

4.2.2 Das fluviale Relief der die Namib querenden Riviere

4.2.2.1 Kurzer flußhistorischer Überblick

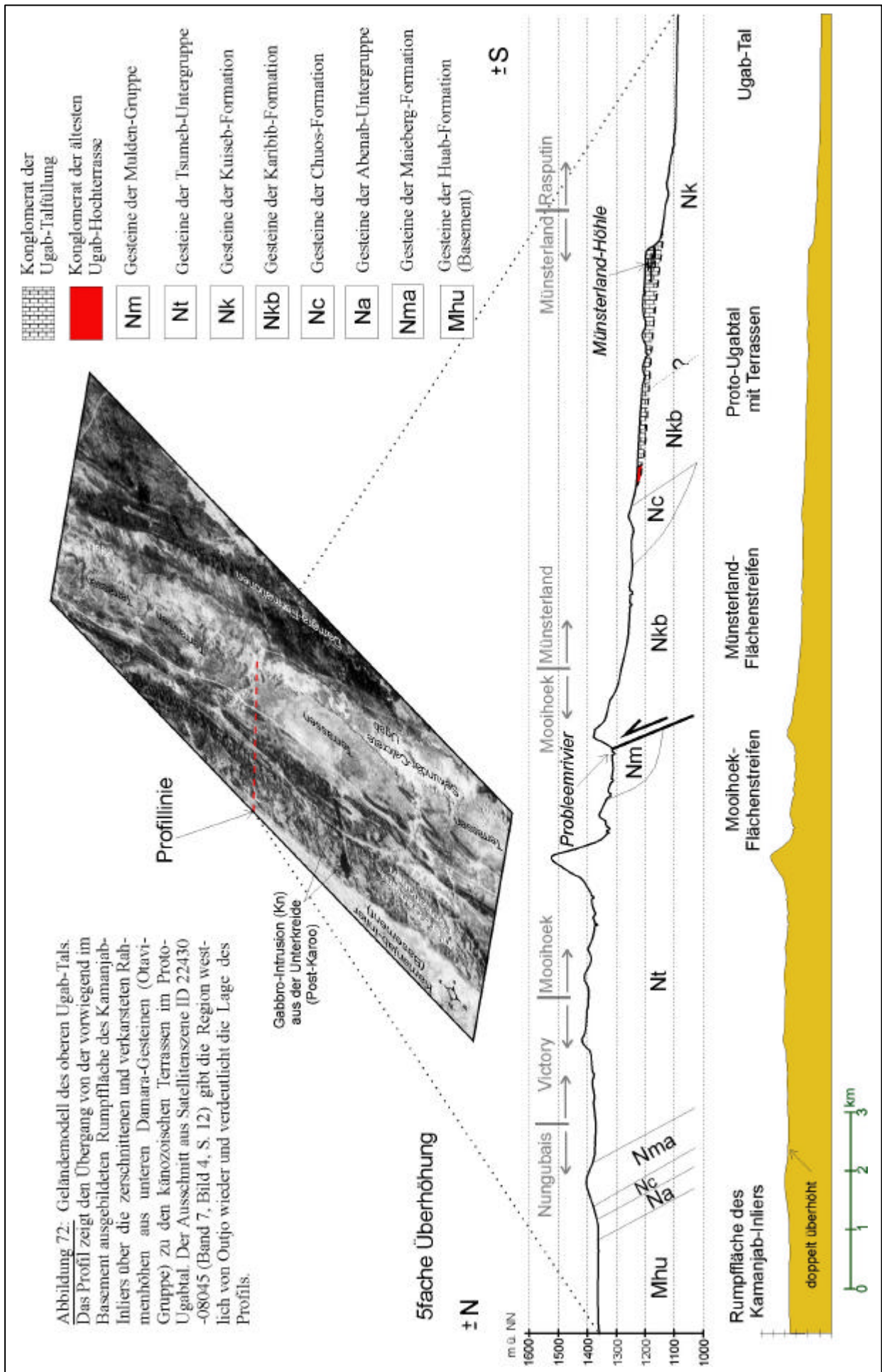
Die in Kap. 4.2.1 dargestellten Rumpfflächen der Namib, Prä-Namib und der Randstufenlücke werden in Zentral-Namibia durch mehrere, vom Hochlandsscheitel westwärts entwässernde Flußsysteme (Riviere) gegliedert. JACOBSON et al. (1995) beschreiben 12 Einzugsgebiete von größeren Fremdlingsrivieren nördlich von 24°S. Davon entfallen 4, nämlich (von N) Ugab, Omaruru, Swakop-Khan und Kuiseb, in das hier enger untersuchte Gebiet. Nördlich an das Ugab-Einzugsgebiet schließen sich die Flußsysteme des Huab und Hoanib an, die ebenfalls häufig begangen wurden. Uniab und Koigab greifen dagegen nicht weit in die Randstufenregion oder das Prä-Namib-Hinterland ein und wurden von der Betrachtung ausgenommen. Südlich des Kuiseb-Gaub-Systems erreichen Tsondab, Tsams und Tsauchab heute nicht mehr oberirdisch den Hauptvorfluter (Atlantischer Ozean). Sie sind durch Dünenfelder blockiert und enden in Vleis (Kap. 4.2.1.8) ca. 60-100 km vor der Küste. Der Tsams wird als ehemaliger Nebenfluß des Tsauchab angesehen.

Da die Fremdlingsriviere bis in Küstennähe tief in die Namib-Fläche eingeschnitten sind, die autochthonen Namib-Riviere mit der Einschneidung vielfach nicht schritthalten konnten und das Gesamtgefälle zum Hauptvorfluter sehr groß ist (\emptyset 1 %), werden weite Bereiche der Flächen-Namib nicht durch die großen Riviere drainiert, sondern durch westwärtige Entwässerungssysteme in ehemaligen Spülmulden (Kap. 4.2.1.1 und 4.2.1.4). Das größte dieser autochthonen Systeme bildet der Tumas (Karte 24) zwischen Swakop und Kuiseb. Nach den morphotektonischen Aufnahmen von SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 120f) weist dessen Wasserscheide zum Swakop in der Höhe der Khanmündung und des Swakopbogens westlich der Witpoortberge jedoch markante Eintiefungen auf. Sie deuten darauf hin, daß der Tumas von einer Flußumlenkung betroffen war und ehemals den Unterlauf des Paläo-Swakop gebildet hat. Deswegen wird er im Rahmen dieses Kapitels betrachtet.

Ugab

Mit einer Länge von etwa 500 Kilometern greift der Ugab von den hier genannten Rivieren am weitesten in das Hinterland ein. Sein Einzugsgebiet umfaßt nach JACOBSON et al. (1995: 15) ca. 28.400 km². In seinem Oberlauf bündelt er die im Veld kaum feststellbaren Entwässerungslinien der Aiamsvlakte, südwestlich von Otavi. Dabei handelt es sich um die Pfannenfläche des Hochlandsscheitels im Karstgebiet (z. B. Karidabis-Doline, Kap. 4.2.1.8), wo subterranner Abfluß vorherrscht. Erste deutliche Talformen mit Eintiefung in die Kalkkruste treten ungefähr ab der Farmgrenze Nai-

daus-Süd/Klein Huis (19°52'10"S, 16°42'20"E) auf, ehe von Klein Huis/Meyerton bis Farm Ekotoweni die stark saprolitisierten Basement- (Huab-Paragneise) und die unteren Damara-Serien (Nosib-Gruppe, Karibib-Formation) angefahren werden. Bei Ekotoweni tritt der Ugab mit scharfem Doppelknick in ein altes Breittal ein, dessen nördliche Hochterrassenflanke sich östlich bis Farm Lazy Spade im Gelände verfolgen läßt. In diesem Breittal, in dem der Ugab heute nicht mehr verläuft, sind noch Reste einer carbonatisierten Konglomeratfüllung vorhanden. Der Oberlauf des Breittals ist durch eine flache Wasserscheide vom Mittellauf getrennt, die von einigen kleineren Zuflüssen des Ugab zerschnitten wird (Gamkarab- und Karachab-Rivier). Demnach griff der Ugab nördlich des heutigen Verlaufs über die Wasserscheide hinweg ins südliche Vorland der Otavi-Berge ein. Östlich des von Carbonatkrusten versiegelten Aiams-Pfannenvelds kann sein Verlauf nur vermutet werden. Westlich der angedeuteten Wasserscheide verbreitert sich das Proto-Ugabtal von ca. 5 auf über 15 km, wobei das heutige Rivier sich an den Südrand anlehnt. Die nördliche Hälfte ist ab Farm Dagbreek (ca. 22 km ostnordöstlich von Outjo) mit Konglomeratserien verfüllt (Abb. 72, S. 338). Letztere lassen sich zusammenhängend nach Westen über ca. 80 km bis zu Farm Bertram verfolgen. Noch weiter westlich reichen sie bis in das obere Einzugsgebiet des Aba-Huab. An der Wasserscheide sind sie als Beckenfüllung erhalten. Die Konglomerate haben das Breittal bis weit über 100 m Mächtigkeit aufgefüllt. Die nachfolgende Zerschneidung räumte die Füllung lediglich im Bereich der südlichen Talflanken aus und reicht bis in die chemisch stark vorverwitterten Damara-Gesteine (zumeist Schiefer, Marmor und Quarzite der Kuiseb- und Karibib-Formationen). Reste der Füllung verblieben als Hochterrassen oder charakteristische Mesas (z. B. Vingerklip auf Farm Bertram, Kap. 4.2.2.2). Die Konglomerate sind sehr stark verkarstet, wobei die Lösung nicht nur die carbonatische Matrix (Calcrete und Dolocrete), sondern auch die bis grobblockigen, sehr gut gerundeten Klasten schneidet. Entsprechende Oberflächen gleichen einem groben „Terrazzo“. An exponierten Flächen und Hängen erfolgte eine Auflösung in Absonderungsblöcke und scharfkantige Karrenfelder, welche den Oberflächenabfluß flachen Dellen oder Schlucklöchern zuleiten. Stark verwitterte Bodenrelikte sind jedoch kaum erhalten. *Terrae rossae* wurden auch in Klüften nicht aufgefunden. Es wird daher angenommen, daß es nach der Schüttung der Konglomerate und deren Carbonatisierung nicht mehr zu tiefgründiger Bodenbildung gekommen ist.



Mit der Münsterland-Höhle wurde eine der Karsthohlformen begangen. Dabei handelt es sich nach der Liste von JEUTTER (1999: 155) mit 448 m um eine der längsten Höhlen Namibias. Sie verfügt über eine 80×20 m breite Kammer und vereinigt mehrere große Schlucklöcher auf der Plateaufläche und Austritte in unterschiedlichen Höhen der Kliffwand. Das Hauptniveau mit dem Boden der Halle befindet sich bei ca. 20-22 m unter GOF und zeichnet vermutlich ein ehemaliges Grundwasserniveau vor Ausräumung (eines Großteils) der Talfüllung nach. Ein kurzes, obsequentes Seitental des Ugab, südwestlich des Farmhauses Münsterland, schneidet das gleiche Niveau längsseitig an und bestätigt daher die Assoziation der Hauptverkarstungsphase mit der Existenz einer weitgehend kompletten Talfüllung. Es ist sehr wahrscheinlich, daß die phreatische Verkarstung mit der Phase der Ausräumung und Erniedrigung der Taldrainage durch den Ugab einherging, als der Grundwasserspiegel zum sich einschneidenden Vorfluter herabgezogen wurde.

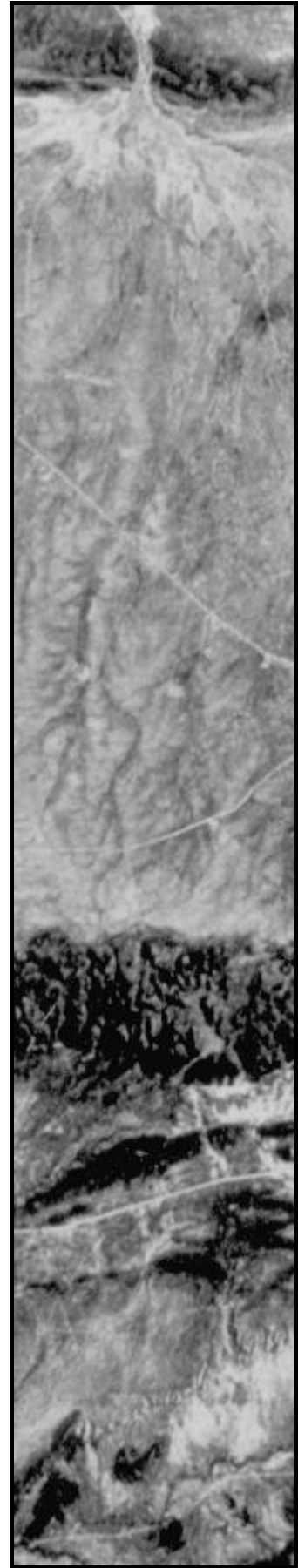
Für diese Interpretation spricht auch die Nord-Süd-Streichrichtung der Höhlen-Haupthalle mit einem Fallen nach Süden zum Ugab hin. Die längsten Gänge der Höhle streichen dagegen senkrecht zur Haupthalle und fallen zum Anschnitt durch das obsequente Rivier (Probleemrivier). Das zeigt, daß sich im Rahmen der Ugab-Einschneidung und Ausräumung der Konglomerate zumindest zeitweise auch die Nebenriviere stark eingeschnitten haben, obwohl diese nur über ein sehr kleines Einzugsgebiet verfügen (Probleemrivier ca. 25 km^2 oberhalb der Terrasse).

Keines der Nebenriviere hat heute noch Anschluß an die Rumpffläche des Kamanjab-Inliers. Daraus ist zu schließen, daß die Einschneidungsphase mit autochthon gegenüber heute sehr erhöhten Niederschlägen einherging und nicht allein von einem evtl. feuchteren Hinterland (z. B. dem Otavi-Bergland) gesteuert wurde. Trotzdem sind einige der Flußlängsprofile solcher obsequenten Nebenflüsse, insbesondere diejenigen mit oberen Einzugsgebieten im Hektarbereich, nicht voll entwickelt. Häufig sind dort Gefällsverteilungen, Wasserfälle und Kolke mit temporären Seen (z. B. auf Farm Münsterland). Der Hauptanteil der Ausräumung ist also dem Ugab selbst zuzuschreiben. Dieser verläuft aber aktuell ca. 5-8 km südlich der Hauptterrassenstufe, deren Fuß von sekundär verbackenem Schutt verhüllt ist. Im Zuge der Einschneidung haben die Nebenriviere (heute stabile) Schwemmfächer in das eingetiefte Vorfluttal geschüttet, die vom Ugab nicht ausgeräumt wurden. Stattdessen hat der mittlere Ugab, ähnlich wie sein Oberlauf, die Hauptabflußlinien kontinuierlich an den Südrand des alten Breittals verlagert. Dort sind deswegen keine Terrassenreste mehr erhalten (vgl. Karte 29, S. 443).

Die nördlichen Ugab-Seitentäler greifen in der Rahmenhöhe bis auf die Kamanjab-Rumpffläche durch, enthalten aber eine (oberflächliche) Wasserscheide in dem verkarsteten Gebiet (Dolomite der Otavi-Gruppe). Nördlich dieser Wasserscheide entwässern alle Riviere der Rahmenhöhe und der gesamten östlichen Kamanjab-Rumpffläche nach Norden in ein flaches, von Kalkkrusten bedecktes Becken im Bereich der Farmen Holstein, Chaudamas-Süd, Elandspuit, Daverob, Kalk, Logonda, Welgemeend und Tsaus (Becken von Elandspuit). Die Südgrenze dieses Beckens folgt, soweit sie überhaupt im Veld festgelegt werden kann, ungefähr der Pad 2698 zwischen den Farmen Mahlzeit, Keerweder, Prosit und Vesper¹. Der Carbonatgehalt der Beckenböden nimmt nach Norden hin stark zu. Gleichmaßen sind von der nördlichen Rahmenhöhe der Kamanjab-Rumpffläche, welche ebenfalls epigenetische Durchbruchstäler aufweist, carbonatische Feinmaterial-Schwemmfächer nach Süden in das Becken geschüttet worden.

Foto 3: Ausschnitt aus Satellitenszene 5 (S. 12): Süd-Nord-Profil vom Ugabtal über die südliche Rahmenhöhe der Kamanjab-Rumpffläche und die Fläche selbst zur nördlichen Rahmenhöhe (oben). Der linke Bildrand entspricht dem Meridian 15°31'30"E. Die Breite des Ausschnitts beträgt ca. 14 km. Im Süden ist Pad 2752 auf Farm Okay erkennbar, die dem rezenten Ugabtal folgt. Nach Norden folgen die sehr hellen jüngeren Schwemmfächer der Seitenriviere, die bis 80 m hohen Ugab-Terrassen und die Rahmenhöhe mit zwei Flächenstreifen, in denen die Pad C39 (Outjo-Khorixas) verläuft. Die NS-Wasserscheide verläuft innerhalb der Rahmenhöhe und zeichnet eine Hebungsachse nach.

Nahezu die gesamte östliche Kamanjab-Rumpffläche wird nach Norden hin drainiert. Lediglich an der Südwestgrenze der Fläche ist die Wasserscheide von Khairob-Abyssinia erkennbar, westlich der alle Spülmuldentäler über das Soutrivier zum Huab orientiert sind. Nach Norden geht die Rumpffläche in ein flaches Becken über, das sich an die nördliche Rahmenhöhe anlehnt. In dieses Becken wurde von Norden und Süden sedimentiert. Es erfolgte eine Carbonatverkrustung der Reliktböden, Kolluvien und Schwemmfächer, deren Intensität nach Süden hin abnimmt. Der Abfluß durch das Durchbruchstal der nördlichen Rahmenhöhe erfolgt heute nicht mehr nach Süden, sondern nach Norden in ein angrenzendes Becken. Die Nordgrenze des Ausschnitts befindet sich auf Farm Chaudamas.



¹ Der Autor ist für diese Farmnamen nicht verantwortlich.

Der markanteste dieser Schwemmfächer befindet sich südlich des Durchbruchs von Farm Chaudamas und reicht nach Süden bis etwa zur Farmgrenze Elandspuit, nach Südwesten bis über Farm Daverob hinweg auf Farm Kalk (Foto 3, oben). Proben von Straßenbauschurfen auf Farm Chaudamas erbrachten Carbonatgehalte von 78 % und 83 % (gegenüber carbonatarmen Latosolrelikten auf dem Südteil der Rumpffläche). Auf dem auslaufenden Schwemmfächer ist die Oribib-Pfanne entwickelt. Allerdings ist die nach Norden gerichtete Sedimentation in das Becken aktuell auf die direkt angrenzenden Hänge der Rahmenhöhe beschränkt. Das Chaudamas-Durchbruchstal wird heute nicht mehr von Nord nach Süd durchflossen, sondern in umgekehrter Richtung von Süd nach Nord. Dort enden die Drainagelinien in einem ähnlichen Becken (Nubes-Pfanne, Onduri-Pfanne). Die eigenen Schwemmfächer werden aktuell in umgekehrter Richtung ausgeräumt.

Das hier geschilderte Gesamtensemble im Bereich des mittleren Ugab läßt sich landschaftsgenetisch nur durch Annahme einer relativ jungen, grob West-Ost streichenden Hebungsachse erklären, die sich an die südliche Rahmenhöhe der Kamanjab-Rumpffläche anlehnt. Sie bildet gleichzeitig die nördliche Grenze des Proto-Ugabtals (Abb. 73).

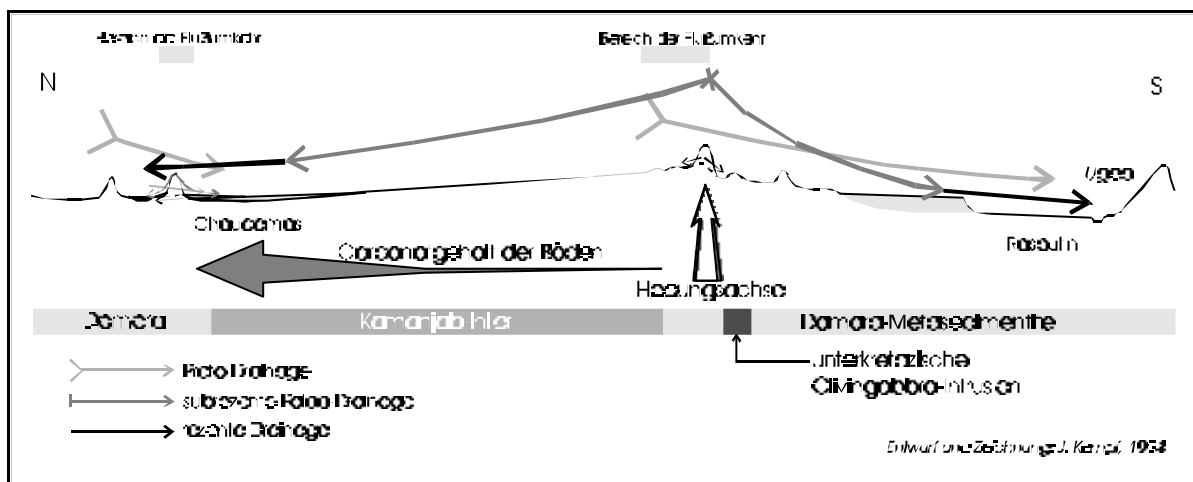


Abbildung 73: Feldskizze zur Tekto- und Landschaftsgenese westlich des Bereichs von Foto 3 (vgl. Abb. 72).

Diese Hebungsachse zeichnet eine alte Dislokation von Damara-Serien im Rahmen der spät-proterozoischen bis post-ordovizischen panafrikanischen Orogenese nach (≈ 620 - 630 MA BP; s. Kap. 7). Die jüngsten überschobenen Metasedimente bilden Gesteine der Mulden-Gruppe (620-630 Ma BP). Anscheinend wurde diese Schwächezone mehrfach reaktiviert, da sie auf den Farmen Wolffsgrund und Gelukspoor von unterkretazischen Olivingabbro-Intrusionen durchschlagen wurde (vgl. auch Abb. 72 und Karte 25). Die Anhebung, welche zu den Flußumkehrungen und zur Südverlagerung des Ugab führte, erfolgte erst nach der letzten Tiefenverwitterungsphase, da die Kalkkrusten


des Elandspits-Beckens Latosolreste und Latosolkolluvien überprägen oder überdecken. Sie erfolgte ebenfalls erst nach der Schüttung und Verbackung der Ugab-Talfüllungen, da diese von den kurzen Seitenrivieren teilweise ausgeräumt wurden (Karte 25). Als grober Zeitrahmen für die Anhebung ist das Endtertiär bis ins Mittelpleistozän anzusetzen.

Die bestätigenden Indizien für die oben angenommene Flußhistorie des Ugab setzen sich nach Westen hin fort. An der Farmgrenze Bertram-Omburo knickt der Ugab nach Südwesten ab und folgt einem ca. 3-5 km breiten Flächenstreifen, ehe er südlich von Orusewa und Moedhou mehrere stark verwitterte Damara-Riedel sowie Sumas-Ignimbrite und Rhyolithe (Naauwpoort-Formation) in engen Tälern durchschneidet und bei Otjindu in das Niveau der Damara-Rumpffläche (hier 800 m ü. NN) mündet. Die sanft zerschnittene, inselbergbesetzte Damaraland-Rumpffläche schneidet syn- bis post-orogene mittel- bis grobkörnige, stark verwitterte und tektonisch belastete Granite und Granodiorite (Salem, Sorris-Sorris), die durch grob Nord-Süd streichende Störungen und Diabasgänge zergliedert werden.

Nördlich des Brandberg tritt der Ugab auf einer Länge von über 55 km erneut in eine altangelegte, epigenetische Talstrecke ein. Sie ist durchgängig als tiefes Kerbtal oder Cañon ausgebildet. Westlich des alten Farmhauses von Farm De Rust ($14^{\circ}35'E$) ist das Ugabtal in häufig wechselnde, senkrecht zum Tal streichende und stark einfallende Bänder von saprolitisierten Quarzglimmerschiefern und Marmoren bis über 200 m tief eingeschnitten. Alle Nebenriviere haben die Fläche in Wüstenschluchten (Gramadullas) zergliedert. Die junge Hebungsachse nördlich des Ugab kann zwischen den Farmen Bertram und Sebrakop (also im Bereich der o. g. Ignimbrite und Rhyolithe) nur vermutet werden, wo das Tal als enge, ca. 100 m tiefe Schlucht ausgebildet ist. Das schwer zugängliche Gelände konnte nicht begangen werden.

Zwischen dem Austritt in die Damara-Rumpffläche bei Otjiundu und De Rust ist das Tal wieder sehr breit angelegt und enthält Relikte niedriger Kalkterrassen. In diesem Bereich kann die nach Süden umgebogene Hebungsachse wieder nachgewiesen werden. So zeigt Abb. 74 (S. 344) einen Profilschnitt entlang des Meridians $14^{\circ}40'E$ zwischen dem Goantagab-Nebenrivier des Ugab und dem Brandberg. mit einem auf ca. 15 km Länge um 2,7 % geneigten flächenhaften Streckhang. Dieser geht mit deutlichem Gefällsknick nach Norden in die hier durch Kalkkrusten versiegelte und mit fossilen Längsdünen besetzte Damara-Haupttrumpffläche über. Daraus geht hervor, daß es sich bei den Streckhängen um eine eigene „Flächengeneration“ handelt. Es ist zu vermuten, daß sich das Flächenniveau der Streckhänge unter über gewisse Zeit hinweg konstantem Hebungsimpuls nach einem Klimawechsel, welcher zu starker Einschneidung geführt hat, auf ein neues Vorflutniveau ein-

gestellt hat, nachdem es erneut zu Tiefenverwitterung förderndem Milieu kam. Gestützt wird diese Überlegung durch die Tatsache, daß sowohl nördlich des Ugab (also im Bereich der Streckhänge), wie auch südlich am sehr steilen Brandberg-Abhang auf einem vergleichbaren Höhengniveau (um 640 m ü. NN) Hangverflachungen auftreten, die westlich des aufgenommenen Profils von Abb. 74 noch deutlicher werden. Daraus ergibt sich ein modellhaftes Verlaufsmuster mit mehreren Komponenten:

- 
1. konstanter spät-känozoischer Hebungsimpuls
 2. Erster Milieuwechsel von Tiefenverwitterung zu Einschneidung (Übergang von Quadrant IV in Richtung von oder zu Quadrant III im Morphomilieu-Arbeitsmodell; abnehmende Ökosystemstabilität, zunehmende Variabilität)
 3. Zweiter Milieuwechsel von Einschneidung zurück zu Tiefenverwitterung (restriktive Flächenweiterbildung?) bei neuem, tieferem Vorflutniveau (also Restabilisierung des Ökosystems im Arbeitsmodell)

Der Hebungsimpuls spiegelt sich dabei auch im Längsprofil des autochthonen Goantagab-Nebenriviers wieder (Abb. 75), das insgesamt leicht konvex gewölbt ist und sich nach dem Abknicken nach Süden zum Ugab hin versteilt. Gleichzeitig zeigt der epigenetische Ugab selbst ein konkaves Längsprofil, das sich erst beim Austritt aus der Randstufenregion in das Namib-Vorland etwas versteilt. Westlich der Randstufenregion hat der Ugab die Namib-Haupttrumpffläche zerschnitten, verläßt aber in Küstennähe sein epigenetisches Kerb- oder Kerbsohlental in ein breites, gering eingetieftes Sohlental mit anastomosierenden Abflußlinien, ehe er innerhalb eines breiten Schwemmbereichs in den Atlantik mündet. Der Schwemmbereich ist dabei vom Ozean durch einen gewöhnlich ca. 200 m breiten Dünenwall getrennt, der aber leicht durchbrochen wird. Im aktuellen Milieu kommt der Ugab etwa alle 6 Jahre bis zum Vorfluter ab (STENGEL 1966: 19).

Omaruru

Südlich an das Einzugsgebiet des Ugab grenzt östlich von 14°57'30"E (Pad 1930) dasjenige des Omaruru auf einer Länge von ca. 190 km bis zum Löwenberg auf Farm Löwenberg. Westlich des o. g. Meridians stoßen Ugab- und Omaruru-Catchments an die autochthonen Namib-Systeme von Capri-Rivier (parallel zum Omaruru auf der Namib-Fläche verlaufend), Strathmore-Rivier, Orwab, Messum und der Goboboseb-Riviere. Östlich des Löwenbergs erfolgt die Drainage über den Omuramba Omatako zum perennierenden Okavango. Die gemeinsame Wasserscheide von Ugab und Omaruru steigt von 983 m ü. NN an Pad 1930 (etwa 20 km nördlich der Nei-Neis-Furt durch den Omaruru) auf 1650 m am Löwenberg an (Abb. 76, S. 345).

Schnitt durch das Ugab- und Goantagab-Tal entlang des Meridians 14°40'E

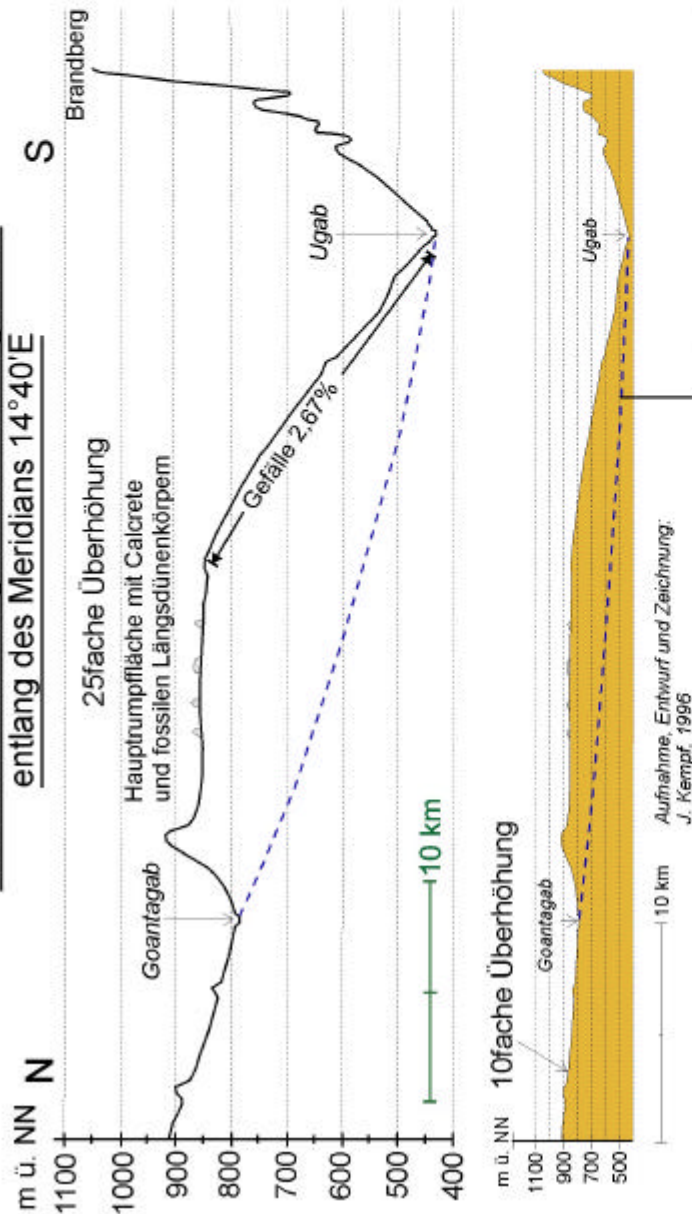


Abbildung 74: Schnitt durch das untere Ugab-Tal und die nördlich angrenzenden Gebiete bis zum Goantagab-Rivier. Nördlich des Ugab sind weit gespannte, bis über 15 km lange Streckhänge im saprolitisierten Granit ausgebildet. Die Haupttrumpffläche ist von Calcrete versiegelt und mit fossilen Längsdünenkörpern besetzt. Im 640 m-Niveau existiert eine Randverbreitung im Streckhang und an den Brandberg-Steilhängen.

Überwiegend Turbidite der Damara-Serie

Nbr : Brak River Formation
 Nam : Nam-Amis River Formation
 Nge : Gemsbok River Formation
 Nzp : Zebrapütz Formation

€gss₂ : Syn- bis post-orogene (kambri-sche) Salem-Granite (grobkörnig)
 Ogss : post-orogene (ordovizische) Sorris-Sorris-Granite (feinkörnig)

Flußlängsprofil des Goantagab (Ugab-Nebenrivier)

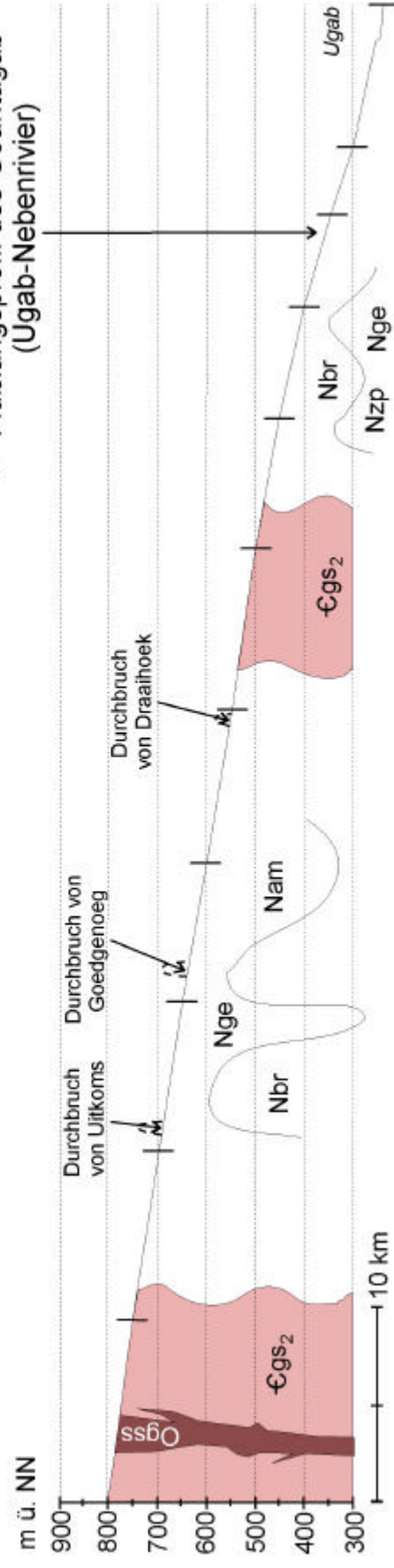


Abbildung 75: Flußlängsprofil des Goantagab-Nebenriviers in 25facher Überhöhung. Die Profilinie ist konvex gewölbt und zum Ugab hin versteilt. Fast steiger stehende, stark verwitterte Turbidit-Serien werden epigenetisch gequert.

Der Anstieg der Rumpffläche beträgt demnach an der Wasserscheide zwischen Omaruru und Ugab im Mittel 0,352 % über den Hochlandsscheitel hinweg, während sie nach Westen um durchschnittlich fast 0,9 % (also etwa das 2,5fache) zum Ozean hin abfällt. Am trigonometrischen Punkt Löwenberg (TPL) treffen in 1650 m Höhe drei große Einzugsgebiete aufeinander, Ugab, Omaruru und Omuramba Omatako. Die Trennlinie zwischen den westwärts fließenden Ugab und Omaruru und dem ostwärts verlaufenden Omatako bildet die kontinentale Hauptwasserscheide (Karte 19, S. 172).

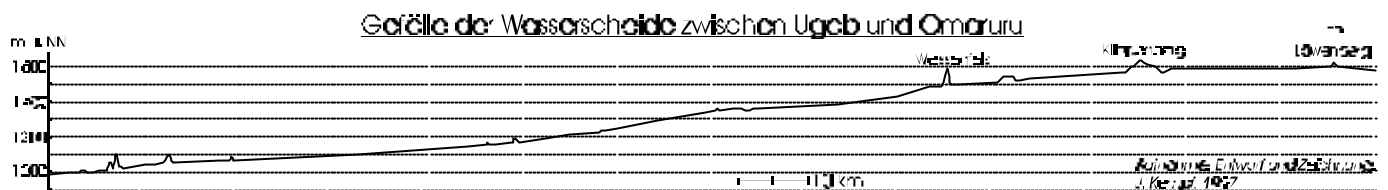


Abbildung 76: Profilinie entlang der Wasserscheide zwischen Ugab- und Omaruru-System (25fach überhöht) von Pad 1930 bis zum Trigonometrischen Punkt Löwenberg (TPL).

Die kürzeste Entfernung zum Vorflutniveau beträgt 257 km bei einem Gesamtgefälle von 0,642 %. Weil die Omaruru-Mündung fast exakt an der Position der kürzesten Entfernung des TPL vom Atlantik liegt (Distanz 258 km) erreicht das Gesamtgefälle des Omaruru nahezu den gleichen Wert (0,64 %). Die Ugab-Mündung ist dagegen ca. 288 km vom TPL entfernt, weswegen dorthin das Gesamtgefälle nur 0,573 % beträgt. Eine sehr geringe Reliefenergie weist der Omuramba Omatako auf: er fällt zu seinem Vorfluter, dem Okavango, in 570 km Entfernung nur um knapp 600 m, also 0,105 %.

Es wäre zu erwarten, daß der Omaruru hier den Kampf um die Wasserscheide gewinnt, da er auf dem kürzest möglichen Weg, mit dem größtmöglichen Gefälle dem Hauptvorfluter zustrebt. Tatsächlich ist dies aber nicht der Fall, da die Nebenriviere des oberen Ugab-Systems ein wesentlich gegenüber dem Omaruru erhöhtes Gefälle haben, nämlich 0,705 % vom TPL über Sandrivier, Yakan-donga und Erundu zum Ugab (95 km entfernt, Abb. 77). Erst der Ugab selbst zeigt ein gleichsinniges Gesamtgefälle von 0,415 % über 236 km hinweg. Berücksichtigt man, daß der Erundu auf seinen letzten 15 km vor der Mündung in den Ugab von der Rumpffläche kommend dessen südliche Rahmenhöhe epigenetisch quert, dabei ein intramontanes Becken mit Kalkkrusten durchfließt (Klein Omburo, Berghof) und ein Gefälle von 0,8% erreicht, so verbleibt für die Omiramba auf der Rumpffläche zwischen TPL und Farm Tiefland noch immer eine Neigung von 0,687 %. Diese ist etwas höher als die der Fläche südlich der Wasserscheide. Dennoch sind die Riviere hier nicht tiefer eingeschnitten als im oberen Omaruru-Catchment.

Der Verlauf der gemeinsamen Wasserscheide zwischen Omaruru und Ugab beginnt bei einer Meereshöhe von ca. 980 m. Nimmt man diese Höhe als Niveau eines hypothetischen Reliefssockels, so zeigt sich, daß exakt in diesem Niveau der Erundu bei 15°43'E in den Ugab mündet. Nahezu der gesamte Mittel- und Unterlauf befindet sich bereits unterhalb dieses Sockels. Am Omaruru wird dieses Reliefsockelniveau dagegen erst bei 15°30'E erreicht (etwa am Ehuuro-Zufluß auf Farm Kawab). Dieser Punkt liegt nordwestlich des Erongo, also nur 20 km vor dem Kulminationsbereich der Rumpffläche, westlich dessen die konvexe Hangunstetigkeit der Namib-Fläche für Gefällswerte bis über 1 % verantwortlich ist (Kap. 4.2, S. 195). Daraus ist zu schließen, daß der Unter- und Mittellauf des Ugab wesentlich stärker oder in anderer Weise tektonisch beeinflusst wurden, als der Omaruru. Nördlich des Brandberg ist bei den Hebungsachsen ein zweiter Streichrichtungsvektor anzunehmen, der eher küstenparallel oder in spitzem Winkel zur Küste verläuft. Auf eine mögliche epirogene Deformation der Rumpfflächen haben vielerorts bereits SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 119ff) hingewiesen.

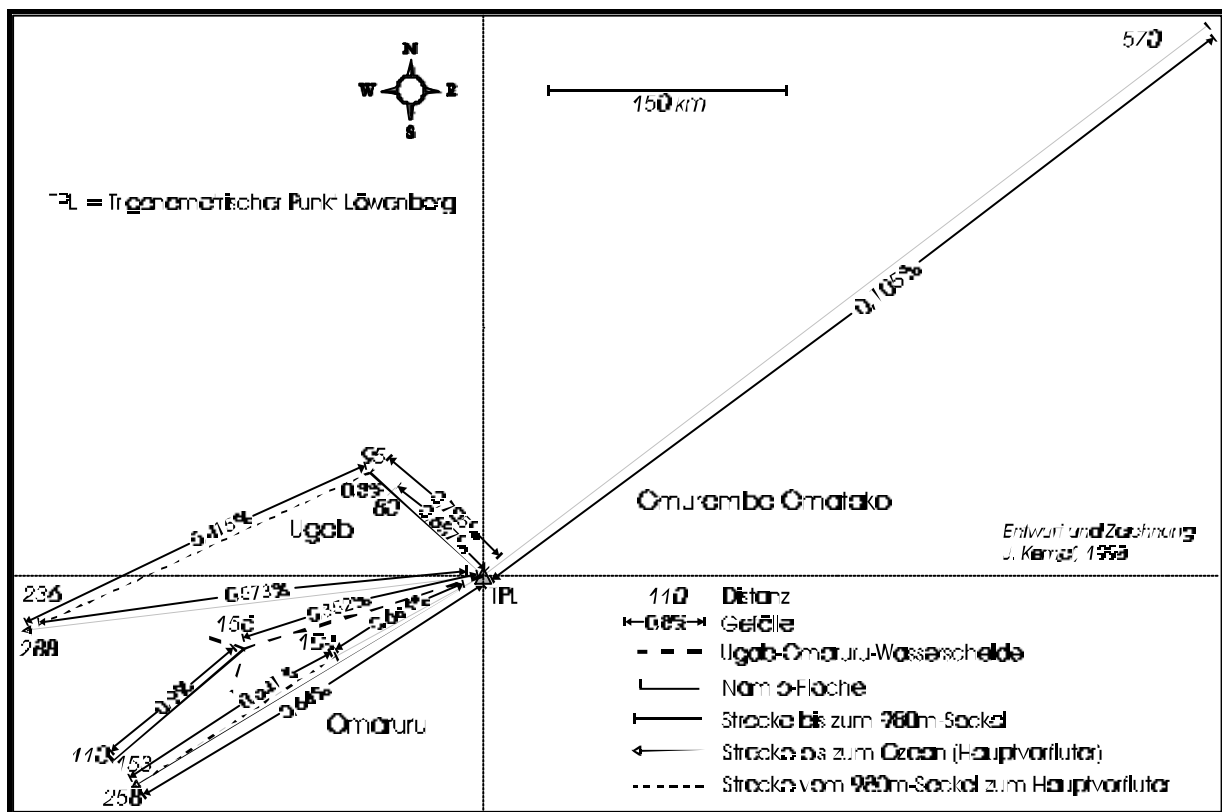


Abbildung 77: Distanz- und Gefälleverhältnis-Diagramm am Trigonometrischen Punkt Löwenberg (TPL), dem Endpunkt der gemeinsamen Wasserscheide zwischen Omaruru- und Ugab-System. Deutlich wird das höhere Gesamtgefälle des Omaruru mit 0,64 % zum Atlantik, gegenüber 0,573 % des Ugab. Durch tektonische Einflüsse fällt aber die Rumpffläche im Bereich des oberen Ugab stärker als am oberen Omaruru, so daß die Wasserscheide südwärts angegangen wird. Die Hebungsachse nördlich des Ugab könnte zusätzlich zu einer tektonischen Verbiegung der existierenden Flächen im Bereich der südlichen Wasserscheide geführt haben. Sowohl Ugab, als auch Omaruru queren tektonische Hindernisse im Mittel- und Unterlauf epigenetisch, sind von älterer Anlage und zeigen im Längsprofil nur wenige Stufen.

Der Omaruru selbst wird im Oberlauf durch den Zusammenfluß eines nördlichen (Okonjati) und eines südlichen (Okaturua) Omuramba gebildet, die beide auf dem Hochlandsscheitel nördlich und südlich des Etjo-Plateaus entspringen. Dabei bildet das Okonjati-Rivier, das die Abflüsse von der TPL-Region sammelt, schon im Oberlauf (wenige km südlich des TPS) das lokale Vorflutniveau als eigentlicher Omaruru-Quellfluß und überquert bei Otjihaenamaparero die Waterberg-Störung. Letztere ist eine post-karoozeitliche (post-gondwanische) Überschiebung, entlang der es zu unterkretazischen, inzwischen bis auf wenige Inselberge (Kopjes, z. B. Okonjati-Berg) eingerumpften Granitintrusionen gekommen ist (z. B. Okaue-Süd, Okonjati, Kubusie). Es kann nicht ausgeschlossen werden, daß das Störungsfeld am Hochlandsscheitel mit der Waterberg-Überschiebung die Vorflutverhältnisse, wie sie in Abb. 77 dargestellt sind, und somit die Neigung der oberkretazischen, im Tertiär weitergebildeten Rumpffläche beeinflußt hat. Das Vorflutniveau nördlich des TPL liegt dagegen noch über 90 km entfernt.

Der Oberlauf des Omaruru bildet den Vorfluter für alle Riviere des Hochlandsscheitels mit seiner Inselberg-Beckenlandschaft (Abb. 46, S. 196) zwischen TPL und dem Becken von Bagbag (Erindi-Fläche). Weiter flußabwärts werden bei zunehmendem Gesamtgefälle der Fläche jedoch die lateralen Zuflüsse (v. a. von Süden) immer kürzer. Erreichen Okoruhave oder Otjimakuru östlich von $16^{\circ}12'$ E noch Längen von über 30 km, so sind es beim Ekohoro, Oturenda oder Waldfrieden-Rivier kaum noch 10 km (ca. $16^{\circ}00'E$). Dort liegt die Khan-Wasserscheide auf der Erindi-Fläche bereits sehr nahe am Omaruru-Tal. Südlich der Omaruru Power Station an der Wilhelmsthal-Pad, fließen alle Riviere (z. B. Okomombonde, Okombatwe oder Osambimbambe²) zum E tiro oder Kanona und damit zum Khan-Swakop-System. Anders als der Ugab, der sein Einzugsgebiet um den Brandberg herum bis weit nach Südosten (z. B. Aikhab- und Uis-Catchment bis Siedlung Zebedeus) und Südwesten (Numas-System) ausgedehnt hat, sitzt der Erongo direkt der Wasserscheide auf. Lediglich seine intramontanen Becken drainieren Großteils zum Omaruru.

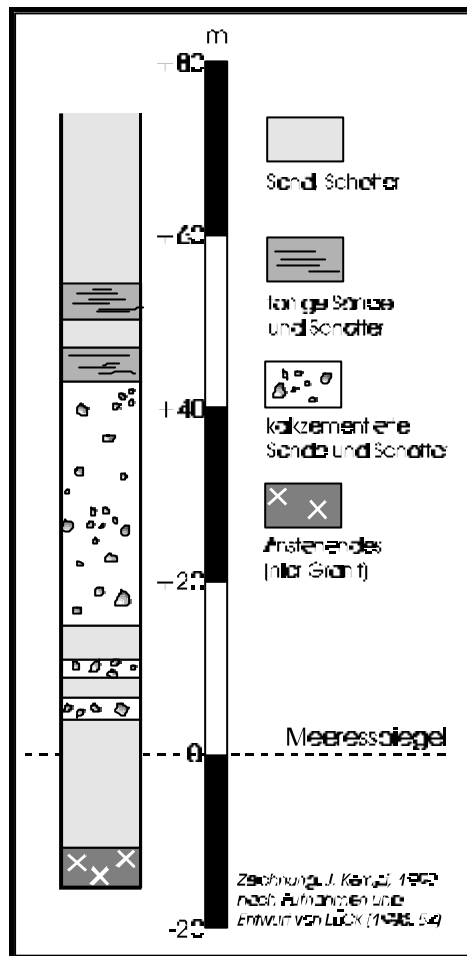
Bis Okombahe ($15^{\circ}23'E$) ist der Omaruru kaum in die Rumpffläche eingetieft. Westlich der Missionsstation tritt er unterhalb des konvexen Kulminationsbereichs der Prä-Namib-Rumpffläche in eine tiefer in Damara-Gesteine eingeschnittene Cañon-Strecke ein, die er erst unterhalb des OMDEL-Damms in Küstennähe wieder verläßt (vgl. LÜCK 1996, 1997a/b). Wie auch am Ugab, Swakop, Khan und Kuiseb, ist diese Cañon-Strecke als Beleg dafür zu werten, daß es während des küstenparallelen Hebungsvorgangs zu Milieuwechseln kam, die eine Einschneidung begünstigt haben. Im

² bzgl. der Flußnamen gilt Anmerkung 1, S. 340

Bereich des flacheren, oberen Einzugsgebiets zwischen Okombahe und Omburo war diese Einschneidung schwächer und wurde durch anschließende Streckhangbildung auf das neue Vorflutniveau hin ausgeglichen. Aber auch im Bereich der Cañon-Strecke gibt es einige Lokalitäten, an denen nach einer ersten Einschneidungsphase ein flächenhafter Streckhang mit leichtem konvexen Hangknick (am Rumpfflächenansatz) zu einem tieferen Vorflutniveau hinführt, z. B. bei Lêwater (*locus typicus* 21°38'04"S, 14°50'49" E; Abb. 86+102 bei LÜCK 1996: 129+142). Die über 2% geneigten Streckhänge sind ausnahmslos in stark saprolitisierten Damara-Gesteinen ausgebildet und von Latosolrelikten oder deren Kollivien überdeckt. Profil NA02 (im Anhang) stammt vom oberen Streckhangabschnitt einer ähnlichen Lokalität (Tafel 9, Foto 6; *locus typicus* 21°34'23"S, 14°50'49"E). Bei Nei-Neis zeigt sich ein ähnlicher Formenschatz (Tafel 6, Satellitenfoto 2).

Innerhalb des Cañons sind keine Feinmaterial- oder Schotterterrassen erhalten und Felsterrassen nur selten eindeutig ansprechbar (z. B. beim Pegel Henties Monument am unteren Omaruru). Stattdessen zeigt das aktuelle Tal Akkumulationstendenz mit sandigen Alluvionen, denn an zahlreichen Stellen „ertrinkt“ das Mikrorelief der Unterhänge (z. B. Tafonis, Alveolen etc.) im rezenten Alluvium (vgl. LÜCK 1996: 111ff, Abb. 65, 71+72). Möglicherweise wurden vorhandene Terrassen verschüttet. Der küstennahe Unterlauf, der heute durch den OMDEL-Damm am Austritt aus der Cañon-Strecke vom Oberflächenabfluß abgeschnitten ist, mündet in einen weit ausladenden Schwemmfächer. Dieser ist bis zur Mündung der Hauptabflußlinie in den Atlantik zerschnitten und durchtrennt damit alle Prä-Walvis-Küstenterrassen. LÜCK (1996: 127) hat festgestellt, daß sich terrestrisch verfüllte, alte Drainagelinien im Küstenbereich noch bis 50 m unter dem aktuellen Niedrigwasserbett nachweisen lassen. Unter Berücksichtigung der aktuellen Gefällesituation der Rumpffläche ließe sich so auf eine Westverschiebung der Küstenlinie um etwa 15-20 km zur Zeit der tiefsten Einschneidung schließen. Da keine diesbezüglichen Untersuchungen vom küstennahen Schelf vorliegen, kann der Zeitrahmen für diese älteste Einschneidung nur annäherungsweise nach oben eingegrenzt werden: der *terminus ante quam* dürfte zur Zeit der Post-Rooikop-Regression liegen, möglicherweise aber auch noch ins Endtertiär reichen, da offenbar mehrere Generationen von Zerschneidung und Verfüllung unterschieden werden können.

Nach LÜCK (1996: 53) schwankt die Gesamtmächtigkeit der sedimentären Überdeckung der Haupttrumpffläche sowie der darin eingetieften Paläo-Drainagelinien im Schwemmbereich zwischen 50 und 120 m. Hierbei sind bis zu drei Kalkkrustengenerationen (fossile Oberflächen) über carbonatisierten Schottern und Sanden enthalten (z. B. Profil V bei LÜCK 1996: 54). Dies deutet auf einen Schwemmfächeraufbau hin, der mit pleistozänen Klimaschwankungen korrelieren könnte (Abb. 78).



Außerhalb des Schwemmfächerbereichs gehen die sedimentären Calcrete-Zwischenschichten in polygenetische Oberflächenkrusten über. Auch das stark verwitterte Anstehende ist regolithisch aufgekalkt, wie am Anschnitt durch das Omaruru-Tal sehr deutlich wird (vgl. auch Abb. 20 bei LÜCK 1996: 48, saprolitisierter Granatamphibolit mit Regolith-Calcrete unter kalzifizierten Flußsedimenten).

Nördlich von Hentiesbaai wurden selbst die hangenden Sedimentpakete noch durch eine Störung verworfen (LÜCK 1996: 127, Profil VII). LÜCK (1996: 66) vermutet eine tektonogenetisch induzierte südwardige Flußbettverlagerung am unteren Omaruru, in deren Verlauf sich der Fluß dem Klufnmuster folgend in das (saprolitisierte) Basement (hier: Damara) eingeschnitten hat.

Abbildung 78: Stratigraphie der sedimentären Überdeckung des Anstehenden im Schwemmbereich des unteren Omaruru mit drei Kalzifizierungsphasen nach LÜCK (1996: 54).

Ursächlich für diese tektonischen Bewegungen sieht LÜCK (1996: 66f) die durch Feinnivellierung nachgewiesene Aktivität im Bereich der Brandbergintrusion nördlich des Omaruru. Tatsächlich streicht ja eine Hebungsachse vom Brandberg ausgehend auch in nordöstliche Richtung (s. Ugab). Als Beleg nennt LÜCK (1996: 67) reliktsche Alluvionen eines Proto-Omaruru, die sich als gips- und kalkverkrusteter Schwemmbereich parallel nördlich des Omaruru bis 120 km ins Hinterland erstrecken. Dieser Schwemmbereich wird heute vom Capri-Rivier zum Atlantik drainiert und trägt teilweise gut entwickelte, rote, feinmaterialreiche Reliktböden, die wiederum postgenetisch aufgeminneralisiert wurden. Das deutet auf ein gewisses Alter dieser Böden hin. Nahe den auf dem Schwemmbereich befindlichen lokalen Wasserscheiden sind diese Böden von einem dichten Pflaster gerundeter Milchquarze (vermutlich transportierte Damara-Gangquarze) bedeckt, die innerhalb des Bodens nur selten auftreten.

Angeschnitten wird der Alluvialbereich des unteren Proto-Omaruru durch die Streckhangbildung, die zu einer scharfen, im Satellitenbild deutlich erkennbaren Wasserscheide geführt haben (Tafel 6, Foto 1). Diese Wasserscheide reflektiert durch die dichte Milchquarzbedeckung in fast allen Spektral-

bändern sehr stark (hell). Aus der Satellitenszene werden auch die Neigungsunterschiede beiderseits der Wasserscheide deutlich: der Schwemmbereich als Dachfläche ist konform zur Namib-Fläche um ca. 0,9-1,2 % zur Küste hin (SW) geneigt; die Streckhänge neigen sich aber mit 1,9-2,0 % nach SE zum Omaruru hin (z. B. von der Wasserscheide 3 km östlich des ehemaligen Uis-Segelflugplatzes zum Vorfluter 5 km unterhalb von Nei-Neis). Eine Zerschneidung der Schwemmfächer-Dachfläche erfolgte nicht. Die nur wenige Zentimeter tiefen Spülrinnen sind selbst im Gelände kaum auszumachen. Erst in dezidiert verarbeiteten Landsat-5-Satellitenbildern (z. B. Kanäle 5-3-1 = RGB, kontrastverstärkt) werden sie sichtbar (Tafel 6, Fotos 1+2; Szene 11 auf S. 13). Die stärker geneigten Streckhänge zum Omaruru hin sind dagegen bis weit in den Saprolit zerschnitten, ehemalige Terrassenkörper zu Relikten aufgelöst (vgl. auch Abb. 86-88 bei LÜCK 1996: 129f; dort auch Nennung der Typlokalitäten).

Im wesentlichen ist aus diesen Punkten die gleiche Reliefgenese, wie am Ugab ableitbar, wenn die jeweilige spezifische tektonogenetische Situation berücksichtigt wird:

1. spät-känozoischer Hebungsimpuls im Bereich des Brandberg
2. Milieuwechsel von Tiefenverwitterung zu Einschneidung; dabei Schüttung eines Proto-Omaruru-Schwemmbereichs, anschließend Kalzifizierung
3. Erneuter Milieuwechsel von Einschneidung zurück zu (restriktiverer) Tiefenverwitterung mit Bodenbildung auf dem Proto-Omaruru-Schwemmbereich und Ausbildung von flächenhaften Streckhängen, die auf das neue (tiefere) Vorflutniveau eingestellt waren
4. Zerschneidung der Streckhänge und Terrassenniveaus sowie flächenhafte Kappung der Böden auf der Dachfläche
5. Mehrere Milieuwechsel mit Schüttung der jüngeren Schwemmfächer und deren Carbonatisierung; gleichzeitig Aufmineralisierung der Reliktböden.

Es ist sehr wahrscheinlich, daß die unter den Punkten 4 und 5 genannten Modellkomponenten sich in pleistozäne Reliefgenerationen aufgliedern lassen. Wie am Ugab, kann jedoch die Dauer der spät-känozoischen Hebung nicht genau eingegrenzt werden. Da aber auch jüngere, möglicherweise schon spätquartäre Sedimente bei Hentiesbaai anscheinend verworfen wurden, ist bis weit ins Pleistozän hinein von zumindest schwacher tektonischer Aktivität im Bereich des Brandberg auszugehen. Auch die Parallelität zu den Hanggenerationen am Ugab und die Existenz von carbonatisierten Schwemmsedimenten läßt auf Änderungen von groß-klimatischen Verhältnissen schließen.

Khan

Das Khan-Rivier ist mit einer Länge von ca. 280 km und einem Catchment von 8750 km² (STENGEL 1964: 8) der größte nördliche Nebenfluß des Swakop. Er sammelt die Omiramba der schwach geneigten Erindi-Fläche (Abb. 46, S. 196) zwischen Hochlandsscheitel und Erongo. Sein Einzugsgebiet reicht östlich des Erongo im Norden bis unter 10 km an den Omaruru heran und am Hochlandsscheitel bis in das Becken von Bagbag. Das extrem schwache Gefälle im Kulminationsbereich zeigt sich in der Tatsache, daß die Wasserscheide zum Omaruru und zum oberen Omuramba Omatako von zahlreichen Pfannen besetzt ist (Kap. 4.2.1.8).

Die Orientierung der Omiramba und der östlichen Pfannenzuläufe auf der Omatakofläche (östlich des Hochlandsscheitels) zwischen Omatakobergen und Ombotzu legt die Vermutung nahe, daß das Catchment des Khan ehemals weiter nach Osten reichte als heute - und zwar v. a. über den knapp 1500 m hohen Flächenpaß von Okarumateru mit dem Omuramba Okanamungo. Dort liegt die rezente kontinentale Hauptwasserscheide etwa 50 m tiefer als an allen anderen Strecken des Scheitels. Am Hochlandsscheitel selbst ist der Kulminationspunkt einer Wölbung anzunehmen, die alle östlichen Zuflüsse abschnitt und in dem fast gefällslosen Bereich ausgedehnte Wannern entstehen ließ. Die Okarumateru-Pfanne (Kap. 4.2.1.8) liegt in der größten dieser Hohlformen und markiert den tiefsten Punkt des Flächenpasses.

Die Südgrenze des oberen Einzugsgebiets liegt direkt an der Khanquelle auf Farm Okombahe (ca. 9 km nördlich der Bahnstation Francois), ist besetzt von einer Inselbergkette (z. B. Kamelberg) und zieht sich westwärts über die Farmen Wilhelmsthal und Johann-Albrechtshöhe. Anschließend wird sie ungefähr nachgezeichnet durch die Nationalstraße B2 zwischen Vogelsang und Karibib. Westlich von Karibib knickt sie nach Südwesten ab und folgt den Gamgamichab- und Chuos-Bergen.

Das Längsprofil des Khan zeigt im Oberlauf von Felseneck bis zum Khan-Posten auf Farm Ameib (Süd-Erongo) ein gleichmäßiges Gefälle von ca. 0,5 % (ähnlich dem Omaruru). Zwischen Usakos und der westlichsten Farm (Vergenoeg) versteilt sich allerdings das Gefälle auf 0,64 % (350 m auf 55 km), ehe es bis zum Erreichen des Vorflutniveaus am Swakop bei Heigamchab wieder auf unter 0,6 % abflacht (vgl. STENGEL 1964: 11 und Abb. 87). Etwa 20 km westlich von Usakos (Region nördlich von Karte 20, S. 214) tritt der Khan - äquivalent zu den anderen Rivieren - in eine Cañon-Strecke ein, die er bis zur Mündung in den Vorfluter nicht mehr verläßt (Tafel 2, Foto 2, Punkt E). Auch hier wird durch die Einschneidung die konvexe Kulmination der umgebenden Rumpffläche ausgeglichen. Der Eintritt in die Cañon-Strecke ist gleichzusetzen mit dem Kulminationspunkt, östlich dessen die Neigung der Rumpffläche bis zum Hochlandsscheitel stark verflacht.

Ähnlich dem Ugab, Omaruru und Swakop (s. u.) ist der Verlauf um die Grenze des Kulminationsbereichs (bei Usakos) gekennzeichnet durch flächenhafte Streckhänge, v. a. an der orographisch rechten Talflanke (Abb. 79).

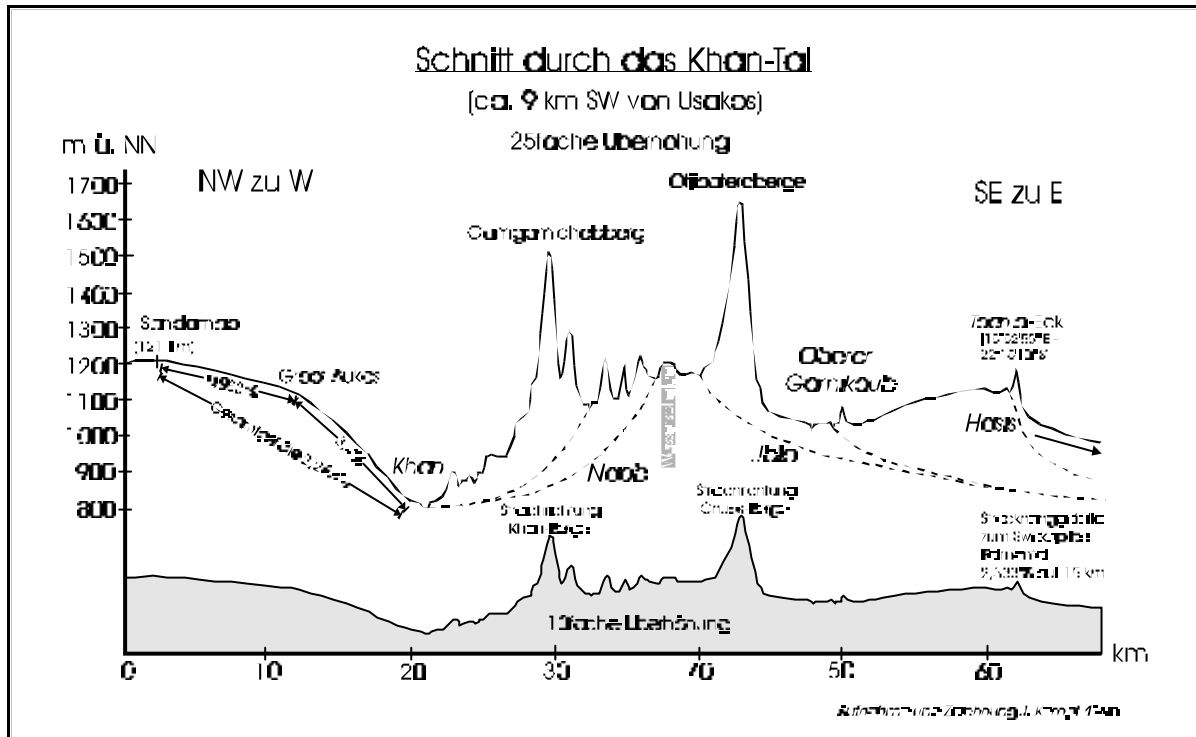


Abbildung 79: Profilschnitt durch das Khan-Tal mit der Khan-Swakop-Wasserscheide, ca. 9 km südwestlich von Usakos. Deutlich erkennbar sind die über 2 % geneigten flächenhaften, mit Inselbergen besetzten Streckhänge an der Nordseite beider Riviere. Die Ähnlichkeit zur in Abb. 74 dargestellten Situation am Ugab und derjenigen am Omaruru ist auffallend und nicht allein tektonisch zu erklären, da sonst von einem gleichen Verbiegungsmuster an allen Rivieren ausgegangen werden müßte. Viel wahrscheinlicher ist, daß sich die Rumpfflächen auf einen, während einer diskreten Milieuphase eingeschnittenen Vorfluter eingestellt haben. Bei den Streckhängen müßte es sich dann um die restriktiv weitergebildete Post-HR-1-Fläche handeln.

Der Situation am Ugab vergleichbar, sind vor dem Eintritt in die Cañon-Strecke am Khan-Lauf Kalkterrassen ausgebildet. Sie finden sich v. a. als Mittelterrassen im Talverlauf unterhalb und oberhalb von Usakos (Farmen Ameib, Kranzberg, Onguati und Daheim). Außerdem sind Hochterrassen in Form einer Beckenfüllung südlich des heutigen Khan-Verlaufs erhalten (Aroab-Becken). Dieses Becken erstreckt sich über eine Länge von ca. 38 km zwischen der Kranzberg-Bahnstation bis zum Okawayo-Rivier in Streichrichtung SW-NE bei einer Neigung von 0,8 % nach SW. Wie an den Ugab-Terrassen sind grobklastische, karbonatische Schotterkonglomerate erhalten - allerdings nicht an der Nord- sondern an der Südflanke.

Im östlichen Bereich sind diese Füllungen durch jüngere, rötliche, lehmig-schluffige bis sandige Kolluvien (Bodensedimente) überdeckt. Sie erreichen in einem Donga-Aufschluß am östlichen Fuß des Dernbergs (nahe der Pad B2) eine Mächtigkeit von über 4 m. Im Liegenden sind aber die

carbonatisierten Füllungen erhalten, die erst weiter westlich oberflächenbildend wirken und bei zunehmender Neigung als Hochterrassen ausstreichen. Alle Füllungen werden von lateralen Zuflüssen zerschnitten und bilden im westlichen Drittel des Beckens mit über 1 % zum Vorfluter hin (Aroab) geneigte Terrassenpulte. Diese Neigung begründete zunächst die Hypothese, es handele sich bei den Konglomeraten um Reste von Schwemmfächern von den nördlichen und südlichen Rahmenhöhen des Beckens (Abb. 80). Allerdings setzen diese Schwemmfächer nicht immer an den Talausgängen der Rahmenhöhen an, sondern auch unmittelbar zwischen den Seitentälern (bei gleichbleibender, überwiegend gut gerundeter fluvialer Fazies). Teilweise wurden sogar niedrige Bereiche der Rahmenhöhe überdeckt, wie auf Farm Navachab (*locus typicus* 21°58'11"S, 15°43'05"E) und Farm Kranzberg-Süd (21°59' 10"S, 15°14'20"E). Daher ist anzunehmen, daß die carbonatisierte Beckenfüllung dominant nicht als Schwemmfächer aus Richtung der lateralen Rahmenhöhen anzusprechen sind, sondern als allochthone Füllung eines ehemaligen Breittals, ähnlich wie am mittleren Ugab.



Abbildung 80: Profilschnitt durch das Aroab-Becken und das Khan-Tal östlich von Usakos (Farm Kranzberg). Der Aroab, der das Becken entwässert, ist angelehnt an die nördliche Rahmenhöhe des Beckens. Die Beckenfüllung ist von der Südlichen Rahmenhöhe zum Aroab hin abgedacht. Die lateralen Zuflüsse zerschneiden die Hochterrassen, die weiter östlich von Bodensedimenten überdeckt sind. Zu vermuten ist eine leichte Hebungstendenz südlich der südlichen Rahmenhöhen.

Für einen hypothetischen Verursacher dieser Terrassenfüllung kommt nur der Proto-Khan in Betracht, der heute allerdings nördlich des Beckens nach Westen auf den Erongo zuläuft und sich auf Farm Onguati mit dem Ondorunguyu-Rivier vereinigt. Das würde aber die Hypothese einer spät-känozoischen Nord-Verlagerung des Khan implizieren, wofür allenfalls tektonische Ursachen in Gestalt einer Hebung südlich der südlichen Rahmenhöhe (Streichrichtung Eselskuppen - Dernberg – Okawayoberg) in Frage kämen. Da die Abdachung der Terrassenpulte zum Vorfluter (Aroab-Rivier) nur um 0,2 % höher ist, als die Gesamtabdachung des Beckens zur Namib hin (s. o.), ist entweder von einer sehr geringen Hebung, oder aber von einer sehr weit südlich (etwa im Bereich des Khomas-Hochlands) verlaufenden Hebungssachse auszugehen. Folgende Indizien unterstützen die Hypothese einer Flußverlagerung am Khan:

1. Die rezente Hauptdrainagelinie, welche das angesprochene Becken entwässert, der Aroab, verläuft nicht im Zentrum des Beckens, wo eigentlich das Beckentiefste zu erwarten wäre, sondern äquivalent zum mittleren Ugab an die (hier nördliche) Rahmenhöhe angelehnt.
2. Der Aroab weist kein Einzugsgebiet auf, aus dem die Schotter der Konglomerate stammen könnten. Sein Ursprung liegt vielmehr auf einer sehr flachen Wasserscheide, deren östlicher Teil kaum merklich ins Khan-Tal übergeht. Er ist deshalb als genetisch jünger anzusprechen als die Terrassen, welche er ausräumt.
3. Parallel zu dieser Wasserscheide verläuft das Okawayo-Rivier, das die Rahmenhöhe epigenetisch durchschnitten hat und in stumpfem Winkel in den Khan mündet. Es hat die nordöstlichen Bereiche der Beckenfüllung weitgehend ausgeräumt. Auf Farm Doppelberg, östlich des Okawayo, sind aber noch geringe Reste erhalten.
4. Die lateralen Riviere (z. B. Kachab, Gairakarus, Habis- und Navachab-Rivier) haben ein relativ kleines Einzugsgebiet und queren die Rahmenhöhe epigenetisch. Ihr Ursprung liegt auf der Habis-Fläche, welche die Swakop-Khan-Wasserscheide südlich von Karibib markiert. Sie kommen daher kaum in größerem Maße für den Schottertransport in Frage.
5. Die lateralen Riviere queren die südliche Rahmenhöhe des Aroab-Beckens heute senkrecht oder zumindest in stumpfem Winkel. Außerhalb des Beckens gibt es aber mehrere Abflußlinien, die spitzwinklig auf die Durchbrüche zulaufen. So verläuft z. B. ein anscheinend reliktsches Bett des Okawayo-Riviers südlich der Rahmenhöhe (parallel zu Pad 1941 im Südteil der Farm Okawayo) von der Okawayo-Wasserscheide westwärts, passiert einen Durchbruch durch die Rahmenhöhe (Flächenpaß) orographisch links (also ohne ihn zu queren) und endet am nächsten südwärtigen Durchbruch oberhalb einer kleinen Terrassenstufe des ehemaligen Durchbruchstälchens. In einigen Dekametern Entfernung setzt es unterhalb der Stufe und dann innerhalb des Beckens wieder ein, fließt dort aber nach Nordwesten in Richtung des Flughafens Karibib. Dort fächert es sich im ehemaligen Beckentiefsten (am Südwestende der Landebahn) auf und kann im Gelände nicht weiter verfolgt werden. Es ist daraus zu schließen, daß die südliche Rahmenhöhe heute morphologisch höher liegt, als zu der Zeit, in der die Drainage im Zentrum des Beckens lag und die Durchbrüche durch die Rahmenhöhe geschaffen wurden. Das gleiche Muster ist an den weiter südwestlich gelegenen Querungen zu beobachten.
6. Alle Riviere, die das Becken zum Aroab hin senkrecht durchfließen, zeigen im ehemaligen Beckentiefsten markante Laufveränderungen, indem sie von nordwestlicher in südwestliche Richtung (also der Streichrichtung des Beckens und der ehemaligen Drainage umknicken, dann aber nach

kurzem Verlauf wieder nach Nordwesten zum heutigen Vorfluter streben. Die Isohypsen der topographischen Karten zeigen den gleichen Knick. Das ehemalige Beckentiefste läßt sich so genau festlegen - es folgt exakt der doppelten Landebahn des Flughafens Karibib nach Südwesten. In nordöstlicher Verlängerung führt es zu einer Stelle auf Farm Otjimbojo-West (an der Grenze zu Nooitgedag), an welcher der Khanlauf etwas verengt und tiefer eingeschnitten ist, als weiter flußaufwärts. Das deutet darauf hin, daß die schwache tektonische Anhebung im Süden in Verbindung mit der Einschneidung des Khan das Aroab-Becken vom Zustrom abgeschnitten hat. Aus diesen Beobachtungen 1-6 kann mit hoher Wahrscheinlichkeit abgeleitet werden, daß der Proto-Khan - äquivalent zum Ugab - für die Schüttung der Hochterrassen im heutigen Aroab-Becken verantwortlich zeichnet. Der Aroab ist dagegen ein vom oberen Einzugsgebiet abgeschnittener, an die Nordgrenze des Beckens verlagertes Rest-Arm des Khan. Der Khan selbst bildet nach der Einschneidung heute den Vorfluter für diesen Rest-Arm. Dies kommt in dem nicht vollständig entwickelten Längsprofil des Aroab (Abb. 81) zum Ausdruck, das demjenigen des Goantagab (Abb. 75) vergleichbar ist.

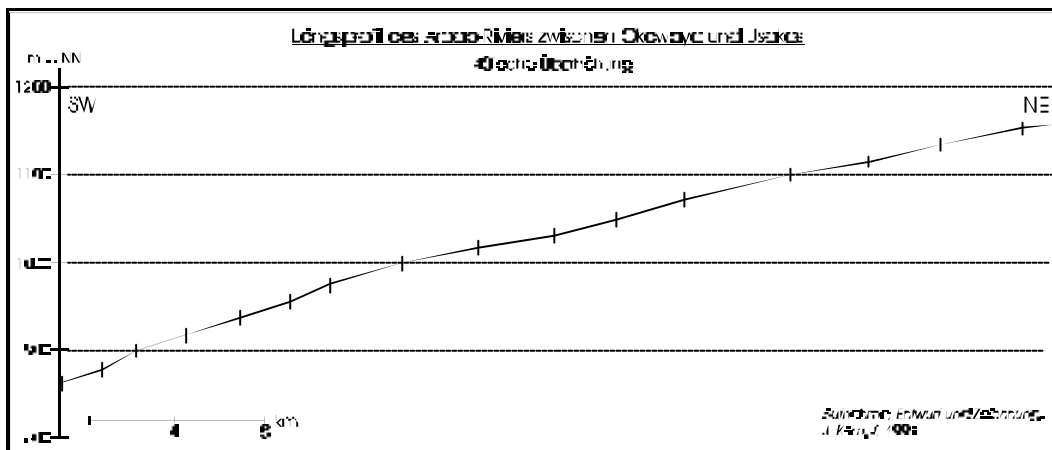


Abbildung 81: Flußlängsprofil des Aroab zwischen Okawayo und Usakos. Deutlich wird die Versteilung zum Vorfluter (Khan) hin und das insgesamt konvexe Profil, das als Folge des Abschneidens vom Oberlauf bei fortdauernder Anhebung zu werten ist.

Das Alter der Proto-Khan-Sedimente gibt demnach einen Anhaltspunkt für die Bestimmung eines *terminus post quem* der Anhebung. Wesentliche Teile der Schotterterrassen wurden sicherlich vor dem entscheidenden Hebungsimpuls abgelagert. Auch hier herrscht Übereinstimmung mit der festgestellten Situation am Ugab. Den anscheinend jüngeren Kalkterrassen an der Nordseite des unteren Aroab (z. B. am Kleinen Rooiberg) und am Khan bei Onguati und Ameib scheint allenthalben der Charakter einer Mittelterrasse zuzukommen. Sie können durch Artefakte und Fossilien eindeutig ins Spätpleistozän eingeordnet werden (Kap. 6).