

Tumas und autochthone Namib-Riviere

Die ca. 2000 km² des Tumas¹-Catchments, ebenso wie die Einzugsgebiete der autochthonen Namib-Riviere, welche zum unteren Kuiseb drainieren (Aussinanis, Sout Rivier, Ururas etc.), liegen ausschließlich im Bereich der Namib und Prä-Namib. Es besteht kein fluvialer Anschluß ans Hinterland. Daher gilt das Relief im Tumas-Einzugsgebiet als Typform eines ausschließlich durch autochthone fluviale Formung geschaffenen Namib-Wüstenreliefs, dem sog. „tumasischen Relief“ (s. Kap. 3.5.3, S. 87f) nach WIENEKE & RUST (1973a: 92), RUST (1975: 107) und RUST & WIENEKE (1976: 28). Kennzeichen sei eine vermutlich nur geringe Überprägung eines „Flachmuldental-Altreliefs“ (Rumpfflächenrelief), z. B. infolge der Ausbildung von Muldentälern (z. B. RUST 1989: 114), die durch Schwemmsedimente verfüllt sein können.

Ursächlich für die Genese des Relieftyps sei nach RUST (1975: 107) neben dem fehlenden Hinterlandanschluß eine (mehrfache) Sukzession von feucht-aktivem zu trocken-stabilem Milieu (totale Formungsruhe). Ein mehrphasiger Wechsel dieser Sukzession zeige sich allenfalls in einer Terrassenabfolge innerhalb geringmächtiger kalk- oder gipsverbackener Muldentalfüllungen (Schwemmsedimente, vgl. Kap. 4.2.1.5, Abb. 49, S. 222). Basis dieser Hypothese war das Postulat von MARTIN (1965), wonach die zentrale Namib seit dem Ende des Stormberg-Zeitalters² (hier: Unterkreide) eine reine Abtragungslandschaft darstelle und daher keine größeren Sedimentationsräume biete (auch: RUST 1975: 109).

Für den oberen Tumas (östlich von 15°10'E) konnten die Ergebnisse, die RUST (1975: 98, 1989: 114) in einer geomorphologischen Karte eines Ausschnitts der Tumas-Kuiseb-Wasserscheide im Bereich Ruimte festgehalten hat, bestätigt werden. Abb. 91 auf Basis der Karte 26 verdeutlicht den mehrphasig entstandenen dünnen Sedimentschleier (hier: polygenetische Kalkkrusten) im Bereich des Zusammenflusses des Tumas- mit dem Ganab-Rivier (nördlich der Tumas-Berge, nahe dem heutigen Ganab-Campingplatz).

Tumas (in anderen Schreibweisen auch Dumas, Dumab, Dupas, Tubas oder Tumab): bezieht sich eigentlich auf die Inselbergkette am Ostrand des Einzugsgebiets (Tumas-Berge), der Wasserscheide zum Kuiseb. Die Tumas-Berge wurden erstmals als „Mountains of the Wilderness“ bei ALEXANDER (1838: 113) erwähnt. Die *TOPONYMICA HOTTENTOTICA* von NIENHABER & RAPER (1977 II: 1067) leitet den Namen von „!u-eisa“ (Nama für „verlassen, einsam“) und „ma-s“ (Silbe für die Bezeichnung eines Orts) als „Berge der Einsamkeit“ ab. Der „Wortschatz der Khoi-khoi“ von KRÖNLEIN (1889) verzeichnet für die Silbe „tu“ die Begriffe „regnen, gewittern“ und für „mas“ das Substantiv „Gabe“. So wird der Fluß zur „Gabe des Gewitters“. Flüsse sind im Khoi-khoi gewöhnlich männlich und enden deshalb mit -b. Die weibliche Form Tumas wird normalerweise nicht für Riviere angewandt. Ähnliches gilt z. B. auch für den Kuiseb (von |kûi = sich erbrechen und /seb = kahle Fläche, also „der sich auf die kahle Fläche erbricht“) und den Swakop (eigentlich „!Tsoaxoub“ = „der Exkrememente ausscheidende Anus“), deren Namen recht plastisch das Abkommen des Riviers wiedergeben.

² Stormberg: Nach SACS (1980: 539f) nicht mehr gebräuchliche Bezeichnung für die obere Karoo (Trias bis Unterkreide) im südlichen Afrika (s. HAUGHTON in ROGERS et al. 1928: 137-140); in Namibia heute Etjo- und Omingonde-Sedimentite sowie Etendeka- und Kalkrand-Vulkanite (s. Kap. 7).

Geomorphologische Profil- und Kartenskizzen des oberen Tumas-Gebiets

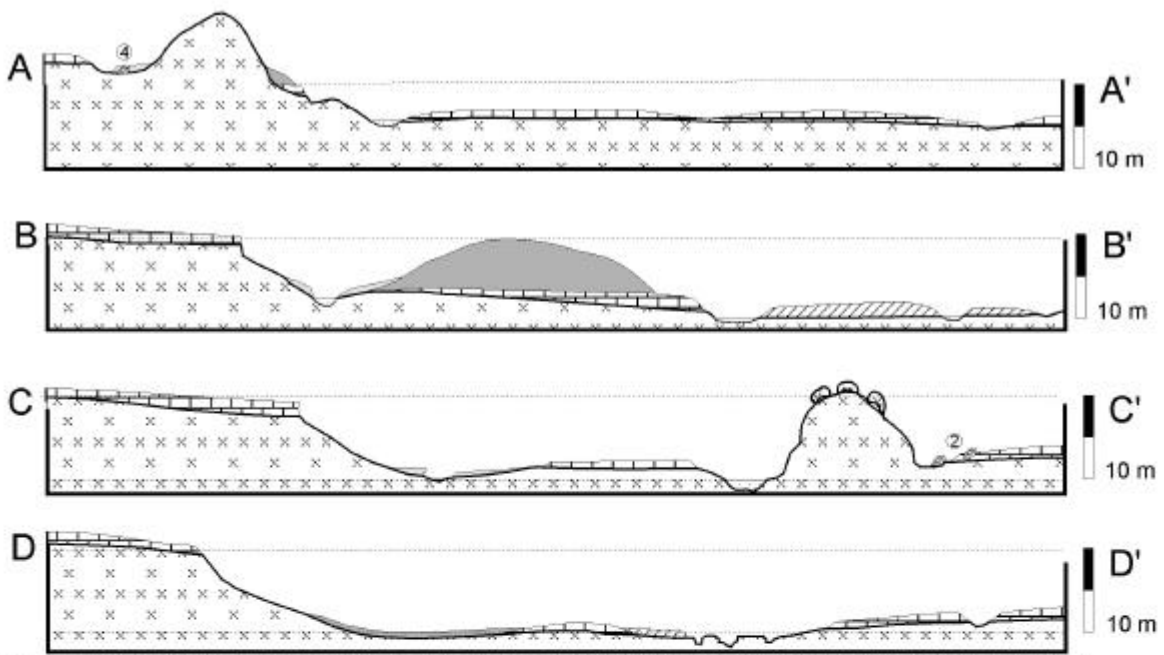
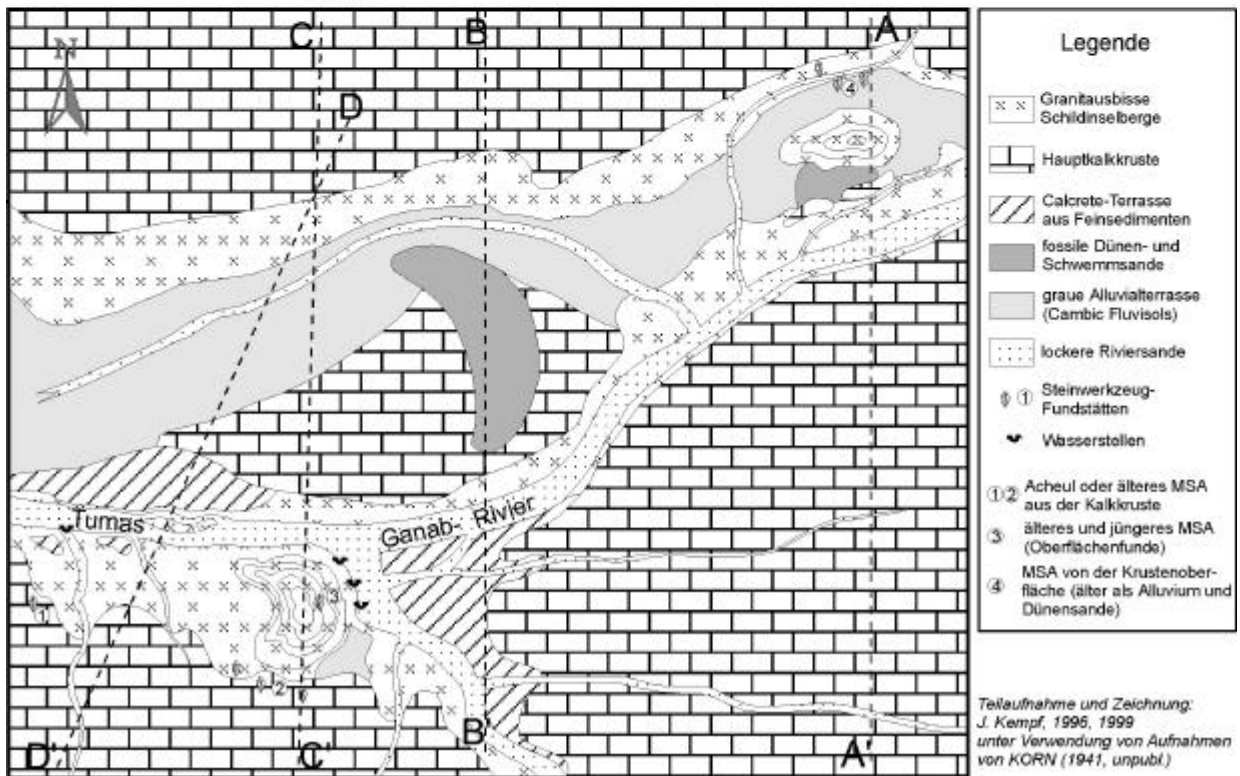


Abbildung 91: Profilschnitte aus Karte 26 mit gering weitergebildetem Flachmuldenal-Altrelief und Artefakt-Fundstellen.

500 m



Karte 26: Geomorphologische Karte des Zusammenflusses von Tumas und Ganab, südlich des Ganab-Campingplatzes. Gekennzeichnet wurden die Artefaktfunde von KORN (1941/42). Das Spülmuldenaltrelief ist von mehrphasigem Calcrete überzogen.

Fehlen in den obersten Talabschnitten nahe der Wasserscheide an der westlichen Farmgrenze von Ruimte noch jegliche Flußterrassen (s. auch RUST 1975: 99), so sind bei Ganab, kaum 10 km westlich derselben, bereits zwei Generationen von verbackenen (carbonatisierten) und mindestens eine Generation unverbackener Schwemmsedimente erkennbar (Abb. 91). Zusätzlich zeigt die Existenz eines fossilen Barchans aus gelblich-roten, äolisch umgelagerten Riviervsandern zwischen den beiden granitischen Schildinseln südlich des Ganab-Campplatzes eine hyperaride Phase im Endpleistozän an. Insgesamt ist aber im oberen Einzugsgebiet des Tumas keine tiefere Einschneidung in die Rumpffläche festzustellen. Unter den geringmächtigen verkalkten Deckschichten zwischen der Tinkas-Vlakte und Kriess se Rus sowie auch der südlichen Flächen-Namib bis zum Barrow-Berg ist die Rumpffläche fast perfekt ausgebildet und schneidet die hier 15° - 40° einfallenden Kuiseb-Schiefer und Donkerhoek-Granite glatt ab. Auch die Inselberge zeigen hier keinerlei petrographische Disposition. So zieht z. B. der Granit-Schiefer-Kontakt quer über den die Tumas-Kuiseb-Wasserscheide markierenden, kleinen Tumasberg hinweg ($23^{\circ}08'40''\text{S}$, $15^{\circ}31'43''\text{E}$). Die Pad Aruvlei-Ganab erreicht diese Wasserscheide exakt in 1000 m Höhe. Das autochthone Fluvialrelief ist in die Flächengeneration(en) eingehängt. Für das Verständnis des Fluvialreliefs ist es daher notwendig, das an den Wasserscheiden erhaltene Flächenrelief mit einzubeziehen.

Die Ausbildung der Inselberge ist hier rein durch ihre abflußperiphere Lage im Kontaktbereich zweier Flächensysteme bedingt. Dabei handelt es sich westlich der Wasserscheide um die Namib-Abdachung und östlich um die Streckhänge zu den Emeritus-Gramadullas der Randstufen-Subsequenzfurche. Die beiden, in ihrer Neigung und Exposition differierenden Flächen gehen jedoch nicht kontinuierlich über einen flachen Sattel ineinander über, sondern stoßen an einer Abtragungsstufe (ohne erkennbare tektonische Beeinflussung³) höhenversetzt mit scharfer Kante aneinander (Abb. 92). Besonders leicht zugänglich ist die dort markant ausgeprägte, 40-60 m hohe Stufe einige 100 m östlich des Platzes Kriess se Rus (Pad C14), wo sie auch von BEAUDET & MICHEL (1978: 65f) beschrieben wurde. Sie ist auf der anscheinend stärker geneigten Westseite fast durchgängig als doppelte Rumpftreppe ausgebildet und kann von der ihr aufsitzenden Inselbergkette nordöstlich der sog. Zebra-Pfanne, östlich entlang der Gorob-Pad in N-zu-NNW-Streichrichtung bis zur Südwestkante des Heinrichbergs⁴ verfolgt werden. Sie soll hier „Kriess-Stufe“⁵ genannt werden und entspricht der östlichsten der Namib-Stufen im Schema von SPREITZER (1966a: 76) (Abb. 47, S. 204).

³ auch alle verfügbaren geologischen Karten verzeichnen hier keine Störungen

⁴ ca. bei $23^{\circ}11'\text{S}$, $15^{\circ}29'\text{E}$, südwestlich der Tumas-Berge; nicht zu verwechseln mit dem Langer-Heinrich-Berg auf der Tumas-Swakop-Wasserscheide

⁵ nach dem Platz Kriess-se-Rus („Kriess' Rastplatz“, benannt nach einem Swakopmunder Naturkundler)

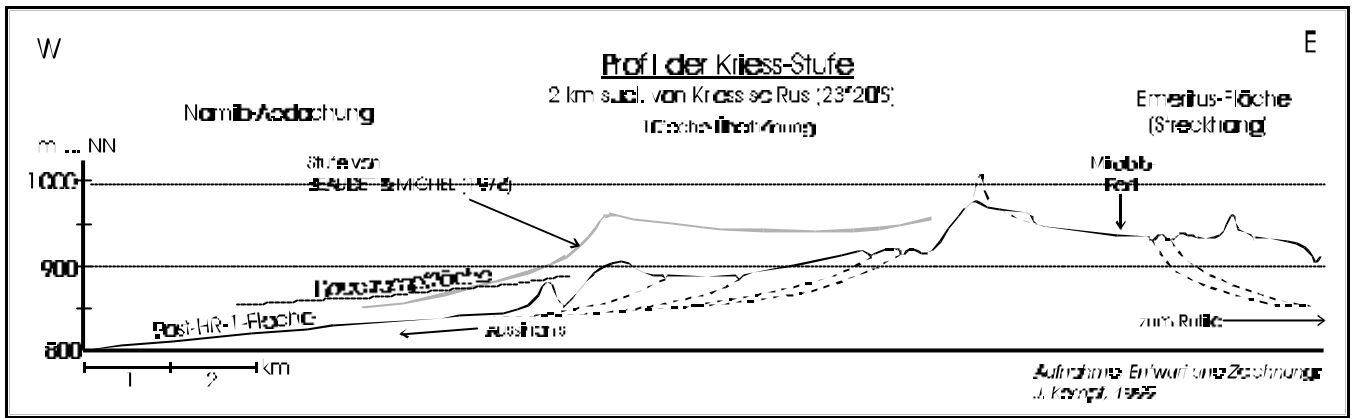


Abbildung 92: Höhenprofil des Rumpftreppensembles der Kriess-Stufe, ca. 2 km südlich von Kriess-se-Rus. Die westlichen Stufen entsprechen der Namib-Abdachung. Die Post-HR-1-Fläche entspricht der tiefergelegten Haupttrumpf-Fläche. Letztere ist als obere Treppenstufe in Form einer zerschnittenen Randverbnung erhalten, die sich auch an den höheren Inselberge der Region nachweisen läßt (z. B. am Südwestfuß des Heinrichbergs). Der Stufe selbst sitzen ebenfalls Inselberge auf, die bis 1067 m Höhenlage erreichen. Ihre Pedimente gehen nach Osten in die extrem schwach geneigte, vielleicht nach Westen in fast ebene Planlage gekippte Haupttrumpffläche über. Die Post-HR-1-Fläche ist östlich erst innerhalb des Kuiseb-Breittals in Form von Streckhängen erhalten. Grau eingezeichnet ist die Stufe bei Kriess se Rus an der Pad C14, wie sie von BEAUDET & MICHEL (1978: 65f) skizziert wurde.

Die beiden westlichen Treppenstufen der Kriess-Stufe fallen dabei gemäß der starken Namib-Neigung nach Westen und bilden das obere Einzugsgebiet für die autochthonen Namib-Riviere des Kuiseb-Systems (Karte 25 und Abschnitt Kuiseb) südlich der Tumas-Berge sowie des weit verzweigten Tumas-Ganab-Systems nördlich derselben. Die Fläche östlich der Stufe ist bis zum Rand des ehemaligen Kuiseb-Breittals bei Aruvlei nur schwach geneigt. Auf dieser Fläche westlich der Kreuzung von Ganab- und Mirabib-Pad mit Pad C14 ist selbst mit dem Klinometer im Gelände keine Expositionsrichtung festzustellen. Kleinste Fließrinnen verlaufen scheinbar orientierungslos und enden bisweilen westlich der Depressionen, in die sie eigentlich drainieren sollten. Diese Wasserscheidenbereiche sind weitgehend kalkkrustenfrei.

Aufgeschlossen ist das saprolitisierte Anstehende (hier: Staurolithschiefer, nach Norden hin wechselnd mit grobkörnigen Donkerhoek-Graniten und Pegmatitgängen). Die ursprüngliche Bodendecke fehlt fast völlig und die Oberfläche wird durch dichte Gangquarzpflaster gebildet. Zusammengefaßt bieten die Feldbefunde eines quasi-horizontalen, aber gekappten Flächenstockwerks auf der Wasserscheide Indizien für die Annahme einer leichten, wölbungsbedingten Kippung nach Westen. Impulsgebend dürfte die küstenparallele Hebungsachse des Hochlandsscheitels gewesen sein. Demzufolge waren diese Bereiche als westliche Kuiseb-Randfläche ehemals stärker nach Osten geneigt (aber dennoch relativ eben, wie die im Saprolit angelegten Depressionen zeigen). Erst die zunehmende Eintiefung des östlichen Vorfluters (Kuiseb) hat sich auf die Nebenriviere der Fläche östlich der Kriess-Stufe zumindest randlich einschneidend ausgewirkt. Es wird angenommen, daß die kaum merklich nach Osten geneigte Dachfläche der Haupttrumpffläche entspricht. Das nächst-tiefere Flächenstockwerk,

die Post-HR-1-Fläche, tritt als Streckhang erst innerhalb des Kuiseb-Breitbals wieder auf (s. Abschnitt zum Kuiseb).

Westlich der Rumpfstufe ist es dagegen aufgrund der Treppenanordnung sehr wahrscheinlich, daß die obere Stufe dem Relikt der Haupttrumpfflächengeneration entspricht. Demnach wäre auch im Namib-Bereich die Haupttrumpffläche reaktiviert worden, nachdem zwischenzeitlich ein Milieu vorgeherrscht hat, das (unter weiterlaufender Aufwölbung) für den Abtrag großer Teile der Verwitterungsdecken verantwortlich war. Das Niveau der Haupttrumpffläche ist als abgedecktes Pediment in Form einer Rumpfstufe sowohl an der Wasserscheidenstufe, wie auch an den Inselbergfüßen erhalten. Die Post-HR-1-Fläche der Namib entspricht der reaktivierten und um ca. 50 m tiefergelegten Haupttrumpffläche. Weiter westlich treten nur sehr wenige Inselberge auf, deren Gipfelflur dem Niveau der Haupttrumpffläche entsprechen könnte. Der Mirabib-Berg an der nördlichen Gobabeb-Pad ist etwas höher und hat wohl bereits das Niveau der Haupttrumpffläche beim Abschluß ihrer Weiterbildung als Inselberg überragt. Darauf deuten Reste von Randverebnungen als ehemalige Pedimente hin. In dem Gebiet, das von Heinrichberg, Amichab- und Tumasbergen eingerahmt wird, ist eine Beckenstruktur erhalten, welche den gleichen Stockwerkaufbau zeigt. Teilweise sind allerdings die Stufenkanten des Beckens von Sandrampen oder kalkverbackenen Schuttfächern verhüllt.

Die Gesamtsituation der inselbergbesetzten Stufenwasserscheide (Tumas - mittlerer Kuiseb - unterer Kuiseb) deutet darauf hin, daß diese parallel zum Escarpment verlaufende Wasserscheide bereits während der Bildung der Haupttrumpffläche bestanden hat. Die einzige Möglichkeit eines Anschlusses des oberen Tumas ans Hinterland bestand über den westlichen Teil des Donkerhoek-Flächenpasses, welcher heute vom Tinkas- und Onanis-Rivier (zum Swakop hin) zerschnitten wird, zum Moria-Flächenstreifen (Abb. 51, S. 247). Dies kann jedoch nur vor der ersten Zerschneidungsphase, also vor Fossilierung der Haupttrumpffläche der Fall gewesen sein, denn tiefer eingeschnittene Täler zum Tumas hin konnten dort nicht aufgefunden werden. Stattdessen ist der bei Ganab beschriebene, in Abb. 91 und Karte 26 dargestellte Formenschatz charakteristisch für das gesamte obere Tumas-Catchment.

Die Abwesenheit von tief eingeschnittenen Tälern (verfüllt oder nicht verfüllt) im Bereich des oberen Tumas bis zur Tinkas-Wasserscheide (Abb. 91) und im Bereich der Oberläufe aller Nebenriviere des unteren Kuiseb (Heinrichberg bis nördlich des Barrow-Bergs) begründet die Annahme einer langdauernden Autochthonie des fluvialen Systems der Ost-Namib. Allerdings liegt kein Befund vor, wonach diese Autochthonie ausschließlich durch lange Aridität begründet sein soll. Vielmehr muß auf den möglicherweise tektogenetisch induzierten fehlenden Hinterlandanschluß verwiesen werden. Die Subsequenzfurche vor dem Escarpment, die heute u. a. von Kraaiport-, Springbok- und Nausgomab-Rivier eingenommen wird, hat dem-

nach bereits zur Zeit der Bildung der Hauptrumpffläche im mittleren Tertiär bestanden und den Abfluß vom Hinterland stufenparallel abgeleitet. Noch heute zeichnet das weit gefächerte System am oberen Tumas die langwellige Spülmulden-Spülscheiden-Struktur der Rumpffläche nach. Alle Talformen sind als breite Spülmuldentäler in diese Grundstruktur eingebettet, die dem Gesamtgefälle der Namib entsprechend nach Westen verlaufen (Kap. 4.2.1.1).

Nur im Bereich der Kriess-Stufe griffen die jüngeren Täler mit tieferen Einschnitten die Wasserscheide an, haben aber - soweit das festzustellen war - an keiner Stelle jemals die ostwärts geneigte Fläche der Subsequenzfurche erreicht. Sie sind auf den direkten Stufenbereich beschränkt, deuten aber an, daß in der Ost-Namib auch nach der Fossilierung der Post-HR-1-Fläche zumindest phasenweise einschneidendes Milieu unter deutlich feuchteren Bedingungen als heute herrschte. So umgreifen zwei Namib-Riviere vom nördlichen Oberlauf des Aussinanis den Heinrich- und den Amichab-Berg südlich. Besonders das westliche zwischen den beiden Inselbergen hat dabei mit einer 10-15 m tiefen Schlucht die Stufe der Hauptrumpffläche mit der dort aufliegenden Hauptkrustenfläche zerschnitten. Sowohl der fluviale, als auch der interfluviale Formenschatz deuten an, daß die Erosionsimpulse auf der Namib-Fläche mit zunehmender Intensität stets aus Westen kamen.

Von der Pad C14 an nach Süden wird die Kriess-Stufe zunächst höher (der höchste Aufsitzer-Inselberg erreicht 1067 m, gegenüber 880-890 m der Fläche). Ab der Wasserscheide des oberen Aussinanis zum oberen Hope-Rivier flacht sie aber erheblich ab. Von dort an wird der Gefällsvektor nach Süden zum Kuiseb-Knie (Hudaob) hin stärker, als der westwärts gerichtete Vektor, so daß die östlichsten Zuflüsse zum Hope-Rivier zunächst der Stufentreppe entlang (subsequent) südsüdwestwärts verlaufen. Diejenigen, welche auf dem Niveau der Hauptrumpffläche fließen, enden meist in Kalkpfannen (z. B. nordwestlich der Zebra-Pfanne), setzen aber westlich wieder als Hope-Oberläufe ein. Aus dem südwardigen Abflachen des Stufensystems bei gleichzeitiger Verstärkung des südwardigen Abflußvektors ist eine in etwa küstenparallel verlaufende Querwölbung der Zentral-Namib-Fläche abzuleiten, deren Kulminationsbereich unter Abflachung des Gefälles etwa an der oberen Wasserscheide Hope-Aussinanis beginnt. Der höchste Punkt dieser Querwölbung wird im o. g. Dreieck Heinrichberg-Amichabberg-Tumasberge erreicht. Äquivalent dazu reicht der Kulminationsbereich nach Norden bis zur Tumas-Tinkas-Wasserscheide. Ab dort dominiert der nordwärts (zum Swakop) gerichtete Abflußvektor über das westwardige Namib-Gefälle.

Die ca. 200 × 600 m große Zebra-Pfanne liegt im Wasserscheidenbereich bereits auf der sehr schwach ostwärts fallenden Dachfläche und wird von der westwärts exponierten Namib-Fläche, auf der die o. g. ehemaligen Hope-Zuflüsse in Pfannen enden, nur durch eine weite, ca. 15-18 m hohe Geländewelle in Fortsetzung der Kriess-Stufe getrennt. Über diese Gelände-

welle zieht die, rote Sande enthaltende Kalkkruste hinweg. Die Zebrapfanne selbst ist dagegen keine Endpfanne, sondern eine, mit tonigem Substrat geringmächtig verfüllte, weniger als 0,50 m ins Festgestein eingetiefte Wasserscheiden-Rumpfflächenpfanne im Sinne der Ausführungen von Kap. 4.2.1.8. Sie erhält nur sehr geringen, lokal begrenzten Zufluß und wird in 400-500 m Abstand nördlich und südlich von zwei ostwärts gerichteten Drainagelinien umlaufen, die westlich der mittleren Kamberge in den Kuiseb münden. In ihrer Anlage ist sie demnach älter als die Abflüsse zum Kuiseb.

Das oben beschriebene, weit verzweigte obere Tumas-Abflußgebiet (Ganab) - incl. des weiter westlich zufließenden Arechadamab-Systems (Hotsas) - ist vom unteren Tumas getrennt durch einen Bereich mit flächenhaft krustenfreien Festgesteinsausstrichen, die zwei \pm N-S-streichende Inselbergketten (südliche Verlängerung der Schieferberge und des Rabenrückens) ausgebildet haben (überwiegend Donkerhoek-Granite, aber auch Damara-Schiefer und -Marmor). Im Satellitenfoto Nr. 5 auf Tafel 4 ist dieser Bereich (dunkel) gut erkennbar. Er wird vom Tumas und Arechadamab epigenetisch durchschnitten. Innerhalb des Bereichs ist ein großes intramontanes Becken entwickelt, das im südlichen Drittel von Pad C28 überquert wird. Nach WILKINSON (1990: 15) trennt die Inselbergkette das obere Tumas-Einzugsgebiet von einem unteren, welches er als „unteres Tumas-Becken“ bezeichnet. Tatsächlich werden dort die ausgedehnten, dendritisch verzweigten, autochthonen Abflußgebiete der Ost-Namib, nämlich (von Süden) Tumas-, Arechadamab- und Gawib-System, zum eigentlichen Tumas gebündelt. Dieser verläuft senkrecht zur Küste innerhalb eines sehr breiten Spülmuldentals und endet in einem großen Vlei (Endpfanne, Kap. 4.2.1.8) hinter den Dünen des Dolphin-Strands („Erg von Walvis Bay“, nördlich von Düne 7). Zur terminologischen Differenzierung werden hier die drei östlichen Hauptzuflüsse (von Norden) als „Gawib-Tumas“, „Hotsas-Tumas“ und „Süd-Tumas“ (eigentlicher Tumas) bezeichnet.

Entgegen der o. zit. früheren Annahmen von MARTIN (1965) oder RUST (1975: 109), wonach die zentrale Namib seit dem Mesozoikum ein reines Abtragungsgebiet sei, hat die intensive Prospektion von Uran-Seifen⁶ in den Deckschichten des zentralen und westlichen Tumas-Catchments seit Mitte der 1970er Jahre eine Reihe von sedimentstratigraphischen und paläo-hydrogeographischen Erkenntnissen erbracht, die diese These scheinbar infrage stellen. So beschreiben z. B. CARLISLE (1978), HAMBLETON-JONES & TOENS (1978, 1980), HAMBLETON-JONES (1984), HAMBLETON-JONES et al. (1986), HARTLEB (1988), WILKINSON (1988a/b, 1990) u. a. auf Basis von zumeist unpublizierten Interim-Reports⁷

⁶ insbesondere als Carnotit-Mineralisation ($K_2 [UO_2 | VO_4]_2 \times 3H_2O$)

⁷ zumeist unzugängliche Prospektionsberichte der Anglo-American Corp., welche die Prospektionsarbeiten durchführen ließ

eine Serie von Sedimenten als Becken- oder Talfüllungen, die von WILKINSON (1988a, 1990) chronostratigraphisch zusammenfassend dargestellt und morphogenetisch interpretiert wurden. Sie wurden, der Aufnahme von WILKINSON (1988a: 138) entsprechend, in Karte 25 (S. 371) eingezeichnet und werden im folgenden kurz dargestellt:

1. Leeukop-Konglomerat-Formation: beschrieben und benannt von WILKINSON (1990: 11) nach der Leeukop⁸ und erstmals erwähnt bei CARLISLE (1978: 138f). Dabei handelt es sich um ein bis zu ca. 80 m mächtiges, kalkverbackenes, sandiges Geröllkonglomerat (Kiesgröße dominant), das nirgendwo an die Oberfläche ausstreicht. Als Talfüllung wird es entweder von jüngeren Füllungen oder Oberflächenkrusten überdeckt (s. Abb. 93).

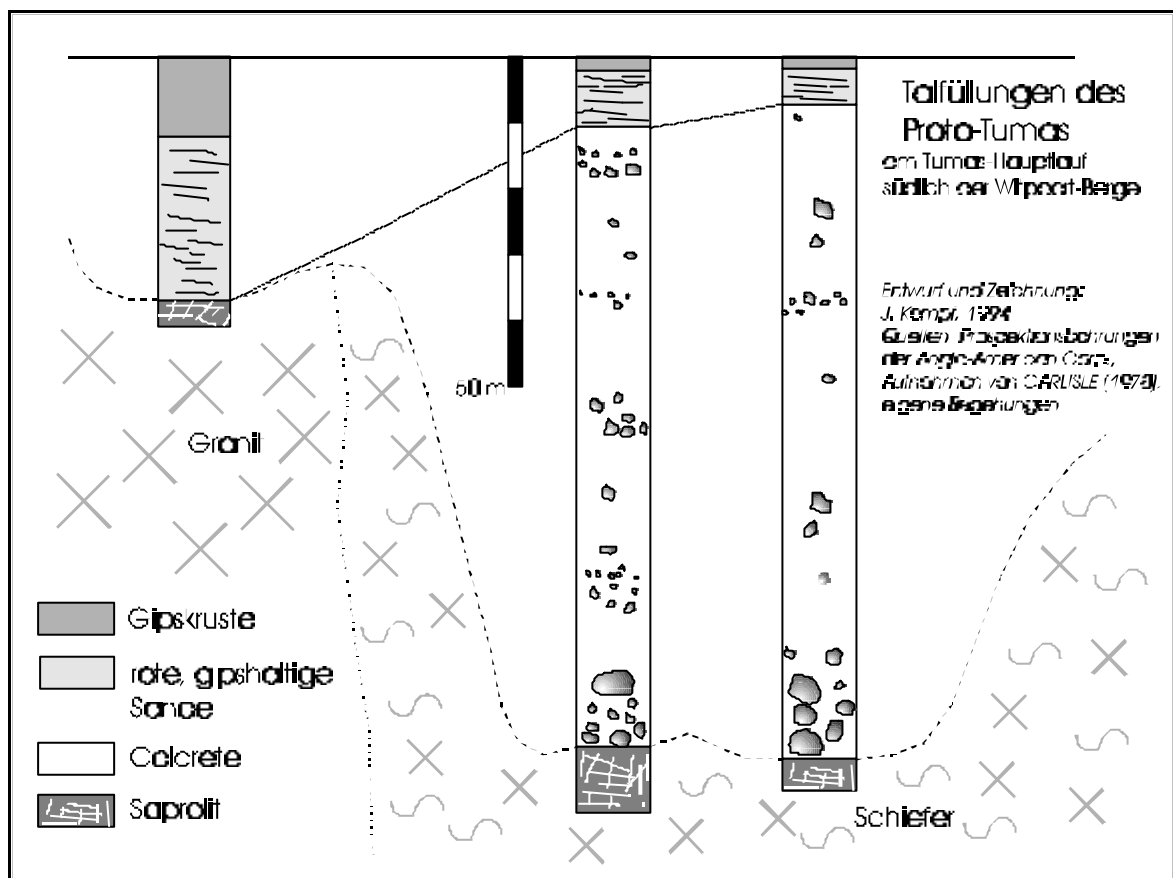


Abbildung 93: Talfüllungen des Proto-Tumas im Bereich des Tumas-Grant der Uranprospektion am unteren Tumas nach Angaben von CARLISLE (1978) auf Basis von Prospektionsbohrungen der Anglo-American Corp. Aufgeschlossen sind bis über 100 m mächtige Sedimentserien mit kalkverbackenen Geröllkonglomeraten über verwittertem Damaragestein. Hangend dazu befinden sich vergipste Sandsteine und die übergreifende Deckelgipskruste. Sie wurden diskordant und vermutlich aus einer anderen Schüttungsrichtung aufgelagert. Es lassen sich mindestens zwei unterschiedliche Sedimentationsmilieus und Verbackungsmilieus feststellen. Die Konglomerate gleichen den als Hochterrassen erhaltenen Breittalfüllungen an Ugab, Khan und Swakop. Carnotit tritt v. a. im hangenden Sandstein auf.

Nach WILKINSON (1988a: 147f) kommt es sowohl im unteren Tumas-Tal, als sehr wahrscheinlich auch im Ganab-Tumas (s. o.) vor. Dies würde eine Schüttung entweder vom Proto-Gawib (Tinkas-Vlakte) oder vom Proto-Swakop her implizieren und ist damit ein-

⁸

Leeukop: „Löwenkuppe“, Inselberg der Zentral-Namib, 647 m ü. NN

deutiger Nachweis für die oben angenommene ehemalige Swakop-Drainage (s. Abschnitt Swakop). Aufgrund der darin enthaltenen Lösungsformen mit Carnotit-Vorkommen⁹, die von CARLISLE (1978: 139) und HARTLEB (1988) auch am oberen Gawib (westlich der Blutkuppe) beschrieben wurden, wird diese Hypothese bestätigt. Uranhöfliche Ausgangsgesteine stehen dort, im Gegensatz zum Hotsas- und Süd-Tumas-Abflußgebiet vermehrt an (z. B. Horebis-Granit und andere alaskitische oder pegmatitische Granite).

2. Langer-Heinrich-Formation: beschrieben und benannt von HAMBLETON-JONES (1984) nach dem Langer-Heinrich-Berg und erstmals publiziert bei CARLISLE (1978: 142-144). Erhalten ist, wie beim Leeukop-Konglomerat eine Talfüllung aus überwiegend schluffig-sandigem, carbonatisiertem Sediment mit bedeutenden Carnotit-Vorkommen. Die im Calcrete enthaltene Tonfraktion nimmt zum Liegenden hin bis zur Dominanz zu (CARLISLE 1978: 142). Nach HARTLEB (1988) bestehen auch hier die tiefsten Talfüllungen aus einer konglomeratischen Fazies. Zwar nehmen HAMBLETON-JONES (1984) und WILKINSON (1988a: 147, 1990: 13) eine zum Leeukop-Konglomerat parallele zeitliche Entstehung an, doch dürfte das allenfalls für die liegende Konglomeratfazies gelten.

Der geologischen Karte von CARLISLE (1978: Fig 5.6) zufolge, streichen zumindest die hangenden Sedimente 3 km nordöstlich der Blutkuppe über die Wasserscheide zum Tinkas-Rivier hinweg, so daß eine Schüttungsrichtung von der nördlichen Tinkas-Vlakte und möglicherweise vom Donkerhoek-Flächenpaß bei Onanis her anzunehmen ist. Die zum Liegenden hin tonige Matrix deutet an, daß es sich um ein Latosol-Bodensediment handeln könnte, das in genetischer Verbindung mit dem flächenhaften Abtrag der autochthonen Namib-Bodendecke steht (s. Kap. 4.2.1.7). Mit zunehmender Denudation des Regoliths bei gleichzeitiger Bereitstellung von klastischem Material (Aridisierung?) wurde zum Hangenden gröber texturiertes Sediment geschüttet. Die Ablagerungen wurden vom jüngeren Gawib-Rivier angefahren, das heute mit steilem Gefälle zum tief eingeschnittenen Swakop drainiert.

3. Goanikontes-Formation: benannt von WILKINSON (1988a: 148) nach der Swakop-Flußoase Goanikontes; erstmals beschrieben und gedeutet bereits von GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN (1931). Angeblich siliklastische, evaporitische Ablagerungen mit Lagunen-Affinität (Küsten-Sebkha) in einer Höhe von 290-310 m über dem rezenten Meeresspiegel (WILKINSON 1990: 13). Aufgeschlossen sind an der Oberkante des unteren Swakoptals 2-10 m mächtige, kalkzementierte (!), Feldspatgruse und Kiese mit

⁹ Tumas-Prospektionsgebiet südwestlich der Witpoortberge im Vergleich mit dem Langer-Heinrich-Prospektionsgebiet der Anglo-American Corp., westlich der Tinkas-Vlakte (zwischen Schieferbergen und Langem Heinrich

einer Reihe konglomeratischer (fluviogener) Schichten und dünnen (aber nach GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN 1931: 62 abbaubaren) Salz- und Gips-linsen. Ihre Südgrenze auf der Fläche ist unbekannt. REUNING (1925) vermerkt an ihrer Basis die in Kap. 4.2.1.5 (S. 226) genannten Lagerstätten von gediegenem Schwefel bei Richthofen und Birkenfels. Aufgrund der Höhenlage von ca. 300 m übernahm WILKINSON (1988a: 148, 1990: 30) die Alterseinstufung von GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN (1931), nach welcher es sich um eine eozäne, möglicherweise auch oberkretazische Bildung handeln soll. Nach DINGLE et al. (1983: 282) liegt das neogene Litoral im südlichen Afrika ja an keiner Stelle über +100 m, so daß die Annahme einer zumindest paläogenen Entstehung für die Goanikontes-Formation quasi zwingend ist (Kap. 4.1).

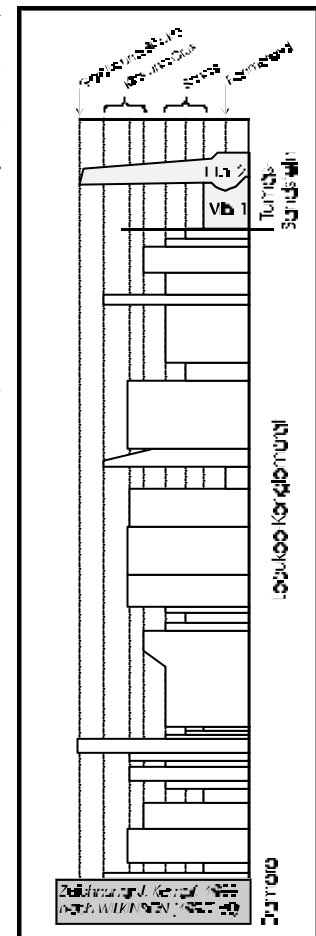
Die eigenen Feldbefunde konnten diese Hypothese nicht bestätigen. Die von GEVERS & VAN DER WESTHUYZEN (1931) bei Goanikontes beschriebenen Ablagerungen konnten eindeutig als Swakop-Hochterrassen überwiegend fluvialen, teilweise kolluvialen Ursprungs angesprochen werden (Aufschluß NA06, S. 367f). Trotz umfassender Begehungen wurden keine Schotter gefunden, die als marine Brandungsgerölle zu klassifizieren wären. Zudem ist selbst kantengerundetes Material enthalten. Organogene Lagunemudden kommen nicht vor, ebensowenig durchgänge marine Evaporite. KORN (1941, unpubl.), der 1936-1938 mehrfach Feldaufnahmen am unteren Swakop durchgeführt hat, hält die Evaporitlinsen für postgenetische pedogene Fasersalzauskleidungen bodenparalleler Auftreibungssuturen, also für aride Bodenbildungen. Die eigenen Befunde ergaben ähnliche Interpretationen für weite Teile der Namib. KORN & MARTIN (1939: 34f, unpubl.) haben aus diesen Konglomeraten alt- oder mittelpaläolithische („Stellenbosch“, heute zum frühen oder mittleren Acheul-Komplex zu zählende) Artefakte¹⁰ entnommen (Kap. 6), die ein früh-mittelpleistozänes Alter implizieren. Darüber hinaus ziehen vergleichbare Ablagerungen am Südsaum des alten Swakop-Breittals mit wenigen Unterbrechungen bis zum Einschnitt des Gawib westlich des Langen-Heinrichs (ca. 500 m Meereshöhe), was eine marine Entstehung ausschließt. Eine eozäne Alterseinstufung wird daher für abwegig gehalten. Die südliche Verbreitungsgrenze der hier dargestellten Sedimentite konnte nicht verifiziert werden und wird auch in der Karte von WILKINSON (1988a: 138) nicht angegeben, da sie im Hangenden von der durchgängigen, alles übergreifenden

¹⁰ KORNS (1939) Fundstelle X10: Artefakte sind enthalten in Box Nr. 6 einer Sendung an Prof. C. VAN RIET LOWE, Archäol. Inst. Johannesburg. Im namibischen Staatsmuseum sind sie unter der Ordnungsnummer B195 erfaßt, konnten aber aufgrund einer Auslagerung in der Archäolog. Sammlung nicht aufgefunden werden. Da mehrere Funde in solchen verkalkten Hochterrassenschottern auch in späteren Aufzeichnungen erwähnt werden und eine Profilskizze des Fundorts vorliegt, dürfte abgesehen von der historischen Terminologie an der Verifizierung der Funde kein Zweifel bestehen (s. auch Kap. 4.2.2.2). Die Funde dürfen als gut dokumentiert gelten.

Namib-Gipskruste überdeckt wird. Sie scheint aber mit der Ausdehnung des alten Swakop-Breittals einherzugehen.

4. Zebra-Formation: benannt und kurz beschrieben von WILKINSON (1990: 13). Bezeichnung für einen Sedimentkörper in gleicher Morphoposition wie 3., jedoch in größerer Höhenlage. Die in ihrer Mächtigkeit (1-45 m) stark schwankenden, kalk- und im Hangenden gipsverbackenen Kiessande mit eingeschalteten Kieslinsen bedecken ein schwach eingeschnittenes, fossiles Talrelief an der Swakop-Tumas-Wasserscheide östlich des Khan-Zuflusses. Sie sind als zu 3. äquivalente östliche Hochterrasse des Paläo-Swakop anzusehen und vermutlich gleicher Genese, so daß die Ausgliederung als selbständige Formation der Namib-Gruppe nach den Richtlinien der SACS (1980: 1980) nicht statthaft ist. Diese Ausgliederung wurde von WILKINSON (1990) vermutlich v. a. deshalb vorgenommen, weil aufgrund der Höhenlage keine Parallelisierung oder Gleichsetzung mit der als Sebkhafazies gedeuteten Goanikontes-Formation möglich war. Eine genauere Untersuchung erfolgte nicht.
5. Tumas-Sandstein-Formation: benannt nach dem Tumas-Rivier und detailliert beschrieben von WILKINSON (1988b, 1990: 12f). Dem zufolge handelt es sich um eine, küstennah 15-20 m, weiter östlich 10-15 m mächtige, zweigliedrige Talfüllung im Hangenden der Leeukop-Konglomerate (Abb. 94). Festgestellt wurde ein strukturarmes, feinsandiges Sediment mit zahlreichen dünnen Grobsand- oder Kieslinsen (Member 1) sowie ein dünnes (1-2,50 m), sandiges, stark vergipstes Kies-Geröll-Konglomerat (Member 2). Der Tumas-Sandstein wurde im 5-8 km breiten Tumas-Tal zwischen 10 km und über 60 km Küstenentfernung durch zahlreiche Prospektionsbohrungen erschlossen. Nach WILKINSON (1988b: 140, 1990: 32) überlagert er die unter 1. beschriebenen Leeukop-Konglomerate diskordant und wird daher für erheblich jünger als letztere gehalten.

Abbildung 94: Struktur der Leeukop-Konglomerate und der diskordant aufliegenden Tumas-Sandsteine im Bereich des unteren Tumas nach einem Sammelprofil von WILKINSON (1990: 60). Den größten Teil des Profils nehmen weit transportierte Fein- und Mittelkiese ein. Grobe Gerölle treten nur in dünneren Schichten auf, aber auch im Tumas-Sandstein (Member 2).



Aufgrund seiner massiven Struktur und der diamiktischen Fazies interpretiert WILKINSON (1988b: 144) die Ablagerungen von Member 1 als lange Serie von Schwerkraftströmen („*sediment gravity flows*“) mit einer auf ein geringes Texturspektrum reduzierte Sedi-

mentquelle, obwohl sie sich strukturell nur schwer in Modellvorstellungen zur Entwicklung solcher gravitativ bewegter Massenablagerungen einpassen lassen. Deshalb vermutet WILKINSON (1988b: 145) eine im ariden Sedimentationsmilieu ablaufende Variante, da „distale Alluvialflächen in endorheischen Becken“ (und als solches sieht er das westliche Tumas-Einzugsgebiet, s. o.) bevorzugte Punkte für die Akkumulation und Erhaltung von solchen Sedimenten seien. Dies sei Resultat des abnehmenden Oberflächenabflusses durch progressive Zunahme der Infiltrationsrate in Wüsten. Allerdings wird bei dieser Interpretation nicht berücksichtigt, daß es sich offenbar um eine reine Breittalfüllung handelt (Abb. 95), die im Unterlauf nicht in einen ausgeprägten Schwemmbereich mündet.

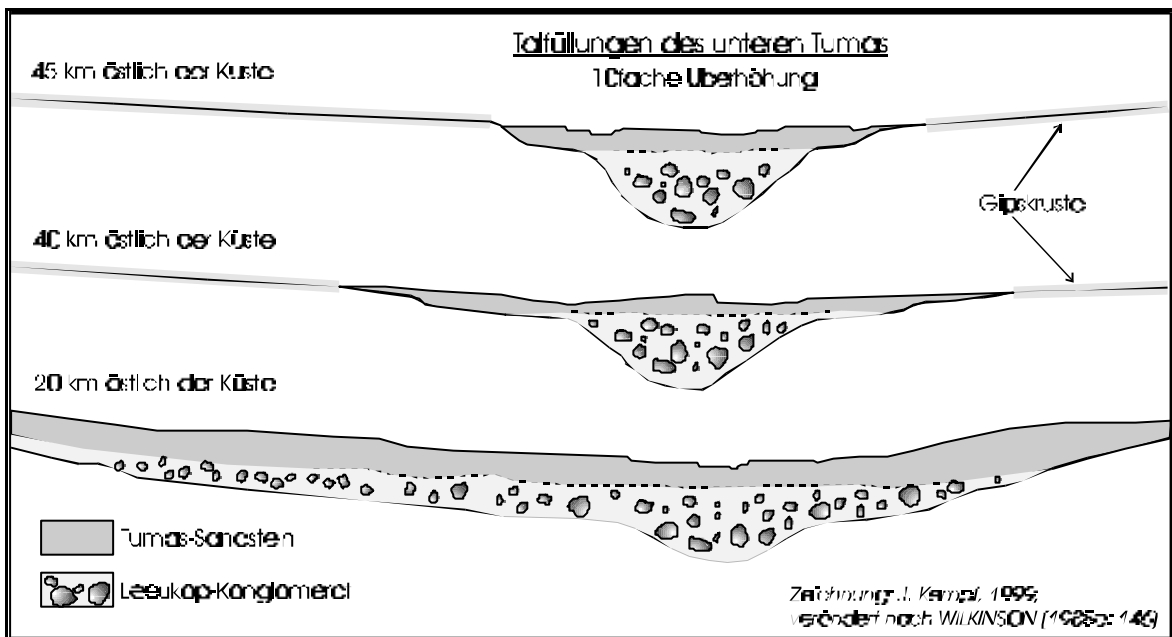


Abbildung 95: Skizze der Talfüllungen des unteren Tumas in 45, 40 und 20 km Küstenentfernung nach den Angaben von WILKINSON (1988a: 146), verändert. Das unterste Profil befindet sich westlich des angenommenen Zuflusses des Proto-Tumas-Khan und zeigt eine über den am tiefsten eingeschnittenen Bereich hinausgehende Konglomeratfüllung (unmaßstäbliche Darstellung). Da weiter westlich, in direkter Küstennähe keine Prospektionsbohrungen niedergebracht wurden, konnte die Frage, ob es sich um einen alten Schwemmbereich handelt, nicht beantwortet werden. Insgesamt scheinen aber die Sedimentite nicht über den Rand des Breittals hinauszugehen. Nördlich und südlich des Tumas-Vleis kann anhand von Schildinselberg-Ausbissen aus Granit ein Übergreifen der Tumas-Sandsteine auf die Fläche fast ausgeschlossen werden.

Der Beschreibung von WILKINSON (1988b) zufolge, ist ein Vergleich mit dem im Abschnitt „Swakop“ beschriebenen Calcrete II von NA06 naheliegend, das aber keine Hinweise auf Ferntransport bietet, sondern zu einer Interpretation als parautochthones Paläobodensediment der (heutigen) Namib kommen läßt. Am Tumas wurde ein ähnliches Material offenbar innerhalb eines Spülmuldenals etwas weiter transportiert.

Die Verbreitungskarte von WILKINSON (1988a: 138) läßt auf eine genetische Verbindung zum Süd-Tumas-Ast (s. o.) und damit zum Ganab-Tumas-Einzugsgebiet schließen, wo die Füllungen jedoch nicht vorkommen. Stattdessen sind dort aber Relikte angewitterter roter

Sande innerhalb der flächenhaft verbreiteten (pedogenen?) Kalkkruste verbreitet. Diese wird als postgenetisch carbonatisiertes, bis auf den Regolith gekapptes Latosolrelikt angesehen (Kap. 4.2.1.7). In Verbindung zu den Paläoböden der Ost-Namib-Rumpffläche ist die Tumas-Sandstein-Spülmuldentalfüllung erklärbar. Die Schluff- und insbesondere die Tonfraktion dieser Paläoböden kommt im Tumas-Sandstein zwar vor, ist aber nach WILKINSON (1988b: 143) nur vereinzelt erhalten. Dies deutet auf die übliche Sortierung der Korngrößen hin, welche die Feinmaterialanteile üblicherweise großteils in Suspension bis zum Vorfluter abführt (auch im rezenten Milieu). Tatsächlich enden die Talfüllungen ja nicht in einem weiten Becken mit einem ausladenden Schwemmfächer (s. o.), sondern ca. 10 km von der Küste entfernt dort, wo die westlichsten Prospektionsbohrungen abgeteuft wurden. Sehr wahrscheinlich lag deshalb für den Paläo-Tumas keine Beckenlage vor, sondern die Drainage führte zum Atlantik beim Dolphinstrand. Auch MARTIN (1965) erkannte ja keine känozoischen Becken in der Namib (s. o.).

6. Andere Sedimente der Namib-Gruppe: Zur känozoischen Namib-Gruppe in Zentral-Namibia außerhalb des in Karte 25 dargestellten Ausschnitts zählt WILKINSON (1990: 12ff) die in Kap. 4.2.1.9 behandelten Sandsteine der Tsondab-Formation (BESLER & MARKER 1979: *Tsondab Sandstone Formation*) sowie die Namib-Dünensande (BARNARD 1973, SACS 1980: 609: *Sossus Sand Formation*), die in ihrer Verbreitung weitgehend unbekanntes fluvio-marines *Rooikop Gravels* (MILLER & SEELY 1976, DINGLE et al. 1983: 282) und die Ururas-Formation. Letztere besteht nach WILKINSON (1990: 14) aus bis zu 20 m mächtigen, stark vergipsten Kiessanden mit reinen Kieslinsen in sehr flacher Lagerung. Sie kommen im Dreieck zwischen Ururas und Swartbank nördlich des Kuiseb vor und erstrecken sich bis zu den südlichen Hamilton-Bergen. Heute bilden sie den Schwemmbereich der autochthonen Namib-Riviere, welche von der mittleren Tumas-Kuiseb-Wasserscheide dem unteren Kuiseb zuströmen, sofern sie ihn noch oberirdisch erreichen (Ururas, Ituseb, Heinrichsrivier, s. Karte 27). Da diese Wasserscheide sehr flach und kaum mit Inselbergen besetzt ist, kann angenommen werden, daß diese Riviere ehemals weiter nach Osten reichten und möglicherweise Anschluß an die Kriess-Stufe hatten.

Heute werden trotz Regenflächendynamik und relativ starkem Gefälle keine Kiese mehr auf der Namib-Fläche transportiert. Die jüngeren, unvergipsten bis schwach vergipsten Schwemmfächer am Unterlauf der autochthonen Namib-Riviere bestehen quasi ausschließlich aus (deflatierten) Sandpflastern¹¹ mit lokal erhöhtem Anteil an Quarz- und Feldspat-

¹¹ Bei der Siebung solcher Sande tritt auch hier häufig das Problem auf, daß ein unbestimmbarer Anteil an nadelförmigen Gipskristallen die Fraktionsratio verfälscht und so eine gewisse Unschärfe bei der Texturbestimmung auftritt. Die Entfernung des Matrixgipses, der teilweise auch Quarzkörnern anhaftet, ist jedoch aufwendig und beseitigt die Probleme einer exakten Körnungsanalyse nicht immer.

grus. Da nur unzureichend Aufschlüsse oder Bohrprofile von der Ururas-Formation vorliegen, können keine Angaben über den Aufbau der Sedimente gegeben werden. Es wird aufgrund der Mächtigkeiten von über 20 m im proximalen Teil der Schwemmfächer jedoch angenommen, daß mehrere Generationen übereinanderliegen. Möglicherweise sind die Krustenoberflächen S1 (im Liegenden) bis S4 (Lockermaterialdecke) enthalten (s. Kap. 4.2.1.5, S. 222, Abb. 49), was einen Vergleich mit dem Schwemmbereich des Capri-Riviers (s. S. 218f) ermöglichen würde. Die ältesten Teile der Schwemmfächer wären dann vermutlich vineta- oder auch rooikopzeitlich (Kap. 4.1.2) - eine spätpleistozäne Einordnung der Ururas-Sedimente ist wahrscheinlich.

Zumindest genauso bedeutsam, wie die sedimentpetrographischen Befunde ist die Erkenntnis aus der Uran-Prospektion, daß offenbar in der Zentral-Namib westlich der genannten Inselbergkette weit über 100 m tief in die Namib-Rumpffläche eingeschnittene Talsysteme existieren, die den eigenen Aufnahmen zufolge im größten Teil der Ost-Namib fehlen. Diese Täler wurde so vollständig mit mindestens 2 Sedimentserien verfüllt, daß sie selbst nach einer autochthonen Verjüngung (bzw. Reaktivierung) durch Oberflächenbegehungen nicht als solche erkannt werden konnten und erst durch das Abteufen einiger 100 Bohrungen zu entdecken waren. Aufbauend auf der angenommenen Abfolge von Sedimentkörpern und Talentwicklungen hat WILKINSON (1988a, 1990: 32ff) für das westliche Tumas-Catchment („Becken“) die in Tab. 25 dargestellte Morphochronologie entwickelt.

Als fundamentales Datum nennt WILKINSON (1988a: 140) in Anlehnung an OLLIER (1977: 207) und WARD et al. (1983: 177) die Ausbildung der angeblich endkretazischen oder paläozänen *Namib Unconformity Surface* (NUS, entspricht der Hauptrumpffläche bzw. dem Namib-Niveau), obwohl u. a. SELBY (1976: 8) oder auch PARTRIDGE & MAUD (1987) diese Fläche für alt- bis mitteltertiär erachten und KING (1976) sie seiner mittelkänozoischen „*Moorland Surface*“ zuordnet. Es konnte gezeigt werden, daß das jüngste Flächenstockwerk an der Kriess-Stufe (Ost-Namib) der Post-HR-1-Fläche entspricht und daß dort auch Pedimente der Hauptrumpffläche als Randverebnungen erhalten sind. Der ausschlaggebende flächenhafte Erosionsimpuls kann nur von Westen (Atlantik) gekommen sein. Es besteht daher kein Grund zu der Annahme, die stark verwitterte NUS entspräche in WILKINSONs „Tumas-Becken“ nicht der endtertiären Post-HR-1-Fläche.

Zeitraum	Reliefgeneration (WILKINSON 1990: 29)	vermutetes Klima (ebd. : 138)	Anmerkungen
Holozän	Kleines Dünenfeld	hyperarid (0-50 mm/a)	
Pleistozän	Gipsinkrustierung (S2-S4 im Wechsel) mit Kolluvialterrassenbildung („ <i>stream bank colluvia</i> “)	hyperarid mit feuchten Episoden (bis 200 mm/a)	autochthone Wechsel zwischen Talbildung, Sedimentation und Gipsinkrustierung
Alt- bis Mittelpleistozän	erste Tumas-Einschneidung	feuchter als heute (bis 200 mm/a)	
Plio-Pleistozän	Küstendünenbildung und <i>Sossus Sand Formation</i>	hyperarid	
Miozän	Älteste Oberflächengipskruste (S1), uranhaltige Imprägnierung der Tumas-Formation	arid (Niederschlag < 200 mm/a)	setzt voraus, daß Grundwasserstrom vom Gawib noch verfügbar war
Miozän	<i>Tumas Sandstone Formation</i> Member 2 (Geröllkonglomerat)	arid-semiarid; fluviale Aktivität durch mehr Niederschläge im Escarpmentbereich	kein fluvialer Anschluß zum Escarpment möglich
(Mittel-) Miozän	Gipsifizierung von Member 1	arid (Benguela-Upwelling)	Inkrustierung ist auch später noch möglich
Miozän	<i>Tumas Sandstone Formation</i> Member 1 (rote Sandsteine)	arid-semiarid; fluviale Aktivität durch mehr Niederschläge im Escarpmentbereich	kein fluvialer Anschluß zum Escarpment mehr möglich
Eozän-Miozän	<i>Tsondab Sandstone Formation</i> (Proto-Erg südlich des Kuiseb)	arid	vermutlich mesozoischer Erosionsrest
Oligozän	Reorientierung des Swakop und Khan durch die Entwicklung paläogener Sedimentbarrieren im kontinentalen Litoral der Witpoort- und Huab-Berge	arid (endorheische Drainage)	Umlenkung ist tektonisch bedingt bei gleichzeitiger Milieuveränderung
Eozän	<i>Goanikontes Formation</i> („Sebkha“-Sedimente)	arid bis semiarid	Hochterrassen sind keine Lagunen-Sebkha
Eozän	<i>Leeukop Conglomerate Formation</i>		entspricht nicht heutiger arid-semiarider Sedimentfazies
Paläozän/ Oberkreide	Haupttrumpffläche (NUS), ausgebildet als unebene Tallandschaft („ <i>cut as rugged valleys</i> “)	möglicherweise exogene Drainage (bedeutet: „vermutlich feucht“)	NUS ist nicht kretazisch/alttertiär, sondern jungtertiär (HR, Post-HR-1); Proto-Tumastal ist jünger als NUS

Tabelle 25: Phasenablauf der Reliefgeschichte im westlichen „Tumas-Becken“ nach WILKINSON (1988a, 1990), ergänzt durch Anmerkungen zu eigenen Befunden. Insgesamt geben die Befunde von WILKINSON (1990) den Ablauf einigermaßen korrekt wieder. Nicht beigestimmt werden kann jedoch der Zeit- und der Klima-interpretation, da hier gegenteilige Befunde vorliegen.

Auch die genetische Verbindung der NUS mit den in ihr eingeschnittenen Tälern (Proto-Tumas-Cañon) als „*rugged unconformity*“ ist nicht beweisbar und daher spekulativ. Sollte tatsächlich eine Art „rauhe Rumpffläche“ vorliegen, so ist ein Prozeß der restriktiven Flächenbildung anzunehmen - ähnlich demjenigen, welchen BOLDT (1997, 1998) für die Entwicklung von Stufenlandschaften vorgeschlagen hat. So könnte eine phasenweise Orientierung an strukturellen Differenzen des Untergrunds (etwa innerhalb einer zwischenzeitlichen Nicht-Tieferlegungs- oder einer Einschneidungsphase) bei weiterlaufenden Hebungsimpulsen das Vorflutniveau und die Drainagelinien so verändern, daß eine nachfolgende Flächenweiterbildung zu einer Reorientierung und damit zur Verstellung von Flächenstockwerken führt. Dies

wurde bei der Betrachtung der anderen Catchments (s. S. 361, 370) ja auch für die Bildung von flächenhaften Streckhängen im Saprolit angenommen. Die Existenz einer „*rugged unconformity*“ würde daher die Einstufung der heutigen NUS als Post-HR-1-Fläche bestätigen.

Trotzdem ist die Einschneidung des über 100 m tiefen Proto-Tumas-Cañons sehr wahrscheinlich von der Entwicklung der NUS zu trennen und klimamorphogenetisch als Post-NUS-Talbildung anzusehen. Da diese nur am unteren Tumas, am Proto-Tumas-Swakop, Proto-Tumas-Khan sowie in geringerer Ausprägung am Proto-Gawib und vermutlich auch am Proto-Tumas-Tsawichab (Karte 25) vorkommt, nicht jedoch im östlichen Tumas- und Aussinanis-Catchment, ist davon auszugehen, daß ein von heute differierendes Drainagesystem auch nach der Fossilierung der Post-HR-1-Fläche bestanden hat. Auch die Schotter des Leeukop-Konglomerats zeichnen dieses System noch nach. Erst die Füllung mit dem Tumas-Sandstein läßt eine Reorientierung auf die heutigen Drainagelinien vermuten. Bezüglich des Swakop muß dabei beachtet werden, daß er die Huab- und Witpoort-Berge epigenetisch quert, so daß anzunehmen ist, daß dort vorher bereits ein westwärtiges Spülmuldental bestand. Möglicherweise hat der Proto-Tumas-Tsawichab oder ein ehemaliger Nebenfluß schon diesen Durchbruch genutzt.

Die Reorientierung dürfte mit der fortschreitenden Hebung entlang der küstensenkrechten Hebungssachse einhergehen, die schon für den oberen und mittleren Swakop festgestellt wurde (Fortsetzung der Khomas-Achse). Ob in diesem Zeitraum sich auch der Proto-Gawib vom Tumas dem umgelenkten Swakop zugewandt hat und damit auch der nördlichste Tumas-Zweig vom Hinterland abgeschnitten wurde, kann nur vermutet werden. Der mächtigere hangende Part der Langer-Heinrich-Formation (Proto-Gawib-Talfüllung) gleicht nach den Beschreibungen von CARLISLE (1978: 146-150) und HARTLEB (1988) sehr dem Calcrete I der ältesten Hochterrasse des Swakop bei Goanikontes (S. 366f). Allerdings bestehen auch Ähnlichkeiten zu den hangenden Partien des Leeukop-Konglomerats, die ebenfalls eine sandig-grusige, teilweise schluffige Textur aufweisen (Abb. 94). Auch die Carnotit-Mineralisierungen (die auch postgenetisch entstanden sein können) deuten an, daß der Tumas noch phreatischen Anschluß zum Proto-Gawib gehabt haben könnte.

Spätestens mit der Einschneidung des Swakop und der Ausräumung von Calcrete I waren allerdings die rezenten Abflußbahnen etabliert und das Tumas-System vom Gawib abgeschnitten. Der Gawib selbst hat sich in sein eigenes verfülltes Bett eingetieft und zum tieferen Swakop hin orientiert. Daß die autochthone Entwicklung beider Riviere noch eine Zeitlang weiterlief, zeigt die kolluvial-fluviale Fazies des Tumas-Sandsteins, die mit Calcrete II am Swakop parallelisiert werden kann. Sie wird als paraautochthones Bodensediment interpretiert,

das Teile des bereits leicht eingeschnittenen Swakop und von Calcrete-I-Tälchen ebenso verhüllt, wie das Paläo-Tumas-Tal.

Da das Bodensediment von Calcrete II aufgrund der darin von KORN & MARTIN (1939, unpubl.) aufgefundenen Artefakte als acheulzeitlich eingestuft werden kann, sind vermutlich alle jüngeren Reliefgenerationen einschließlich der Hauptgipskruste (S1) und die tiefe, vom Hinterland gesteuerte Zerschneidung jünger als Mittelpleistozän. Es ergibt sich eine sehr gute Korrelation von den S1-S4-Stabilitätsphasen (Gipskrusten) mit den Regressionen Post-Rooikop, Post-Vineta und Post-Walvis 1+2 und von den autochthonen Einschneidungsphasen Post-S1, Post-S2 und Post-S3 mit den Transgressionen Vineta, Walvis 1 und Walvis 2 (Kap. 4.2.1). Die gleiche Korrelation läßt sich mit den von RUST & WIENEKE (1976) erforschten Terrassengalerien am unteren Swakop problemlos herstellen, sofern auf die statische Interpretation mit Hoch- und Tiefständen verzichtet wird (s. Hypothese 2, S. 36). Auch WILKINSON (1990: 138ff) sieht im Ablauf Gipsinkrustierung-Einschneidung-Sedimentation (spät-) pleistozäne zyklische Ereignisfolgen. Die Reliefgenerationen in der Ostnamib (Abb. 91) geben ein identisches Bild wieder.

Die Sedimentherkunft des Tumas-Sandsteins, bzw. seiner feinen Klasten, ist im Modell von WILKINSON (1990: 142) nur unzureichend geklärt. Es wird von der Existenz ausladender Sandtannen oder Dünenfeldern in der Zentral-Namib ausgegangen, für die es keinerlei Hinweise gibt. Sandsteine mit äolischer Fazies sind nirgendwo erhalten. WILKINSON (1988a: 154f) hält es aufgrund des hohen Feinsandanteils im westlichen Tumas-„Becken“ und der texturellen Ähnlichkeiten mit „typischen“ Dünenanden für plausibel, äolische Sande als Quellmaterial zu vermuten. Übersehen wird dabei, daß es sich um fluvial transportiertes Material handelt, welches sehr wahrscheinlich einer Transportsortierung unterlegen hat. Im zentralen Tumas-Becken soll ein solchermaßen begründetes Dünenfeld existiert haben. Für die Ausräumung des Dünenfelds durch sandige Schlammströme (*mass flows*) sollen erhöhte Niederschläge in der Escarpment-Zone bei gleichzeitig persistenter Aridität im Tumas-Becken verantwortlich zeichnen (WILKINSON 1990: 143).

Bei der Betrachtung der östlichen Wasserscheide des Tumas-Catchments konnte jedoch belegt werden, daß schon weit vor der letzten und vorletzten dort vorkommenden Flächen-generation (obere und untere Kriess-Stufe als HR- und Post-HR-1-Fläche) eine subsequente Entwässerung der Randstufenregion vorlag und kein Anschluß des Süd-Tumas oder Hotsas-Tumas an die Escarpment-Zone existierte. Stattdessen sind diese Riviere als rein autochthone Namib-Riviere einzustufen (Abb. 91, Karte 26), da dort keine eingeschnittenen Talsysteme existieren. Lediglich beim Proto-Gawib-Tumas ist ein fluvialer Anschluß zum Donkerhoek-Flächenpaß über die Tinkas-Vlakte möglich und wahrscheinlich (s. o.). Vom westlichen

Proto-Gawib-Tumas sind aber keine Tumas-Sandsteine bekannt, sondern Karte 25 verzeichnet sie nur vom Süd-Tumas-Ast (Ganab). Es fehlen also jeglichen objektiven Belege (mit Ausnahme der Feinsandfraktion im Sandstein) für die von WILKINSON (1988a/b, 1990) postulierten remobilisierten Altdünenfelder, infolge vom Escarpment gesteuerter gravitativer Massenbewegungen. Da offenbar die Tumas-Arenite über den Süd-Tumas-Ast geschüttet wurden, liegt eine gegenüber dem oberen Leeukop-Konglomerat, das den Gawib-Ast und den Proto-Gawib-Swakop verfüllt, eine veränderte Schüttungsrichtung vor (Karte 25). Es wird daher angenommen, daß die Umlenkung des unteren Swakop in die Phase zwischen Schüttung der Leeukop-Schotter und derjenigen der Tumas-Arenite fällt (vgl. auch WILKINSON 1990) - möglicherweise geht sie einher mit der Carbonatisierung des Leeukop-Konglomerats.

Damit läßt sich für den Bereich der autochthonen Namib-Riviere zwischen Swakop und Kuiseb der Phasenablauf wie folgt spezifizieren:

1. Känozoischer küstensenkrechter Hebungsimpuls zwischen Swakop- und Kuiseb-System; senkrecht dazu Hebungsimpuls am Hochlandsscheitel (s. Swakop-Abschnitt)
2. Milieuwechsel von Tiefenverwitterung zu Einschneidung (Proto-Tumas-Cañon), Freilegung der Pedimente der oberen Kriess-Stufe, einsetzend während der Hebung
3. Schüttung der bis über 80 m mächtigen Leeukop-Schotter sowie der liegenden Partien der Langer-Heinrich-Schotter am Gawib
4. Umlenkung des Proto-Tumas-Swakop, Proto-Tumas-Tsawichab und Proto-Tumas-Khan ins heutige Swakop-Bett; möglicherweise Anzapfung des Proto-Gawib
5. Schüttung der Hochterrassenkörper im Swakoptal (Calcrete I) und Proto-Gawib-Tal (hangende Partien der Langer-Heinrich-Formation)
6. Milieuwechsel von Einschneidung/Aufsedimentierung/Carbonatisierung zu restriktiver Flächenweiterbildung mit Tiefenverwitterung und Pedimentierung an der (unteren) Kriess-Stufe; Streckhangbildung am Paläo-Tumas bis zur Talbodenerweiterung (Pedimentierung); Kappung von Calcrete I
7. Milieuwechsel von restriktiver Flächenweiterbildung zu Einschneidung; Zerschneidung und Ausräumung von Calcrete I; beginnende Gramadullabildung; möglicherweise erst jetzt Anzapfung des Proto-Gawib (s. 4.); geringe fluviale Aktivität am Tumas
8. Kappung der Bodenprofile; kolluviale Verfüllung des noch nicht allzutief eingeschnittenen Swakop mit parautochthonen Bodensedimenten (s. S. 370): Tumas-Arenite, -Silte und -Pelite (Member 1 der Tumas-Sandstein-Formation); nachfolgend allochthone phreatische Carbonatisierung am Swakop, autochthone Vergipsung am gekappten Tumas; Gipseinwehung aus trockenem Schelf der Post-Rooikop-Regression

9. Starke Einschneidung am allochthonen mittleren und unteren Swakop; Gramadullisierung; Schotterschüttung aus transportierten Kernsteinen am mittleren und unteren Tumas (Member 2 der Tumas-Sandstein-Formation); Zerschneidung der Kriess-Stufen
10. Mehrere Milieuwechsel mit Gipsinkrustierung-Einschneidung-Sedimentation in der zentralen Namib; korrelater Schwemmfächeraufbau in den Unterläufen (z. B. Swakop-Terrassen, Ururas-Formation)

Ähnlich wie bei den anderen Flußhistorien dauerten die neotektonischen Abläufe (1.) bis mindestens zur tiefen Einschneidung der allochthonen Riviere (hier: 9.) parallel zu den exogenen Phasen. Vermutlich schwächten sich die Hebungs- und Wölbungsimpulse im Spätpleistozän deutlich ab. Die Haupttrumpffläche bildet als spätkänozoischer *terminus post quem* die Ausgangsbasis der modernen Reliefentwicklung, in die alle Reliefgenerationen eingehängt sind. Anhand der Arbeiten von WILKINSON (1988a/b, 1990), die auf stratigraphischen Aufnahmen beruhen, wird deutlich, wie wichtig die eingehende Betrachtung des Gesamtreliefs (auch des interfluvialen) in Abtragungs- und Sedimentationsbereichen unter Berücksichtigung der endogenen Abläufe ist. So beruht die von WILKINSON (1990) postulierte Reliefgeschichte im wesentlichen auf der unbewiesenen Annahme, bei der Namib-Fläche handele es sich um ein kretazisches oder paläozänes Niveau (NUS), obwohl bereits früher auch gegenteilige Hypothesen publiziert wurden (z. B. SELBY 1976:8, WATSON & LEMON 1985: 334, MAUD & PARTRIDGE 1987: 341).

Des weiteren gibt es keinen Beleg, daß der Tumas nach Fossilierung der sog. NUS noch fluvialen Anschluß über die Escarpment-Subsequenzfurche nach Osten hinaus ans Hochland hatte. Somit war auch keine allochthone Steuerung des Reliefs bezgl. der Sedimentation der Tumas-Arenite oder deren Inkrustierung möglich. Die argumentative Verbindung von Erkenntnissen aus flächenhaftem und fluvialem Relief in Vor- und Hinterland im Vergleich mit den anderen Catchments ergab einen von WILKINSON (1990) erheblich differierenden Phasenablauf der Reliefgeschichte (Tab. 25) zwischen Fossilierung der „NUS“ und den spätpleistozänen Schwemmfächern der Zentral-Namib.