

## Kuiseb

Das Flußsystem des Kuiseb und seines größten Nebenriviers, des Gaub, gilt als der ökologisch und geomorphologisch am besten erforschte Bereich Namibias. Insbesondere ist hier der mittlere Kuiseblauf und der untere Gaub gemeint, also das Areal, westlich dessen diese Riviere unterhalb der großen Randstufe (Escarpmnt), also auf der Namib (Vorland) verlaufen. Hier lassen sich eine Fülle von Reliefgenerationen unterscheiden. Insbesondere die wild zerschluchtete Gramadulla-Landschaft zwischen Chausib/Niedersachsen und Gobabeb rückte schon früh in den Blickpunkt der geomorphologischen Forschung. So erreichte bereits STAPFF (1887) von der Küste her die Hope-Mine und das Kuiseb-Knie bei Hudaob. Die geologische Karte von REUNING (1923) verzeichnete die Vorlandschotter (Kap. 4.2.2.2) in korrekter Position als „eozäne Transgressionskonglomerate“. Obwohl schon VOIT & STOLLREITHER (1905) die Hochterrassen-Schotter am Kumaris-Fluß<sup>1</sup> als fluviale Ablagerungen einer älteren Kuiseb-Flußphase erkannten, hielt MAACK (1924) auch eine Deutung als Reste von Dwyka-Konglomeraten (Permo-Karbon) für denkbar. DE KOCK (1934: 19f + 67-69) hat fluviale Schotter im Kuisebtal zwischen Us und Chausib kartiert und beschrieben, ohne die im westlichen Teil seines Kartiergebiets auftretenden Hochterrassen zu erwähnen. Er nahm ein hohes Alter dieser Konglomerate an.

Die ausführliche Darstellung von GEVERS (1936) stützt sich vor allem auf Beobachtungen aus dem Swakop-Catchment und auch KORN & MARTIN (1937) gingen auf das Relief am mittleren Kuiseb noch nicht ein. Letztere haben aber ab 1938 und besonders während ihrer Zeit im kriegsbedingten Wüstenversteck<sup>2</sup> 1940-1942 umfangreiche geologisch-morphologische sowie prähistorische Aufnahmen und Begehungen durchgeführt. Über deren Ergebnisse existiert ein unpublizierter Report an Prof. C. VAN RIET LOWE<sup>3</sup> (KORN & MARTIN 1939, unpubl.), ein Vortragsmanuskript<sup>4</sup> (KORN 1938, unpubl.), Feldbuch-Aufzeichnungen (KORN 1936-1943, unpubl.) sowie Rohfassungen von zur Veröffentlichung vorgesehenen Artikeln (KORN 1942, 1943, unpubl.), die wegen dessen Tod 1946 nicht eingereicht wurden. Teile des wissenschaftlichen Nachlasses von KORN werden hier erstmals umfassend berücksichtigt, da die posthum veröffentlichten Überblicksartikel

---

<sup>1</sup> Kumaris: alte Bezeichnung für das von KORN & MARTIN so benannte Rutile-Rivier, einem Nebenfluß des mittleren Kuiseb; gemeint ist vermutlich die Umgebung des sog. Karpfenkliffs

<sup>2</sup> belletristisch dokumentiert in:

MARTIN, H. (1957): Wenn es Krieg gibt, gehen wir in die Wüste. Stuttgart (Union Dt. Verl. Ges.), 246pp. und:

VON EGAN-KRIEGER, P., ed. (1996): Hermann Korn: Zwiegespräch in der Wüste. Heidelberg (Selbstverlag des Herausg.), 158pp+App.

<sup>3</sup> Univ. Johannesburg, Archäol. Inst., s. Fußnote 1, S. 381

<sup>4</sup> gehalten 1938 vor der damaligen Südwestafrikanischen Wissenschaftlichen Gesellschaft, Windhoek

KORN & MARTIN (1957) und MARTIN (1950, 1961a) nicht der Fülle der Erkenntnisse entsprechend auf das Randstufenvorland am Kuiseb eingehen<sup>1</sup>.

ABEL (1955), LOGAN (1960), SPREITZER (1963, 1966), KAYSER (1970, 1973), RUST (1970), GOUDIE (1972), BESLER (1972, 1976, 1984), BARNARD (1973, 1975), SELBY (1976, 1977), OLLIER (1978), HÖVERMANN (1978), MARKER & MÜLLER (1978), HÜSER (1979a), HARMSE (1980, unpubl.), MARKER (1981, 1982), McKEE (1982), YAALON & WARD (1982), VOGEL (1982, 1989a), WARD et al. (1983), LANCASTER (1984), HEINE (1987b, 1990a), RUST (1989), EITEL (1996), BESLER et al. (1994), HEINE & WALTER (1996, 1997) u. a. berücksichtigten Reliefaspekte vom mittleren und unteren Kuiseb sowie den angrenzenden Fluvialsystemen in ihren Gesamtdarstellungen des Namib-Reliefs oder von dessen Teilaspekten. Erste systematische geomorphologische Aufnahmen des fluvialen Reliefs am mittleren Kuiseb<sup>2</sup> stammen von RUST & WIENEKE (1973, 1974, 1976, 1978), WIENEKE & RUST (1973), RUST (1975), OLLIER (1977), MARKER (1977, 1983) und WARD (1982, 1984) sowie von HÜSER (1977) aus dem Gebiet zwischen Gaub, Ubib und Tsondab. Der gegenwärtige Stand der Forschung beruht im wesentlichen auf diesen Arbeiten sowie dem vielfach publizierten und zitierten Werk von WARD (1982, 1984, 1987a/b, 1988a/b, 1989), WARD & VON BRUNN (1985) und WARD & CORBETT (1990).

Der Kuiseb tritt nach einer Gefällsverteilung im Längsprofil (Abb. 96) bei Us aus dem dort stark zerschnittenen Hochland (Kap. 4.3) in die Dreiecksbucht von Us-Chaibis auf das Vorlandniveau aus. Er folgt hier bis Klein Chausib der bereits im Spätproterozoikum angelegten Störzone, entlang welcher die (jüngere) Kuiseb-Formation über das Hangende der (älteren) Vaalgras-Untergruppe überschoben wurde. Sowohl die flächenhafte Dreiecksbucht, als auch das Kuiseb-Tal sind an das Vorkommen der dort stark tektonisch belasteten, zerrütteten Gesteine (Schiefer, Quarzite, Marmore, Chuos-Mixtite) angelehnt. Eine vergleichbare Großform existiert beim Hochlandsaustritt des Gaub in der Dreiecksbucht von Mount Barry. Diese ist ebenfalls in den stark zerrütteten, teilweise mylonitisierten Gesteinen der sog. Areb-Scher-zone angelegt, wo die frühmokolische Kratonbasis

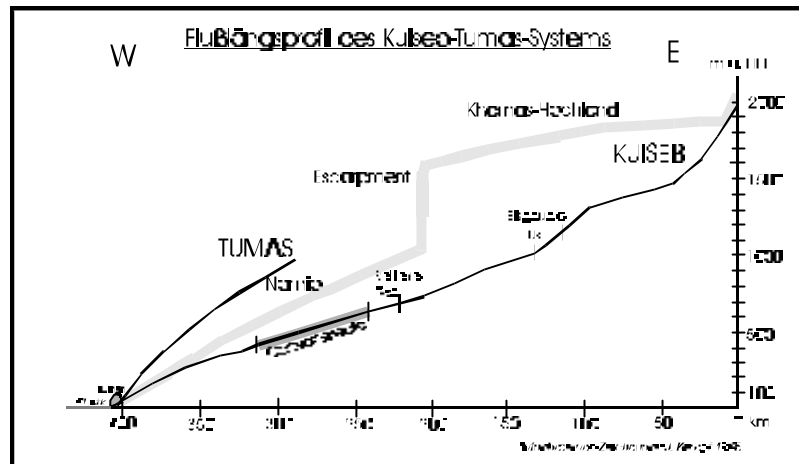
---

<sup>1</sup> Nach Durchsicht sämtlicher verfügbarer Feldbuchaufzeichnungen, Vortragsmanuskripte, Publikationsentwürfe und Forschungsberichte muß zweifelsfrei festgestellt werden, daß die häufig zitierte, über 10 Jahre nach dem Tod H. KORNs als KORN & MARTIN (1957) publizierte Auffassung nicht den Erkenntnissen des erstgenannten Autors entspricht, sondern in vielen Punkten von o. g. Aufzeichnungen erheblich abweicht. Dies mag in der Überarbeitung durch MARTIN und den wissenschaftlichen Fortschritt teilweise begründet sein. Da aber die umfangreichen Aufnahmen vom mittleren Kuiseb auch in den Publikationen kaum berücksichtigt wurden (am ehesten noch bei MARTIN 1950), scheint die Berücksichtigung der objektiven Befunde in vorliegender Arbeit angebracht.

<sup>2</sup> abgesehen von den o. g. unpublizierten Arbeiten von KORN

mit Paragneisen und Metasedimentiten der Mooirivier-Formation (> 1,8 Mrd. Jahre alt) vermutlich im Zuge der panafrikanischen Damara-Orogenese gegen die wenig jüngeren Metasedimentite der Gaub-Valley-Formation (v. a. Quarzite und Schiefer der oberen Rehoboth-Sequenz, ca. 1,6 Mrd. Jahre alt) obduziert wurde. Der Gaubverlauf lehnt sich hier an die mylonitisierten Gesteinsvorkommen an.

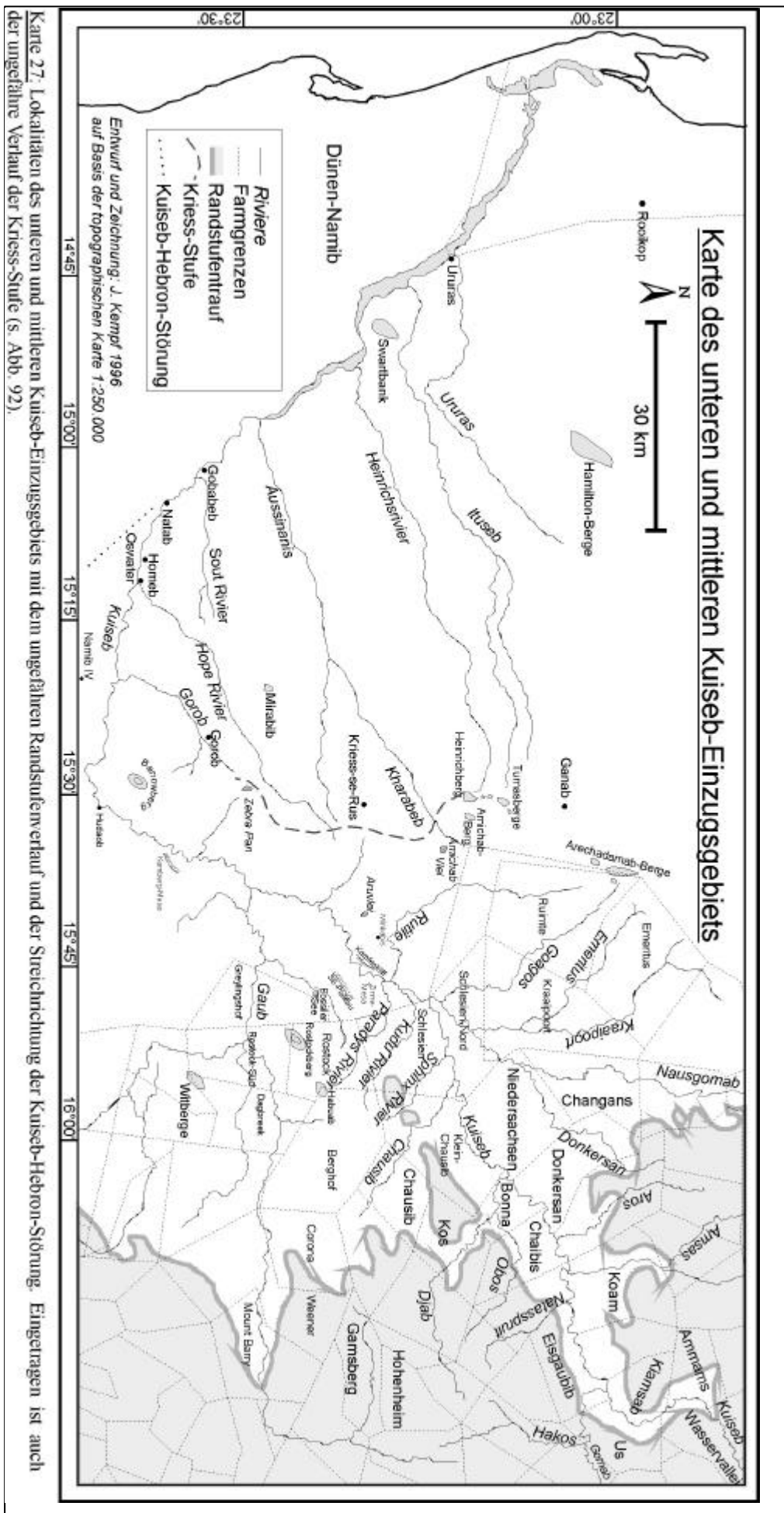
**Abbildung 96:** Flußlängsprofil von Kuiseb und Tumas (vgl. STENGEL 1966). Erkennbar ist der deutliche Knick beim Austritt aus dem Hochland. Infolge der Längs- und Querwölbung der Namib-Fläche verläuft der autochthone Tumas mit steilerer und konvexerer Gefällskurve als der ausgeglichene allochthone Kuiseb.



Nördlich und südlich dieser Zerrüttungsbereiche, entlang derer das Namib-Niveau gegen die Stufe vorgedrungen ist, hat sich eine besonders stark reliefierte, vergleichsweise breite, wild zerklüftete Randstufen-Zerschneidungszone gebildet. Die kurzen, steilen, obsequenten Stufenriviere zum Kuiseb und Gaub zeigen dabei ein weitgehend ausgeglichenes Längsprofil. Westliche Auslieger des Randstufen-Niveaus, z. B. Chausib-, Kos-, Tantus- und Horosibberge, sind durch Flächenstreifen und intramontane Becken aufgelöst und nachfolgend zerschnitten. Viele der Kuiseb-Nebenriviere verlaufen innerhalb der Ausliegerketten epigenetisch. So erreicht z. B. der Djab bereits bei Habusib (Westgrenze der Farm Djab) das Namib-Niveau, folgt diesem aber nicht nach Südwesten, sondern durchschneidet die ca. 350 m höhere Ausliegerkette und das darin eingebettete intramontane Becken von Kos nach Nordwesten, ehe er die Chausib-Dreiecksbucht erreicht und an der Westgrenze von Farm Bonna in den Kuiseb mündet (s. Karte 27, S. 395). Äquivalenten Verlauf zeigen die Riviere auf den Farmen Chausib und Berghof (Chausib-, Sphinx- und Kudurivier).

Auf Farm Schlesien mündet der Kuiseb von der Dreiecksbucht aus Osten kommend in die Escarpment-Subsequenzfurche, wobei er nach Süden in eine randstufenparallele Laufrichtung umknickt (Goagos-Knick). Dabei nimmt er die ebenfalls subsequest aus Norden zuströmenden Riviere des Kraaipoot-Nausgomab-Systems auf (Goagos-, Emeritus-, Springbok-, Gaitsuchab-, Donkersan-, Kraaipoot- und Nausgomab-Rivier). Das Catchment der letztgenannten reicht nach Norden bis auf den Flächenpaß von Donkerhoek-Komuanab, der Wasserscheide zum Swakop (Karte 24). Die Subsequenzfurche ist in ihrem mittleren Bereich durchweg als ca. 100 m in das Namib-Niveau eingetieftes Breittal ausgeprägt (Abb. 97).





Karte 27: Lokaltäten des unteren und mittleren Kuiseb-Einzugsgebiets mit dem ungefähren Randstufenverlauf und der Streichrichtung der Kuiseb-Hebron-Störung. Eingetragen ist auch der ungefähre Verlauf der Kriess-Stufe (s. Abb. 92).

Im Bereich der Subsequenzfurche und der östlich anschließenden Dreiecksbuchten sind alle Flächenniveaus sowie die Streckhänge mehrgliedrig sehr stark zerschnitten (Gramadullas) und teilweise wiederverfüllt, so daß sich die Stellung der einzelnen Flächengenerationen und Talformen zueinander nicht einfach ermitteln läßt. Dies gilt insbesondere, da während des Verlaufs der entsprechenden mittel- bis spätkänozoischen Milieusukzession, nach den Erkenntnissen aus den benachbarten Catchments, von tektonischer Beeinflussung ausgegangen werden muß. Weil die Subsequenzfurche zudem sowohl autochthone Riviere des Vorlands und der Randstufe, als auch das allochthone, weit verzweigte Hochlandssystem von Kuiseb-Gaub bündelt, ist die genetische Deutung des Schachtelreliefs zusätzlich erschwert. Jede Aufnahme muß sich daher auf ein breites Spektrum von Formelementen stützen, die nur übergreifend und in Zusammenhang mit den flächenhaften Informationen von Kap. 4.2.1 verknüpft werden können. Dabei bildet die Phasensukzession der anderen Flußhistorien ein Hilfsmittel, ebenso wie die objektiven Aufnahmebefunde der anderen (o. g.) Autoren. Das breite Spektrum bietet aber in Konsequenz auch die besten Möglichkeiten hinsichtlich einer möglichst genauen und fundierten Relieffanalyse. So gilt das mittlere Kuiseb-Catchment zwischen Farm Niedersachsen und Gobabeb als bedeutendste Typregion für die känozoische Relieffgenese in Zentral-Namibia - wahrscheinlich sogar in ganz Namibia nördlich von 25°S. Neben den Abtragungsformen sind auch Akkumulationsformen als Terrassengalerien erhalten, die unten erfaßt und erläutert werden. Der bis dorthin ungefähr parallel zu den östlichsten Stufenausliegern in subsequenter Richtung (mit leichtem westlichem Gefällsvektor) verlaufende Kuiseb, orientiert sich östlich von Hudaob in eine, der Namib-Abdachung folgende, küstensenkrechte Fließrichtung (Hudaob-Knick), welche er bis zur Oase Natab (ca. 8 km südöstlich von Gobabeb) beibehält (Karte 27). SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 113-120) erkannten hier ebenfalls eine tektonisch bedingte Flußumlenkung. Dies wird durch Beobachtungen von WARD (1987: 59) bestätigt, wonach sich kalkverbackene Kuisebgerölle noch unter dem Namib-Erg zwischen Kuiseb- und Tsondab-Tal finden. Die Umlenkung erscheint demnach zumindest vor der letzten tiefen Einschneidung erfolgt zu sein. Es ist aber nicht bekannt, ob sich - abgesehen von einem breiten, verfüllten Spülmuldental - andere Talformen unter dem Erg südlich von Hudaob fortsetzen. Das Areal konnte nicht begangen werden.

Eine zeitliche Parallelisierung mit der Kappung des Proto-Tumas (s. o.) ist aufgrund der offensichtlichen Gemeinsamkeiten im Richtungsverlauf (westlicher Gefällsvektor wird dominant) und der identischen Morphoposition der Cañon-Strecken jedoch anzunehmen. Eine Gesteinsbedingtheit des Verlaufs konnte wie beim Swakop nicht festgestellt werden. Der Einschnitt des Kuiseb ist fast aus-

schließlich innerhalb der Kuiseb-Formation angelegt (ganz überwiegend Schiefer, seltener Marmor). Südwestlich von Homeb quert er die Amphibolite des Matchless-Members (Kap. 7).

Westlich von Natab erfolgte eine weitere Richtungsveränderung nach Nordwesten (Natab-Knick). Diese entspricht offenbar der Streichrichtung einer jungkänozoischen Verwerfung, der sog. Kuiseb-Hebron-Störung. Sie zieht sich vom Kuiseb bei Natab unter der Dünen-Namib hindurch nach Südosten bis zu den Farmen Oorwinning und Hebron und von dort an durchs Becken von Hammerstein auf das Schwarzrand-Plateau. Da durch diese dort frisch wirkende Störung auf Farm Hebron noch die hangenden Konglomerate des dortigen Tsauchab-Schwemmfächers disloziert wurden, ist anzunehmen, daß die tektonische Aktivität bis weit ins Quartär hinein vorhanden war. Andererseits wird sie aber im Erg selbst durch stabile Altdünen verhüllt. Ein Ursprung im Endtertiär ist möglich. Die vermuteten Auswirkungen der Kuiseb-Hebron-Störung auf die Kuiseb-Fließrichtung wird durch die Tatsache gestützt, daß auch der Tsondab kurz vor Eintritt in seine Endpfanne die Richtung nach Nordwesten ändert und somit an die Verwerfung angelehnt ist. Das langgestreckte Tsondab-Vlei verläuft ebenfalls exakt in der betreffenden Südost-Nordwest-Streichrichtung. Es ist nicht auszuschließen, daß die tektonische Aktivität selbst zu der „Tsondabisierung“ (s. S. 88) des Tsondab beigetragen hat, indem die laufverkürzenden Auswirkungen eines Milieuwechsels verstärkt wurden. Auffällig ist, daß diese Streichrichtung relativ genau senkrecht zum sog. Okahandja-Lineament steht und damit einer Querwölbungsachse des Khomas-Blocks (Kuiseb-Schiefer) entspricht. In nordwestlicher Verlängerung zeigt die Kuiseb-Hebron-Störung genau zur Walvis Bay, der Mündung des Kuiseb in den Hauptvorfluter.

Durch die Laufveränderungen ist die Länge des Kuiseb vom Goagos-Knick durch die Subsequenzfurche mit Hudaob- und Natas-Knick um über 1/3 erhöht (ca. 190 km ohne Mäander) gegenüber einem Verlauf über die Namib-Abdachung (ca. 140 km). Ähnlich wie an Swakop und Tumas dürfte die küstensenkrechte Hebungsachse (Khomas-Impuls) in Verbindung mit der küstenparallelen Querwölbung mit ursächlich für die spezielle Ausprägung des Flußsystems gesehen werden.

Über den Zeitraum der Anlage von Escarpment und Subsequenzfurche liegen keine gesicherten Erkenntnisse vor. FAUPEL (1974) und MARTIN (1975: 40) erwähnten ein wenige Ar bis Hektar großes Vorkommen von (marin-glazigenen?) Dwyka-Tilliten<sup>1</sup> auf Farm Komuanab (Donkerhoek-

---

<sup>1</sup> Das Vorkommen ist als Dwyka-Ablagerung auf der geol. Karte 1:1 Mill. (GEOLOGICAL SURVEY 1980) verzeichnet, jedoch nicht auf den zugehörigen provisorischen Blaupausen 1:250.000. Auch die geol. Karte des Damara-Orogens (1988) 1:500.000 verzeichnet hier keine jüngeren Ablagerungen als die der proterozoischen Kuiseb-Formation (Damara). Es ist fraglich, ob es sich tatsächlich um einen Karoo-Tillit der Dwyka-Formation handelt. Schon GEVERS (1934b: 250), der in [weiter nächste Seite] dem betreffenden Areal umfangreiche geologische Aufnahmen durchgeführt hat, stellte fest, daß nördlich des

Flächenpaß; 22°44'S; 15°54'E). MARTIN (1975) schloß daraus auf eine glazigene Anlage des Nausgomab-Tals im Paläozoikum (untere Karoo; Perm-Karbon). Auch SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 115) vermuteten unter Hinweis auf dieses Vorkommen auf eine sehr frühe (nämlich gondwanazeitliche) Talbildung - allerdings bezogen auf den Swakop. Tatsächlich kann aber eine gleichzeitige glazigene Entwicklung beider Täler, des  $\pm$  E-W verlaufenden Swakop und der  $\pm$  N-S verlaufenden Nausgomab ausgeschlossen werden. Der vermeintliche Tillit liegt nach der geologischen Karten 1:1 Mill. direkt auf der Wasserscheide mehrerer Abflußrichtungen, also dem Hochpunkt des Donkerhoek-Komuanab-Flächenpasses. Sie ist unzerschnittenes Ursprungsgebiet des Nausgomab (Flächenstreifen nach Süden), des Witwaterrivier/Tsaobis (Rumpffläche und Streckhang nach Norden) und des Onanis (Donkerhoek-Flächenpaß zur Namib nach Südwesten). Zusätzlich mündet aus Osten der Moria-Flächenstreifen (Abb. 51, S. 247), der auf einige Kilometer die Wasserscheide Kuiseb-Swakop-System nachzeichnet.

Aufgrund dieser Morphoposition am Hochpunkt ist es kaum möglich, allein unter Berücksichtigung des geringen Tillitvorkommens auf eine karbonzeitliche glazigene Talentwicklung von über 100 km langen Großtälern im Zentrum des Gondwana-Kontinents zu schließen. Mit dem gleichen Argument könnte auch der Moria-Flächenstreifen und in seiner westlichen Verlängerung der Donkerhoek-Flächenpaß als Glazialtal gesehen werden. Die eigenen Begehungen der Region Komuanab-Donkerhoek-Moria-Tsaobis unter dem Themenaspekt „mögliche permokarbone Glazialtäler“, erbrachten keinen Befund. Die größte Wahrscheinlichkeit des Zutreffens protoglazigener Formung im Vergleich aller, vom Komuanab-Hochpunkt ausgehenden Flächen- und Talformen, muß dem Moria-Flächenstreifen zugesprochen werden. Dieser mündet in seiner östlichen Verlängerung, also dem Herkunftsgebiet auf den Farmen Garums und Tsammams in zwei breite Täler, die in ihrer Grundform Anklänge an U-förmige Querschnitte erahnen lassen. Als konkreter Nachweis kann diese Spekulation aber kaum dienen.

Sollte es sich tatsächlich um Dwyka-Tillite handeln (was nicht generell unwahrscheinlich ist), so waren sie selbst und auch die zugehörigen Talformen durch Sedimentite und Vulkanite der oberen Karoo (Etjo, Etendeka), die z. B. nördlich am Sargdeckel- und Jungfrauberg (südl. Karibib) sowie

---

Khomas-Blocks keine Dwyka-Tillite zu finden waren (vgl. auch GEVERS 1963: 230ff), was allerdings von MARTIN (1968) für das Kaokoveld widerlegt wurde. Weder das SACS (1980: 542f+561), noch die geol. Erläuterungen zum entsprechenden Kartenblatt von SCHREIBER (1996: 35f) erwähnen solche Ablagerungen auf Komuanab. Möglicherweise handelt es sich bei dem von FAUPEL (1974) und MARTIN (1975) erwähnten Relikt um einen Mixtit der Chuos-Formation, der ebenfalls häufig als (allerdings metamorpher?) Tillit interpretiert wird (z. B. GEVERS 1931, SMITH 1965: 25, MARTIN 1965, DOWNING 1983: 40). Solche Gesteine stehen in der Nähe von Komuanab, z. B. der Rabenrücken-Antikline des Rooikuseb-Tsaobis-Gebiets häufig an.



südlich am Gamsberg anstehen, überdeckt und wurden erst durch die jüngste Tieferlegungsphase exhumiert (vgl. RUST 1970). Träfe Martins (1975) Gondwana-Hypothese hinsichtlich des Nausgomab-Tals zu, so wäre das zweifellos post-gondwanazeitliche Escarpment zwischen Moria und Donkersan an die orographisch linke Talflanke des exhumierten, karbonzeitlichen Glazialtals angelehnt. Die Auslieger-Inselbergkette der Kraaipoot-Berge würde dann die rechte Talflanke repräsentieren. Da die Exhumierung im flächenbildenden Milieu vorgegangen sein muß (s. Tiefenverwitterung und Böden auf Komuanab, Abb. 57, S. 255 und Punkt Nr. 8, S. 253) und auf dem Donkerhoek-Komuanab-Flächenpaß sowie den angrenzenden Flächenstreifen alle anstehenden Gesteine (Schiefer und Granite) saprolitisiert und gekappt wurden (Alteritprofile nach RUST 1970), ist anzunehmen, daß ein evtl. ehemals existentes, verfülltes, gondwanazeitliches Glazialtalrelief keinen großen Einfluß auf die Entwicklung des Großreliefs in Zentral-Namibia bis zum mittleren oder späten Känozoikum ausgeübt hat. Außerdem ist davon auszugehen, daß die durch das Zerschneiden Gondwanas und die Post-Gondwana-Tektonik gravierend veränderten Vorflutverhältnisse mit der sukzessiven Entwicklung der Namib-Abdachung für die Reliefgenese erheblich bedeutsamer gewesen sein muß, als die durch Sedimente und Flutbasalte versiegelten Proto-Talformen. Auch WARD (1987: 7) hält den Bezug des Nausgomab-Tals zu einer eventuellen Prä-Karoo-Erosionsoberfläche für Spekulation. Eine Exhumierung der alten Talformen müßte in diesem Zusammenhang als großer Zufall angesehen werden.

Auf Basis der Annahme, bei der Namib-Fläche handele es sich um die als oberkretazisch/paläozän erachtete *Namib Unconformity Surface* (NUS), haben WARD & CORBETT (1990: 20) das in Abb. 70 gezeigte LM-C-Modell entwickelt (S. 327). Über der NUS sollen die Sedimente einer Proto-Namib-Wüstenphase liegen, nämlich die 6 in Tab. 22 genannten Faziestypen des Tsondab-Sandsteins (Kap. 4.2.1.9). Von diesen sollen nach WARD (1987: 10-14+59) drei Elemente (Fazies A, E und F: Basal-Konglomerat, fluvialer Arenit, Pfannenablagerungen) innerhalb der so bezeichneten Kuisebtal-Depression („*proto-Kuiseb bedrock depression*“) vorkommen. Alle 6 Faziestypen werden von WARD (1987, 1988) und WARD & CORBETT (1990) in den gleichen Zeitraum eingestuft (Paläozän bis Oligozän oder Frühmiozän) und als *Tsondab Sandstone Formation* (TSF) bezeichnet (Kap. 4.2.1.9). Wie in Kap. 4.2.1.9 erläutert, ist eine solche Einstufung aller roten Sandsteine unwahrscheinlich. Die TSF, an deren Typlokalität nördlich des Tsondab-Vleis nach BESLER & MARKER (1979) vorwiegend kreuzgeschichtete äolische Faziestypen die Aufschlüsse prägen, wird von WARD (1987) in ihrer Gesamtheit als Schlüsselsediment für die Postulierung einer paläogenen Proto-Namib gesehen. Dadurch wird auch für die mit Fazies E der TSF verfüllten Rand-

stufen-Subsequenzfurche ein prä-paläogenes Alter impliziert - ähnlich wie es WILKINSON (1988a, 1990) für den Proto-Tumas-Cañon angenommen hat.

Den eigenen Analysen von Kap. 4.2.1.9 sowie den Argumenten von RUST (1996) und den Fossilienfunden von PICKFORD et al. (1995) zufolge, konnte ein paläogenes Alter der Sandsteine mit hoher Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden. In Konsequenz wurde ein Zutreffen der LM-C-Hypothese für geringwahrscheinlich gehalten. Im Modell von WARD & CORBETT (1990: 33) folgt auf die Proto-Namib-Wüstenphase ab dem Früh-Miozän die sog. „Karpfenkliff-Fluvialphase“, für die „mesisches, vielleicht semiarides Klima“ angenommen wurde. Während dieser Phase sollen die, vermutlich vorher verfestigten Proto-Namib-Dünen topfeben fluvial gekappt und anschließend von mächtigen Schotterablagerungen (Klasten-Ø bis 1,20 m, sehr gut gerundet) vom Hochland her (Kuiseb, Gaub) überdeckt worden sein<sup>1</sup>. In einer anschließenden endmiozänen Bodenbildungsphase sollen sich bis zu 5 m mächtige Deckelkalkkrusten in (autochthon) semiaridem Klima (YAALON & WARD 1982: 350-450 mm Durchschnittsniederschlag jährlich) entwickelt haben (Kamberg-Calcrete), ehe mit dem Pliozän die gegenwärtige Wüstenphase einsetzte. Dabei seien die Ablagerungen mit TSF, Karpfenkliff-Konglomeraten und Kamberg-Calcrete infolge einer Hebung zerschnitten und weitgehend ausgeräumt worden.

#### 4.2.2.2 Vorlandsedimente und Reliefgenerationen der Referenzregion mittlerer Kuiseb

Bei der Betrachtung der känozoischen Reliefgenerationen am mittleren Kuiseb gliedert WARD (1987: 7-10) den Formenschatz in vier strukturelle Grundeinheiten, nämlich:

1. die *Namib Unconformity Surface* (NUS)
2. die Sedimentite, welche auf der NUS abgelagert wurden („*pre-incision deposits*“)
3. das tief eingeschnittene Tal
4. die Sedimentite, welche nach der Einschneidung im Tal abgelagert wurden („*post-incision deposits*“).

Anschließend sei es noch zu mehrmaliger (zyklischer?) Ausräumung von Punkt 4. in den Tälern (v. a. im Kuiseb-Tal) gekommen. Unter Punkt 2. verzeichnet WARD (1987: 10) vom Liegenden zum Hangenden (1) die *Tsondab Sandstone Formation* (s.o.), (2) die *Karpfenkliff Conglomerate*

---

<sup>1</sup> Im heutigen semiariden Hochlandsklima werden allerdings weder solche Klasten bereitgestellt, noch in dieser Größe transportiert, so daß anzunehmen ist, daß sich das Milieu der Schüttungsphase der Schotter erheblich vom heutigen unterschieden hat (vgl. auch Kap. 3.5). Aus diesen Gründen heißt es auch bei WARD & CORBETT (1990: 24): „*The change from an arid climate prevalent during much of the Palaeogene to mesic, semiarid conditions during the Early to Middle Miocene is not as yet fully understood.*“

*Formation*, (3) die *Rooikop Gravels* mit unsicherer stratigraphischer Position und (4) die *Kamberg Calcrete Formation*. Als Post-incision deposits (Punkt 4.) werden bei WARD (1987: 7) genannt (ebenfalls von alt nach jung): (1) die *Oswater Conglomerate Formation*, (2) die *Hudaob Tufa Formation*, (3) die *Homeb Silt Formation*, (4) die *Awa-gamteb muds*, (5) die *Gobabeb Gravel Formation* und (6) das Kuiseb-Alluvium. Zeitlich parallel, aber außerhalb der Talformen werden noch die (7) *Sossus Sand Formation* (Dünensande der Namib) mit (8) dem *Khommabes Carbonate Member* (Pfannenablagerungen) genannt.

### Die Reliefbasis

Zusätzlich zu den stratigraphischen Elementen der känozoischen Reliefgeschichte verzeichnet WARD (1987: 38) in Anlehnung an OLLIER (1977: 207) drei große Diskordanzen, nämlich:

1. die NUS am Kreide-Tertiär-Wechsel
2. die Tsondab-Planationsfläche (TPS nach OLLIER 1977: 208f) im Früh- bis Mittel-Miozän
3. die tiefe Taleinschneidung von Kuiseb und seinen Nebenflüssen infolge einer (mittel-?) pliozänen epirogenen Hebung (Fremdsteuerung vom Hochland her).

Weitere (pleistozäne) Diskordanzen ergeben sich durch die wiederholte Ausräumung und Wiederverfüllung der Täler. In Verbindung mit der sedimentstratigraphischen Untergliederung (s. u.) wird daraus der im LM-C-Modell (Abb. 70, S. 326) skizzierte Ablauf konstruiert. Die eigenen Analysen des Reliefs der zentralen Namib und der Flußhistorien ergaben ebenfalls drei große känozoische Denudations- oder Erosionsphasen (Diskordanzen), nämlich die Hauptrumpffläche, die Post-HR-1-Fläche und den Taleinschnitt - allerdings in einer anderen chronologischen Einstufung. In Anlehnung an SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 118f) und SPÖNEMANN (1989: 147, 1995: 479) wird das Stockwerk der weit verbreiteten Haupt-rumpffläche (HR) ins Eozän bis Mittel-Miozän eingestuft, das in bestimmten Morphopositionen auftretende Stockwerk der Post-HR-1-Fläche ins Pliozän und das Post-HR-2-Stockwerk (Taleinschnitt) ins Quartär. Übereinstimmung besteht im denudativen Charakter der beiden älteren Stockwerke (HR, Post-HR-1) und im (linear-) erosiven Charakter des jüngeren Stockwerks (Post-HR-2). Diese Grundstruktur wurde durch SPÖNEMANN (1997: 47-54) im Südwest-Kapland (Südafrika) sowie durch BRUNOTTE & SPÖNEMANN (1997) im Kaokoveld bestätigt und findet sich nach SPÖNEMANN (1999: 36) auch in den korrelaten Schelfsedimenten wieder.

Unter Berücksichtigung der tektonischen Abläufe, denen in offenbar allen Flußhistorien formsteuernde Wirkungen nicht abzuspüren sind, muß innerhalb eines klimageomorphologischen Ansatzes

davon ausgegangen werden, daß die terminalen Ausprägungen der Reliefstockwerke diskrete Milieuwechsel repräsentieren. Angenommen wurde auf Basis der Formanalysen:

1. ein Wechsel von flächenbildendem Milieu mit Tiefenverwitterung zu Flächenzerschneidung förderndem Milieu, der zur Fossilierung der Hauptrumpffläche geführt hat
2. ein Wechsel, der unter durch die Flächenzerschneidung veränderten Vorflutbedingungen die Wiederaufnahme der Flächentieferlegung und Ausbildung der Post-HR-1-Flächen bedingte
3. ein Milieuwechsel, welcher die flächenhafte Tiefenverwitterung (bisher) endgültig beendet und damit sowohl die Fossilierung der Post-HR-1-Fläche, der HR-Flächenreste als auch die sukzessive Einschneidung induziert hat.

Die beiden fossilen Flächen liegen morphologisch unterhalb der vereinzelt, durch starke Silifizierung gekennzeichneten, oberkretazischen Prä-HR-1-Fläche (z. B. Gamsberg-Deckel). Diese Stockwerke können in weiten Teilen Namibias außerhalb der durch eine Akkordanzfläche „versiegelten“ Kalahari beobachtet werden. Das Modell von OLLIER (1977: 212) und WARD (1987: 38) impliziert für die Region des mittleren Kuiseb jedoch einen anderen Ablauf. Dort (und nur dort) soll die jüngere Fläche (TPS) angeblich über dem Stockwerk der älteren (NUS) liegen, was eine zwischenzeitliche Akkumulationsphase voraussetzen würde (Tsondab-Sandstein, Kap. 4.2.1.9). Andererseits konnte anhand der eigenen Aufnahmen bei Dieprivier gezeigt werden, daß dort eine nicht-tektonische Achterstufe im Tsondab-Sandstein von einer Rumpffläche vorgelagert wird (Abb. 71, S. 330), die sich ihrerseits zum Escarpmentfuß zieht, von Calcrete versiegelt wurde und mäßig zerschnitten ist. Damit liegt dort eine Flächengeneration vor, die genetisch jünger als die TPS ist, also im strengen Sinn eine Post-HR-2-Fläche. Da aber das Post-HR-2-Stockwerk bei SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) der Boden des Kuiseb-Tals entspricht und nicht die Vorlandfläche, ergibt sich eine kaum überbrückbare Diskrepanz (vgl. Kap. 4.2.1.9). Auch ein exhumiertes älteres Stockwerk, etwa die HR, kann nicht vorliegen, da im Randstufenbereich auch der Tsondab-Sandstein zusammen mit dem liegenden Damara oder Kristallin geschnitten wird. Stattdessen liegt es nahe, den in Kap. 4.2.1.9 gemachten Ausführungen und den Argumenten von RUST (1996) zu folgen und die TPS mit der NUS gleichzusetzen. Damit entspräche die Rumpffläche des Tsondab-Sandsteins der HR und die Vorlandfläche zwischen Achterstufe und Escarpment der Post-HR-1-Fläche. Auch wäre der gleiche Stockwerkbau, wie an der Kriess-Stufe gegeben. Es erscheint daher sinnvoll, den Tsondab-Sandstein aus WARDs (1987: 10) Liste der „*pre-incision deposits*“ zu streichen und ihn als Ausgangsgestein der NUS, ähnlich den Damara-Metasedimentiten und -Intrusiva zu betrachten.

Daraus ergibt sich ein weiteres stratigraphisches Problem, das in Kap. 4.2.1.9 und 4.2.2.1 bereits kurz angedeutet wurde: es soll nämlich Vorkommen des Tsondab-Sandsteins auch im ehemaligen Proto-Kuiseb-Breitall (WARDs 1987: 12 „*proto-Kuiseb bedrock depression*“) geben, wo sie nach WARD (1987: 59) im Liegenden zu den sog. Karpfenkliff-Konglomeraten (s. o. und Kap. 4.2.2.1) den ältesten Teil der ehemaligen Talfüllung bilden. Tatsächlich liegt aber das Kuiseb-Tal mit seinen Terrassen, an denen der Tsondab-Sandstein auftreten soll, bis über 40 km nördlich von den nördlichsten Stellen, an denen (Tsondab-) Äolianite auftreten. Würde es sich bei den Talfüllungen um Tsondab-Sandsteine handeln, so müßte zwingend ein ehemaliges Äolianit-Vorkommen im Kuiseb-Einzugsgebiet oberhalb des Goagos-Knicks postuliert werden. Bei den eigenen Begehungen wurden keine Reste solcher Vorkommen entdeckt - alle potentiellen Äolianit-Vorkommen nördlich der „Tsondab-Sandsteinplatte“ unter der Dünen-Namib, also nördlich von ca. 23°35'S sind anscheinend vollständig abgetragen. So tritt die äolische Fazies D (s. S. 321) ausschließlich südlich des Kuiseb und westlich des Hudaob-Knicks auf. Die am äußersten nördlichen Limit ihrer Verbreitungsgrenze angesiedelte Typlokalität von Fazies C (eigentlicher Tsondab-Sandstein-Äolianit; Kamberg-Mesa, ca. 23° 33'30"S; Karte 27) enthält wenige Strukturen, die auf Paläodünen schließen lassen. HÜSER (1976: 90) erwähnt einen vergleichbaren Äolianit-Rest weiter östlich - bei 23°35' 09"S, 15°51'35"E auf Farm Kromhoek, der von einer konglomeratischen Kalkkruste bedeckt ist (Abb. 101) und als Relikt-Mesa der Vorlandfläche aufsitzt. Im Vergleich zu diesem Inselberg zeigen die Kalkkrusten-Mesas in gleicher Morphoposition (Vorlandfläche) auf Farm Berghof (Abb. 99, Foto 4, S. 419) jedoch anscheinend nur verfestigte Fluvialsande mit gut ausgeprägter Bodenbildung (Schluffe, Tone, verkalkte Wurzelröhren) im Liegenden zur Deckelkalkkruste (dort sehr grobe, sehr gut gerundete Schotterkonglomerate und schluffig-tonige Lamellenkrusten mit konservierten Trockenrissen). Allerdings sind an den Berghof-Mesas die unteren Bereiche rundum von jüngeren Schuttkegeln verhüllt, so daß neben dem Calcrete nur die hangenden fluvialen Arenite aufgeschlossen sind. Aufgrund der vorgefundenen Indizien, nämlich (1) keine känozoischen Äolianite im Bereich von Randstufe und Subsequenzfurche nördlich von 23°35'S, (2) den differierenden Morphopositionen von äolischem (Flächenlage) und fluvialem (Breitallfüllung) Arenit und (3) Bodenbildung nur auf horizontal stratifizierten Substraten, muß eine genetische Trennung zwischen den Areniten mit äolischer Fazies C und D und der fluvialen Fazies E (s. S. 321) vollzogen werden. Es ist möglich, daß Fazies E einer genetisch erheblich jüngeren Umlagerungsfazies entspricht als alle Äolianite des Tsondab-Sandsteins, für welchen ja ein mesozoischer Ursprung angenommen wird. Fazies E im Proto-Kuiseb-Tal ist möglicherweise mit der in Kap. 4.2.1.9 (S. 326) erwähnten Umlagerungsfazies

des Tsondab-Sandsteins parallelisierbar. Deswegen wird hier für die bei WARD (1987: 12) als Fazies E der Tsondab-Sandstein-Formation bezeichneten, im Proto-Kuiseb-Tal zwischen Nausgomab und Gomkaeb vorkommenden, fluvialen Arenite der Arbeitsbegriff „Sandstufe“ eingeführt. Die Sandstufe entspricht als Form einem bestimmten Sedimentationsmilieu und repräsentiert in ihrer Herkunft ein korrelates Abtragungsmilieu im Hinterland der Subsequenzfurche. Sie ist zusammen mit den sie unterlagernden Konglomeraten und Brekzien und mit dem hangenden Karpfenkliff-Konglomerat (s. o.) als *pre-incision deposit* einzustufen.

Seinem konsequenten sedimentstratigraphischen Aufbau folgend, widmet WARD (1987) der Formenanalyse der Reliefbasis kaum Aufmerksamkeit: nach OLLIER (1977: 207) beinhalten die NUS, gleich wie reliefiert, lediglich die Funktion einer Trennfläche von proterozoischen und känozoischen Gesteinen. Deshalb gehört für WARD (1987: 6f) auch das Proto-Kuiseb-Breittal („*proto-Kuiseb valley*“) der Subsequenzfurche („*bedrock depression*“) zur NUS. Weitere Flächenstockwerke werden nicht gesehen - abgesehen von der Tsondab-Planationsfläche. Gleiches gilt für das Talrelief innerhalb des Breittals. Bereits MARKER (1977: 204, 1983: 335) hat auf Stockwerke innerhalb des Kuiseb-Tals und auf verfüllte Talformen hingewiesen, die schon vor den *pre-incision deposits* bestanden haben könnten, also älter als die heutigen Hochterrassen sind. Sie sieht die erste Eintiefung des Proto-Kuiseb-Breittals als Primärereignis fluvialer Formung, das zu „*multiple surfaces*“ geführt hat (MARKER 1983: 344): „*These older valley fills completely filled the original valleys incised into the Namib Formation.*“

Ein weiterer Aspekt der Reliefbasis, das sog. Gramadulla- oder Wüstenschluchtenrelief mit seinen gestuften Seitentälern, wird in der känozoischen Sukzession von WARD (1987) nicht hinreichend berücksichtigt. In der zusammenfassenden chronologischen Tabelle bei WARD (1987: 38) wird nur eine einzige tiefe Einschneidungsphase ins Festgestein - während des Pliozäns - als Folge der Epirogenese genannt. Alle weiteren Ablagerungen und deren partielle Wiederausräumung seien primär allochthon bestimmt und auf das eingeschnittene Tal beschränkt. Auch das Tal fungiert demnach lediglich als Trennfläche der jüngeren stratigraphischen Einheiten (*post-incision*) von den älteren (*pre-incision*). Dabei hatten u. a. RUST & WIENEKE (1974, 1980) sowie RUST (1975, 1989, 1991) darauf hingewiesen, daß die Stufung der Seitentäler in Verbindung mit Klimawechseln zu sehen ist. RUST (1989: 118) leitete aus der klimagenetisch-morphologischen Deutung des Wüstenschluchtenreliefs eine ökomorphodynamische Regelmäßigkeit mit Hiaten in der Talbildung bei ‘pedogenen’ Stabilitätszeiten und Talbildung zu Aktivitätszeiten (autochthon erhöhte Niederschläge) ab. Damit wären im gestuften Gramadulla-Relief zumindest ansatzweise pleistozäne Zyklen zu erkennen. Eine gewisse

Berechtigung hätte WARDEs (1987) Ansatz der Nicht-Berücksichtigung der Talformen und die Reduzierung auf den Aspekt der Trennflächen zwischen stratigraphischen Einheiten nur dann, wenn diese Talformen für die Milieuinterpretation unerheblich wären, also eine Außensteuerung vorläge.

Verschiedene solche Deutungen wurden vorgeschlagen. So sind für HEINE (1990: 230) die Gramadulla-Stufen und die *post-incision deposits* auf eustatische Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen. SPÖNEMANN (1989: 149+152) sieht eine rein tektonogene Entstehung als Folge einer küstenparallelen Querwölbung mit klimaunabhängigen Talausweitungsphasen als beginnende Flächenbildung in den Stillstandsphasen<sup>1</sup>. Da aber diese „Talbodenflächen“ auf Niveaus des Kuiseb-Tals eingestellt sind oder waren, müssen sie zeitlich mit dessen Einschneidungs- und Auffüllungsphasen korrelieren und deswegen zumindest die unteren Stufen bis weit ins Pleistozän fallen, für das ausgeprägte Hebungsphasen am passiven Kontinentalrand nicht angenommen werden. RUST (1991: 155f) diskutierte beide Deutungen und kam zu Ablehnungen. Da das Gramadulla-Relief in jedem Fall weit oberhalb der Grenze des Litorals relevanter Meeresspiegelstände endet, ist es als nicht eustatisch bestimmt zu verstehen (RUST in BESLER et al. 1994: 148). Eine rein tektonogenetische Deutung kann anhand des Reliefs am mittleren Kuiseb argumentativ nicht nachvollzogen werden, da sie mit dem Bezugssystem Klimageomorphologie (Kap. 2.1) inkompatibel erscheint (vgl. auch RUST 1991: 155). Dies bedeutet nicht, daß tektonische Bewegungen im Sinne von Längs- oder Querwölbungen bei der Genese des Reliefs am mittleren Kuiseb keine Rolle gespielt haben.

Bei der Betrachtung der durch WARD (1987) kaum berücksichtigten Reliefbasis muß schließlich ein letzter wichtiger Punkt Erwähnung finden, der schon im Rahmen der Bestandsaufnahme im interfluvialen Relief (Kap. 4.2.1.7) ausgeführt wurde: die Verwitterung und Bodenbildung. WARD (1987: 6) bezieht sich hinsichtlich des Verwitterungszustandes der Namib-Fläche auf OLLIER (1978: 166), der in Anlehnung an SELBY (1977) von einer völligen Abwesenheit jeglicher Indizien für Tiefenverwitterung ausgeht: „*A very significant feature of the Namib Desert is the absence of deep saprolite, spheroidal weathering, or any other features of sub-surface weathering [...]*“. Diese Aussage ist nicht nur für die Namib-Flächen nicht haltbar, sondern trifft auch für die zentralnamibische Escarpment-Subsequenzfurche und das Proto-Kuiseb-Breitall (Abb. 97) nicht zu. Schon THIENE (1907: 680) berichtete von reinem Kaolinit mit Einsprenglingen von feuersteinähnlicher Kieselsäure, den SCHULZE-JENA (1907) in der Gegend der Prinzenbucht (küstennahe Sperrgebiets-Namib) gefunden hatte. KAISER (1923, 1926 II: 284-294) hatte unter den oberkreatazischen Pomona-Silcrete, deren Auflagefläche ja nach OLLIER (1977, 1978) und WARD (1987)

der NUS zeitlich entsprechen soll, sowie in weiten Teilen der Süd-Namib tief durchgreifende Kaolinitprofile entdeckt und beschrieben. KORN & MARTIN (1939: App. E, unpubl.) und KORN (1942: 8, unpubl.; 1943: 3, unpubl.) stellten Kaolinit und stark verwitterte Gesteine unter den Hochterrassen von Swakop (bei Goanikontes) und Kuiseb (Karpfenkliff, Gaub-Plateau) fest. MABBUTT (1952: 349) erwähnte die starke chemische Verwitterung und Kaolinisierung der Schiefer unterhalb der Ugab-Terrassen-Basisfläche (Abb. 106). Selbst die bisher eher spärlichen bodenkundlichen Befunde aus der Namib und Prä-Namib geben Hinweise auf ehemals starke chemische Verwitterungsintensitäten (z. B. RUST 1970, SCHOLZ 1972: 39). Bei fast allen Begehungen wurden in der Namib und im Hinterland (mit Ausnahme der Kalahari) Saprolit-Aufschlüsse festgestellt, aufgenommen und häufig die Reliktsubstrate analysiert. Wichtige Typlokalitäten sind auf S. 251ff genannt, Beispielprofile finden sich im Anhang.

### Die Breittal-Sedimente

WARD (1987: 10) nennt in seiner Lithostratigraphie vier Einheiten der sog. *pre-incision deposits* (s. o.), von denen drei im Bereich des mittleren Kuiseb vorkommen sollen (vom Hangenden zum Liegenden):

1. Kamberg Calcrete Formation (detailliert beschrieben und interpretiert bei WARD 1987: 20f):  
*locus typicus*: 23°26'30"S, 15°39'E (Kamberg-Mesa, südwestlich der langgestreckten Kamberge am Kuiseb); bis ca. 5 m mächtige Deckelkalkkruste über den älteren Füllungen, teilweise mit diesen verzahnt; massives Bankcalcrete, zum Liegenden hin in noduläre Formen übergehend und mit einer ca. 5 cm dicken Lamellenkruste abgeschlossen; von YAALON & WARD (1982) gedeutet als pedogene *hardpan*, also Carbonat-Anreicherungs-horizont; WARD (1987: 21) vermutet endmiozänes Alter, eine Angabe, welche seither von zahlreichen Autoren übernommen und auf Calcrete-Vorkommen projiziert wurde (vgl. EITEL 1993, 1994a; BLÜMEL in BESLER et al. 1994: 146 u. a.).
2. Karpfenkliff Conglomerate Formation (beschrieben und gedeutet bei WARD 1987: 15-19):  
*locus typicus*: 23°20'S, 15°45'E (Karpfenkliff<sup>2</sup>); bis 20 m mächtiges, stark kalkverbackenes Hochterrassen-Schotterkonglomerat mit überwiegend gut gerundeten, im Durchmesser teilweise über 1 m erreichenden Quarz-, Quarzit- und Silcrete-Klasten; Matrix psephitisch (> 2,0 mm) bis

---

<sup>1</sup> ein Prozeß der Talbodenpedimentation nach ROHDENBURG (1989: 132)?

<sup>2</sup> Karpfenkliff: Von KORN & MARTIN bereits 1938 (nicht erst 1940-42, wie bei MARTIN 1957 erwähnt) anlässlich einer ersten Begehung der Region so benannte Calcrete-Mesa am Kuiseb südlich des Rutile-Zuflusses. Der Name taucht bereits bei KORN & MARTIN (1939: 25, unpubl.) und in der zugehörigen Sammlung als Fundplatz von Artefakten auf (s. Kap. 6).



psammitisch (0,2-2,0 mm); gröbere Klasten sind in transversaler Dachziegellagerung, was von WARD (1987: 17 als „*braided gravel stream environment*“ gedeutet wird; Eine objektive Datierung liegt nicht vor: WARD (1987: 18) vermutet ein früh- bis mittelmiozänes Alter der Schotterdeposition auf Basis der relativen Position zum Tsondab-Sandstein (Liegendes) und Kamberg-Calcrete (Hangendes), wobei allerdings die beiden letzteren ebenfalls nicht objektiv datiert sind (s. Kap. 4.2.1.9 und Punkt 1.).

3. Tsondab Sandstone Formation, insbes. Fazies E: (beschrieben bei WARD 1987: 12+14): *locus typicus*: 23°20'S, 15°45'E (Karpfenkliff, s. o.); bis 50 m mächtige, carbonatisierte, fluvial umgelagerte Arenite mit geringmächtigen vereinzelt Kiesschichten und häufigen verkalkten Wurzelröhren (*pedotubuli*); von WARD (1987: 14) gedeutet als laterale Fluvialfazies eines alt- bis mitteltertiären Sandsteins. Die Interpretation von WARD (1987) wurde bereits oben und in Kap. 4.2.1.9 diskutiert. Es wurde festgestellt, daß Fazies E sehr wahrscheinlich kein zeitliches Äquivalent des äolischen Tsondab-Sandsteins ist. Für letzteren wird auf S. 334 in Anlehnung an RUST (1996) ein mesozoisches Alter favorisiert. Fazies E ist eine Talfüllung, die jünger als die Haupt-rumpffläche, vielleicht auch jünger als die Post-HR-1-Fläche sein muß (Alter maximal Endtertiär).
4. Rooikop Gravels (beschrieben bei MILLER & SEELY 1976 und WARD 1987: 19): *locus typicus*: 23°00'S, 14°36'E (bei Rooikop); fluvio-marine Ablagerungen mit Brandungsgeröllen und fossilen Austernschalen (Kap. 4.2.1) auf +40m-Terrasse; stratigraphische Stellung unklar, am mittleren Kuiseb nicht vorkommend. Da die fossilen Austernschalen (Warmwasser) denjenigen von rezenten Arten entsprechen, ist eine pleistozäne Genese sehr wahrscheinlich. Deshalb handelt es sich vermutlich um ein *post-incision deposit*.

Infolge der unsicheren und in Kap. 4.2.1.9 bereits revidierten chronologischen Einordnung des Tsondab-Sandsteins, muß auch die Altersstellung von Karpfenkliff-Konglomeraten und Kamberg-Calcrete überprüft werden.

Die eigenen Begehungen erbrachten zu den *pre-incision deposits* den Befund einer weiteren stratigraphischen Einheit im Liegenden zu den „Tsondab“-Areniten. Dabei handelt es sich um ein grobklastisches, hartes, graues bis dunkelgraues Calcrete mit sandig-grusiger Textur des Ausgangsmaterials und darin eingelagerten vereinzelt, kantengerundeten Quarzblöcken oder gerundeten Kiesen. Stellenweise ist auch kantiger Schutt aus stark saprolitisiertem, plattig zerlegtem Schiefer und zahllosen Glimmerplättchen enthalten (Typlokalität: Südkante des Karpfenkliffs). Bei den dort häufig vorkommenden kantigen Schiefersaprolitklasten handelt es sich um lokales Material, denn es weist die gleichen angewitterten Staurolith- oder Rutil-Kristalle (bis 3 mm Länge) zwischen den Glimmern

auf, wie die verwitterte Gesteinsbasis unter dem Karpfenkliff und in der näheren Umgebung. Die entsprechende Schicht ist lokal über 10 m mächtig. Sie wird als Arbeitsbegriff „Graukalkstufe“ genannt (Tafel 7, Foto 3).

Die Graukalkstufe ist als örtlich fluvial überformtes Kolluvialsediment (Schuttkegel) zu interpretieren, enthält aber anscheinend auch rein fluviale Straten. Sie ist nicht zu verwechseln mit WARDs (1987: 10f) Fazies A des Tsondab-Sandsteins (*Gomkaeb Basal Breccia Member*, S. 322), die am Karpfenkliff ebenfalls vorkommt, aber nur ca. 0,30 bis 1,50 m Mächtigkeit erreicht. Diese ist als fossiler Regolith anzusehen und repräsentiert damit die (gekappte) Bodenbildung innerhalb des Breittals vor der Schüttung der ältesten Füllungen. In ihrer klastischen Struktur gleicht die Graukalkstufe aber der angeblich nur lokal am Kuisebknief bei Gomkaeb-Harubes anstehenden Fazies B (*Quarz Breccia Conglomerate*), die als fluvial aufbereiteter, ehemaliger Schuttfächer des Barrowbergs (s. Karte 27) bezeichnet wird (WARD 1987: 12f).

Die Schuttkegelfazies läßt die Existenz einer fossilen topographischen Hochposition vermuten, die sehr wahrscheinlich unter dem Karpfenkliff liegt und auf eine Wasserscheidenlage hindeutet. Diese Morphoposition würde auch erklären, warum die Karpfenkliff-Mesa erhalten geblieben ist, während im Zuge der Einschneidungsphase(n) ca. 80-90 % der Breittalfüllungen ausgeräumt wurden. Die fluviale Fazies der Graukalkstufe zeigt an, daß die Überformung und wahrscheinlich auch die Überschüttung des topographischen Hochs (kleiner Inselberg aus stark verwittertem Schiefer) bereits begann, als die Schuttfächer noch nicht kalkverbacken waren. Von dem Inselberg selbst war rund um das Karpfenkliff kein Ausstrich zu entdecken.

### Cañon-Sedimente I: Oswater Conglomerate Formation

Neben den „*pre-incision deposits*“ bilden in der lithostratigraphischen Aufnahme von WARD (1987) die „*post-incision deposits*“ eine zweite Hauptkategorie. Sie wurden ausnahmslos nach der tiefen Einschneidung des sog. Kuiseb-Cañons abgelagert und finden sich entweder im Tal selbst oder auf der Namib-Fläche südlich des Kuiseb.

Die Oswater Conglomerate Formation wurde erstmals beschrieben von WIENEKE & RUST (1972: Abb. 4) sowie RUST & WIENEKE (1974: 11) als „40m-Terrasse“ im Kuiseb-Tal und später benannt von WARD (1982) nach der Flußoase Oswater<sup>1</sup> im Kuiseb): *locus typicus*: 23°

---

<sup>1</sup> Oswater (bei anderen Autoren auch Ossewater [= „Ochsenquelle“]): Lokalität mit markanten Terrassen; früher als Flußterrassen schon erwähnt bei DE KOCK (1934: 19f), KORN & MARTIN (1939, unpubl., 1957), MARTIN (1950), SPREITZER (1966), GOUDIE (1972), OLLIER (1977) etc.; genauer aufgenommen und morphogenetisch interpretiert durch RUST & WIENEKE (1974, 1980), MARKER (1977, 1983) und WARD (1987).

38°S, 15°08'E. Die Fazies ist ein stark carbonatverbackenes, bis 40 m mächtiges, fluviales Schotterkonglomerat mit rötlicher, manchmal gräulicher psephitisch-psammitischer Matrix (Detailbeschreibung bei WARD 1987: 22-26). Die Schotter haben einen Durchmesser von bis zu 80 cm und sind vorwiegend gebildet aus gut gerundeten Gangquarzen, Damara-Quarziten und Etjo-Silcrete (vermutlich aus der Gamsberg-Region). Nagelfluhgerölle aus den älteren Hochterrassen kommen vor, ebenso wie Gerölle aus Lamellencalcrete (Kamberg). Gut gerundete Schieferklasten sind aufgrund starker Saprolitisierung und daraus resultierender Zerstörungsanfälligkeit bei Transport in geringer Menge nur im proximalen Bereich (nahe der Randstufe) erhalten, flußabwärts existieren sie nur noch als Sandkörner und Glimmerplättchen. In den distaleren Bereichen sind zwar auch Klasten aus Schiefersaprolit enthalten, doch hierbei handelt es sich vermutlich um gering gerundetes Hangmaterial von den Cañon-Wänden. Der maximale und der durchschnittliche Gerölldurchmesser nehmen nach WARD (1987: 23) flußabwärts ab.

In distaleren Bereichen westlich des Gorob-Zuflusses werden fluviale Arenitlinsen häufiger und erreichen über 50 m hinweg Mächtigkeiten von über 4 m. Sie werden als fossile Fließrinnenfüllungen des ehemaligen, dachziegelartig geschichteten Schotterbetts angesehen. RUST & WIENEKE (1974: 11) und WARD (1982: 213) fanden dort auch kreuzgeschichtete Arenite mit ca. um 30° einfallenden Straten innerhalb der Terrasse. Diese werden als fossile Dünenkörper interpretiert und belegen eine oswaterzeitliche „Tsondabisierung“ des Kuiseb (S. 88 u. 321, vgl. auch BESLER 1991: 103). Ihre konkordante Schüttung läßt vermuten, daß die Schotterkonglomerate mit einer stetigen Abnahme der Wasserführung einhergehen, die schließlich in der Trockenlegung des Flußbetts und dem Dünenaufbau kulminierte. Anschließend wurden die schwach verfestigten Sandkörper gekappt und von einer dünnen Schotterdecke überzogen („De-Tsondabisierung“ als Dünendurchbruch).

Oswater-Konglomerate sind im Verlauf des Kuiseb und seiner Nebenriviere (Gaub, Kraaipoot, Nausgomab, Donkersan, Abb. 98) westlich der Randstufe sehr verbreitet und ziehen sich als lückenhaftes Terrassenband von Eisgaubib in der Us-Chaibis-Dreiecksbucht über den Goagos-Knick und den Hudaob-Knick bis in den Bereich von Gobabeb. Ihre Unterkante erreicht das rezente Flußniveau etwa beim Zufluß des Gorob-Riviers westlich Harubes. Östlich davon ist der Kuiseb heute tiefer eingeschnitten als das Auflageniveau der Schotter. Durch eine Flußlaufverlagerung nahe der Mündung von Nausgomab- und Kudu-Rivier ist etwa 3 km flußaufwärts vom Kuiseb-Cañon-Campingplatz (Kuiseb-Brücke) ein großer Teil der ehemaligen Verfüllung erhalten geblieben, so daß dort heute ein verfülltes Hängetälchen senkrecht auf das rezente Kuiseb-Rivier trifft (vgl. Foto bei WARD 1987: 87). Die Oberfläche der Terrasse steigt demzufolge vom distalen zum proximalen

Bereich von ca. 30 m auf stellenweise über 60 m über das rezente Bett an (40m-Terrasse nach RUST & WIENEKE 1974: 11). Anscheinend war der Gefällsgradient des Kuiseb oswaterzeitlich steiler als heute, nachdem die Ausräumung der Konglomerate in einem Modus ausgleichender Längsprofilentwicklung erfolgte. Auch ein oswaterzeitlicher Meeresspiegeltiefstand ist denkbar. Er könnte während der Post-Oswater-Zerschneidung wieder angestiegen sein. Zu berücksichtigen ist zudem der küstensenkrechte Hebungsimpuls, welcher den parallel laufenden Swakop betroffen hat und der deshalb auch auf das Längsprofil des Kuiseb Auswirkungen gehabt haben dürfte.

Objektive Belege für eine bestimmte zeitliche Einstufung des Oswater-Konglomerats liegen nicht vor. <sup>14</sup>C-Datierungen von VOGEL (1989: 359) ergaben Maximalalter an der methodischen Grenze von ca. 30-45 ka BP, die nicht verwendet werden können. Es wird vermutet, daß es sich hierbei um Mischalter handelt, in denen Komponenten einer jüngeren Kristallisationsphase enthalten sein können (vgl. GEYH 1995). KORN & MARTIN (1957: 16) ordneten die Terrasse dem Kanjeran zu (saalezeitlich)<sup>1</sup>. WARD (1982: 215) vermutete ein früh- bis mittelpleistozänes Alter und verwies (WARD 1987: 25f) auf die Datierungen der niedrigeren Kalkterrasse am mittleren Ugab, auf denen MABBUTT (1952) angeblich Artefakte des *Early Stone Age* (ESA) gefunden habe. WARD (1988: 119) und WARD in WARD & SEELY (1989: 37f) hielten sogar ein pliozänes oder frühquartäres Alter (> 1,5 Ma BP) für wahrscheinlich.

Tatsächlich gibt es aber keinerlei Belege für eine so hohe Altersannahme. Ein Beleg für ESA-Artefakte auf den unteren Ugab-Kalkterrassen konnte in der Literatur nicht ausgemacht werden. Stattdessen verwies MABBUTT (1952: 363) bei seinem Datierungsversuch auf Mitteilungen von MARTIN, wonach dieser innerhalb einer niedrigen Kalkterrasse über dem Uis-Rivier (Tsisab) „Stellenbosch III-V“-Steingeräte gefunden habe (heute „*Acheulean Industry*“, Kap. 6). Das Rivier mit der artefaktführenden Kalkterrasse ist dabei in einen ebenfalls kalkverbackenen Schuttkegel der Brandberg-Ostflanke eingeschnitten, den MABBUTT (1952: 363) für äquivalent zur Ugab-Hauptterrasse (Vingerklip) hält. Diese Parallelisierung ist zwar statthaft, aber ebenso unbewiesen, wie eine konkrete zeitliche Einstufung der Werkzeuge, da für den Acheul-Komplex des ESA ein Rahmen von ca. 1 Ma BP bis 150 ka BP angesetzt werden muß.

In der Vaal-Terrassen-Chronologie von VAN RIET LOWE (1952) wird das obere Stellenbosch (V) nur noch gefolgt vom „Fauresmith“, also der finalen *Acheul Industry*. Der Zeitrahmen für das Alter der Uis-Terrasse kann also nur grob abgeschätzt werden und dürfte eher näher am oberen Acheul liegen (mit Vorbehalten): möglicherweise kommt eine Einstufung bei ca. 350-250 ka BP in

Betracht, vorausgesetzt, es handelt sich wirklich um Stellenbosch III-V-Werkzeuge. Diese Einschätzung liegt nahe bei - eher noch vor - der Vermutung von KORN & MARTIN (1957: 16) einer Kanjeran-Terrasse für das Oswater-Konglomerat. Da die Funde vom Uis-Rivier offenbar in den Terrassenablagerungen gemacht wurden und keine losen Streufunde von der Oberfläche darstellen, kann eine frühpleistozäne Entstehung mit Sicherheit ausgeschlossen werden und eine mittelpleistozäne vor 400 ka BP ist wenig wahrscheinlich. Eine ältestpleistozäne Terrasse würde, wenn überhaupt, vermutlich *Pebble Cultures* vom Typ des Oldovan enthalten (Kap. 6, S. 499).

KORN & MARTIN (1939: 20f+24, unpubl.) geben im Ugab-Gebiet auch eine Fundstelle am Ehundu-Rivier an, wo noch ältere Artefakte aus dem Deckkalk der Hochterrasse auswittern sollen (also aus dem Morphopositions-Äquivalent zum Kamberg-Calcrete), sowie eine Fundstelle vom Nordufer des Ugab westlich von Kamatsarab<sup>1</sup>. Dort stammen ebenfalls Artefakte aus der niedrigen Kalkschotterterrasse. Auch innerhalb der verkalkten Hangschuttdecke am Brandberg-Saum ist eine Fundstelle bei KORN & MARTIN (1939: 19f, unpubl.) dokumentiert. Dort wurden als sehr alt eingestufte Faustkeile gefunden („*hand-axes*“), die möglicherweise mit SHACKLEYs (1980, 1982, 1985) Fundstelle Namib IV (Alter ca. 600 ka, Kap. 6) koinzidieren. Damit wäre die von MABBUTT (1952: 363) postulierte zeitliche Parallelität der (1) verkalkten Hangschuttdecke am Brandberg mit den Ugab-Hochterrassen sowie vom (2) den niedrigen Kalkterrassen (Oswater-Äquivalent?) am Uis-Rivier mit dem Ugab zwar vorhanden, jedoch auf einem wesentlich jüngeren chronologischen Niveau - nämlich (1) im frühen Mittelpleistozän (ca. 600 ka) und (2) im späten Mittelpleistozän (ca. 350-250 ka) für die jeweils abschließende Schüttung (*terminus post quem* für die Carbonatisierung).

Die lithostratigraphisch aufgebaute Reliefinterpretation von WARD (1987) hat dazu geführt, daß die Terrasse des Oswater-Konglomerats gemeinhin als zwar im Vorland weit verbreitet, jedoch hinsichtlich des generativen Ablaufs als „Singularität“ betrachtet wird (z. B. RUST in BESLER et al. 1994: 150). HEINE (1990: 230) schloß daraus, sie sei Resultat der Anpassung der Reliefgenese an einen neuen Klimaabschnitt, wie er beispielsweise im Pleistozän um 900-700 ka auftrat, als der ca. 40.000-Jahre-Rhythmus der Paläoklima-Schwankungen von dem ca. 100.000-Jahre-Rhythmus abgelöst wurde. Wie für WARDs (1987, 1988) Chronologie nennt auch er keine Belege für diese grundlegende Annahme oder die Zeitangabe. Bereits RUST (1991: 156) hielt es für „schwer nachvollziehbar“, „im Befund einer einzigen Flußterrasse die Anpassung der Reliefbildung an multi-

---

<sup>1</sup> vgl. Fußnote 1, S. 392

zyklische Klimaschwankungen plausibel machen zu wollen“ und sah in diesem Gedanken die Geomorphologie von fluvialen Abtragungsreliefs überfordert. Dennoch scheint die Inkorporierung des Gedankens an Zyklen eine - global gesehen - zwar alte Idee, aber möglicherweise fruchtbare Bereicherung der Argumentationsmodelle zum Namib-Relief. Schließlich lassen die zahlreichen Untersuchungen zum spätquartären Relief der Namib, u. a. von RUST & WIENEKE (1976), RUST et al. (1984), RUST & VOGEL (1988) und der Kalahari (HEINE 1978, 1982, 1987, 1992, 1993; LANCASTER 1989, BUCH 1996 etc.) oder die Überblicksartikel von BESLER et al. (1994), BROOK et al. (1996, 1997) und PARTRIDGE (1997) für diesen Zeitraum durchaus auf zyklische Abläufe schließen. Es liegt also kein Grund vor, die Hypothese eines zyklischen Verlaufs im Quartär vor dem Spätpleistozän nicht aufzustellen oder *a priori* abzulehnen.

HEINE (1990: 230) sah in der „Singularität“ der Generation Oswater lediglich das morphologische Dokument eines Frequenzwechsels. Da nicht zuletzt auch aufgrund der ozeanischen Befunde (Kap. 4.2.1) spätpleistozäne Zyklen in der Namib mittlerweile als nachgewiesen gelten können (vgl. auch HEINE in BESLER et al. 1994: 157f), ist umrissen, wohin der Wechsel geführt hat. Völlig unklar ist allerdings, wie der Vorlauf des Wechsels sich im Relief manifestiert haben soll. So klafft sedimentstratigraphisch im Fluvialrelief zwischen dem von WARD (1987) für Endmiozän errichteten Kamberg-Calcrete (für dessen Bildung einige 100 ka angesetzt werden) und dem angeblich frühpleistozänen Oswater-Konglomerat eine Lücke von über 3 bis möglicherweise 5 oder mehr Mill. Jahren. Diese Lücke tritt auch in Arbeiten aus anderen Regionen Namibias auf, z. B. in der Geochrono-Geomorphostratigraphie von BUCH (1996: 17) von der Etosha-Pfanne. Die dortige Fig. 10 zeigt keinen Befund im Zeitraum zwischen der Miozän-Pliozän-Wende (ca. 5 Ma) und dem mittleren Pleistozän (ab ca. 0,7 Ma). Dort wird über 4,5 Ma hinweg von totaler Formungsruhe ausgegangen. Erst danach wurden Eintiefungszyklen an der Pfanne festgestellt.

Der Zeitraum vom Ende des Miozäns bis zum mittleren Pleistozän wird in Zentral-Namibia reliefgeschichtlich „gefüllt“ mit der Genese der Draa im Namib-Erg (BESLER 1980, 1991), also einer persistent hyperariden Formung im Vorland und einer durch Hebung unterstützten, ansonsten rein vom Hinterland gesteuerten fluvialen Formung, die zu tiefen Taleinschnitten - aber mit gestuften autochthonen Seitentälern - geführt haben soll. Letzteres impliziert jedoch klimageomorphologische Zyklen im autochthonen Fluvialrelief. Auch die Breittal-Füllungen konnten nicht allein durch einen sich einschneidenden allochthonen Kuiseb oder Gaub weitgehend ausgeräumt werden. Niederschlags-

---

<sup>1</sup> Kamatsarab: Lokalität einige Kilometer östlich der Mündung des Tsisab-Riviers (Uis) in den Ugab; Funde dokumentiert in Box 1+3 der Sammlung von KORN & MARTIN (1939).

mengen, die die heutigen der Ost-Namib weit übersteigen, müssen auf Grundlage der benötigten Transportenergieleistungen postuliert werden. Sie hätten in der Frühphase evtl. vorhandene Dünen entweder verspült, oder durch Bodenbildung fixiert. WARD (1987: 8) ignoriert dieses „Trocken-oder-Feucht“-Problem, indem er den Beginn der Sedimentation der Sossus-Sand-Formation mit der tiefen Einschneidung, seiner 3. „Trennfläche“ im Endpliozän parallelisiert. Tatsächlich konnte aber persistent hyperaride Formung erst möglich sein, nachdem das autochthone Fluvialrelief zumindest in groben Zügen dem heutigen entsprach.

WARDs (1988: 119) und WARD & SEELYs (1989: 37f) pliozän/frühpleistozäne Einstufung des Oswater-Sediments, welches ja in den distalen Vorkommen bereits Klasten aus umgelagerten Sanden enthält (s. o.), ist deshalb nur dann möglich, wenn man einen sehr schnellen Erg-Aufbau annehmen würde (etwa zwischen Endpliozän und frühem Pleistozän). Dann wäre allerdings die 3-5 Mill. Jahre lange sedimentstratigraphische Lücke wieder vorhanden und die Vorlandfläche über diesen Zeitraum hinweg ein niederschlagsreiches Abtragungsgebiet. Der hier geschilderte Problemkreis ist nicht einfach zu lösen. Auch das von LANCASTER (1989) favorisierte nordwärtige Vordringen der Dünen-Namib ist für den Zeitraum der tiefen Talbildung kaum vorstellbar. Diese Hypothese wurde in Kap. 4.2.1.9 (S. 317) ohnehin abgelehnt. Auch hier wäre persistente Hyperaridität notwendige Bedingung. Das Problem ist, wenn auch abgeschwächt, ebenso an den Tälern südlich des Kuiseb gegenwärtig (Tsondab-Tal, Tsauchab-Tal etc.). Außerdem würde sehr steile Nord-Süd-Niederschlagsgradienten auftreten, für die es keine Hinweise gibt.

Aus dieser Problematik wird deshalb die Hypothese abgeleitet, daß es sich bei der Sossus-Sand-Formation um ein äolisches Sediment einer oder mehrerer besonders ariden, prä-oswaterzeitlichen, zyklischen Auslenkung(en) der (pleistozänen) Klimakurve handelt und daß die autochthonen Gramadulla-Bildungen besonders feuchte Auslenkungen der vorangegangenen Zyklen repräsentieren.

Hinsichtlich des Sediments Oswater-Konglomerat wird dann die 3. Trennfläche (Kuiseb-Cañon) in ihrer trennenden Funktion unbedeutend. Als Form einer extremen zyklischen Auslenkung bildet sie eine bloße Sediment-Auflagefläche, wie andere (horizontale oder geneigte) Flächen auch. Ebenso verschwindet der singuläre Charakter der Oswater-Terrasse, denn als Reliefgeneration entspricht sie dem formalen Überbegriff „Talfüllung“. Die Form „Talfüllung“ ist aber im Kuiseb-Tal nicht selten. Sie kommt mindestens 7 mal vor, zählt man das rezente Kuiseb-Allvium hinzu. Die beiden jüngsten, Gobabeb Gravel Formation und Homeb Silt Formation, zeigen keine (ausgeprägten) Carbonatisierungsspuren oder Verbackungen; alle vier älteren, nämlich Oswater-Konglomerat, Karpfenkliff-Konglomerat, Sandstufe und Graukalkstufe, sind stark carbonatverbacken. Unter dem Aspekt „carbonatverbackene Talfüllung“ liegt durch HEINES (1990) unbelegtes Zyklenpostulat keine „Über-

forderung der Geomorphologie fluvialer Abtragungsreliefs“ (RUST 1991: 156) vor. Eine zyklische Interpretation ist sogar sehr realistisch.

### Cañon-Sedimente II: die Unverbackenen

WARDS (1987) lithostratigraphische Aufnahme differenziert neben der auf der Fläche verbreiteten Sossus-Sand-Formation (s. o.) mit dem Khommabes Carbonate Member (Pfannenablagerungen in Zwischendünenbereichen) sowie den „Awa-gamteb Muds“ des Kuisebdelta-Schwemmbereichs, drei unverbackene *post-incision deposits* (von alt nach jung):

1. Homeb Silt Formation (beschrieben bei RUST & WIENEKE 1974, 1980: 165 als „Ossewater Lake Deposits“, als „Relict Vlei Silts“ bei MARKER & MÜLLER 1978: 151 sowie bei WARD 1987: 28-31 und benannt von OLLIER 1977: 209): *locus typicus*: 23° 38'-39'S, 15°11'-12'E bei der Homeb-Siedlung östlich von Oswater; unverfestigte bis schwach verfestigte, kalkhaltige, glimmerreiche, gelblich-braune bis -graue, horizontal-stratifizierte, schluffige Fluvialsedimente mit geringem Sandanteil; verbreitet im unteren Kuiseb-Cañon zwischen Gomkaeb und der Soutrivier-Mündung (530-390 m Meereshöhe); erhaltene Maximalmächtigkeit ca. 25 m, wobei die höchsten Sedimente bis ca. 45 m über dem rezenten Flußbett liegen. Die Homeb-Silts wurden in der Literatur bisher unterschiedlich genetisch gedeutet: (1) als Endseesedimente hinter einer Dünenblockade (SCHOLZ 1972: 40, GOUDIE 1972: 23, RUST & WIENEKE 1974, 1980), (2) als Auslaufsedimente (MARKER 1977: 205, MARKER & MÜLLER 1978: 160, VOGEL 1982: 207) oder (3) als Flutsedimente eines aufschüttenden Husses (OLLIER 1977: 209, WARD 1987: 29f). Sie sind durch VOGEL (1982) radiometrisch (<sup>14</sup>C) auf 19.000 bis 23.000 a BP datiert worden (dünnes Calcrete, Schneckenschalen, Holz). RUST (1989b) interpretiert die Sedimente als Akkumulationsterrasse, die das präexistente Talrelief verschüttet hat und schließt auf gleichzeitige Formungsruhe auf den Hängen und eine Laufverkürzung des Kuiseb (paläoklimatisch eine Niederschlagsabnahme im Hinterland).

In die Sedimente sind von den autochthonen Seitentälern her Erosionsterrassen eingeschnitten, die Homeb-I- und Homeb-II-Terrassen (auch „upper“ und „lower glacia“, oder nach HEINE 1987 „Pediment<sup>1</sup>I und II“). Nach RUST (1987) belegen sie autochthone Hangabtragsprozesse und indizieren feuchtere Verhältnisse als heute in der Namib. Das vermutete Alter der (jüngeren) Homeb-I-Terrasse wird von VOGEL (1982: 206) und RUST in BESLER et al. (1994: 151) mit

---

<sup>1</sup> der genetische Pedimentbegriff wird in vorliegender Arbeit nicht in Zusammenhang mit dem fluvialen Relief verwendet; gelegentlich wird in der Literatur bei den hier vorgestellten Formen im Lockermaterial auch von „Mikropedimenten“ gesprochen.



9600 a BP angegeben, was auf ein frühholozänes Klimaoptimum hindeuten könnte. Da jedoch keine Böden entwickelt sind, wird seitherige Formungsruhe angenommen.

2. Gobabeb Gravel Formation (erstmal erwähnt bei GOUDIE 1972, RUST & WIENEKE 1974, 1980, MARKER 1977 und OLLIER 1977, benannt von WARD 1987: 33): *locus typicus*: 23°34'S 15°03'E bei Gobabeb; unverbackene, im Osten leicht verfestigte, gerundete bis gut gerundete, fluviale Schotter aus Damara-Quarziten, -Gangquarzen und Etjo-Silcrete, seltener aus anderen Gesteinen; die Klasten wurden zumeist exhumiert aus älteren Konglomeraten; im ganzen Kuiseb-Tal als Form der Mittelterrasse in 10-20 m über dem rezenten Rivier verbreitet, besonders ausgeprägt aber erst zwischen Natab und Klipneus (südöstlich von Swartbank); zwischen Eisgaubib und Gomkaeb sowie an den anderen Rivieren nur vereinzelt vorkommend (am Gaub z. B. oberhalb des Farmhauses Daagbreek). Obwohl die Gobabeb-Schotter die Homeb-I-Terrasse (s. o.) sowie die Natab-Silte (s. 3.) überlagern und die Homeb-Silte selbst schneiden, nimmt WARD (1987: 35) in Anlehnung an KORN & MARTIN (1957: 17) ein endpleistozänes Alter an. Dafür spräche angeblich das gelegentliche Vorkommen von gerollten Artefakten des *Middle Stone Age* (MSA). Allerdings dürfen transportierte Artefakte nicht als Beleg herangezogen werden, da sie, wie die Schotter selbst, auch aus älteren Terrassenkörpern vererbt sein könnten. Es ist daher unklar, ob es sich um eine noch-spätpleistozäne oder schon-holozäne Terrasse handelt.

3. Jüngste Terrassen und Alluvium: Zwischen Gobabeb und Homeb treten vereinzelt auch schluffige Niederterrassen auf, die von VOGEL (1989: 360) als „Natab-Silts“ bezeichnet und auf 8340-4200 a BP datiert wurden (<sup>14</sup>C). Sie enthalten kalzifizierte Wurzelröhren für die 2 Daten vorgelegt wurden (6100 und 3740 a BP). VOGEL (1989: 364) sieht - ähnlich wie bei den Homeb-Silts - ursächlich für die Ablagerung dieser Materialien eine Kuiseb-Laufverkürzung und in den dazu hangenden Gobabeb Gravels ein Indiz für die Wiederaufnahme der fluvialen (allochthonen) Aktivität, die dann zur finalen Einschneidung des heutigen Betts geführt hat. Dies widerspricht WARDs (1987: 35) auf Proxydaten basierendem Postulat eines spätpleistozänen Alters der Gobabeb Gravels.

Pedogenetisch sind die Schluffterrassen als regic (-gypsic) Fluvisols (ohne vertic Eigenschaften) anzusprechen und gleichen damit den grauen Rivieralluvionen im Hinterland, die dort ebenfalls als regic oder als cambic Fluvisols ausgebildet sind (Referenzprofile im Anhang: KH26, KH29, KH 33, NH02, NH21, NH41, NH47). Das rezente Kuiseb-Alluvium entspricht den sandigeren Varianten solcher Alluvialböden (areni-regic Fluvisol).

### Kalktuffe

Schon die Arbeit von KORN & MARTIN (1939: 38-45, unpubl.) enthält einen Anhang über die Verbreitung und vermutete Genese von Kalktuffen, in denen sie ein „charakteristisches Zeugnis der Pluvialgeschichte“ sahen. Große Kalksinterschleppen sind aus der Naukluft bekannt (KORN & MARTIN 1937: 459, 1959). Der Überblicksartikel von MARKER (1988: 384) gibt dort 4 Lokalitäten auf den Farmen Arbeid Adeld, Bläßkranz, Lemoenputs und Tsams-Ost an. In der gesamten Naukluft wurden während der eigenen Begehungen zahlreiche solche Schleppen gefunden – besonders leicht zugänglich am sog. Waterkloof-Trail. In den meisten Fällen überlagern die Tuffe Wasserfälle von Seitentälern, die durch einen tieferen Einschnitt des Haupttals entstanden und heute als Hängetäler münden. Sie sind an das Vorkommen carbonatischer Gesteine gebunden. KORN & MARTIN (1939: 39, unpubl.) nennen außerhalb des Naukluft-Kalkgebirges noch einen größeren Tuffkranz in den Abbabis-Bergen (südöstlich von Usakos).

Die eigenen Begehungen erbrachten zusätzlich den Befund einer sehr großen Kalksinterschleppe 3 km nördlich von Warmquelle (nördliches Damaraland) am Talausgang des Ongongo-Riviers. Dieses Rivier entspricht dem Proto-Aap-Durchbruch durch das Khowarib-Plateau (vgl. BRUNOTTE & SPÖNEMANN 1997) und mündet als Hängetal auf dem Etjo-Plateau<sup>1</sup> über dem Warmquelle-Khowarib-Becken. Heute zerschneidet es unterhalb eines Wasserfalls, an dem rezente Algentuffbildung beobachtet werden kann, seine eigene Talfüllung nördlich des Tuffkranzes.

Im Kuiseb-Tal, das nicht in bedeutende Vorkommen von Carbonatgesteinen eingetieft ist, kommen ebenfalls Kalktuffe vor. Die Carbonate dürften hier aus älteren Kalkkrusten, etwa den Hochterrassen und dem randlichen Namib-Calcrete stammen. Obwohl YAALON & WARD (1982: 185) und WARD (1987: 26) in Anspruch nehmen, die Sintervorkommen im Kuiseb-Tal erstmals entdeckt zu haben, ist die Typlokalität bei Hudaob bereits in KORN & MARTIN (1939: 40, unpubl.) dokumentiert. WARD (1987: 26) hat sie unter dem Namen „Hudaob Tufa Formation“ zusammengefaßt und gibt neben dem *locus typicus* (23°42'S, 15°31'E) 16 weitere Vorkommen am mittleren Kuiseb an. Die meisten davon seien jünger als die Oswater-Terrasse und älter als die Gobabeb Gravels. Eine (mehrphasige?) spätpleistozäne Einstufung ist daher ebenso wahrscheinlich, wie eine Parallelisierung mit der autochthonen Talentwicklung. Die Tuffe dürften jeweils über einen gewissen Zeitraum hinweg auf autochthon feuchtere Verhältnisse in der Namib hindeuten, da sie an Zuläufe oder Grundwasseraustritte (lateraler *interflow*) ohne Hinterlandanschluß gebunden sind. Morphogenetisch

---

<sup>1</sup> Etjo: Otjihereo für „Felswand, Kliff“; nicht zu verwechseln mit dem Mount Etjo östlich von Kalkfeld, der dem Etjo-Sandstein seinen Namen gab.

können sie als Dokumente gewertet werden, daß mit der Kalkverbackung der Oswater-Füllung der Prozeß „Carbonatisierung“ in seinem übergreifenden Ausmaß endete und auf Gunstbereiche mit Präzipitationsmöglichkeit kontrahiert wurde. Obwohl bei der Genese der meisten Kalktuffe oder Sinterschleppen biogene Prozesse nicht auszuschließen sind und Floreneinschlüsse vorkommen, liegt keine radiometrische Datierung solcher Einschlüsse vor.

#### Kapitelfazit: Kritikpunkte am LM-C-Modell nach WARD (1987)

Im vorliegenden Kap. 4.2.2.2 wurde die aus einer lithostratigraphischen Abfolge am mittleren Kuiseb-Tal aufgebaute känozoische Reliefsukzession und das daraus abgeleitete *Late-Mesozoic-Cainozoic Model* (LM-C-Modell, vgl. Abb. 70, S. 326) von WARD (1987) u. a. unter den Aspekten des Fluvialreliefs diskutiert, nachdem es in vorangegangenen Kapiteln unter flächenhaften Aspekten bereits abgelehnt wurde. Folgende Punkte wurden kritisiert:

- Die Reliefbasis des Proto-Kuiseb-Tals und der Randstufen-Subsequenzfurche wurde unzureichend analysiert. Das betrifft insbesondere die Betrachtung der Talformen, den Verwitterungszustand des anstehenden Gesteins sowie die Flächengenerationen, in die das fluviale Relief „eingehängt“ ist.
- Das postulierte oberkretazische oder paläozäne Alter der NUS ist nicht haltbar, denn die NUS entspricht nicht der Prä-HR-1-Fläche (*African Surface*), wie sie z. B. auf dem Gamsberg-Deckel ausgebildet ist, sondern eher der im Mittelmiozän terminierten Hauptrumpffläche oder in Teilen der pliozänen Post-HR-1-Fläche.
- Die Kappungsfläche des Tsondab-Sandsteins (TPS) entspricht der Hauptrumpffläche (und damit der NUS), was schon in Kap. 4.2.1.9 angedeutet wurde.
- Die Fazies E der Tsondab Sandstone Formation ist im Proto-Kuiseb-Tal als eine von mehreren Talfüllungen („Sandstufe“) anzusprechen und daher von anderer Genese als die Äolianite, welche als (mesozoische) Tsondab-Sandsteine (Etjo-Äquivalent?) eingestuft werden.
- Die stratigraphische Abfolge der Sedimenteinheiten wurde, den eigenen Beobachtungen zufolge, von WARD (1987) richtig dargestellt, jedoch ergeben sich Unstimmigkeiten in der Interpretation des jeweiligen Paläo-Milieus und der zeitlichen Einstufung, die v. a. auf den fraglichen Altern der NUS und des Tsondab-Sandsteins fußen.
- Auch Karpfenkliff-Konglomerat, Oswater-Konglomerat und Gobabeb Gravels sind als Talfüllungen anzusprechen, ebenso wie die hier so benannte Graukalkstufe im Liegenden der Sandstufe.
- Alle diese älteren Füllungen (*pre-incision deposits*) und alle Kalkterrassen sind lediglich auf Basis von Analogieschlüssen relativ datiert und müssen daher als undatiert angesehen werden. Außer für die spätpleistozänen Hoanib- und Natab-Silts sowie für einige Vorkommen des Khommabes Carbonate Member und den sich ergebenden Analogien für Sossus-Sande, Gobabeb-Schotter und Awa-gamteb-Muds, liegen keine objektiven Datierungen durch Radiometrie, Fossilien oder Artefakte vor. Dennoch sind offenbar Datierungen mit gewissen Einschränkungen möglich, denn in den äquivalenten Terrassen aus anderen Flußsystemen wurden Fossilien und Artefakte gefunden.
- Weder bei WARD (1987 et al.), noch bei anderen Autoren wurde bisher jemals die Möglichkeit eines zyklischen Ablaufs von Sedimentation und Talbildung im Mittel- und Altpleistozän und/oder im Pliozän erwogen.