Hochland austretende Kaan), als diejenigen mit kleinem Einzugsgebiet, wie hier das Moria-Rivier.

Das Alter dieser tiefgreifenden chemischen Verwitterung kann nicht genau angegeben werden. Ob sie allein auf die jüngste, tertiäre Tiefenverwitterungs- und Flächenbildungsphase(n) zurückzuführen ist, muß als fraglich erachtet werden, zumal nach STENGEL (1997: 272f) im südlichen Namibia bereits die präkambrisch-unterkambrischen Nama-Sedimente (GEYER & UCHMANN 1995) eine solche Rumpffläche mit Kaolinitprofilen über Saprolit fossilieren. Dieser präkambrische Zersatz könnte auch die nördlich des Kalahari-Kratons anstehenden Damara-Metasedimente bereits vorverwittert haben. Auch bestehen Teile der oberen Nama-Beckenablagerungen aus feintexturierten Peliten (Tonsteinen, „shales“), die ursprünglich u. a. in dessen Frühstadium vom Damara-Orogen sedimentiert wurden (vgl. GERMS 1983).

Auch in der Spätphase der Damara-Orogenese und nach dem Abschluß der marinen Beckensedimentation im Zaris-Becken (nördliche Nama-Gruppe) herrschte anscheinend flächenbildendes Morphomilieu, was durch eine möglicherweise saprolitische Gleitfläche des Naukluft-Deckenkomplexes belegt sein könnte. Letzterer bildet eine Überschiebungsdecke aus überwiegend Damara-Carbonaten (KORN & MARTIN 1959), die infolge der Schließung des Adamastor-Ozeans (Kap. 7) und der Damara-Orogenese mindestens 50 km über Kraton- und Nama-Sedimentfläche geschoben wurde. Die Basis der Naukluft-Decke wird, wo sie erhalten ist, allerdings anscheinend von hydrothermal veränderten (silifizierten) und durch den hohen Druck mylonitisierten, halitischen Flach-



wasserevaporiten (Damara-Dolomit) gebildet (BEHR et al. 1983: 195f). Auch die obere Nama dürfte durch den hohen Druck stark belastet sein, so daß eine eventuelle Saproлитisierung nicht gut nachweisbar ist. Auch in der umfangreichen Arbeit von GERMS (1983) finden sich keine Hinweise auf den Verwitterungszustand der oberen Nama im Naukluft-Gebiet (grünliche Tonschiefer der Uru-sis-Formation der Schwarzrand-Untergruppe). Es ist aber anzunehmen, daß die Tonschiefer auch ohne Saproлитisierung eine gute Gleitfläche für den Basisdolomit abgegeben haben.

Mit Ausnahme der heutigen, tief verkarsteten (KORN & MARTIN 1959) Naukluftberge wurden alle Gesteine der ehemaligen Überschiebungsdecke flächenhaft ausgeräumt und die Nama teilweise exhumiert. Bis zu den Dwyka-Glazialzeiten im Unterkarbon dürften demnach überwiegend Zeiten starker chemischer Verwitterung geherrscht haben, die für die saprolitische Vorverwitterung der Damara-Gesteine im Untersuchungsgebiet mitverantwortlich sein könnten. Auch anschließend könnte chemische Tiefenverwitterung förderndes Morphomilieu wenigstens zeitweise vorgelegen haben, denn z. B. die Sedimente der triassischen Omingonde- und Gai-As-Formationen enthalten ebenfalls hohe Tonanteile (Tonschiefer, „shales“). Erst die mesozoische Wüstenphase und die Fossilierung des Relief durch Flutbasalte beendete die Einrumpfung des Damara-Orogens. Da nach MARTIN (1976) wahrscheinlich alle Teile des Untersuchungsgebiets von diesen Vulkaniten bedeckt waren, handelt es sich bei allen Flächen, die prä-mesozoische Gesteine schneiden, um wiederaufgedeckte Rumpfflächen, welche bis mindestens in mittlere Tertiär weitergebildet wurden.

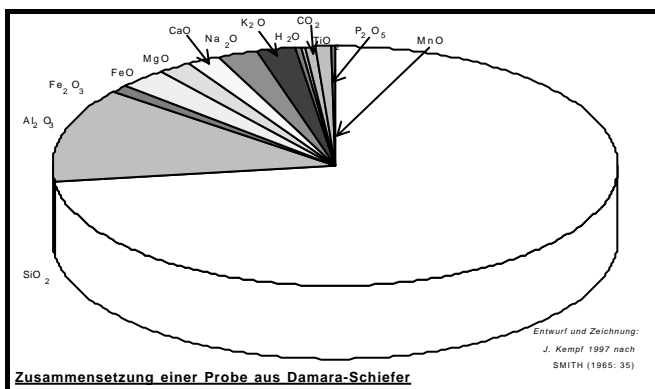
So beschreiben EITEL et al. (1999) ein anscheinend tertiäres Bodensediment am unteren Uniab, das einen relativ hohen Anteil der sehr verwitterungsresistenten Schwerminerale Turmalin, Zirkon, Rutil und Brookit enthält (zus. ca. 25% des Schwermineralgehalts). Auch ein hoher  $Fe_d$ -Wert (v. a. hämatitische Eisenoxide) von über 2g pro 100g Substrat sowie eine Dominanz von Kaolinit in der Tonmineralfraktion (EITEL et al. 1999: 21f) deuten auf ehemalige feuchttropische Latosolbildung hin. Im Zuge der Umlagerung wurde das Bodensediment anscheinend mit schwächer verwitterten Substraten vermengt, wie insbesondere ein hoher Granat- und Epidotanteil (leicht verwitterbar unter tropischen Bedingungen) und das Vorkommen von Smectiten andeutet. Dies ist ein Hinweis, daß die Umlagerung des Bodens vermutlich nach einer Klimaänderung erfolgte, die eine Änderung des Morphomilieus hin zu einem größeren Anteil an physikalischer Verwitterung bewirkt hat. EITEL et al. (1999: 24) weisen darauf hin, daß die Smectite auch als pedogene Neubildungen bei Durchfeuchtung des Substrats aus Palygorskite entstehen können, der in Kalkkrusten ubiquitär vorhanden ist (vgl. Kap. 5). Die durchgreifende chemische Verwitterung der Haupttrumpffläche hatte zur Folge, daß heute flächenhaft kaum frische, unverwitterte Gesteine anstehen. Stattdessen sind sowohl Prä-Damara als

auch Damara- und Post-Damara-Gesteine chemisch belastet - ein Faktum, auf das selten hingewiesen wird, das aber eine Fülle von geomorphogenetischen und pedogenetischen Konsequenzen hat. Lediglich RUST (1970: 131ff) weist auf die chemisch zersetzten Ausgangsgesteine im Rahmen der „Alteritbildung“ (feuchttropische Bodenprofile) im Bereich der Komuanab-Fläche (Vorlandrumpffläche im Bereich der Donkerhoek-Granite) hin. Andere der wenigen Autoren, die sich wie GOUDIE (1972), SELBY (1977) oder OLLIER (1977, 1978: 166) mit dem Relief „zwischen den Rivieren“ beschäftigen, betonen eine unverwitterte Gesteinsbasis der Flächen. Dies hat sich im Zuge der eigenen Feldarbeiten als sehr fragwürdig erwiesen. Saproлитisierung unterschiedlicher Altersstellung muß im Untersuchungsgebiet als beinahe ubiquitäres Faktum angesehen werden.

Ein Grund für die Einstufung als unverwittertes Festgestein könnte in der häufig nach der Saproлитisierung erfolgten Carbonat-Imprägnierung des Gesteins gesehen werden. Diese Imprägnierung, die bei KEMPF (1996a: 520) als „Regolith-Calcrete“ bezeichnet wird, erhöht ähnlich einer Silifizierung die jeweilige petrographische Härte, jedoch kaum dessen Resistenz gegenüber Abtrag. Foto 6 auf Tafel 9 zeigt exemplarisch einen Aufschluß der saprolitisierten Hauptrumpffläche mit den hangenden Boden- und Kolluvialbildungen am Topos Leewater (*locus typicus*: 21°34'23“S, 14°51'45“E). Der etwa 10 m hohe Aufschluß wurde hier von einem nur wenige hundert Meter langen, ungestuften Seitenrivier des mittleren Omaruru geschaffen. Die Zerschneidung ging dabei vom Hangenden zum Liegenden glatt durch eine schluffreiche kolluviale Überdeckung, die gekappten Reste des autochthonen Latosolprofils mit einer Residual-*stoneline* und durch das saprolitisierte, regolithisch kalzifizierte Damaragestein (hier Graphitschiefer) hindurch. Sowohl Khan, als auch Swakop und Kuiseb weisen v. a. entlang ihrer Seitenriviere sehr ähnliche Profile auf (vgl. auch Profil NA02 im Anhang).

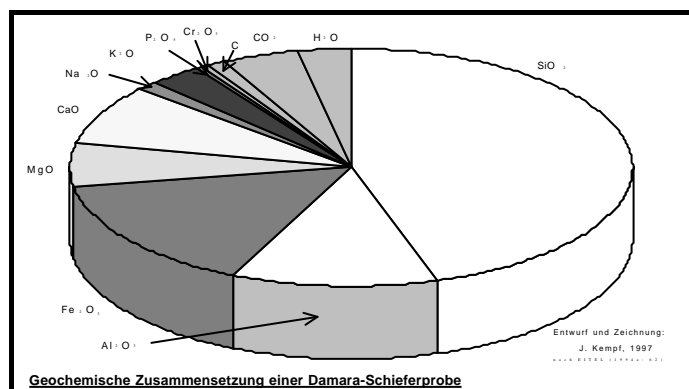
Genetisch junge Aufschlüsse abseits der großen Riviere zeigen gleichartige Formungsprozesse. So ist auf Foto 2 der Tafel 9 ein Aufschluß auf der Farm Okongue abgebildet, der erst durch subrezente Erosion entstanden ist (*locus typicus*: 21°07'41“S, 15°50'05“E). Die anstehenden syn- bis posttektonischen Salem-Leukogranite sind bis auf wenige sehr flache Schildinselberge und vereinzelte kleine Outcrops eingerumpft und chemisch durchverwittert. Auch hier liegt Regolith-Calcrete vor - der HCl-Test zeigt mäßiges Aufbrausen des Granits. Letzterer bildet eine unreliefierte, quasi ebene Oberfläche, aus der lediglich einige sehr mürbe Quarzgänge hervorragen. Das hangende, ebenfalls kalzifizierte autochthone Bodenprofil ist noch 50-80 cm mächtig und wird von einem 2-3 m mächtigen Kolluvium diskordant überlagert. Die rezente Spülfläche des Dongas ist dabei nicht nur in die Böden eingeschnitten, sondern auch bereits ca. 10-15 cm ins Anstehende. Dabei scheinen auch Lösungsprozesse eine Rolle zu spielen, denn es bilden sich bereits am Dongakopf flache Lösungsdellen

(s. u.). Anscheinend bietet der Saprolit selbst gegenüber dem rezenten Abtrag bei einem Starkregenniederschlag von ca. 250 mm jährlich kaum Widerstand, sobald die Bodendecke entfernt ist. Aufgrund der o. g. chemischen Vorbelastung selbst mancher frisch wirkender Gesteine, treten vermutlich Unterschiede in mineralogisch-petrologischen Analysen auf, die sich aus der Morphoposition und der Tiefe der Beprobung ergeben. Das betrifft v. a. die von der Saprolitisierung milieubedingt stärker betroffenen Gesteinsbestandteile. So analysierte SMITH (1965: 35) Damaraschiefer-Proben aus dem tief ins Anstehende eingeschnittenen Khan-Tal (zwischen Chuosbergen und Swakopmündung). Dabei ergab sich eine große Dominanz der kieseligen Anteile ( $\text{SiO}_2$ ) von fast 75 % bei über 12 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (Abb. 52). Der Anteil an Eisen- und Manganoxiden lag dagegen bei insgesamt knapp 5 %, der Calciumanteil bei lediglich 2 % ( $\text{CaO}$ ;  $\approx 3,6$  %  $\text{CaCO}_3$ ). Die Probe darf als unverwitterter oder kaum verwitterter Damara-Schiefer bezeichnet werden. Weitere publizierte Analyseergebnisse von Damara-Schiefen (Kuiseb-Formation) zeigen nur geringe Abweichungen von SMITHs (1965) Messungen (z. B. SCHNEIDER 1983, MILLER et al. 1983: 76ff).



**Abbildung 52:** Zusammensetzung des Damara-Schiefers nach Analysen von SMITH (1965: 35). Den größten Anteil bilden neben den Silizium- die Eisen- und Aluminiumoxide. Leichter lösliche Bestandteile sind nur in Anteilen unter 2 % oder in Spuren vorhanden. Die Probe stammt aus dem tief eingeschnittenen Khan-Tal.

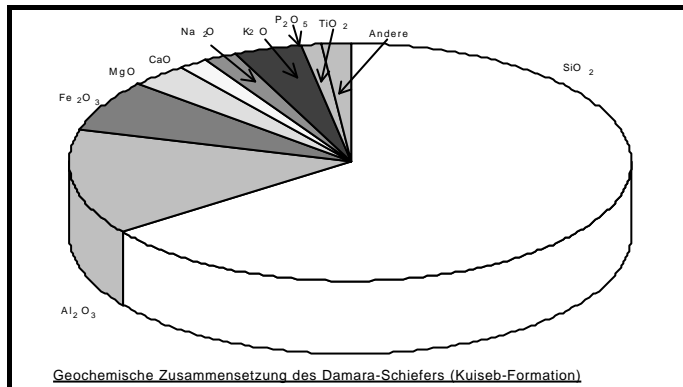
**Abbildung 53:** Zusammensetzung des Damara-Schiefers aus den Gaub-Gramadullas nach Analysen von EITEL (1994a: 62). Der Anteil von Eisen- und Aluminiumoxiden ist gegenüber der Probe in Abb. 52 deutlich erhöht. Silizium ist in geringeren Teilen erhalten und möglicherweise durch Verwitterung abgeführt. Auffallend ist auch der vierfache Anteil an  $\text{CaO}$  in der Probe von EITEL (1994a) gegenüber derjenigen von SMITH (1965). Da die genaue Morphoposition der Probenherkunft nicht genannt wird, besteht die Möglichkeit einer Kontamination durch Regolith-Calcrete.



Tab. 17 gibt die durchschnittlichen Werte aus 479 Einzelproben des Khomas-Schiefers nach MILLER et al. (1983: 80) an (ohne Amphibolite des Matchless Members). Sie sind in Abb. 54 graphisch dargestellt.

Min.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>
[%]	65,27	14,43	6,86	0,09	3,25	1,54	2,07	3,74	0,21	1,02

**Tabelle 17:** Geochemische Zusammensetzung der Damaraschiefer (Kuiseb-Formation) nach Durchschnittswerten aus den Daten von MILLER et al. (1983). Zu 100 % fehlende: Spuren 1,52 %.



**Abbildung 54:** Geochemische Zusammensetzung des unverwitterten Damaraschiefers (Kuiseb-Formation), berechnet als Mittelwerte aus 479 Einzelproben nach MILLER et al. (1983). Es bestehen deutliche Abweichungen zu den Angaben in Abb. 53, während die Probe von Abb. 52 innerhalb der Varianz liegt.

Im Gegensatz dazu hat EITEL (1994a: 62) eine Schieferprobe aus den Gaub-Gramadullas analysiert, die von diesen Durchschnittsergebnissen und selbst von den Extremata der Einzelproben (MILLER et al. 1983: 76+80) erheblich abweicht (Abb. 53). Der dort gefundene sehr niedrige Gehalt an SiO<sub>2</sub> (43,86 %) sowie der extrem hohe Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Anteil, der den absoluten Maximalwert aller 479 Proben von MILLER et al. (1983) noch um 60 % übersteigt, deuten an, daß es sich um eine Saprolit-Probe handeln könnte. Diese wurde vermutlich nachträglich kalzifiziert (z. B. durch Regolith-Calcrete), denn der Gehalt an CaCO<sub>3</sub> (von ca. 15 %) liegt bei mehr als dem fünffachen des Mittels (ca. 2,8 %). Für die Annahme einer nachträglichen Kalzifizierung sprechen auch die Daten zum MgO/CaO-Verhältnis, das nach MILLER et al. (1983: 77) in allen 479 untersuchten Proben über 1,0 liegt (stets mehr MgO als CaO), bei EITEL (1994a: 62) aber nur etwa 0,68 beträgt (ca. 50 % mehr CaO als MgO). Es dürfen daher aus dieser Probe aus vermutlich postgenetisch regolithisch aufgekalktem Saprolit keine weitgehenden Rückschlüsse über die Zusammensetzung der Damara-Schiefer gezogen werden.

### Bodenbildung

Vollständig erhaltene Kaolinit- oder Latosolprofile, die als sichere Zeichen für feuchttropische Milieubedingungen im Zusammenhang mit der Saprolitisierung gesehen werden können, wurden im Untersuchungsgebiet bisher nicht entdeckt. Mehr oder weniger mächtige Relikte solcher Bodenprofile *in situ* sind dagegen auf allen Teilen der Haupttrumpffläche und der Post-HR-1-Fläche (Kap. 4.2.1.2, S. 202ff) recht häufig. Zumeist sind sie nach einer Kappung kolluvial überdeckt und so konserviert worden. Daneben existieren Profile, die durch jüngere pedogene (transformierende)

Prozesse verändert wurden, z. B. Inkrustierung, nachträgliche Verbraunung unter Zufuhr von bestimmten Ionen-Garnituren, physikalische Verwitterung von Skelettresiduen etc. (s. u. und Kap. 8, vgl. KEMPF 1999a: 40, 1999b: 96).

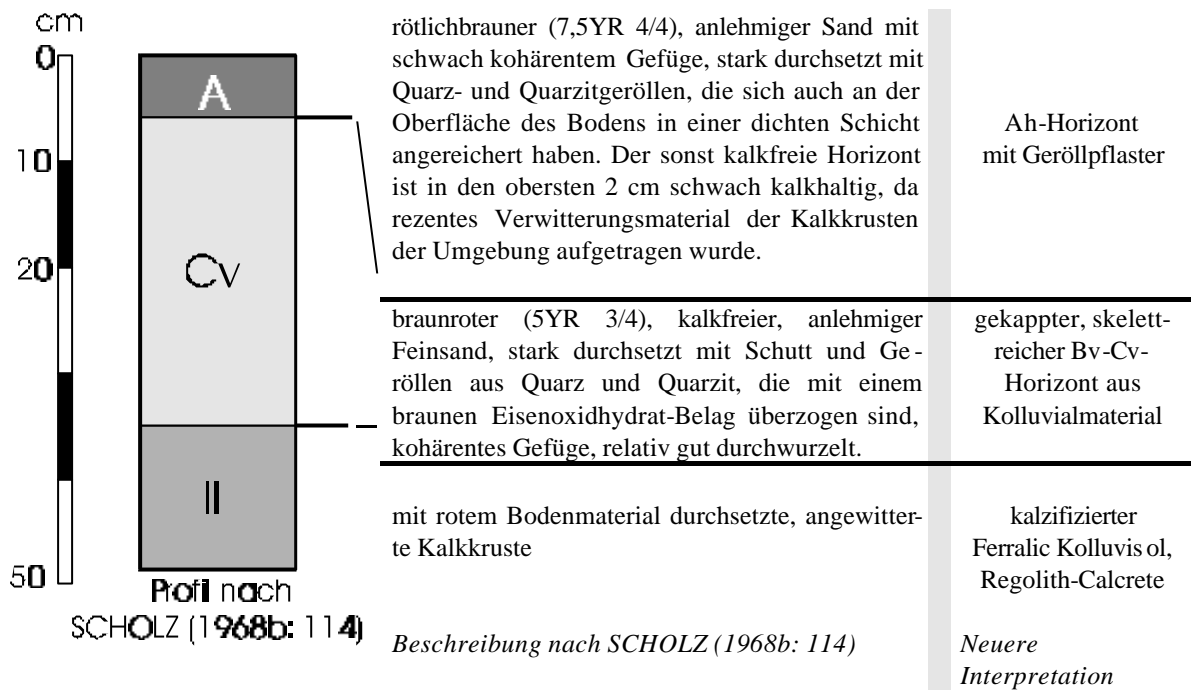
Als Typuslokalitäten solcher gekappten Latosolprofile (bei fersialitischer Verwitterung korrekterweise Plastosolprofile) können gelten (s. Profildarstellungen im Anhang):

1. Neudammer Hochland (Seeis-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil NH23 vom Pediment der Neudammkuppe (Farm Neudamm), *locus typicus*: 22°26'54"S, 17°18'08"E; Paläo-Latosolprofil über stark saprolitisierten Khomas-Glimmerschiefern (Kuseb-Formation) *in situ*; meliorisiert durch mechanisch verwitterten postgenetischen Hangschutt, Hangwasserlösungen und äolischen Input.
2. Neudammer Hochland, Auas-Bismarck-Flächenpaß (Seeis-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil NH31 (Farm Hohewarte), *locus typicus*: 22°36'55"S, 17°24'58"E; Paläo-Latosolprofil über stark saprolitisiertem Quarzit der Naos-Formation (Olifantsrivier Member) *in situ*; Erhaltung der liegenden Teile eines Bu- und Bu-Cu-Horizonts nach Kappung unverändert; überdeckt durch Bodensedimente mehrerer Kolluvialphasen mit transportierten Kernsteinen und Latosolsediment gleicher Genese.
3. Neudammer Hochland, Pediment der Bismarckberge (Seeis-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil NH27 (Farm Sonnleiten), *locus typicus*: 22°31'18"S, 17°24'14"E; bis über 2 m mächtiges Kolluvium aus Paläo-Latosol über stark saprolitisiertem glimmerreichem Quarzit der Auas-Formation mit geringen Latosolresten in Taschen.
4. Rehobother Becken, Pediment der Auas-Berge (Aris-Niveau, Post-HR-1-Fläche): Profil KH36 (Kleinsiedlung Walhalla), *locus typicus*: 22°42'55"S, 17°05'28"E; Paläo-Latosolrest über stark saprolitisiertem Quarzglimmerschiefer der Auas-Formation *in situ*; überdeckt von Sedimenten dreier Kolluvialphasen, wobei die älteste ein Latosolkolluvium (Ferralic Kolluvisol) darstellt (ähnlich dem Uniab-Lehm nach EITEL et al. 1999) und die mittlere aus groben, transportierten Kernsteinen besteht.
5. Khomas-Hochland (Khommas-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil KH51 (Farm Khomaskop), *locus typicus*: 22°29'59"S, 16°40'37"E; gut erhaltener Paläo-Latosolrest über stark saprolitisch verwitterten Glimmerschiefern der Kuseb-Formation *in situ*; ehemaliger Spülscheidenoberhang eines Relikts der Hochlandfläche, direkt auf zentraler Wasserscheide Swakop-Kuseb; angeschnitten durch Swakop-Nebenriversystem; gering kolluvial überdeckt durch residuales Skelettmaterial vom Oberhang. Am Oberhang Profil noch stärker gekappt, so daß dort nur noch postgenetisch physikalisch verwitterte Cvs-Horizonte (Saprolit ohne bedeutende Latosolreste in Taschen) mit sehr schwacher, jüngerer Bodenbildung auftreten („Saprolitic Leptosol“).
6. Khomas-Hochland (Khommas-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil KH49 (Daan Viljoen Wildpark), *locus typicus*: 22°32'09"S, 16°55'51"E; post-genetisch meliorisierter Paläo-Latosolrest über stark saprolitisch verwitterten Glimmerschiefern der Kuseb-Formation *in situ*; ehemaliger Spülscheidenoberhang der heute zerschnittenen Hochlandfläche; Termitenaktivität bis in den Saprolit mit Feinmaterialanreicherung; kolluviale Überdeckung durch Gangquarzgerölle.
7. Khomas-Hochland (Khommas-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil KH09 (Farm Rothenstein), *locus typicus*: 23°14'58"S, 16°33'28"E; Paläo-Latosolprofil über saprolitisiertem Quarzglimmerschiefer der Chuos-Formation *in situ*; postgenetisch durch Materialeintrag verbraunt und mit nodulärem Calcrete angereichert; Saprolit teilweise durch Regolith-Calcrete verbacken.

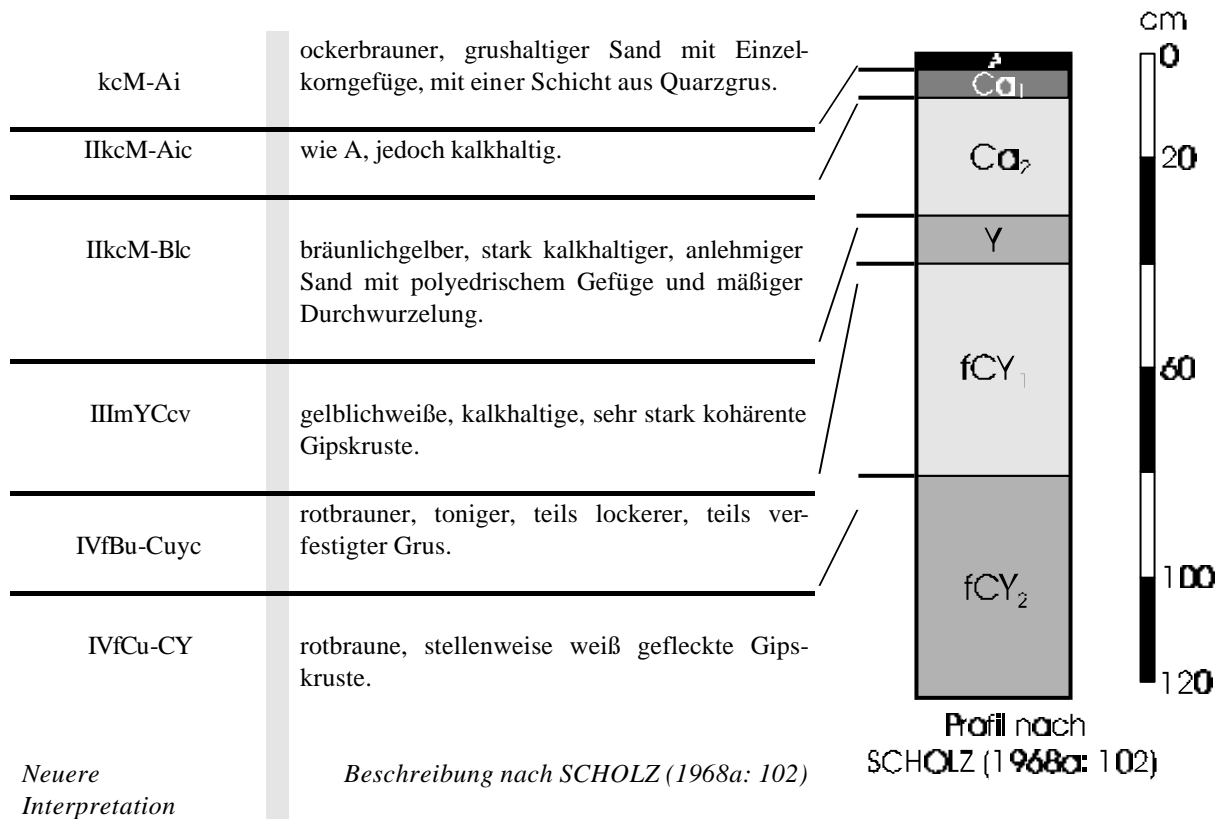
8. Vorlandfläche (Namib-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil NA05 (Farm Kaltenhausen, Donkerhoek-Flächenpaß), *locus typicus*: 22°37'18"S, 15°53'15"E; stark gekapptes, überformtes Paläo-Latosolprofil über zersetztem Granit (Donkerhoek).
9. Vorlandfläche (Namib-Niveau, Haupttrumpffläche): Profil NA02 (Damaraland, südlich der Landebahn des Uis-Segelfliegervereins), *locus typicus*: 21°34'23"S, 14°51'45"E; stark aufgekalcktes und verbackenes Latosolkolluvium über saprolitisierendem Graphitschiefer.
10. Randstufenlücke (Haupttrumpffläche, Namib-Niveau): Profil OM05 (Farm Schönfeld, nicht im Anhang), *locus typicus*: in hangendem Horizont stärker postgenetisch verbrauntes, in Taschen relictisch erhaltenes Paläo-Latosolprofil (eigentlich *Terra rossa*) über saprolitisierendem calcitisch-dolomitischem Marmor der Karibib-Formation (Otjongeama Marble Member); erhalten ist lediglich der Saprolit mit einem scherbigen Zersatzbereich, der mit roten (2,5YR 5/8 red) Tonhäutchen überzogen ist, sowie Teile des hangenden Bu-Cu-Horizonts. Letzterer wurde im obersten Profildezimeter aufmineralisiert und erscheint heute als skelettreiche *Terra fusca* (5YR 4/4 reddish brown), nach FAO-Terminologie „Rhodi-chromic Cambisol, neocalcic-protolumic phase“, nach der Soil Taxonomy „Rhodic Xerochrept“ im Übergang zum „(Dystric?) Eutrochrept“.
11. Vorlandfläche (Haupttrumpffläche oder Post-HR-1-Fläche, Namib-Niveau): Profil Nr. 5 bei SCHOLZ (1968b: 114), *locus typicus*: ca. 23°18'37"S, 15°54'10"E; umgelagerte kalzifizierte rote Paläobodensedimente innerhalb der Kuiseb-Calcrete-Terrassen (Abb. 55).
12. Vorlandfläche (Haupttrumpffläche, Namib-Niveau): Profil Gobabeb IV bei SCHOLZ (1968a: 102), *locus typicus*: ca. 23°31'10"S, 15°04'40"E; gipsverkrusteter gekappter Paläo-Latosol (Abb. 56).

Insbesondere auf der Vorlandfläche ist durch die vielfältigen postgenetischen Überprägungen und Krustenbildungen der ursprünglich vorhandene Latosolcharakter heute oberflächlich kaum noch zu erkennen und nur noch an Einzelindizien nachvollziehbar.

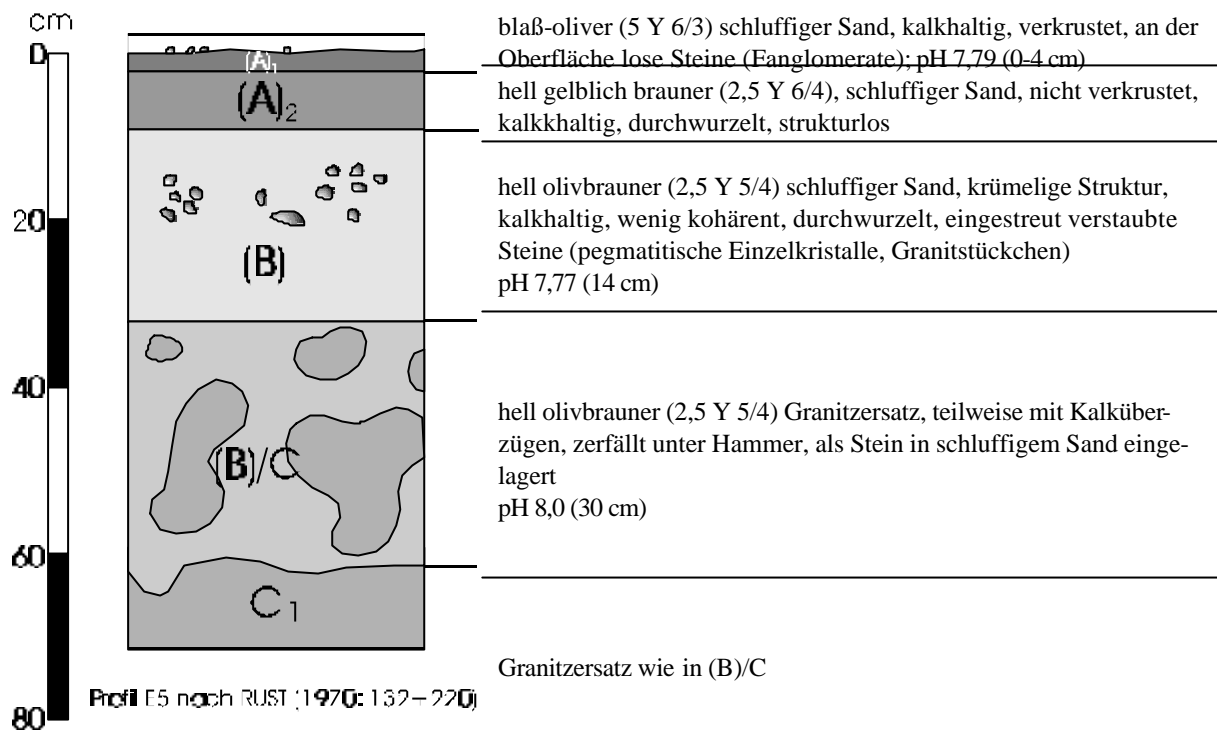
In erster Linie Saprolitisierung und Feinmaterialanreicherungen (unter Deflationsdecke oder im Lösungsresiduum der Krusten) sind solche Indizien. Selbst in Küstennähe (abseits des Litorals) finden sich Relikte stark chemisch verwitterter Gesteine assoziiert mit Rotlehmprofilen, die im hangenden Bereich durch Gipsnadeln verkrustet sind (*locus typicus*: 22°25'29"S, 14°32'12"E, Pediment auf Ostseite eines Dolerit-Dykes) oder von einem Steinpflaster konserviert werden (*locus typicus*: 21°19'08"S, 14°01'21"E, dortselbst teilweise unter Pflaster mit Artefakten des älteren *Middle Stone Age*). Auch Verwitterungsprofile auf Flächengranit zeigen, wie Profil NA05 (Typlokalität 8.) meist nur geringe Latosolreste und häufig stark verkrusteten Zersatz in den hangenden Teilen der Cvs-Horizonte (s. auch Abb. 57).



**Abbildung 55:** Kalzifiziertes Rotlehmprofil von Farm Schlesien nach SCHOLZ (1968b: 114). Vermutlich handelt es sich um kolluvial oder alluvial verlagertes Latosolmaterial, das auf einer Terrasse abgelagert und aufgekalzkt wurde. Solche Profile sind am mittleren Kuiseb und am Gaub sehr häufig, kommen aber auch auf der Berghof-Fläche östlich des Rostockbergs als Pedimentbedeckungen vor.



**Abbildung 56:** Gipsifiziertes fossiles Latosolprofil vom oberen Soutrivier, nördlich von Gobabeb nach SCHOLZ (1968a: 102). Erhalten ist ein Teil des ehemaligen Bu-Horizonts, sowie der Cu-Horizont im Übergang zum Saprolit. Der autochthone Boden ist von sekundärer Vergipsung ebenso betroffen, wie die aufgelagerten Substrate. Derartige Profile sind auf der Namib-Rumpffläche vermutlich häufig, jedoch relativ selten aufgeschlossen.



Zeichnung J. Kempf, 1998

**Abbildung 57:** Typisches Bodenprofil einer schwach geneigten Pedimentoberfläche auf Donkerhoek-Granit, Farm Komuanab nach RUST (1970: 132+220). Im geomorphologischen Zusammenhang kann es als gekapptes, kolluvial grusbedecktes, aufgekalktes, meliorisiertes Saprolitprofil angesprochen werden.

Bereits SCHOLZ (1963: 59-66, 1965: 84) erwähnt umfangreiche Reliktorkommen von tropischen Roterden auf der Haupttrumpffläche des südwestlichen Khomas-Hochlands, der Göllschauer Fläche und der Abdachungsfläche zum Rehobother Becken (Farmen Sandpütz, Marienhof, Naus, Kubitsaus, Isabis, Göllschau und Hohenheim, Kap. 4.3.2.2). Auch GANSEN (1963f) berichtet von mehr oder weniger ausgedehnten Rotlehmprofilen im Otavi-Gebiet, die er als „pluvialzeitlich“ ansieht. Tatsächlich dürften sie aber weitgehend ins obere Tertiär gehören. Er nennt Vorkommen (1) auf den Farmen Aalborg und Aarhus nordöstlich von Tsumeb (über Dolomiten der Abenab-Untergruppe), (2) bei Kamanjab, Rehderstal (südlich von Otjitambi) sowie allgemein zwischen Otjikondo und Outjo auf der perfekten Rumpffläche des Kamanjab-Inliers (Kongo-Kraton, zumeist Paragneise der Huab-Formation), (3) auf der Haupttrumpffläche zwischen dem Waterberg und Otjiwarongo (sowohl über Damara-Marmoren, -Quarziten und -Schiefern, als auch über Donkerhoek-Granit) und (4) in einer Tongrube der ehemaligen Otavi-Ziegelei zwischen der Pforte von Otavifontein und Gross Otavi (anscheinend Phyllite der Kombat-Formation/Mulden-Gruppe, Spät-Damara). Punkte 2, 3, und 4 konnten in Feldbegehungen verifiziert werden. Die genannte Tongrube befindet sich im intramontanen Becken von Otavifontein nahe der Bahnstation Hermanstal (etwa 4,5 km östlich des engen Otavipforte-Flächenpasses) auf Kleinsiedlung Hemmingen (*locus typicus* 19°39'03"S, 17°27'32"E). Ein weiterer Aufschluß ist bei 19°38'53"S, 17°27' 21"E. Kalkkrusten-Schurfe der gleichen Gegend



schließen liegend zur Kruste oft ebenfalls fossile Rotlehme auf. Auf der Rumpffläche zwischen Otjiwarongo/Outjo und den Ombonde-Bergen bis nördlich Khowares sind solche Profile oder deren Relikte quasi ubiquitär in unterschiedlichen Kappungs- oder Umformungszuständen zu beobachten. Besonders markante Aufschlüsse befinden sich in Straßenbau-Schurfen an der Pad 67 nahe am Westzaun des Etosha-Parks im nördlichen ehemaligen Damaraland (sowohl nördlich als auch südlich der Red Line).

CLOOS (1911) und BLÜMEL (1979: 120ff) haben fossile Latosolrelikte im Becken von Ombu (Zentralbecken des Erongo-Inselgebirges, vermutlich Haupttrumpffläche oder Post-HR-1-Fläche) mit Tongehalten von 46-76 % (Profil Ombu III bei BLÜMEL 1979: 121) aufgenommen. BLÜMEL (1979: 122) deutet das Profil allerdings als im Sinne des Catena-Prinzips kolluvial beeinflusst. Möglicherweise handelt es sich um ein ferralitisches Kolluvium, ähnlich dem in den Profilen NH27, NH31 oder KH36 (s. Anhang). Da nur 60 cm des Profils ergraben wurden und das Anstehende nicht aufgeschlossen war, ist nicht bekannt, ob sich darunter tatsächlich die von CLOOS (1911) erwähnten tropischen Roterden finden. Die eigenen Begehungen des Beckens von Ombu bestätigen aber die Einstufung als intramontanes Becken, da die Bodenfläche über unterschiedliche Gesteine hinweggreift und stellenweise Saprolit an die Oberfläche tritt. Die Existenz von kolluvial überdeckten Latosolprofilen ist in diesem Zusammenhang sehr wahrscheinlich.

HESS (1989: 45ff+51ff, unpubl.) hat bei der Untersuchung der Böden des Otjihaenena-Tals (zwischen Kombat und Grootfontein) Profile der Hutton-, Avalon- und Clovelly-Formen (nach dem südafrikanischen Binomialsystem, vgl. MACVICAR et al. 1977) mit im Durchschnitt über 20 % Tonanteil beschrieben. Nach FAO-Terminologie handelt es sich dabei um fossile Ferralsols und Acrisols auf Otavi-Dolomit oder Paragneisen des Kongo-Kratons (Grootfontein-Formation). Sie bedecken den Boden einer typischen Dreiecksbucht im östlichen Otavi-Bergland und gehören daher genetisch zur Haupttrumpffläche. Teilweise sind sie von einer Kalkkruste fossilisiert.

Die Aufnahmen von HESS (1989, unpubl.) konnten in weiten Teilen des Otavi-Berglands, bzw. seiner Pedimente und der angrenzenden Rumpfflächen verifiziert werden. Die Begehung von Höhlen erbrachte zudem die Erkenntnis, daß die fossile Latosolbildung ehemals sehr tief in Karstklüfte eingriff oder in solche Klüfte eingespült wurde. So reicht die Bodenbildung z. B. in der Uisib-Höhle (Farm Uisib, nordwestlich von Otavi) bis über 30 m unterhalb des Niveaus der ehemaligen Dekompositionssphäre, wo ihre sekundär karbonatisierten Relikte von der jüngeren Verkarstung angeschnitten wurden (vgl. Tafel 9, Foto 5). Das gleiche Phänomen ist auch im Drachenhauchloch, der Gaub-Höhle und der Märchenhöhle im Otavibergland sowie in der Arnhem-Höhle des östlichen

Neudammer Hochlands zu beobachten. Letztere reicht vom Einstieg am Mittelhang eines Schwarzkalk-Inselbergs (Buschmannklippe-Formation der Nama) bis unter das Pediment und die Fläche eines intramontanen Beckens (Haupttrumpffläche).

BUCH (1993a: 38, unpubl., lag nicht vor) und BEUGLER-BELL (1994: 77f+124f) beschrieben ebenfalls Rotlehmprofile auf Otavi-Dolomit und Granit im südlichen Etosha-Bereich mit Farben von 2,5YR bis 10R (Hue). Sie bezeichnen den Bodentyp als „*Rhodi Cambic Arenosol*“ (BEUGLER-BELL 1994: 125) oder als „(*Rhodi*) *Eutric/Dystric Cambisol*“ (BEUGLER-BELL 1994: 126). Die Bezeichnung als „Arenosols“ ist trotz eines teilweise hohen Feinsandanteils allerdings ungünstig, da die hier genannten Roterden alle aus (Damara- und Prä-Damara-) Festgesteinen *in situ* entwickelt wurden. Zum Zwecke der Differenzierung von Böden aus stärker verwitterten (Kalahari-) Lockermaterialien, die häufig als Arenosols zu klassifizieren sind, wird in vorliegender Arbeit bei Festgesteinen auf diesen Begriff verzichtet. Die Anzeichen der ferralitischen oder fersialitischen Verwitterung der hier aufgeführten fossilen Latosolrelikte erlaubt nach den Maßstäben der FAO (1988) eine Einstufung als Paläo-Ferralsols, -Plintosols oder -Acrisols, die postgenetisch verbraunt sein können („cambic“).

Auch in den meisten anderen Landesteilen kommen reliktsche, mehr oder weniger tonige Verwitterungssubstrate auf den Altflächen *in situ* oder kolluvial/alluvial verlagert in Tiefenlinien vor. Häufig werden oder wurden sie zur Herstellung von Ziegeln abgebaut (s. o.). Mit Beschränkung auf das zentrale und nördliche Namibia sollen hier nur einige ausgewählte Vorkommen genannt werden (vgl. hierzu auch HÄLBICH 1964, unpubl.). Die Liste der Lokalitäten ist beliebig verlängerbar.

1. Tongrube der Aris-Ziegelei bei Aris (22°44'40"S, 17°08'31"E): bis 2 m mächtiger fossiler Lato-solrest auf der Post-HR-1-Fläche (Aris-Niveau), der auf etwa einem Hektar Fläche abgegraben wurde. Dabei handelt es sich um den gleichen Boden wie bei Profil KH36 (s. o. unter Punkt 4.), allerdings über saprolitisierten Gneisen der Hohewarte-Formation.
2. Zwei Tongruben im Ostteil der Farm Auros und eine auf Farm Keilberg (nordwestliches Pediment der Otaviberge zwischen Otavi und Tsumeb), ca. 2,1 km südwestlich des Farmhauses von Farm Jakkalsomuramba (freundl. Hinweis H. VOLKMANN, Jakkalsomuramba, 29.08.1989). Der fossile Bu-Horizont über Quarziten der Nosib-Gruppe enthält Kaolinit, Chlorite und Illite sowie Quarzsand.
3. Ehemalige Tongruben im Windhoeker Becken (Post-HR-1-Fläche), am Eros-Flughafen (22°36'37"S, 17°06'02"E); in den 60er Jahren aufgegeben (HÄLBICH 1964, unpubl.).

4. Ehemalige Tongruben im Sesfontein-Becken und im Khowarib-Becken (vermutlich Post-HR-1-Fläche), die Anfang des 20. Jahrhunderts abgebaut wurden. Das Fort Sesfontein und weitere Stationsgebäude wurden ca. 1905 aus (luftgetrockneten) Tonziegeln errichtet. Der Erbauer des Warmbad-Aquädukts (heute Warmquelle) aus dem gleichen Material (gebrannt), SCHLETTWEIN, vermerkt Böden mit 38 % schlämbarem Material (mit den damaligen Analysemethoden, vermutlich Ton und Schluff, SCHLETTWEIN 1907: 8) im Khowarib-Becken. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um Verwitterungsmaterial aus Phylliten der Mulden-Gruppe mit hohem Chlorit-, Illit- und Kaolinitanteil.
5. SCHOLZ (1972: 39) erwähnt, daß stark verwitterte rote Böden auch küstennah aufgeschlossen wurden, nämlich anlässlich des Baus der Pad Walvis Bay-Rooibank.

Damit kann die gesteinsunabhängige Bildung von Latosol- oder Plastosolprofilen über tief chemisch verwittertem Ausgangsgestein bzw. Saprolit als die charakteristische Bodenformation der Flächenbildungsphasen von Haupttrumpffläche und Post-HR-1-Fläche gesehen werden. Diese Profile stellen folglich die genetisch ältesten Böden des Untersuchungsgebiets dar. Meist sind sie bis auf schwach mächtige Relikte abgetragen oder durch postgenetische Prozesse überprägt worden. Der beste Erhaltungszustand findet sich unter kolluvialer Überdeckung auf Pedimenten oder in intramontanen Becken.

#### Jüngere pedogene Überformung auf den Rumpfflächen

Wie oben bereits erwähnt, zeigen alle bekannten Rotlehm-Reliktprofile (Latosole und Plastosole) der Rumpfflächen sämtlicher Niveaus Anzeichen von postgenetisch modifizierender Überformung. Ein dominanter modifizierender Prozeß dürfte in der Profilkappung gesehen werden, die so umfassend war, daß die aufgeführten Relikte heute nur in den abflußperipheren Lagen nahe der Hauptwasser-scheiden oder wo sie kolluvial überdeckt wurden aufzufinden sind. Von der Ausräumung der Lato-sole sind insbesondere die Hochflächen betroffen. Vor allem das Khomas-Niveau, bei dem durch Kuiseb- und Swakopsystem selbst große Teile des Saprolits abgetragen wurden, ist in weiten Bereichen in Riedel aufgelöst, welche das ehemalige Flächenniveau nachzeichnen. Auf diesen Riedeln sind kaum mehr Böden der entsprechenden Generation mehr zu erwarten (Kap. 4.3.2.2; Ausnahme z. B. Profil KH56 im Anhang).

Die Haupttrumpffläche der Randstufenlücke und des Vorlands (Namib-Niveau) ist dagegen von fluvialen Abtrag nicht so stark betroffen und nur durch die größeren Riviere zerschnitten. Trotzdem wurden die Latosole der Flächenreste zwischen den Rivieren ebenfalls meist bis auf wenige Profil-

zentimeter oder den Saprolithorizont fluvial gekappt. Hinweise auf äolische Prozesse innerhalb dieser Phase wurden nicht entdeckt. Die Kappung erfolgte allem Anschein nach nicht reliefspezifisch, ist also nicht an eine ausgeprägte Talbildung innerhalb ehemaliger Spülscheiden gebunden. Sie betrifft vielmehr alle *topoi* des (Paläo-) Mesoreliefs gleichermaßen.

Resultat der Kappung waren Bodentypen, die mit der gängigen Terminologie nicht korrekt abgegrenzt werden können. Anhand der topologischen Aufnahmen wurde festgestellt, daß es für die Ökosystementwicklung von erheblicher Bedeutung ist, ob ein Boden aus überprägten altverwitterten Profilen oder aus jüngerer Pedogenese hervorgegangen ist. Unter streng pedogenetisch-ökogenetischer Betrachtung, bilden Altprofilrelikte eine neue Ausgangsbasis für die jüngere Verwitterung. Solche Relikte müssen also wie z. B. der mitteleuropäische Löß eigentlich als Ausgangsgestein (Saprolit) oder -lockersubstrat (Paläoboden) betrachtet werden. Im vorliegenden Fall handelt es sich um mehr oder weniger mächtige Relikte der liegenden Latosol- und Plastosolhorizonte (fBu- oder fBj-Horizonte) oder des Saprolits (fCu-, fCj- und Cvs-Horizonte), oft unter Anreicherung des stark angewitterten Skelettanteils des Paläo-bodens (bei der Kuiseb-Formation meist Gangquarze).

Zusätzlich kann im Catena-Zusammenhang ein gewisser Kolluvialanteil auftreten, insbesondere bei den gröberen Korngrößen. Ist das (Paläo-) Solum geringer mächtig als 20 cm, so wird der Bodentyp in vorliegender Arbeit als (Paläo-) *saprolithic Leptosol* bezeichnet; ist er mächtiger, so fällt er meist heute noch in die Großkategorie (*Major Unit* nach FAO) der Ferralsols mit im Einzelfall zu differenzierenden Unterkategorien (*Units, Groups, Subgroups, Phases*). Die Fotos 2 und 6 auf Tafel 9 zeigen diese Typen als fossile Paläoformen. Die Profilkappung ging teilweise einher mit korrelater Sedimentation in dafür geeigneten Gunstpositionen, v. a. Pedimenten von intramontanen Becken oder Depressionen auf der Fläche. Dabei entstanden oft mehrphasige Kolluvien aus ferralitischen oder fersialitischem Feinmaterial, gemischt mit Skelettresiduen von Hangböden und transportierten Kernsteinen (z. B. die Erongo-Becken, Tjirundu-Becken; Tafel 10, Foto 6, Profil OM11).

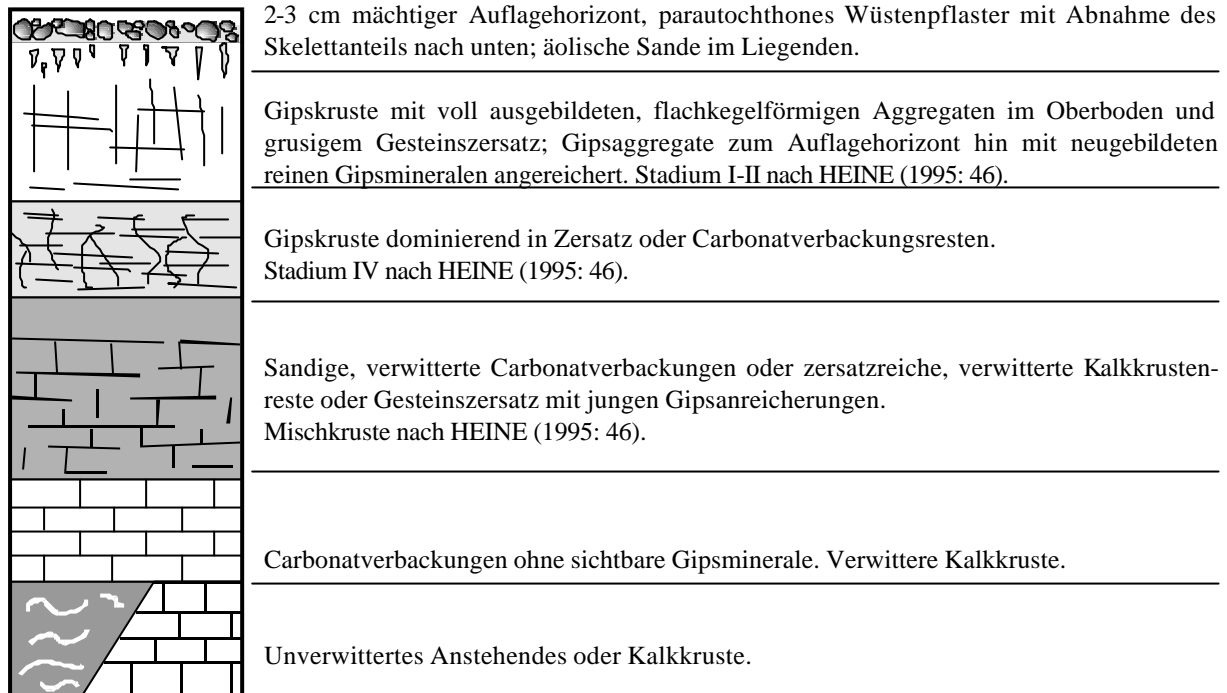
Die angesprochene flächenhafte Kappung der Latosolprofile belegt einen markanten Milieuwechsel, während dem es zu einer Verlangsamung der Boden Neubildung und der Verwitterung des Ausgangsgesteins kam. Flächenspülung oder Regenflächenspülung mit Abtransport des Solums wurden zunächst beibehalten, ebenso wie der Flächencharakter des Gesamtsystems. Es kam im Zuge dieses Milieuwandels nicht zur autochthonen Talbildung auf der Vorlandfläche, sondern zum Abbruch der Flächenweiterbildung durch Tiefenverwitterung. Dies ist in Kombination mit den Prozessen der Bodenmodifikation (s. u.) auf zwei Weisen erklärbar:

1. Übergang von perhumiden Niederschlagsverhältnissen geringer Variabilität zu eher jahreszeitlich geprägter Humidität ohne Verstärkung der Extrema (keine Hinweise auf Ruckregen etc.),
2. eine thermische Veränderung von tropischen hin zu subtropisch-gemäßigten Klimatypen ohne Frost auf der Vorlandfläche.

Beides deutet auf eine zonale Klimaverschiebung mit verstärktem antizyklonal-ozeanischen Einfluß (OA-Modell, Kap. 3.2, S. 38ff) hin. Vermutlich sind weite Teile Zentral-Namibias unter Winterregenbedingungen (aber feuchter als heute in Südnamibia) geraten. Möglich ist auch ein ganzjährig feuchtes Regime mit Spitzen im Winter, ähnlich dem des heutigen engeren Kaplandes.

Die nächste Pedogeneration auf der Fläche nach der Latosolformierung, Kappung und Kolluvienbildung, umfaßt die Modifizierung der Reliktsubstrate durch Aufmineralisierung und Inkrustierung (Gipskrusten s. Kap. 4.2.1.5, Kalkkrusten s. Kap. 5). Aufmineralisierung ist v. a. erkennbar an stärkerer Ionentauschkapazität durch Verfügbarkeit von mehr freien Kationen bei konstanter Textur. Sie wird wahrscheinlich gefördert von äolischem Materialinput, vermindertem Ausschwemmverhältnis, einem erhöhten Anteil an physikalischer Verwitterung sowie stark schwankendem Bodenwasserhaushalt. So zeigen die meisten untersuchten Profile der Haupttrumpffläche im überprägten Oberboden sowohl erhöhte Werte bei den Garnituren freier Kationen (z. B.  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ) als auch bei Basensättigung (BS-Wert) und Kationenaustauschkapazität (KAK) gegenüber den fossilen Latosolhorizonten (vgl. z. B. Profil KH51 im Anhang). Das ist als klares Indiz zu werten, daß die Aufmineralisierung nicht durch autochthone Verwitterung des saprolitisierten Ausgangsgesteins erfolgte, als vielmehr durch deszendente Input von außen. Dieser Input erfolgte durch eingeschwemmtes Äolium an *topoi* ohne Rückhanganschluß oder durch (sub-) rezente Neuverwitterung von Skelettresiduen oder Kolluvionen (z. B. auf Pedimenten mit Hanganschluß).

Pedogene Inkrustierungen reichen von diffus verteiltem Gips, Dolomit oder Calcit im Solum über noduläre Anreicherungen (*calcic horizon*, *soft calcrete* nach KEMPF 1994: Anh.: Abb. 2; *gypsic horizon* nach FAO 1988) bis zur durchgängigen Verbackung (*petrocalcic horizon* oder *petrogypsic horizon* nach FAO 1988; *hardpan carbonate horizon* nach MACVICAR et al. 1991: 36). Böden mit Gipshorizonten stehen i. d. R. in enger Verbindung mit der in Kap. 4.2.1.5 behandelten Gipskrustengenese. Sie wurden umfassend bereits bei SCHOLZ (1963: 104-113, 1968a: 101f, 1972: 36ff) sowie zuletzt bei HEINE & WALTER (1996: 244-250, 1997) beschrieben. Die dort erläuterten Profile ähneln denen aus anderen Trockengebieten, z. B. Tunesien (WATSON 1979: 8ff). HEINE & WALTER (1996: 245f) stellten ein idealisiertes Gipskrusten-Bodenprofil der mittleren Zentral-Namib zusammen (Abb. 58).



Zeichnung J. Kempf 1998, Angaben von HEINE & WALTER (1996: 245f)

**Abbildung 58:** Idealprofil eines Gipskrustenbodens der mittleren Zentral-Namib nach HEINE & WALTER (1996: 245f). Es wurden keine Angaben zu Durchschnitts- oder Maximalmächtigkeiten der Horizonte gegeben.

Daraus, wie auch aus dem sehr ähnlichen Profil von SCHOLZ (1968a: 102), welches in Abb. 56 dargestellt ist, geht hervor, daß es sich bei der Vergipsung um (mehrphasige) Inkrustierung von prä-existenten Substraten handelt, die von gipshaltigem Äolium überdeckt wurden. Das bestätigt die in Kap. 4.2.1.5 (S. 238ff) aufgestellte Hypothese zur Gypcrete-Bildung und Gipsherkunft.

Anders als bei der Gipsinkrustierung ist bei der Carbonatinkrustierung nicht immer eindeutig, ob Calcium oder Magnesium ebenfalls dominant äolisch in den Böden eingebracht wurden, oder aus dem verwitterten Anstehenden kommen. Bei der Aufkalkung fossiler Latosolprofile auf der Fläche könnte auch der laterale Zustrom harter Grundwässer eine Rolle spielen. Dabei wird Calcit an Porenoberflächen innerhalb des Horizonts ausgeschieden, der im Bereich der Bodenwasseroberfläche wechselnde Durchfeuchtung aufweist. Profil OM07 zeigt den Prozeß der initialen Carbonatisierung durch lateralen Zustrom (*interflow*) harter Wässer anhand eines jungen, anlehmigen Kolluviums auf dem Pediment einer calcitisch-dolomitischen Marmor-rippe (Inselberg des Otjongeama Members der Karibib Formation auf Farm Okongue, *locus typicus*: 21°09'17"S, 15°50'30"E; s. Tafel 10, Foto 2). Die Porenräume von Profil OM07 sind zwischen 4-11 cm Tiefe teilweise von Carbonatcutanen überzogen oder mit Kalk gefüllt. Dieser initiale Carbonatisierungshorizont ist nur dort vorhanden, wo direkter Hanganschluß einen Grundwasserzustrom vom Inselberg her garantiert. Im gleichen Kolluvium der näheren Umgebung von OM07 fehlt er dort, wo z. B. ein subsequent ver-

laufender junger Gully diesen Zustrom abschneidet. Von ähnlichen Prozessen könnten auch Lato-solprofile postgenetisch betroffen worden sein. Junge Kolluvien des Otavi-Berglandes sowie Karst-schlotverfüllungen zeigen die gleichen Phänomene (Tafel 1, Foto 4; Tafel 9, Foto 5). Es ist wahr-scheinlich, daß hierin ein initialer Inkrustierungsprozeß gesehen werden kann, der auch zu Regolith-Calcrete führt (Tafel 10, Foto 1). Die Kalkkrustengeneese wird in Kap. 5 weiter diskutiert.

Verglichen mit der Intensität der Paläobodenbildung aus dem chemisch verwitterten Ausgangsgestein und der postgenetischen Transformation der Substrate, ist die subrezente Intensität der Pedogenese als eher gering einzuschätzen. Exponierte Festgesteine oder Saprolit weisen rezent nur schwache, überwiegend physikalische Neuverwitterungsraten bis zur Schluffkorngröße auf. Charakteristisch sind deshalb hier sehr skelettreiche, tonarme, schwach schluffige und geringmächtige Leptosols oder allenfalls flachgründige Cambisols mit sandigen Fraktionen als domiante Korngröße des Feinbodens (Kap. 4.3.2.2). Diese schwache junge Bodenbildung unterliegt den rezenten zonalen Klimateinflüssen. Ihre Intensität nimmt nach Nordosten hin zu.

Im Wüstenbereich sind sie allenfalls als rohe Syrosemie ohne deutliche Horizontierung ausgebildet (*Lithic Leptosols* und *Regosols*; nach der USDA Soil Taxonomy *Aridisols* und *Entisols*, z. B. *Orthids* und *Orthents*). In zonal feuchteren Bereichen treten initiale A-Horizonte hinzu, die jedoch selten mächtiger als 5 cm werden. Gleiches gilt für Substrate, die aus älteren verwitterten Kalkkrusten entstanden, z. B. *Calci-lithic Leptosols* oder *Rendzic Leptosols*. Diese können als junge Böden bezeichnet werden, bei denen sehr mächtige, vollständig carbonat- oder gipsverbackene ältere Sedimente oder Böden (z. B. Bc-Horizonte von *Petric Calcisols* oder By-Horizonte von *Petric Gypsisols*) gewissermaßen ein neues Ausgangsgestein als Verwitterungsbasis bilden. Allerdings zeigen die Gipskrusten der Namib, anders als exponierte Kalkkrusten unter Halbwüsten- oder Savannenvegetation, keine erkennbare jüngere Pedogenese. Es überwiegt langfristig die äolische Profil-kappung bei insgesamt sehr stabilen Oberflächen.

Auf den bankartigen Kalkkrusten der Haupttrumpffläche erreicht die jüngere Verwitterung ebenfalls kaum Substratmächtigkeiten, die über Leptosol- oder flachgründige Cambisolprofile hinausgehen. Die chemische Intensität reichte offenbar seit Abschluß der Inkrustierung zu keiner Zeit und nirgend-wo aus, um auf Kalkkrusten *Terrae fuscae* (z. B. *Chromic Cambisols*) oder gar *Terrae rossae* (*Rhodi-chromic Cambisols*) zu entwickeln (im Gegensatz zu den o. g. älteren Carbonatgesteinen). Demzufolge ist die Entkalkung des Kalkkrusten-Verwitterungssubstrats nur gering. Bei gleichzeitiger geringer Mineralisierung von organischem Material (fast ausschließlich Rohhumus in A-Horizonten, kaum Mull) können die jungen Kalkkrustenböden allenthalben als Protorendzina oder Syrosem-

Rendzina (nach FAO 1988: *Calcic Leptosols*; nach USDA 1975: *Entic Rendids*) bezeichnet werden. Im Feld kann bei unklaren Aufschlußverhältnissen oft nur schwer zwischen diesen jungen Bildungen und evtl. aufgekalkten, nicht vollständig abgedeckten oder gekappten älteren Bildungen mit *petrocalcic* Horizont unterschieden werden. Bei Mächtigkeiten einer bankartigen, durchgängigen Kalkkruste von über 1 Meter wird jedoch davon ausgegangen, daß auch *petrocalcic* B-Horizonte als mCcn-Horizonte zu werten sind, selbst wenn die jüngere Verwitterung zur Reaktivierung älterer Substratanteile durch Herauslösung aus dem Krustenverband beiträgt.

Wo allerdings die Kalkkruste kolluvial oder, wie z. B. im Kalahari-Randbereich äolisch überdeckt ist, oder die autochthonen hangenden Horizonte noch erhalten sind, dort kann es aufgrund erheblich günstiger edaphischer Feuchteverhältnisse zu wesentlich erhöhten Verwitterungsraten kommen. Oft wirkt hier die Kruste als Stauhorizont und die aufliegende Bodendecke vermindert die Verdunstungsverluste (Profil OC01 im Anhang; *locus typicus*: 19°34'15"S, 18°19'56"E). Charakteristisch sind an solchen Standorten hydromorphe Erscheinungen im Unterboden (aber hangend zur Krustenoberfläche), Bleich- und Oxidationsflecken mit leichten Eisenverbackungen sowie ein erhöhter Tonanteil (vgl. auch KEMPF 1994: 100f).

### Tonminerale

Aufgrund der o. g., vermutlich mehrfachen pedogenen Überprägung und Umlagerung originärer Verwitterungssubstrate, wird es als methodisch problematisch angesehen, die Tonmineralassoziationen solcher Böden argumentativ für die Diskriminierung von bestimmten Pedomilieuphasen einzusetzen und für paläoklimatische Schlüsse heranzuziehen. Insbesondere gilt dies für die unter wechselhaften exogenen Bedingungen leicht umwandelbaren Vier- und Dreischichtsilikate (v. a. der Illite) unter Zufuhr metallischer Kationen. Bereits das Ausgangsgestein großer Bereiche des Untersuchungsstransseks, die Damara-Metamorphite, sind als ehemalige Meeressedimente in weiten Teilen als glimmerreiche Metapelite ausgebildet. Auch die Tonsteine der Nama-Gruppe enthalten so viele Feinmaterialanteile, daß sie unter unterschiedlichen Milieubedingungen zu Pelosolen verwittern. Sie sind ebenfalls in ihren Tonmineralgarnituren stark vom Ausgangsgestein (z. B. *shales*) bestimmt.

Ein Charakteristikum dieser Pelosole sind sog. Schaumböden, die im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets sehr häufig auftreten (vgl. SCHOLZ 1968c: 121 und VOLK & GEYGER 1970: 83ff). Solche Böden haben vertikale Eigenschaften und sind daher oft undifferenzierbar mit genetisch jüngerem Material vermengt. Pedogene Überprägung und Kationenzustrom erschweren die Interpretation zusätzlich. Hier spielt der Mikrostandort mit seinen exogenen Determinanten vermutlich eine



so bedeutsame Rolle, daß es als schwierig angesehen werden muß, aus Einzelanalysen der Tonminerallasoziationen auf diskrete (Paläo-) Milieus zu schließen. Nur Massenanalysen aus exakt aufgenommenen *topoi* könnten evtl. diesbezügliche Tendenzen aufzeigen. Dies war im Rahmen der Aufgabenstellung vorliegender Arbeit jedoch nicht zu leisten. Deshalb wurde auf zusätzliche Tonminerallanalysen verzichtet. OTT (1994, unpubl., lag nicht vor) hat an Leptosols und Vertisols der Etosha-Region solche Analysen durchgeführt und festgestellt, daß aus dem Ausgangsmaterial (vermutlich Kalkkrusten) Palygorskit und Sepiolit in das Verwitterungssubstrat vererbt wurden. Mit dem Übergang zu Vertisolen nimmt der Smectitgehalt zu. Nach HEINE (1995: 44) ist eine paläoklimatische Interpretation dieser Befunde nicht möglich.

Lediglich der Kaolinit, als relativ stabiles, stark desilifiziertes Zweischicht-Tonmineral, ist als vergleichsweise sicherer paläoklimatischer Indikator für ein wahrscheinlich tropisch-feuchtes Paläomilieu auf allen Gesteinen zu werten. Er ist in den Böden der Flächen aller Niveaus zusammen mit den schwer verwitterbaren Illiten (aus Damara-Schiefen) durchweg weit verbreitet. SCHOLZ (1963: 155ff, 1968d: 214) und RUST (1970: 189ff) beschreiben Vorkommen in Verwitterungssubstraten auf der Haupttrumpffläche in Hochland und Vorland. Wie Kalkkrustenuntersuchungen von EITEL (1994a: 167+178) belegen, wurden Teile des Paläoboden-Kaolinites oder seines kaolinitreichen Sediments in Becken oder auf Rivierterrassen carbonatinkrustiert und somit in eine spätere Reliefgeneration vererbt. Das bestätigt die in Abb. 55 erläuterte Interpretation des aufgekalkten Rotlehmsediments von SCHOLZ (1968b: 114, 1972).

Auch die erwähnten ausgedehnten flächenhaften Abtragsphasen des Paläolatosols werden anhand der Kaolinit-Dominanzverhältnisse von Schelfsedimenten vor der namibischen Küste nachgewiesen. So haben ROBERT & CHAMLEY (1986: 1567) anhand von Bohrkernuntersuchungen des DSDP (Kap. 4.1.1, *site* 362, *Walvis Ridge*) in Sedimentationsbereich vor der namibischen Küste festgestellt, daß die Kaolinitverteilung Variationen in der kontinentalen Humidität reflektiert. Diese Variationen scheinen mit den Vereisungsphasen der höheren Breiten synchron einherzugehen (vgl. auch BREMNER & WILLIS 1993, GINGELE 1996), wobei Kaolinit mit Schwankungen in den Sedimenten des Alt- und Mitteltertiärs überwiegt. Geht man im Sinne von VALETON (1982) davon aus, daß Saprolitisierung, Kaolinit- und Latosolbildung genetisch ins gleiche Milieu einzuordnen sind, so zeigt sich ein Milieuwandel mit Profilkappung im Endtertiär.

### Silcrete und Ferricrete

Während der Feldarbeiten wurden auf der Haupttrumpffläche nur wenige Hinweise auf die konkretionäre Ausfällung von pedogenen Eisen- oder Kieselverbindungen beobachtet, die im Zusammenhang mit der finalen Latosolbildung und Saprolitisierung und beginnendem Milieuwechsel gedeutet werden könnten. Dies ist darauf zurückzuführen, daß möglicherweise die Humidität auch nach dem Aussetzen der chemischen Tieferverwitterung noch so groß war, daß insbesondere große Teile amorpher Kieselgele und bereits in Lösung befindliche Eisenverbindungen noch abgeführt werden konnten. Die konkretionäre Ausfällung pedogener Eisenverbindungen wurde wahrscheinlich durch den zügigen Abtrag der Latosoldecke verhindert. Beides bestätigt den oben erwähnten Ansatz einer eher thermisch bestimmten Milieuveränderung bei Abschluß der Flächentieferlegung. Zusätzlich ist ein extremer Mangel an adäquaten Sedimentationsräumen für solche Lösungen in der Westhälfte Namibias evident. In den Beckensedimenten der Osthälfte sind Verkieselungen von präexisten Substraten dagegen sehr häufig (vgl. Kap. 4.6).

Außerhalb der Kalahari-Becken treten stärkere Silifizierungen lediglich innerhalb siliziumreicher Gesteine (z. B. Etjo-Sandsteine) auf. So sind die Etjo-Sandsteine der Gamsberg-Dachfläche (Prä-HR-1-Fläche) durchgängig in Silcrete umgewandelt<sup>1</sup>. Die Sandsteine der Etjo-Formation am Waterberg oder dem Etjo-Plateau sowie der sog. „Tsondab-Sandstein“ (Kap. 4.2.1.9) enthalten lediglich stellenweise linsenförmige Silifizierungen und haben daher ihren saprolitischen Charakter beibehalten. Im Gegensatz zum zentralnamibischen Untersuchungsgebiet liegen im südlichen Namibia Relikte ehemals ausgedehnter Kieselkrusten vor. Diese werden nach SACS (1980: 609) als „*Chalcedon-Tafelberg Silcrete Formation*“ (früher „Pomona-Quarzite“ oder „Pomona-Schichten“) bezeichnet und bestehen aus stark verkieselten Sandsteinen (HAUGHTON 1969: 436) und Konglomeraten. Das Liegende wird von stark saprolitisierten, kaolinitisch verwitterten und verkarsteten Dolomiten, Schiefen und Quarziten der Gariiep-Serie (syngenetisch zu Damara) gebildet. Wie das Gamsberg-Silcrete, liegen die Pomona-Silcrete als Tafelberg-Kappen auf der Prä-HR-1-Fläche (vgl. Fotos 2+3 bei KAISER 1926 II: Tafel 21).

Da sie biostratigraphisch nicht direkt datierbar sind (OLLIER 1977: 211), ist ihre zeitliche Stellung unsicher. BEETZ (1926: 20f) vermutet ein kretazisches bis eozänes Alter für die Ablagerung der ursprünglichen Sedimente und eine prä-mitteloazäne Verkieselung, da die Schichten von fossilfüh-

---

<sup>1</sup> Der Gamsberg-Deckel wird in der geowissenschaftlichen Literatur meist als „Quarzit“ angesprochen, obwohl er mit den metamorphen Quarziten z. B. der Damara-Gruppe genetisch nicht verwandt ist, sondern es sich um postgenetisch silifiziertes Etjo-Material handelt. Es wird daher die Bezeichnung als „Silcrete“ bevorzugt, um den nicht-metamorphen Charakter hervorzuheben (vgl. MARTIN 1982).

renden eozänen Meeresablagerungen stellenweise überdeckt oder vom Eozänmeer umgelagert worden seien - eine zeitliche Einordnung, die von WARD (in PALLETT 1995: 28f) bestätigt wird. Die eigene Begehung der Pomona-Tafelberge bestätigte die Einstufung der Dachfläche als Prä-HR-1-Fläche. Wie der Gamsberg (allerdings mit geringerer Höhendifferenz) sitzen sie der Haupttrumpffläche auf, in die wiederum die Post-HR-1-Fläche als Boden der Namib-Wannen (nach KAISER 1926) eingegliedert ist.

Erkennbar sind solche Kieselanreicherungen im Feld v. a. an Fundplätzen von Artefakten des *Middle Stone Age* und des *Later Stone Age*, wobei letztere auch *off site* vorkommen. Meist handelt es sich um sehr feinkörnige, ockerfarbene bis dunkelbraune, seltener um gräulich-braune Chaledone oder um Arenite mit kieseligem Bindemittel. Bereits KORN & MARTIN (1936: 459) erwähnen ähnliche Verkieselungen auf der Naukluft-Dachfläche (ebenfalls Prä-HR-1-Fläche) aus „Carneolen“ und „Achaten“. Diese Kieselgesteine stammen sehr wahrscheinlich nicht aus den Blasenfüllungen von Flutbasalten, da sie sonst ebenfalls abgetragen wären. Die eigene Begehung der Naukluft konnte dies bestätigen. Zusätzlich sind dort fleckenhaft anstehende Gangquarze sehr stark angelöst, karrenförmig zerschnitten und sekundär kieselig verbacken (*locus typicus* 24°13'28"S, 16°14'57"E). Zusammen mit den Befunden von der Naukluft-Dachfläche erhärtet sich der Eindruck, daß Silifizierung v. a. das endkretazisch-frühtertiäre Rumpfflächenstockwerk betraf und daher dessen Bildung terminiert.

Die Tatsache, daß die Prä-HR-1-Fläche anscheinend weitgehend durch Silcrete fossilisiert wurde, die Haupttrumpffläche und Post-HR-1-Fläche jedoch primär durch flächenhaften Latosolabtrag und Carbonatkrustenbildung, läßt darauf schließen, daß es zu zwei unterschiedlichen Arten von Milieuwechseln kam, welche zum Ende der Flächentieferlegung führten. Da die den jeweiligen terminierenden Formationen vorangegangenen Reliefgenerationen in allen Fällen von flächenhafter Saprolitisierung, Verkarstung, Kaolinit- und Latosolbildung geprägt sind, kann das entsprechende Ausgangsmilieu durchweg als „desilifizierend-decarbonatisierend“ bezeichnet werden. Als klimatische Determinanten werden ganzjährig perhumide Verhältnisse mit geringer Variabilität bei hohen Temperaturen ohne ausgeprägte Saisonalität gesehen (s. o.). Das Morphomilieu-Arbeitsmodell (S. 93f) weist hierfür dichte Feuchtwaldformationen aus. Die tiefgreifende Bodenbildung dürfte durch sehr niedrige pH-Werte gekennzeichnet sein. Bei solch niedrigen pH-Werten (pH 3,8-4,8) ist sowohl SiO<sub>2</sub> als auch das häufige TiO<sub>2</sub> verhältnismäßig leicht löslich, was im südlichen Afrika zu titanreichem Silcrete geführt haben soll (SUMMERFIELD 1983: 65).

Der endkretazisch-frühtertiäre Milieuwechsel, der zur Fossilierung der Prä-HR-1-Fläche führte, hat die Abfuhr der gelösten Kieselsäure, des Titandioxids sowie der schwerer löslichen Metall-Kationen (z. B.  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ) aus dem Verwitterungssubstrat unterbrochen und die Kieselgele in Böden und Sedimenten (Lockermaterial) sowie dem oberen Saprolit aushärten lassen. Das entsprechende Milieu wird als „silifizierend“ charakterisiert. Der Wechsel vollzog sich also vom „desilifizierend-decarbonatisierenden“ hin zum „silifizierenden“ Milieu. Im Falle des Pomona-Silcretes ist diese Aushärtung von titanangereicherten Kieselgelen vermutlich relativ schnell (im Zeitraum von  $10^1$  bis  $10^2$  Jahren?) vonstatten gegangen, da die eingeschlossenen Klasten - meist kantige oder kantengerundete Gangquarze bis 3 cm Durchmesser - im Anschlag relativ frisch wirken (*locus typicus* ca.  $27^{\circ}12'26''\text{S}$ ,  $15^{\circ}18'35''\text{E}$ ; Kaukausib-Tafelberg zwischen Pomona und Bogenfels), jedenfalls postgenetisch nicht weiter chemisch angegriffen wurden.

Die Matrix besteht durchweg aus einem feinkristallinen, silixartigen Chalzedon, der die Klasten vollständig umschließt. Das läßt auf sedimentäre Prozesse bei der Siliziumanreicherung schließen und unterscheidet solche Bildungen klar von der Dorbankbildung nach ELLIS & SCHLOMS (1982). Sehr wahrscheinlich hat sich amorphes Kieselgel zusammen mit gering mobilisiertem detritischen Material in den Spülmulden der Prä-HR-1-Fläche gesammelt und ist im Zuge des Milieuwechsels dort ausgehärtet. Da von der Silifizierung vorwiegend die eigentlich edaphisch relativ feuchteren Tiefenlinien der ehemaligen Fläche betroffen waren, muß für die Aushärtung ein vergleichsweise trockeneres, saisonales Klima als vorher angenommen werden. Möglich ist auch ein Anstieg des Boden-pH-Wertes vom stark sauren in den schwach sauren bis schwach basischen Bereich, der das Löslichkeitsprodukt der Kieselsäure in Richtung Ausfällung verschob.

Nach der Silifizierung kam es zu einem Prozeß der Reliefumkehr, der die silifizierten Bereiche bis heute als lokale Hochgebiete herauspräparierte. Für diese Interpretation der Feldbefunde spricht auch die in der geologischen Karte von KAISER (1926 I: z. B. Karte 4 der Pomona-Lüderitzfelder) erkennbare kettenartige Anordnung der Tafelbergreste, die den Spülmuldenverlauf auf der Prä-HR-1-Fläche andeutet und nachzeichnet. Im Anschluß an die Silcretebildung kam es trotz der nachfolgenden früh- bis mitteltertiären Haupttrumpfflächen-Tieferlegungsphase auf den stärker silifizierten Flächenresten zu keiner bedeutenden Bodenbildung mehr. Selbst in Klüften ist anscheinend heute auf den Silcrete-Dachflächen des Pomona-Gebiets (Ausdehnung in Ar- bis maximal Hektargröße), im Gegensatz zur Haupttrumpffläche und Wannenbodenfläche (Post-HR-1), kein jüngerer Zersatz erhalten. Allerdings sind diese Dachflächen von quartärem Windschliff sehr stark angegriffen, so daß

jedwedes Lockermaterial restlos entfernt wurde und das Silcrete an den exponierten Flächen poliert wurde.

Die etwa 300 Hektar große Gamsberg-Dachfläche weist dagegen stellenweise anscheinend jüngere Latosolprofilreste unter einem Silcrete-Pflaster auf. Das deutet darauf hin, daß es im Verlauf des Tertiärs auch auf dem Rest der Prä-HR-1-Fläche zum Wiedereinsetzen von Lösungsprozessen unter desilifizierendem Milieu gegeben haben könnte. Als Aufsitzerinselberg auf einer alten Wasserscheide war aber der Gamsberg im Tertiär vermutlich edaphisch weit „trockener“ als sein Umland, so daß er von der Tieferlegung der Hauptrumpffläche weitgehend ausgenommen wurde.

Aufgrund der Verbreitung von chalzedon- oder silexartigen Kieselkrusten über der oberkretazischen Rumpffläche, können sie als charakteristischer Marker für dieses Flächenstockwerk angesehen werden (vgl. auch SPÖNEMANN 1989: 145f, 1995: 479; SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989: 114, 1992: 230). Sie stellen daher den Formentypus des Kreide-Tertiär-Milieuwandels dar. PARTRIDGE & MAUD (1989: 429) sehen hier kontinentale Parallelitäten im gesamten südlichen Afrika und verbinden die Silcretebildung mit dem Klimawechsel an der Kreide-Tertiär-Wende, der auch einen Faunen- und Florenwandel zur Folge hatte (s. Kap. 3.6.4, S. 163ff):

*„We believe that the restriction of major silcrete formation to around the K/T boundary and shortly thereafter is due, in part, to the ready availability of silica from deep weathering mantles formed during the Cretaceous and, in part, to the significantly greater intensity of changes wrought at this critical geological period.“*

PARTRIDGE & MAUD (1998: 429)

Als Ursache für den Klimawandel an der Kreide-Tertiär-Grenze sehen PARTRIDGE & MAUD (1989: 429) eine weltweit signifikant erhöhte Vulkantätigkeit an. Die späteren Rumpfflächengenerationen sind, wie oben angedeutet, primär nicht durch Verkieselungen geprägt, sondern durch flächenhaften Abtrag der Verwitterungsdecken, gefolgt von Carbonatisierung. Es kommen auf der Hauptrumpffläche allenfalls sehr geringe kieselige Verbackungen innerhalb von Latosolrelikten oder an der Saprolitgrenze vor, die als pedogene Dorbank<sup>2</sup> im Sinne von ELLIS & SCHLOMS (1982) und MACVICAR et al. (1991: 35) interpretiert werden. Daraus wird geschlossen, daß die mittel- bis endtertiären Milieuwechsel, die zur Fossilierung von Hauptrumpffläche und Post-HR-1-Fläche geführt haben, andere Ursachen, Auswirkungen und Dimensionen hatten, als der endkretazische.

Eisenkonkretionen oder durchgängige Eisenverbackungen (*ferricrete*) wurden in Verbindung mit Paläoböden nur sehr vereinzelt gefunden. Dabei handelte es sich meist um transportierte Pisolithen oder Pisolithverbackungen, z. B. im Zusammenhang mit Profil KH36 (s. S. 252, Punkt 4., vermutlich

von Haupttrumpffläche des Khomas Niveaus fluvial auf Pediment der Post-HR-1-Fläche/Aris-Niveau verlagert). Häufige (bohnerartige) Pisolithen wurden auf der obersten Breiterrasse des Fish River, z. B. westlich von Tses, als Pflaster mit Artefakten des MSA über einer feinmaterialreichen Bodenbildung beobachtet. Dabei war eine auffällige Übereinstimmung mit der Morphoposition von identischen Bildungen auf der obersten Terrasse des Zambezi-Tals oberhalb der Victoria-Fälle (*locus typicus* 17°50'50"S, 25°47' 12"E) festzustellen (mit dem Unterschied, daß dort ausschließlich LSA-Artefakte gefunden wurden und weitläufig Chalzedone über Stormberg-Basalten anstehen).

Über die bereits erwähnte (Profil OC01, S. 263) schwache pedogene Eisenverbackung an schlecht drainierten Standorten hinausgehende Inkrustierungen werden in der Literatur nur selten erwähnt. Ähnlich wie bei den Silcrete ist bei den Abtragungslandschaften der westlichen Hälfte Namibias kaum mit Ferricrete in Form von in sumpfigem Milieu entstandenem „Krusteneisenstein“ oder „Sumpferz“ zu rechnen. Lediglich BEETZ (1926: 28f) und KAISER (1926II: 288+308f) stellen im Diamantensperrgebiet im Zusammenhang mit den Pomona-Schichten auch eine weit verbreitete Eisenverkrustung fest. Sie liegen in gleicher Morphoposition wie die Silcrete und sind als Tafelbergdeckelsäume oder -kappen erhalten. SCHOLZ (1972: 39) erwähnt eine Eisenkruste (*gossan cap*), assoziiert an einen Dunit-Dyke südlich des Kuiseb. Dabei hat der Dyke vermutlich als stauendes Element für Eisenlösungen gewirkt.

Im Kalahari-Sedimentationsbereich der östlichen Hälfte des Untersuchungsgebiets haben bereits PASSARGE (1904: 358ff) und KOERT (1916: 67f) Eisenkrusten im Zusammenhang mit den silifizierten sog. Botletle-Schichten (Kap. 4.6.1) beschrieben. Auch die jüngeren Teile der Kalahari-Schichten weisen gelegentlich solche Bildungen auf (DINGLE et al. 1983: 294). Dabei können sie zeitlich nur im Zusammenhang mit der Morphoposition eingeordnet werden. Offenbar kann in Gunsträumen lokal auch im Pleistozän typisches Ferricrete gebildet werden, wie nach DU TOIT (1954) eingeschlossene Artefakte zeigen. Eigene Beobachtungen belegen z. B. vereisente Schilfröhren in Playa-Sedimenten einer Hoanib-Talweitung bei Khowarib (*locus typicus* 19°15'24"S, 13°52' 33"E), assoziiert an frühneolithische Artefakte. Generell sind in Akkumulationsbereichen abseits des Flächenreliefs Eisenkrusten häufiger. Es ist lokal problematisch, sie von alttertiärem Ferricrete auf der Fläche zu unterscheiden.

---

<sup>2</sup> Dorbank: hart bis sehr hart kieselig verbackenes Solum, oft mit Eisenkonkretionen innerhalb eines fossilen Latosolhorizonts; Synonym: „*duripan*“ (FAO 1988: 60); fiBud-, fiBjd- oder fiCjd-Horizonte

### Karst, Lösung

Die subrezente Verwitterung der granitischen Formen beschränkt sich überwiegend auf mechanische Zerlegung z. B. durch Kernsprünge (eindrucksvolle Beispiele auf den Farmen Etemba und Omandumba-West am Erongo-Nordrand mit Sprüngen bis 5 Meter Länge an Blöcken und Sphäroiden mit entsprechendem Durchmesser) und dem fluvialen Abtrag des vermutlich tertiären Saprolits. An vielen Schildinselbergen wie auch den größeren Inselgebirgen führt dieser Abtrag zur Ausbildung typischer Spülrunsen und Kannelüren mit rundlichem Querschnitt und ebenso rundlichen Mesospülscheiden. Teilweise sind diese Runsen auch angelegt an Druckentlastungsklüften oder Abflußbahnen zwischen blockig zerlegten Druckentlastungsdecken. Im Runsentiefsten wirkt der Granit mit graublauen Farben häufig weniger verwittert als auf den charakteristischen, gelblich-rötlich patinierten Spülscheiden und den Hangoberflächen der Inselberge. Es zeigen sich typische Lösungserscheinungen die relativ frisch wirken. Vermutlich wird entlang solcher Runsen stark vorverwittertes Material abgeführt. Allerdings finden sich an den Hangfüßen kaum Materialakkumulationen, die über die übliche, mit Feldspat- und Quarzgrus verfüllte Subsequenzfurche des scharfen Hangknicks beim Übergang zum Pediment hinausgehen. Es kommt also bei der Einmündung der Spülrunsen in die wesentlich flacher geneigte Pedimentfläche rezente nicht zur Ausbildung von Mesoschwemmfächern. Derartige (sub-) rezente Lösungserscheinungen im vorverwitterten Granit sind auf allen Inselbergen und besonders deren abgedeckten Pedimenten sehr häufig. RUST (1970: 123 + 242) erwähnt ähnliche Formen auf den Schildinselbergen der Komuanab-Fläche zwischen Witwater- und Tsaobisbergen. Auf den Pedimenten handelt es sich dabei überwiegend um Lösungsdellen, sog. „Opferkessel“ oder „Gnammas“<sup>3</sup>, die bei einem Durchmesser von bis über 10 Meter mehrere Meter tief sein können. GOUDIE & MIGÓN (1997) haben einige dieser Formen an Spitzkoppe und Erongo vermessen. Sie entstehen durch Weiterbildung vorgegebener Unebenheiten auf der Pedimentfläche, wobei nicht der autochthone Niederschlag allein maßgeblich ist. Stattdessen spielt das Überschußwasser von den angeschlossenen Hängen, das sich zusammen mit dem transportierten Verwitterungsdetritus in den Hohlformen sammelt, eine wichtige Rolle. Das Kolluvium in den Opferkesseln produziert Standorte mit einer, im Vergleich zu den umliegenden Trockenhängen und Flächen, relativ höheren ökologischen Feuchte, die durch dichtere Vegetation noch gefördert wird. Zusätzlich werden Verdunstungswerte herabgesetzt. Es resultiert eine verstärkte chemische Verwitterung des ohnehin schon chemisch vorverwitterten und teilweise mechanisch aufbereiteten Materials innerhalb der

---

nach AG BODENKUNDE (1994)

<sup>3</sup> auch: „Pingen“ (FREISE 1938), „Oriçangas“ (BAKKER 1957), „Kociolkis“ (RUST 1970)

Hohlformen. Bei extremen Starkregenereignissen mit schichtflutartigem Hangabfluß wird ein Teil des Detritus und des Verwitterungssubstrats ausgeschwemmt. Die Rolle von äolischem Abtransport ist ungeklärt, kann aber zumindest bei flacheren Formen nicht ausgeschlossen werden. Formen von Windwirkung konnten im Zusammenhang mit Gnammas nicht aufgefunden werden. In geringem Umfang kommt es zur Bildung ähnlicher, jedoch meist kleinerer, flacherer Formen dort, wo abtropfendes Niederschlags- oder Tauwasser von Überhängen oder größeren Kernsteinen auf die Pedimentoberfläche trifft (z. B. sehr markant bei Bull's Party, Farm Ameib, Erongo). Rund um Pilzfelsen sind oft solche Tropfrinnen zu beobachten.

Über das Alter der Hohlformen kann keine sichere Aussage getroffen werden. Einige scheinen durchaus unter den rezenten Bedingungen gebildet oder weitergebildet zu werden. Die ausgedehnteren Formen sind wohl bereits in pleistozänen Feuchtphasen angelegt worden. Zumindest für die Bildung der tieferen Gnammas im Granit scheint die chemische Vorverwitterung eine notwendige Bedingung zu sein. Die ausgeprägtesten Formen kommen in der Prä- und Ost-Namib vor, wo rezente folgende Faktorenkombination auftritt:

1. abgedeckte Pedimente als sanft geneigte Gesteinsoberflächen
2. chemisch vorverwitterte granitoide Gesteine (z. B. Salem- und Donkerhoek-Granite)
3. ausgedehnte, unbedeckte, felsige Rückhänge als Zuschußwasser- und Detrituslieferanten
4. hochvariable Niederschläge von durchschnittlich 100-200 mm pro Jahr mit gelegentlichen Extremereignissen.

Beispielhaft seien Erongo, Spitzkoppe und Pontokberge, Brandberg und Witwaterberge genannt. An Lokalitäten, an denen diese Determinanten nicht hinreichend erfüllt werden, kommen keine Opferkessel oder nur sporadisch Miniformen vor. So zeigen sich z. B. am Vogelfederberg in der Namib-Minimalzone (ca. 50 km östlich von Walvis Bay) nur gelegentliche kleine Lösungsdellen an den flacheren Hangbereichen, obwohl auch hier eine beträchtliche chemische Vorverwitterung vorliegt. Das hat folgende Ursachen: zum einen sind am Vogelfederberg die umlaufenden Pedimente von teilweise inkrustiertem, grusigem Detritus bedeckt, weil die rezenten Niederschläge von < 20 mm weder für dessen Abfuhr, noch für wirksame Lösungsprozesse ausreichen; zum anderen sind die Rückhänge nur relativ kurz, so daß selbst bei Starkniederschlägen die Menge des Zuschußwassers gering bleibt. Es ist allerdings nicht auszuschließen, daß auch am Vogelfederberg unter der Pedimentbedeckung fossile gnammaähnliche Paläoformen existieren.

Vergleichbare Lösungshohlformen treten auch an steileren Granithängen auf. Dort sind sie zumeist assoziiert an kurze, flachere Hangstrecken, an stärker vorverwitterte oder strukturell vorbelastete



Gesteinspartien oder an das Kluftmuster. Ihre Entstehungsweise ist derjenigen von Opferkesseln vermutlich ähnlich: ausgehend von vorgegebenen Unebenheiten am Hang entwickelten sich Stellen stärkerer Gesteinsdurchfeuchtung mit temporärer Detritusakkumulation, was lokal zu Vorhangverflachung und Rückhangversteilung führte. Durch die Ansiedlung von Flechten und anderen poikilohydr<sup>4</sup> Pflanzen wird die ökologische Feuchte und damit der chemische und physische Verwitterungsdruck verstärkt und der Prozeß so beschleunigt. Unterschiedliche Stadien dieses Prozesses können u. a. in beispielhafter Weise an einem glockenförmigen Steilhang auf Farm Ameib (*locus typicus* 21°46'50"S, 15°39'22"E) beobachtet werden.

Ihrerseits tragen viele Krustenflechtenarten durch die Freisetzung von Säuren ebenfalls zur Hohlformenbildung und -vertiefung bei. Nach WESSELS (1989: 134) treten stellenweise auch endolithische Flechten auf, deren Thalli in das vorverwitterte Gestein eindringen und ihm Mineralstoffe entziehen. Im Etjo-Sandstein des Waterbergs bilden sie selbst an senkrechten Wänden helle Bleichstellen, die zu verstärktem Absanden neigen. Im Granit von Brandberg, Spitzkoppe und Erongo konnten ebenfalls gebleichte Flecken im Zusammenhang mit initialer Dellen- oder Gnammbildung festgestellt werden. Zudem tragen die von oft schwarzen Flechten besiedelten Gesteinsoberflächen ähnlich wie dunkle Rinden zu lokaler Verstärkung von Temperaturgegensätzen des Mikroklimas bei, indem sie Insolationsunterschiede fördern. Das belastet den vorverwitterten Gesteinsverband zusätzlich mechanisch, insbesondere in Verbindung mit Benetzung (z. B. Tau).

Lösungserscheinungen an Inselbergen des Untersuchungsgebiets beschränken sich nicht auf Oberflächenformen, sondern es treten auch Lösungsröhren mit Schlucklöchern (bis zu 50 cm Durchmesser) auf, die vermutlich als Klufferweiterungen entstanden sind. Da am Austritt der Röhren, ähnlich wie bei den oberflächlichen Spülrunsen heute keine Detritusakkumulationen vorkommen, die als Indiz für mechanisches *piping* gelten könnten, muß davon ausgegangen werden, daß es sich um echte Lösungserscheinungen handelt. Auch das Fehlen von durch mechanischen Abrieb entstandenen scharfen Kanten unterstützt diese Annahme. Vergleichbare Formen haben BUSCHE & SPONHOLZ (1988) und SPONHOLZ (1989) in nichtkarbonatischen Sandsteinen und Eisenkrusten der zentralen Sahara beschrieben. Anders als dort sind jedoch die Röhren im Granit aufgrund ihres geringen Durchmessers nicht begehbar. Wenngleich Lösungsprozesse bei der Genese der Röhren scheinbar dominierten, ist trotz fehlender Indizien ein gewisser Anteil von *piping* nicht völlig auszuschließen. Eine Altersangabe für solche Lösungsröhren in Granit kann, wie bei den Oberflächenformen nicht

---

<sup>4</sup> poikilohydrisch: s. Fußnote 1, S. 133

gegeben werden. Möglicherweise handelt es sich auch hierbei um Reliktformen, die rezent nur gering weitergebildet werden.

An der Spitzkoppe, am Brandberg und im Erongo münden solche Röhren in unterschiedlichen Niveaus in den Steilhängen über dem jeweiligen Pedimentknick. Dichte Krustenflechten-Matten zeigen gelegentlichen Wasseraustritt an. Sinterkegel und -schleppen an den Röhrenaustritten belegen zudem, daß es im (nicht-karbonatischen) Granit möglicherweise auch zu lösungsbedingter Kavernenbildung mit Calciumfreisetzung aus verwitterten Feldspäten kommt. Foto 5 auf Tafel 1 zeigt einen solchen Sinterkörper am Mittelhang-Austritt einer Lösungsröhre im Erongo-Granit auf Farm Ameib. Das zugehörige Schluckloch befindet sich am domförmigen Oberhang des gleichen Komplexes. Außer durch authigene Verwitterung und Ausfällung ist der frisch wirkende Stalagmit nicht erklärbar, da am Oberhang keinerlei Carbonatgesteine anstehen und das Einzugsgebiet des Schlucklochs für die Annahme von zusammenschwemmtem Calcit-Äolium zu klein ist. Beim Versuch einer Erklärung des Sinters durch rekristallisiertes fluviales Äolium müßten zudem die Gnammas der Pedimente in direkter Nachbarschaft mit ihrem stark wechselnden Milieu und erheblich größerem Catchment ebenfalls deutliche Kalkverkrustungen aufweisen.

Schwartenartige Lamellenkrusten bis 2 cm Mächtigkeit auf stark verwitterten granitischen Kernsteinen (Tafel 1, Foto 3) deuten gleichfalls an, daß die Carbonate nicht einem Ferntransport unterlagen, da ja auch auf den isolierten Wollsäcken kein Einzugsgebiet für fluviale Akkumulation von Äolium vorliegen kann. Vielmehr handelt es sich um Krusten aus verschwemmten lokalen Lösungen, deren Ursprung im zersetzten Granit zu suchen ist. Möglicherweise fanden die initialen Lösungsprozesse und eine erste Anreicherung in Kavernen statt. Die Ausspülung erfolge bei Überfüllung der Kavernen infolge von bedeutenden Niederschlagsereignissen. Ständig wassergefüllte Kavernen sind aus Granitgebieten des südlichen Afrika, wie z. B. den Matopo-Bergen der Ostkalahari (freundl. Mitteilung Ivan Murambiwa, Bulawayo) oder dem Brandberg, seit langem bekannt. In der traditionellen Überlieferung der San-Ureinwohner haben solche Wasservorkommen eine große Bedeutung. VIERECK (1968: 18) berichtet von zahlreichen Zisternen und perennierenden Quellen im Brandberg. METZGER (1998: 15f) gibt ebenfalls an, u. a. im Granit vielfach Wasser erbohrt zu haben.

Noch weit stärker als die granitoiden Gesteine sind die carbonatischen Gesteine des Untersuchungsgebiets von Lösungserscheinungen betroffen. Dabei handelt es sich insbesondere um calcitisch-dolomitische Serien der präkambrischen Damara-Metasedimente (Schwarzkalke, Dolomite, Marmore etc., Kap. 7.1). Deren Oberflächenformen spiegeln einen typischen Karstformenschatz wieder, mit tief ausgeprägten, scharfkantigen Karren, gnammaähnlichen Lösungsnapfen und -dellen, Schluck-

löchern, kleinen Wannern, Sinterkörpern etc.. Er ist dabei nicht nur auf exponierte Inselberge beschränkt, sondern tritt auch auf abgedeckten Pedimenten und schildförmigen Ausbissen von Flächengesteinen auf (*locus typicus*: 21°12'44"S, 16°00'21"E; Farm Epako-Nord, calcitisch-dolomitische Marmor des Harmonie-Members der Karibib-Formation und angrenzende stromatolitische Damara-Dolomite).

Die Tiefenlinien von Lösungshohlformen oder Karren mit geringem Gefälle auf dolomitischen Gesteinen sind gelegentlich sekundär von dünnem Calciumcarbonatsinter ausgekleidet (*locus typicus*: 21°09'30"S, 15°50'37"E; Farm Okongue, calcitisch-dolomitische Marmor des Otjongeama Members der Karibib-Formation). Die aufgefundenen Formen wirken so frisch, daß sie als rezente Karsterscheinungen bei lediglich knapp 300 mm Jahresdurchschnittsniederschlag gesehen werden müssen. Es wird angenommen, daß die an sich relativ schwer löslichen Dolomite chemisch bereits vorbelastet sind und es so zu der ausgeprägten Oberflächenverkarstung kommen kann, sobald das Solum abgespült ist.

Den ausgeprägtesten Karstformenschatz bieten die Gesteine der Nordzone des Damara-Orogens mit Abenab- und Tsumeb-Untergruppen (Etoschabogen nach STAHL 1940), die sich nördlich des Untersuchungsgebiets um den Südwestrand des Kongokratons von Berg Aukas bis ins Kaokoveld ziehen (v. a. Berg-Aukas-, Gauss-, Okotjize-, Auros-, Maieberg-, Elandshoek- und Hüttenberg-Formationen, untergeordnet auch Marmore der Chuos- und Karibib-Formationen). Typisch für diese Formationen sind graue bis blaugraue Dolomite und Schwarzkalke, teilweise von Stromatolithbändern durchzogen, sowie seltener Marmore, Quarzite und Mixtite.

Die Verkarstung dieser Gesteine setzte vermutlich bereits kurz nach Schließung des Adamastor-Ozeans (Kap. 7.1) und dem Beginn der Damara-Orogenese im frühen Kambrium ein. Sie ist besonders markant aufgeschlossen im Bereich der Mine Tsumeb, wo Prozesse der hydrothermalen Lösung bis in rezente Tiefen von 1500 m (unter GOF) mehrere Oxidationszonen schufen und so den Erzschlauch zur bedeutendsten Mineralfundstätte der Welt werden ließen (hydrothermale Verdrängungslagerstätte). Nach SCHNEIDERHÖHN (1929) ist die „Minenarkose“ aus einer alten Karstfüllung mit Arkosen der Mulden-Serie (ca. 620-630 Ma) hervorgegangen (vgl. hierzu KELLER 1984: 20f). Dabei wirkte das etwa 50° steile Einfallen der Damara-Schichten begünstigend. Große Teile der Dolomite dürften im Rahmen der nachfolgenden Orogenese und der Flächenbildungsphasen abgetragen worden sein. Eine zeitliche Einordnung der Karsterscheinungen ist daher nur über Analogieschlüsse möglich. So ist bei denjenigen Karsthöhlen, die derzeit im vollariden Bereich der Namib liegen, z. B. der Tinkas-, Gifgat-, Husab- oder der Rössinghöhle in der Zentral-Namib (s.

HEINE 1991: 62ff) eine jüngere Entstehung (Spätpleistozän) bzw. Karstweiterbildung unwahrscheinlich. Andererseits konnte in Höhlen des Otavi-Berglands (550-600 mm Jahresdurchschnittsniederschlag) eine rezente Sinterkörperbildung beobachtet werden. MARTIN & MARAIS (1996: 62ff) halten allerdings für die o. g. Höhlen auch eine junge (spätpleistozäne oder subrezente) Verkarstung unter Einfluß hydrothermalen Prozesse für möglich.

Die Zusammenhänge von Verkarstung und Flächenstockwerken können am sinnvollsten im Karstbergland beobachtet werden, weswegen dort mehrere Feld- und Höhlenbegehungen durchgeführt wurden. Im einzelnen wurden folgende Karsthöhlen begangen:

1. Ghaub-Höhle, Farm Ghaub; in Schieferkalk und Otavi-Dolomit (Auros-Formation)
2. Kempton-Höhle, Farm Uisib; in Otavi-Dolomit (Maieberg-Formation)
3. Märchenhöhle, Farm Uisib; in Otavi-Dolomit (Maieberg-Formation)
4. Okongue-Höhle, Farm Okongue; in calcitisch-dolomitischen Marmor (Karibib-Formation)
5. Albrechtshöhle, Farm Okongue; in calcitisch-dolomitischen Marmor (Karibib-Formation)
6. Arnhem-Grotte, Farm Arnhem; in Dolomit und Schwarzkalk der Zaris-Formation (Kuibus-Untergruppe der Nama)
7. Münsterland-Höhle, Farm Münsterland; in Calcrete-Terrassen des Ugab-Tals.

Die Höhlen 1.-3. liegen im Karstveld nordöstlich und nordwestlich von Otavi (nördlicher Bereich des Damara), 4. und 5. im zentralen Bereich des Damara-Orogens bei Omaruru, 6. an der Grenze südliches Damara-Nama, ca. 130 km südöstlich von Windhoek und 7. innerhalb der känozoischen Talverfüllung des Proto-Ugab.

Die Ghaub-Höhle (1.) beinhaltet ein ausgedehntes System mit mehreren großen Kavernen in unterschiedlichen Stockwerken (Detailbeschreibung bei SEFTON et al. 1986: 86ff, CRAVEN 1987 und WOLF 1991). Die Haupthalle liegt dabei weit über dem rezenten Grundwasserspiegel und muß als Reliktform angesehen werden. Es handelt sich um eine reine Lösungsform mit fluvialer Dynamik, größere Sinterkörper fehlen weitgehend (Ausnahme: Sinterschleppung an ehemaligem unterirdischem Wasserfall und einige wenige Speleotheme). Durch Verkarstung des Grundwassereinzugsgebiets, Tieferlegung der Becken und Vorflutfläche (Post-HR-1-Fläche) sowie Zerschneidung der Rückhänge wurde der phreatische Zustrom zum Ghaub-Höhlensystem gekappt. Jüngere tektonische Hebung dürfte dabei keine Rolle gespielt haben (Abb. 59, S. 277). Die Ghaub-Höhle liegt daher isoliert über dem Post-HR-1-Niveau (intramontanes Becken von Ghaub mit Anschluß zur Grootfontein-Fläche) aber im Niveau der Haupttrumpffläche (Harasib-Niveau). Letzteres ist, wo erhalten, durchgängig durch tiefe Verkarstung charakterisiert (Harasib-Höhlen- und Dolinensystem, Drachenhochloch) und verfügt über einen Grundwasserkörper in 70-100 m Tiefe unter GOF. Es setzt sich nach Osten hin im Dolinenfeld von Nosib fort (größter Erdfall 250 x 200 m bei einer Tiefe von ca. 50 m, Klein-

Nosib-Höhle, Pofaddegerat etc.). Besonders das Harasib-Becken kann als charakteristische Lokalität für intensivste Verkarstung der Haupttrumpffläche auf Dolomitgestein gelten. Die entsprechenden Formen wurden bereits bei JAEGER (1921: 51ff) ausführlich beschrieben (ohne Drachenhauchloch). „*The whole field is like a cheese, full of deep slots and interconnecting tubes, a real phreatic freak's phenomenon*“ (ELLIS & SEFTON 1986: 66).

Das Drachenhauchloch erreicht nach der Unterwassermessungen von MAXWELL (1989b: 134) und MARTINI (1989: 12) Tiefen von bis zu 150 m unter GOF und beherbergt nach JEUTTER (1996a: 4) den mit 24.770 m<sup>2</sup> Oberfläche größten bekannten Höhlensee. Das Dolomitchdach der Kaverne ist an der dünnsten Stelle nur ca. 30 m mächtig (MAXWELL 1989a: 16). Auch das Ausmaß der Höhle Harasib-Nord ist nach KRUPARZ (1966), MOSICH (1966) und MAXWELL (1988) von ähnlicher Dimension. Die an der Geländeoberfläche ca. 220 x 20 m messende, an einer Schichtgrenze angelegte Doline mündet ebenfalls in eine sehr große Lösungskaverne mit einem über 1,5 ha ausgedehnten und über 100 m tiefen (MAXWELL 1988: 19) Wasserkörper. Damit gehört Harasib-Nord zu den tiefsten Karstseen der Erde (vgl. KNABB 1988).

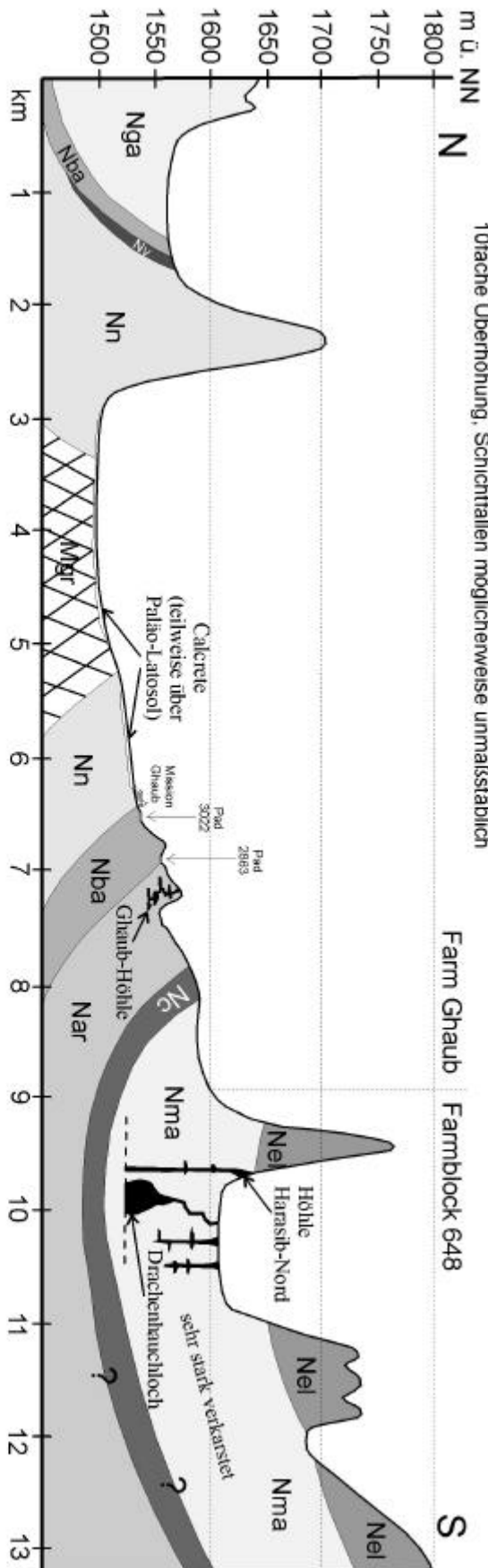
Der Grundwasserspiegel liegt bei allen Höhlen des Harasib-Niveaus in 80-100 m Tiefe, schwankt aber stark (vgl. Angaben bei JAEGER 1921: 52, MOSICH 1966: 3, MAXWELL 1988: 18, JEUTTER 1996a: 4), wobei nicht nur jahreszeitliche und nutzungsbedingte Tiefenveränderungen vorkommen. So zeigt die Kaverne von Harasib-Nord noch ca. 30 m unter dem niedrigsten Wasserspiegel Stalaktiten an der überhängenden Decke (MOSICH 1966:3, MAXWELL 1988: 18), was auf längere Tiefstandsphasen hindeuten könnte. Solche Phasen mit tieferem Seespiegel bei gleichzeitiger Kalksinterbildung sind auch durch Änderungen im hydrographischen Einzugsbereich der Höhlensysteme, etwa infolge eines Einbruchs von Zuflüssen aus anderen Kavernen erklärbar. Die tatsächlichen Grundwasseraquifere und Wasserbewegungen im Karstveld sind weitgehend unerforscht, so daß über hydrographische Veränderungen in bestimmtem Zeitrahmen keine Aussagen getroffen werden können.

Auch die Tiefe der Verkarstung ist trotz der Unterwasserforschungen unbekannt. Sie reicht wahrscheinlich im Bereich Harasib-Nosib bis zur in Abb. 59 (S. 277) dargestellten Schichtgrenze der überwiegend quarzitischen Chuos-Formation, die zwischen Ghaub- und Harasib-System nahe der Südgrenze von Farm Ghaub ausstreicht. Ein großer Teil der tiefen Karstformen dürfte in den Dolomiten der Maieberg-Formation ausgebildet sein, die auch Schwarzkalkbänder enthalten.

### Geologisch-geomorphologisches Profil durch den intramontanen Beckenkomplex von Ghaub (Karstveld)

10fache Überhöhung. Schichtfallen möglicherweise unmaßstäblich

N N S  
Farm Ghaub Farmblock 648



Quellen: eigene Aufnahmen, TK50, Luftbilder und geologische Karte 1:250.000 (Blueprint des GEOLOGICAL SURVEY, Windhoek)

Harasib-Niveau (Haupttrumpfäche)

Ghaub-Niveau (Post-HR-1-Fäche)

3fach überhöht

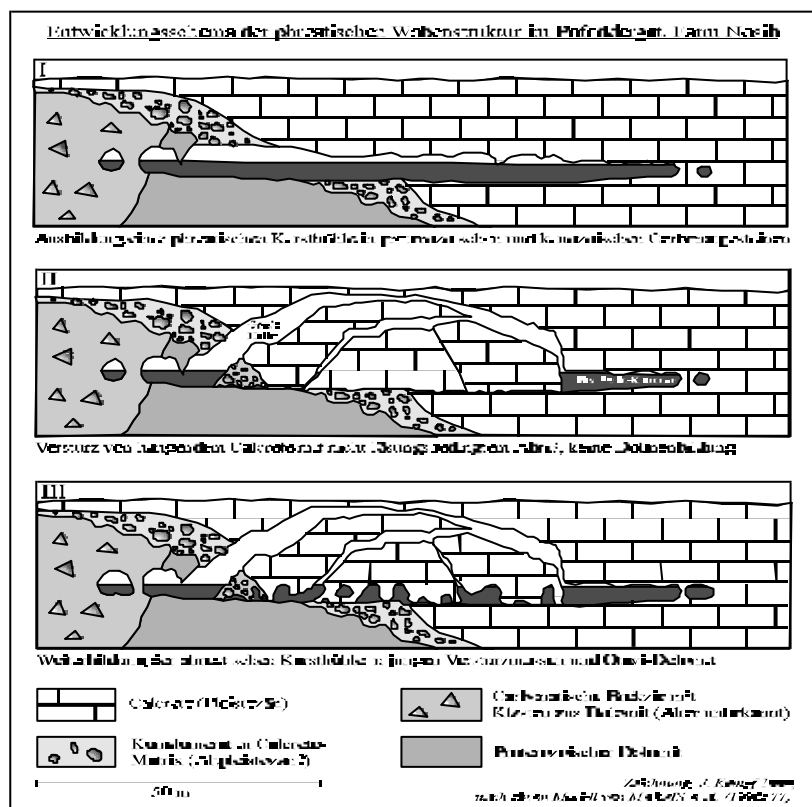
Aufnahme, Entwurf und Zeichnung:  
J. Kempf 1989-1995

■	Känozoikum: Calcrete, Kolluvium	-----	Wasserspiegel
■	Elandshoek Fm.: hellgrauer Dolomit mit Stroniatoliten	■	Nar Auros Fm.: grauer Dolomit, dünne Kalksteinschichten
■	Maitberg Fm.: grauer Dolomit und olivigrüne Schwarzkalke	■	Nga Gaus Fm.: hellgrüne bis weiße Dolomite
■	Nc Chios Fm.: Quarzit, quarzitischer Glimmerschiefer, Mixit	■	Nba Berg Aukas Fm.: schwarzzgrauer Dolomit, Schwarzkalke
		■	Nv Variante Fm.: eisenhaltige Mixit, Eisenstein
		■	Nn Nosib Gruppe, undifferenziert; meist Quarzite
		■	Mok Groofontein Fm. des Mokotian; Paragneise

Abbildung 59: Geologisch-geomorphologisches Profil durch den intramontanen Beckenkomplex von Ghaub. Deutlich werden die Stockwerke von Haupttrumpfäche und Post-HR-1-Fäche (als weitengebilde HR-Fäche), die unterschiedliche Formationen und Gesteine schneiden. Die HR-Fäche ist tief verkarstet mit riesigen Kavernen (Drachenhochloch) und über 100 m tiefen Dolinensystemen (Harasib-Nordhöhle u. a.), Höhlen und Schichtfällen sind nicht immer maßstabsgetreu der Überhöhung angepaßt.

Weitere auffällig große Höhlensysteme, wie das Windgat auf Farm Elandshoek (ca. 7,5 km südlich der Tsumeb-Kreuzung unter der Haupttrumpffläche; nach JEUTTER 1996b mit einer Tiefe bis 52 m und Grundwasserschluß), der Otjikoto-Dolinensee (ca. 18 km westnordwestlich der Tsumeb-Kreuzung in der Haupttrumpffläche), das Aigamas-System (ca. 19 km nordnordwestlich von Otavi, teilweise über der Haupttrumpffläche) oder die Uisib-Höhlen (ca. 15 km nordwestlich von Otavi über Haupttrumpfflächenniveau) liegen ebenfalls in Gesteinen dieser Formation. Desweiteren kommt tiefe Verkarstung auch in Schwarzkalken anderer Formationen vor, z. B. der Hüttenhof-Formation (Guinas-Dolinensee, Aikhab-Doline im südöstlichen Etosha Park) oder der Berg-Aukas-Formation (Nosib-Höhlen) etc. Gelegentlich werden auch unterschiedliche Gesteine verschiedener Formationen von den Karstformen geschnitten. Dies deutet darauf hin, daß ein aggressives Lösungsmilieu bei der Hauptanlage vorherrschte.

Ein besonders markantes Beispiel für die durchgängige Lösung von Gesteinen unterschiedlicher petrographischer Resistenz und unterschiedlichen Alters bietet das sog. „Pofaddergat“ („Puffotternloch“) auf Farm Nosib (unter der Rumpffläche des intramontanen Beckens von Ghaub). Ein Teil des ausgedehnten Systems (zweitgrößte Höhle Namibias mit über 2,8 km Länge) schneidet proterozoische Dolomite, eine Brekzie dieser Gesteine samt deren Klaster, ein känozoisches Konglomerat sowie die junge Kalkkrustendecke (Abb. 60).



**Abbildung 60:** Genesis eines Teils des Pofaddergats unter der Haupt-rumpffläche (ohne Höhenmaßstab) nach einem Modell von MARAIS et al. (1996: 77). Die von einem mächtigen Grundwasserkörper geschaffene Höhle schneidet sämtliche Gesteine vom Proterozoikum bis ins späte Känozoikum. Auch ein pyramidenförmiger junger Versturzkörper wurde durch Karstwässer bereits labyrinthartig aufgelöst. Das deutet auf starkes subrezentales Lösungsvermögen hin.

Die in Abb. 60 skizzierte Höhlengeneese läßt vermuten, daß v. a. im Grundwasser-Reliefstockwerk auch rezent intensive Carbonatlösung den dominierenden Formungsprozeß darstellt. Die Entwicklung des Höhlensystems erfolgte erst nach Ausbildung der relativ mächtigen Calcrete-Decke des intramontanen Beckens von Nosib, welches Anschluß an die Groot-fonteiner Fläche hat (Haupttrumpffläche, evtl. als Post-HR-1-Fläche). Die Mächtigkeit, von der über 20 m aufgeschlossen sind (allein 14 m am Einstiegsschacht), ist erklärbar durch das weitläufige Anstehen fast ausschließlich carbonatischer Gesteine im gesamten Einzugsgebiet. Außerhalb des Karstvelds werden derartige Mächtigkeiten nur in Talverfüllungen oder anderen Sedimentkörpern erreicht, jedoch nicht auf Flächen, die Festgesteine schneiden.

Die initiale Anlage der ausgedehnten, mehrere 100 m langen, flachen Lösungskammer in Skizze I von Abb. 60 erfolgte nach Abschluß der Calcretisierung der jüngsten Fläche (Post-HR-1) unter stabilen Grundwasserverhältnissen. Der Materialverlust durch Lösung hatte zur Folge, daß ein ca. 100 x 200 m großes, pyramidenförmiges Deckenstück entlang vorgegebener Kluftlinien abriß (Skizze II) und die Versturzmassen im gleichen Grundwasserniveau sehr stark angelöst wurden (Skizze III). Dies setzt einen relativ langen Zeitraum für dieses konstante Grundwasserniveau nach Abschluß der Calcretebildung voraus. Das wabenförmige Labyrinth in den aufgelösten Versturzmassen liegt heute trocken, nachdem der Grundwasserspiegel einige Meter abgesunken ist. Nach IRISH et al. (1991: 52) befindet er sich im Pofaddergat rezent ca. 7 m unter der Höhlenbodenniveau, wie ein Schluckloch zwischen Eingangsschacht und Großer Halle belegt.

Sinterkörper innerhalb des Labyrinths sind nach IRISH et al. (1991: 53) nur gering ausgeprägt mit einigen fragilen Speleothemen (Excentriques), was den Zeitpunkt des Trockenfallens der Höhle nahe an die Gegenwart rückt. Dagegen sind die ehemaligen Abrißkanten über dem Karstwasserspiegel dicht mit mächtigen Sinterkörpern verkleidet und teilweise von Stalaktitvorhängen blockiert (MARAIS et al. 1996: 73). Dies deutet darauf hin, daß nach dem Höhlensturz zumindest zeitweise auch Bodenfeuchte von der GOF eindrang und sich die Verkarstung keinesfalls lediglich auf die Aktivität von lateralem Grundwasserzufluß beschränkte. Als Konsequenz ist anzunehmen, daß zur Zeit der Kavernenbildung nicht nur das unterirdische Milieu mit stabil höherem Grundwasserstand und aggressiver Lösung erheblich feuchter war als rezent, sondern auch die edaphische Feuchte und damit das Klima über der Geländeroberfläche. Im Sinne des Morphomilieu-Arbeitsmodells ergeben sich Indizien für geringere naturräumliche Variabilität bei höherer Ökosystemstabilität in mindestens einer Post-Calcrete-Phase.



Ein weiteres, tief verkarstetes Gebiet befindet sich auf Farm Uisib im Bergland nordwestlich von Otavi am Goab-Flächenpaß. Bereits UHLMANN (1974), IRISH et al. (1991) und MARAIS et al. (1996) haben einige Höhlen dieses Areals beschrieben (Uhlmannhöhle, Uhlenhorst, Uisib-Grotte, Kemptenhöhle, Märchenhöhle). Die eigenen Befunde aus den beiden begangenen Höhlen, Kemptenhöhle und Märchenhöhle (Nr. 2 und 3 auf S. 275), bestätigen ebenfalls die Annahme starker Lösungsintensitäten in Phasen nach Fossilierung der Hauptrumpffläche bzw. der Post-HR-1-Fläche. Anders als die erläuterten Ghaub-, Nosib-, Harasib- oder Elandshoek-Höhlen sowie Otjikoto- oder Guinas-Dolinensee, sind sie jedoch keinem weitläufig erhaltenen Flächenniveau zuzuordnen. Sämtliche genannten Höhlen auf Uisib sind innerhalb der bis 1650 m hohen südlichen Rahmenhöhe der Dreiecksbucht von Uisib (Flächenniveau bei ca. 1340 m), etwa 100-120 m über der Fläche des Goab-Passes ausgebildet. Die heutige Morphoposition der tiefen Karstformen in Dolomit und Schwarzkalk innerhalb einer schmalen Rahmenhöhe mit nur wenigen Hektar großem Einzugsgebiet bei durchschnittlich 500 mm Jahresniederschlag darf als außergewöhnlich angesehen werden. Eine alte Anlage ist sehr wahrscheinlich.

Deutlich assoziierte Flächenstockwerke lassen sich hier zwar nicht ausmachen, jedoch zeigen die Südseite der angesprochenen Rahmenhöhe auf Farm Hordel sowie die Südseite der gegenüber liegenden Rahmenhöhe auf Farm Kudis, ebenso wie das nördlich angrenzende Becken von Kudis mehr oder weniger deutliche Randverebnungen in Höhen von 1480-1500 m. Dies entspricht grob dem etwa 60 km weiter östlich gelegenen Harasib-Niveau (Abb. 59). Eine Tieferlegung der Hauptrumpffläche auf Post-HR-1-Niveau um ca. 140 m im westlichen Otavi-Bergland ist jedoch fraglich, denn im zentralen Bergland bei Ghaub-Nosib beträgt die Differenz beider Flächen nur 60 Höhenmeter. Der Einfluß von Tektonik ist noch ungeprüft. Möglicherweise handelt es sich um Relikte eines früheren HR-Stadiums, jedoch nicht um die durch Silifizierung (s. o.) charakterisierte Prä-HR-1-Fläche.

Dafür daß auch die Uisib-Höhlen in ihrer initialen Anlage an ein solches Flächenstockwerk geknüpft werden können, sprechen u. a. die exemplarisch in Foto 5 auf Tafel 9 abgebildeten, häufigen Kluffüllungen aus carbonatimprägnierten, tonigen, roten Paläoböden (Rhodi-chromic Cambisols, s. Abschnitt Böden dieses Kapitels), die durch die Kavernenbildung angeschnitten wurden. Wo solche Klüfte durch Sickerwässer reaktiviert wurden, findet sich dieses Bodensubstrat auch in Speleothemen. IRISH et al. (1991: 58) haben an den Oberflächen solcher unterirdischen Paläoboden-Kluffüllungen Vorkommen der Minerale Variszit ( $\text{AlPO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ) und Leukophosphit [ $\text{KFe}_2(\text{PO}_4)_2\text{OH} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ] festgestellt. Sie entstanden durch Reaktion von Tonmineralen und pedo-

genen Eisenoxiden mit Fledermausguano und sind klarer Beleg für Paläo-Latosole. Die initialen Kavernenbildungen erfolgten vermutlich in Zeiten stärkeren Grundwasserzuströms. Rezent ist die laterale Weiterbildung sehr gering. Sie wird von abwärts gerichteter Lösung übertroffen, die zur Ausbildung tiefer, senkrechter Einstiegsschächte geführt hat (vadose Dynamik). Davon zeugen auch viele Schlucklöcher an der Geländeoberfläche ohne größeres Einzugsgebiet.

Die altangelegten Kavernen weisen heute zahlreiche Sinterkörper mehrerer Generationen in unterschiedlichsten Ausprägungen auf („Märchenhöhle“). Sie reichen von massiven Säulen, Becken und Schleppen im Kubikmetervolumen bis zu feinst ziselierten Excentriques. Auffällig ist, daß an vielen Stellen ältere Formen, etwa Stalagmitengärten, von jüngeren Sinterkörpern, z. B. massiven, breiähnlichen Fließformen, überdeckt wurden und teilweise noch aus diesen herausragen. Allerdings ist unklar, ob dies auf klimatische Veränderungen oder auf wechselnde Sickerwasserzufuhr durch Öffnung oder Versinterung von Klüften zurückzuführen ist.

Eher als die Sinterformen bieten deshalb die carbonatisierten brekziösen, konglomeratischen oder pedogenen Kluft- und Hohlraumfüllungen Möglichkeiten zur paläoökologischen Interpretation. Sie gehören zwar nur indirekt zum in diesem Kapitel beschriebenen Formenschatz der Haupttrumpffläche, sollen aber dennoch im Zusammenhang mit der Verkarstung erwähnt werden. Die carbonatimpregnierten Karstschlotverfüllungen sind im Otavi-Bergland und den umgebenden Pedimenten sehr häufig und in allen größeren Höhlensystemen vertreten (vgl. Pofaddergat, Abb. 60). Ältere, wie z. B. Abenab, Asis, Bobos, Karavatu oder Kupferberg beinhalteten bis zu deren Abbau außer Paläobodensedimenten und Flugsand auch Malachit-Kupferglanz-Konkretionen.

Andere Brekzien enthalten datierbare Fossilien oder Artefakte (Kap. 6.2 und 6.3). Dabei sind an einigen Höhlen auch mehrfache Verkarstungs-, Verfüllungs- und Imprägnierungsphasen feststellbar (Karstgenerationen). Ein Beispiel solcher Mehrfachverkarstung, bei der auch junge Lösung keine petrographischen Unterschiede zwischen Damara-Festgestein und carbonatischen Schlotfüllungen nachzeichnet, zeigt Foto 4 auf Tafel 1. Solche Formen weisen auf mehrfache Milieuveränderungen hin.

Die Erkenntnisse aus den Begehungen im Karstveld, wonach tiefe Verkarstungserscheinungen im Bezug zu Grundwasserständen während bestimmter Flächentieferlegungsphasen (insbesondere der letzten) gesehen werden können, lassen sich auf das Untersuchungstransect übertragen. In weiten Teilen des Untersuchungsgebiets stehen neben dem archaischen Basement, den Kuiseb-Schiefen und Quarziten des Damara sowie den syn- und postorogen intrudierten Granitoiden auch viele mehr oder weniger metamorphisierte präkambrische Carbonatgesteine flächenhaft an (Schwarzkalke,

Dolomite, Marmore etc.). Solche Gesteine sind in folgenden Formationen (neben den o. g. des Karstvelds) relativ häufig: Etusis-Formation, Blaukrans-Formation, Rössing-Formation, Duruchaus-Formation, Oberwasser-Formation, Corona-Formation, Karibib-Formation (dort Harmonie-, Otjongeama- und Arises-River-Member) sowie undifferenzierten Formationen der Ugab-Untergruppe und der Swakop-Gruppe (alle v. a. Marmore unterschiedlichster Ausprägung und Färbung), innerhalb von Chuos-Formation und Kuiseb-Formation (v. a. Tinkas Calcsilicate Member) auch Dolomite. Dazu kommen die carbonathaltigen Serien der Nama-Gruppe, v. a. in den Buschmannsklippe- und Zaris-Formationen (Omkyk, Hoogland und Urikos Members) im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets mit ihren teilweise dolomitischen Schwarzkalken.

Mit Ausnahme weniger Inselberge auf den Hauptwasserscheiden (z. B. den Navachab-Bergen zwischen Swakop- und Khan-System, bei Karibib) die nur geringe Anzeichen von Tiefenverwitterung zeigen, sind diese carbonatischen Gesteine der genannten Formationen heute als Flächengesteine stark verkarstet. Neben den auf S. 275 angeführten begangenen kleineren Höhlen auf Farm Okongue und denen der Namib, bietet besonders das ausgedehnte Höhlensystem von Farm Nooitgedag, ca. 30 km nordnordwestlich von Karibib auf der Haupttrumpffläche (Erindi-Fläche in Abb. 46, S. 196), den eindrucklichsten Beleg für Lösungsprozesse in solchen Gesteinen. Bekannt sind derzeit im Marmorkarstgebiet von Nooitgedag drei größere Höhlen (VON WREDE & GARNY 1968), von denen die Nooitgedag-Grotte mit erforschten 755 m Länge (IRISH et al. 1991: 67) anscheinend die ausgedehnteste ist. Es folgen Uhlenhöhle, die von MARAIS et al. (1996: 67) in „Honeb-Âs“ umbenannt wurde, um Verwechslungen mit dem Uhlenhorst auf Farm Uisib (s. o.) zu vermeiden, und Dreidornhöhle („Nooitgedag 3“ oder NG3-Höhle).

Alle drei Höhlen sind im calcitischen Marmor der Swakop-Gruppe (wahrscheinlich Karibib-Formation) entwickelt. Sie weisen als typische Grundwasser-Lösungskavernen in einem durchgängigen Niveau von  $\pm 20$  m unter GOF große Ähnlichkeit zum oben erläuterten Pofaddergat des Karstvelds auf (Beschreibung und Pläne bei VON WREDE & GARNY 1968: 5, IRISH et al. 1991: 66 und MARAIS et al. 1996: 68). Postgenetische Speleotheme sind in den heute trockenen Kavernen häufig und reichen von Stalaktiten und breiten, konischen Stalagmiten, „flowstones“ bis zu Sintervorhängen und -becken mit subaquatischen Calcitausfällungen. Auch hier ist die initiale Kavernenausbildung im Zusammenhang mit der Saprolitisierung und Flächentieferlegung im ehemals feuchten Milieu zu sehen. Dagegen versuchten MARTINI & MARAIS (1996: 16) die Nooitgedag- und auch die Namib-Höhlen (z. B. Rössing-Höhle) als hydrothermale Bildungen im ariden Klima zu erklären. Anders als z. B. in der „Temple-of-Doom-Höhle“ des nördlichen Damaralands, die angelehnt an den südlichen

Ausläufer der Sesfontein-Störung in den Phylliten der Mulden-Gruppe (Sesfontein-Formation, Spät-Damara) entwickelt ist und charakteristische Baryt-Vorkommen enthält, wurden allerdings in keiner der anderen Karsthohlformen Anzeichen von hydrothermaler Aktivität entdeckt, die diese These wirksam stützen könnten. Auch Aragonit, als typischer Indikator für hydrothermale Prozesse in carbonatischen Gesteinen, wurde in Zusammenhang mit den bekannten Höhlen bisher nicht beschrieben. Ein solches Aragonitvorkommen ist allerdings im Karibib-Marmor ca. 8 km nördlich der Bahnstation Namib westlich der Rössingberge bekannt. Dabei handelt es sich vermutlich um Ablagerungen einer an eine kurze, nordnordost streichende Verwerfung angelehnte Thermalquelle unbekanntes Alters, die auch die Ausbildung und Oxidation des Erzkörpers an der nahen Namib Lead Mine gefördert hat (WILLIAMS 1989, unpubl., SMITH 1965: 86). Eine Bildung von Lösungskavernen ist hier nicht bekannt und ein Bezug zu der wenige Kilometer entfernten, nicht in Streichrichtung der Verwerfung befindlichen Rössing-Höhle kann nicht zwingend hergestellt werden.

Die von MARTINI & MARAIS (1996: 16f) durchgeführten Mikrosondenuntersuchungen an Fluideinschlüssen im Calcit verschiedener Höhlensinterkörper erbrachten ebenfalls keinen Befund für hydrothermale Bildungsbedingungen (Ausnahme: Baryt-Kristalle im Temple-of-Doom). Im Falle der Nooitgedag-Höhlen wurde so festgestellt, daß die Calcit ausfällung in den Pools bei Temperaturen von unter 50°C abgelaufen sein muß (IRISH et al. 1991: 68), was einen rein hydrothermalen Ursprung ausschließt. MARTINI & MARAIS (1996: 18) postulieren daher für diese Höhlen eine Vermischung von Thermal- und Grundwässern, obwohl wegen der fehlenden tektonischen Formen im Umkreis von Nooitgedag auch dafür keine Indizien vorliegen. Das sog. Okahandja-Lineament mit den Thermalquellen von Groß-Barmen streicht immerhin mindestens 85 km weiter südlich in West-Ost-Richtung. Zudem wird auch für die Vermischungstheorie das Vorkommen beträchtlicher Mengen an Grundwasser in einem Reliefstockwerk vorausgesetzt, in dem heute allenfalls saisonale Bodenhaftwässer vorkommen und kein Grundwasseranschluß mehr besteht.

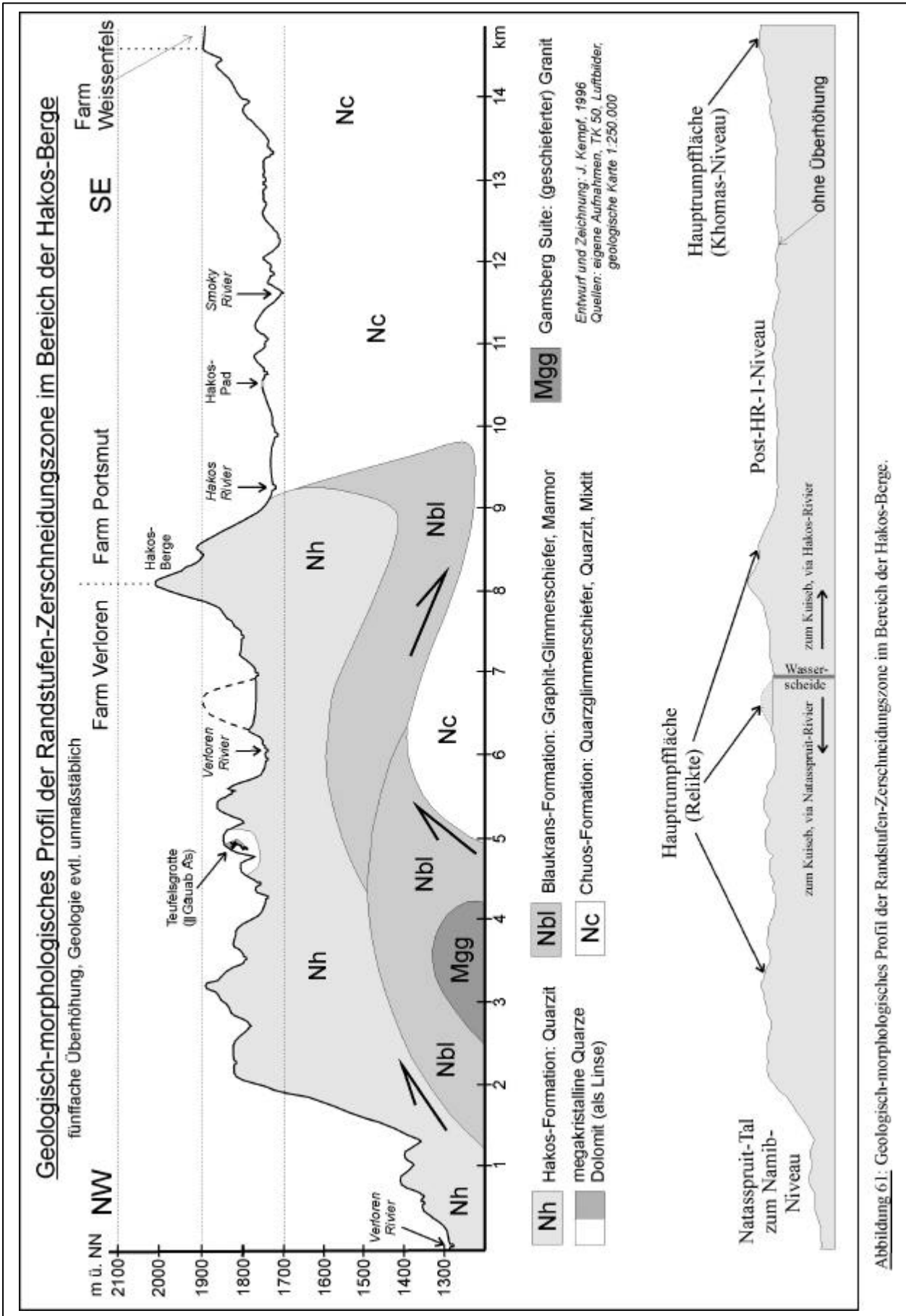
Als viel wahrscheinlicher wird angesehen, daß es sich auch hier, ähnlich wie bei den Höhlen im Karstveld um Paläoformen phreatischer Kavernen aus weit feuchteren Klimaten mit aggressivem Lösungsmilieu handelt, die in Zusammenhang mit Saproлитisierung und der jüngsten Flächenbildungsphase zu sehen sind. Bestätigung für diese Sichtweise findet sich selbst auf der teilweise nur reliktilisch erhaltenen Haupttrumpffläche des Hochlands (Khomas-Niveau und Seeis-Niveau, Kap. 4.3.2). Diese schneidet zwar fast ausschließlich die carbonatarmen, quarzreichen Schiefer und Quarzite der Kuiseb-Formation und der Basement-Gesteine, doch stehen kleinräumlich auch hier Carbonatgesteine an. Letztere zeigen trotz ihrer lokalräumlichen Begrenzung ebenfalls tiefe Verkarstungs-

formen, wie im Fall der Naos-Höhle (Farm Naos, südliches Khomas-Hochland) in grauem, dolomitischem Marmor, oder im Fall der Höhlen ≠Au-Xûib-!Omi-!Nâ-Âs („Beer in Hand Cave“, BIH-Cave) und des Teufelslochs („||Gâuab-Âs“) auf Farm Verloren. BIH-Cave ist ebenfalls innerhalb einer Marmorlinse (MARAIS et al. 1996: 66f), das Teufelsloch in einem Dolomitband zwischen zwei megakristallinen Quarzausbissen ausgebildet (Abb. 61, S. 285).

Anhand der letztgenannten Karstform, der Teufelsgrotte auf Farm Verloren, wird der Zusammenhang von Saproлитisierung aller Gesteine der Haupttrumpffläche und Verkarstung carbonatischer Serien besonders deutlich. Die Grotte befindet sich in quasi identischer Morphoposition wie die saprolitisierten Schiefer mit ihren Lösungsformen von Foto 1 auf Tafel 9, das nur wenige Kilometer weiter südlich aufgenommen wurde. Die Intensität des Lösungsmilieus wird durch das Faktum belegt, wonach nicht nur die Dolomitlinse angelöst wurde, sondern auch die Quarzgänge. Dies ist u. a. nachgewiesen durch in der Grotte gefundene harte, opalähnliche, schwammig-amorphe Kieselkrusten (MARAIS et al. 1996: 65) und durch vergleichbare Formen auf der Haupttrumpffläche von Hohenheim (Tafel 9, Foto 4).

Auch auf der Rumpffläche des Seeis-Niveaus kann, wo carbonatische Gesteine anstehen, tiefe Verkarstung im Zusammenhang mit der Flächentieferlegung beobachtet werden. So ist z. B. die Arnhem-Grotte in einer Antiklinale von gefalteten Nama-Schwarzkalken und Dolomiten der Zaris-Formation (HEGENBERGER 1993) entwickelt. Die Relikte der spät- bis postproterozoisch aufgebogenen Schichten bilden heute die Rahmenhöhen von intramontanen Becken mit Anschluß an die Fläche (Abb. 62). Sie sind durch eine Reihe von Flächenpässen in mehrere langgestreckte Rücken gegliedert, deren Gipfel meist von Quarziten der Dabis-Formation (Kuibus-Untergruppe) gebildet werden. Da die Dabis-Formation hier nur wenige hundert Meter mächtig ist, werden Hänge und Beckenboden von den überwiegend carbonatischen Gesteinen der Kuibus-Untergruppe (untere Nama) gebildet. In diesen ist das über 4,5 km lange Arnhem-Höhlensystem entwickelt, dessen Eingang etwa 70-80 m über der Beckenfläche liegt.

**Abbildung 61:** Geologisch-morphologisches Profil der Randstufen-Zerschneidungszone im Bereich der Hakos-Berge. Auf Farm Verloren gibt es mehrere, sehr wahrscheinlich aus hydrothermalen Lösungen im Zuge der hochmetamorphisierenden Bedingungen während der proterozoischen Hakos-Überschiebung gebildete, megakristalline Quarzlinsen, die in einem Fall ebenfalls grobkristalline Dolomite einschließen. In diesen Dolomiten ist im Niveau der Haupttrumpffläche die Teufelsgrotte als tiefe Karstform entwickelt. Dabei wurden auch silikatische Gesteine (Quarze) angelöst. Die umgebenden Gesteine der Hakos- und Chuos-Formationen sind stark saprolitisch verwittert, so daß selbst die Hakos-Berge von kurzen, altangelegten Rivieren ostwärts gequert werden, obwohl das Gefälle zum Hauptvorfluter (Kuiseb) heute westwärts erheblich steiler ist und keine höheren Gebiete zerschnitten werden müssen. Die Haupttrumpffläche ist wenige Kilometer östlich als Hohenheimer Fläche (Farm Weissenfels) gut erhalten. Sie weist ebenfalls starke Saproлитisierung mit Latosolresten und stark angelösten Quarzen auf.



Das tiefste, weit ausgedehnte Höhlenstockwerk von Arnhem ist als phreatische Bildung der jüngsten Fläche (vermutlich Post-HR-1-Fläche) anzusehen und streicht bei ca. 110 m unter dem Niveau des Höhleneingangs bis unter den Beckenboden aus. Es verfügt rezent über stark schwankenden Grundwasseranschluß in den tiefsten Kavernen, der damit ca. 30 m unter Flächenniveau liegt. Dies wird bestätigt durch die Bohlochdaten beim Farmhaus Arnhem (ca. 2,5 km von der Höhle entfernt), wo der Grundwasserspiegel bei  $\pm 28$  m erreicht wird<sup>5</sup>.

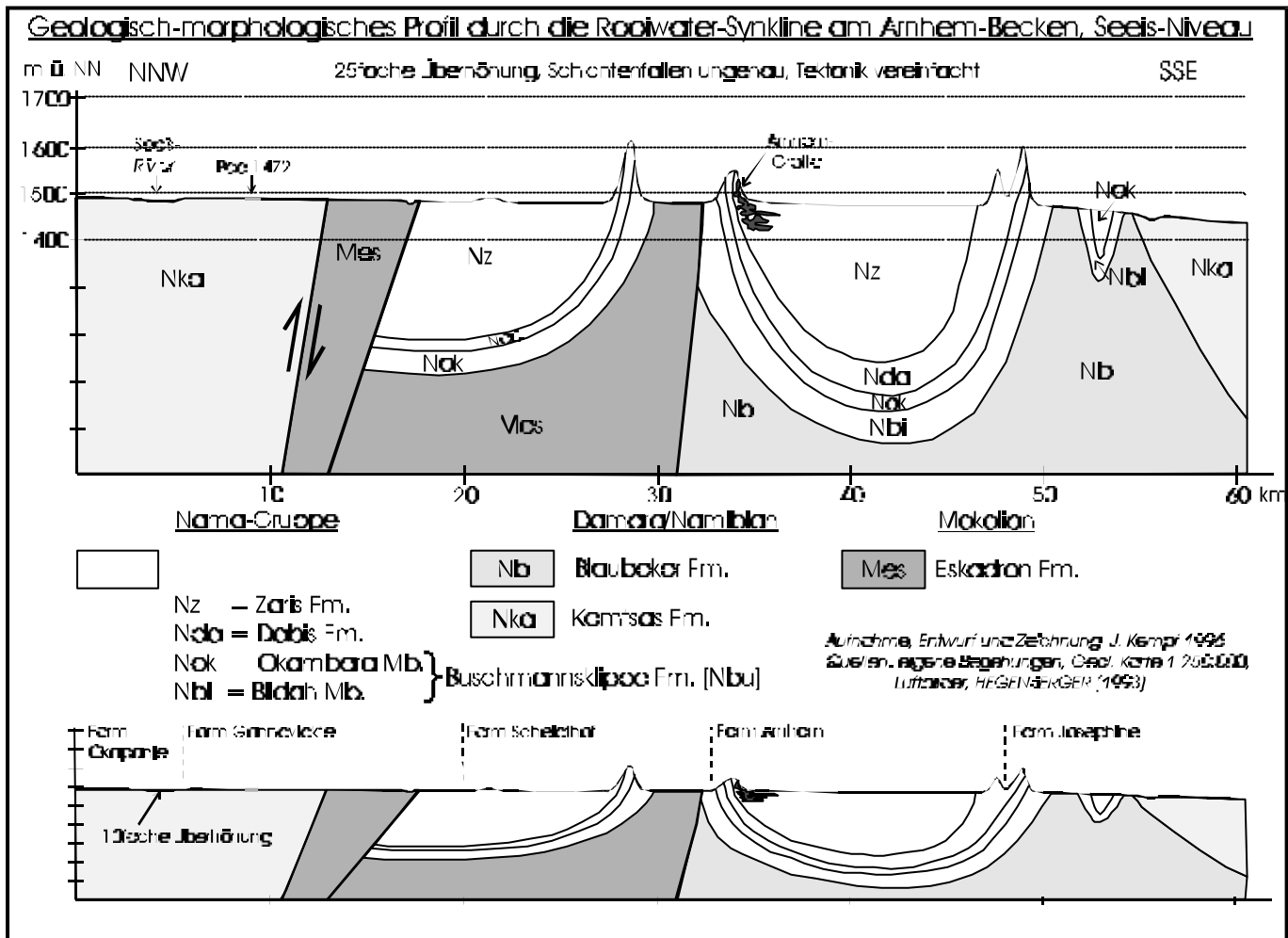


Abbildung 62: Geologisch-morphologisches Profil durch die Rumpflache des Sees-Niveaus im Bereich des Arnhem-Beckens. Von der jüngsten Fläche werden sowohl die Kraton-Gesteine des Mokolian, als auch die Metasedimente des Damara-Orogens und die Nama-Sedimente geschnitten. Die etwa 100 m hohen Rahmenhöhen der Beckenstrukturen werden vor allem von den Quarziten der Dabis-Formation geformt, die nach der HR-Bildung lokale Wasserscheiden gebildet haben und im Zuge der jüngsten Tieferlegung (Post-HR-1) selektiv herauspräpariert wurden. Dies deutet an, daß zwischen der jüngsten und der zweitjüngsten Tiefenverwitterungsphase ein Zeitraum mit geringer aktivem Lösungsmilieu und größerer Bedeutung der Petrovarianz lag. Die Arnhem-Höhle zeigt in den oberen Stockwerken eine eher vadose Erscheinungsform und erreicht eine größere laterale Ausdehnung (als Anzeichen phreatischer Lösungsaktivität eines stabilen Grundwasserniveaus) erst in den tieferen Stockwerken, die bis unter das Flächenniveau im Becken reichen. Die Höhlenstockwerke über Flächenniveau sind vollständig trockengefallen. Es sind quasi keine Speleotheme vorhanden. Daher wird angenommen, daß sobald der Rücken als Rahmenhöhe etabliert war, eine edaphische Trockenheit einsetzte. Die vadose Weiterbildung der Höhle ist vermutlich auf eine (einschneidungsbedingte?) Tieferlegung des Vorfluters zwischen den beiden genannten Flächenbildungsphasen zurückzuführen.

<sup>5</sup> freundl. mündl. Mitt. J. BEKKER, Arnhem 26.05.1996

Die Höhlenstockwerke, die innerhalb der Rahmenhöhe liegen, streichen lateral nicht sehr weit aus, sondern zeigen ähnlich wie die Höhlen von Uisib (s. o.) Formen von in die Tiefe gerichteter Lösungsaktivität (vadose Dynamik). Dabei haben sich quasi keine Sinterkörper (Speleotheme) entwickelt, so daß angenommen werden muß, daß nicht abwärts gerichtetes Bodenwasser einer höher liegenden Landoberfläche für die initiale Kavernenbildung verantwortlich zeichnet, sondern eher lateraler Sickerwasserzustrom (deswegen: edaphische Trockenheit). Auch hydrothermaler Einfluß kann für die erste Bildungsphase nicht ausgeschlossen werden, obwohl dafür bisher keine Indizien entdeckt wurden. Die vadose Dynamik setzte vermutlich im Zuge einer relativen Erniedrigung des Vorflutniveaus ein, die die Rahmenhöhen sukzessive herauspräparierte, nachdem sich im Bereich der Dabis-Quarzitabrisse in einer Phase geringerer chemischer Verwitterungsintensität und stärkerer Geltung der Petrovarianz lokale Wasserscheiden entwickelt hatten.

Für die Etablierung dieser Wasserscheiden bei Absinken des Vorflutniveaus muß eine Einschneidung des Vorfluters angenommen werden, da ja keine gleichmäßige, gesteinsunabhängige Tieferschaltung des Haupttrumpfflächenniveaus erfolgte, sondern Rahmenhöhen ausgeprägt wurden, die an Gesteinsbereiche größerer Verwitterungsresistenz (im nicht-flächenbildenden Milieu) angelehnt waren. Dafür spricht auch die annähernd vergleichbare Höhenlage der Rahmenhöhen, die belegt, daß vor der Etablierung der Wasserscheiden eine durchgängige Rumpffläche bestand, welche sämtliche Gesteine geschnitten hat. Nach der Erniedrigung des Vorflutniveaus kam es zu Wiedereinsetzen der Saprolitierung und Lösungsaktivität, die inzwischen etablierte abflußperiphere Bereiche als Hochgebiete ausnahm, aber sich im Grundwasserniveau und damit im vadosen Bereich der Arnhem-Höhle „tieferlegend“ auswirkte. Erst nach, oder im Zuge der Fossilierung der jüngsten Fläche (als Post-HR-1-Niveau) kam es zur Ausbildung des rein phreatischen, weit unter die Beckenfläche ausstreichenden Teils der Arnhem-Höhle im mehr oder weniger rezenten Grundwasserstockwerk.

Die Öffnung der Kaverne am oberen Mittelhang erfolgte vermutlich erst sehr viel später durch Hangprozesse (Spät-Quartär). <sup>14</sup>C-Datierungen der ältesten Ablagerungen von Fledermaus-Guano in der Arnhem-Höhle ergaben, daß sie erst um ca. 9500 BP von Chiropteren besiedelt wurde<sup>6</sup> - ein Indiz, daß die Kaverne erst im frühen Holozän offen war.

---

<sup>6</sup> freundl. mündl. Mitt. J. BEKKER, Arnhem, 26.05.1996; die Datierungen wurden von der Suid Wes Afrika Karst Navorsing Organisasie (SWAKNO) veranlaßt und dort möglicherweise nur in internen Berichten vorgelegt. Eine entsprechende Publikation konnte nicht aufgefunden werden. MARTINI (1994: 70) erwähnt lediglich einen Guano-Schwelbrand in der Höhle, der auf 1500 BP datiert wurde. Die Ascheablagerungen dieses Brandes konnten während einer Begehung verifiziert werden.



Die Parallelitäten von Arnhem-, Naos- und Teufelsgrotte sowie des Nooitgedag-Systems zu den begangenen und vorgestellten Höhlen im Karstveld sind offensichtlich. Ein Bezug von Höhlenbildung und Rumpfflächengenerationen kann in allen Fällen hergestellt werden, wenn aggressive Lösungsmilieus vorausgesetzt werden. Es ergeben sich anhand dieser Erkenntnisse Ansatzpunkte zur Deutung der Milieusukzession vor Abschluß der letzten Flächenbildungsphase, die in Kap. 7 landschaftsgeschichtlich ausgewertet werden können.

#### Verwitterung von exponierten Gesteinen

Im Gegensatz zu der festgestellten ausgeprägten chemischen Tiefenverwitterung (Saprolitisierung und Verkarstung) während den Flächenbildungsphasen ist die (sub-) rezente Gesteinsaufbereitung dominant von physikalischen Prozessen geprägt. Dabei konnte im Untersuchungsgebiet der vielfach beschriebene, typisch aride Formenschatz festgestellt werden (vgl. z. B. BESLER 1992: 39-57). Versuche zur Beurteilung der Verwitterungsintensität in der Namib wurden u. a. von BESLER (1972, 1979), GOUDIE (1972), GOUDIE & MIGÓN (1997), GOUDIE et al. (1997) und GOUDIE & PARKER (1998) durchgeführt.

Die überwiegende Mehrzahl der azonalen Inselberge auf der Haupttrumpffläche von Zentral-Namib und Randstufenlücke ist in granitischen Gesteinen ausgebildet. Wie die oben erwähnten großen kretazischen Granitinselgebirge zeigen sie die typischen Granitverwitterungsformen wie „Wollsäcke“ bzw. Kernsteine, Tors oder Felsburgen, Druckentlastungsklüfte, Blockbildung, Abschuppung und Abgrusung sowie Ausbildung einer subsequenten Randfurche an mehr oder weniger scharfem Hangknick. Die Granite der Wollsäcke sind dabei in unterschiedlichem Verwitterungszustand. Es wurden während der Feldarbeiten sowohl sehr frische, unverwitterte Granit-Kernsteine gefunden, wie auch stark durchwitterte, teilweise mit dem Hammer spaltbare, isovolumetrisch zersetzte Blöcke. Sind diese, wie teilweise bei Bulls Party oder im Becken vom Ombu im Erongo zu beobachten, mit einer Verwitterungsrinde oder Patina überzogen, so entwickeln sich häufig schildkrötpanzerartige Formen mit Stellen von Napfverwitterung, Abgrusung und Absandung wo die Patina zerstört wurde. BESLER (1979: 104) bezeichnet diese Patina als „Pseudorinden“, die nur in der Wüstensteppe vorkommen. In der südlichen Namib, wo eine hohe äolische Aktivität bei Vorhandensein von ausreichend Schleifsanden zu beobachten ist, kann auch die Ausbildung von Hohlblöcken aus solchen ehemaligen Kernsteinen beobachtet werden.

Weit verbreitet sind auch Alveolen und Tafoni, die, wie zum Beispiel an der Philippsgrotte auf Farm Ameib, Abgröße erreichen können. Diese Hohlformen sind vermutlich nicht als rezent anzusehen,

da sie in vielen Fällen Spuren von Verfüllungen aufweisen. Einige dieser Abri-Verfüllungen wurden im Zusammenhang mit archäologischen Fundstätten stratigraphisch ausgewertet (vgl. Zusammenstellungen bei RICHTER 1991 und VOGELANG 1998), wobei selbst Kalkkrustierungen (in Böden von Granit-Abri) entdeckt wurden (Kap. 5 und Kap. 6.3). Im Flußbett des Omaruru-Mittellaufs unterliegen Tafoni der Aufsandung des Flußbetts und werden fossilisiert (LÜCK 1997a: 71 + 110). Die zeitliche Stellung dieser Hohlformenausbildung ist ungeklärt, dürfte aber überwiegend ins Quartär einzuordnen sein.

In den küstennäheren Regionen trägt Salzsprennung dominant zur mechanischen Aufbereitung bei (GOUDIE et al. 1997, GOUDIE & PARKER 1998). Haline Lockerung von Deckschichten kann auch an exponierten Interflow-Austritten auftreten und muß neben der Insolation als wichtigster rezenter Verwitterungsprozeß angesehen werden. EITEL & BLÜMEL (1997) beschreiben aus Namibia eine der Salzverwitterung prozessual verwandte „calciklastische Verwitterung“ und „calcichemische Verwitterung“, die auf Lösungs- und Rekristallisationsdynamik von Carbonaten beruht. Vor allem die carbonathaltigen Damara-Schiefer, weniger die granitoiden Gesteine sollen nach EITEL & BLÜMEL (1997: 259) von diesem Verwitterungstyp betroffen sein, bei dem gelöstes Calciumcarbonat deszendiert infiltrieren und in feinsten Poren auskristallisieren soll.

Im granitischen Material erfolgt die Bereitstellung von grusigem Substrat vermutlich ebenso wie die Kersprünge durch Insolation und unterschiedlich schnelle Erwärmung bzw. Abkühlung der Granitminerale. Das so gelockerte Abgrusungsprodukt, in der Regel überwiegend aus Feldspäten, wird bei Niederschlagsereignissen von der Felsoberfläche abgespült und sammelt sich in Hohlformen, den oben erwähnten Gnammas oder den Randsenken der Inselberge. Dort erfolgt physikalische Zerlegung oder weiterer Zersatz infolge zumindest zeitweise erhöhter ökologischer Feuchte. Es treten an diesen Sonderstandorten, wie erläutert, auch Lösungsprozesse im vorbelasteten Saprolit auf.

Die jüngere bis rezente chemische Verwitterung an den Granitinselbergen im Namib-Bereich ist überwiegend auf die oben erwähnte Rinden- oder Pseudorindenbildung beschränkt. Diese ist meist als dünne, durchgängig schwartenartige oder polygonal gemusterte, rötlichbraune bis bräunliche Mineralrinde ausgeprägt, die sich vielfach wieder in Auflösung befindet. GOUDIE und MIGÓN (1997: 440) sehen in diesen Rinden das Relikt einer wahrscheinlich feuchteren Phase.