

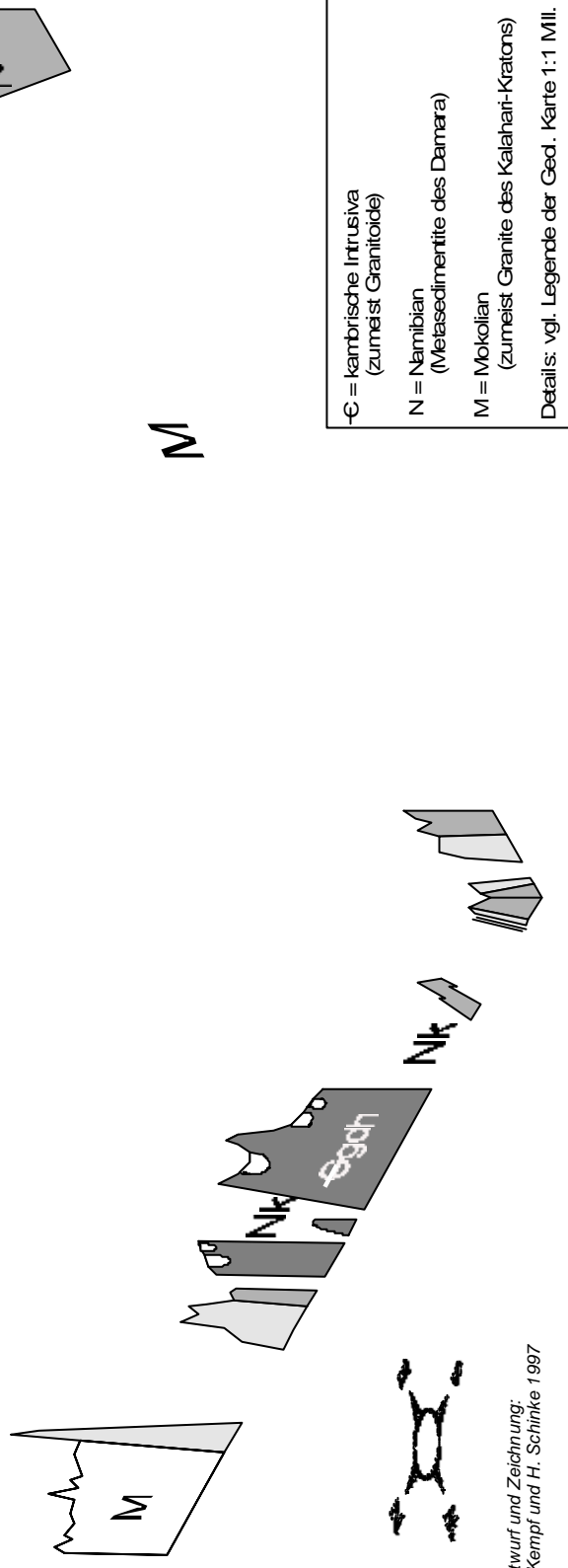
4.3. Escarpment und Hochlandsflächen

Nachdem in Kap. 4.2. sowohl die Aspekte der Abtragung im Rumpfflächenrelief der Namib und der fluvialen Akkumulation im Randstufen- und Nicht-Randstufen-Vorland ausführlich beleuchtet wurden, soll hier auf die korrelierten Abtragungsbereiche des zentralnamibischen Hochlands eingegangen werden. Dieses mit seinen Aufsitzerinselbergen bis über 2400 m ü. Meereshöhe (Gamsberg 2347 m, Moltkeblick am Hochlandsscheitel der Auasberge 2479 m) erreichende Hochland (Abb. 107) ist von der Vorlandfläche der Namib durch eine 500-600 m, am Gamsberg über 900 m hohe Stufe abgesetzt. Der steilste Teil findet sich vermutlich auf Farm Piccadilly, wo die Stufenbasis auf rund 3 km Horizontaldistanz um ca. 1050 m zum Gamsberg-Plateau ansteigt (\cong ca. 35 % Neigung). Die Höhe des Traufs liegt im zentralen Teil bei etwa 1750-1800 m Höhe, die Vorlandfläche am Stufenfuß bei uner 1200 m. Nach Norden wird die Stufe etwas niedriger. Daraus ergibt sich eine sehr hohe Reliefenergie. Alle obsequenten Riviere des Escarpments zeigen deshalb sehr steile Gefällskurven und haben hohe Einschneidungskraft.

4.3.1 Verlauf der Randstufe

Der zentralnamibische Teil der Randstufe zwischen südlichem Wendekreis und $22^{\circ}45'S$ bildet im Gegensatz zu Stufenbereichen in Süd-Namibia keine geschlossene, streng \pm Nord-Süd streichende Wand, sondern ist nördlich des Naukluft-Gebirges im Grundriß vielfach zerlappt. Besonders bei Mount Barry und bei Us-Chaibis greifen große Dreiecksbuchten weit nach Osten in das Hochland ein (Kap. 4.2.2.2 und 4.2.2.3). Diese sind assoziiert an tektonisch sehr stark belastete Gesteine (Störzonen, Mylonite, Zerrüttungen). Eine weitergehende Gesteinsbedingtheit der Stufenbasis oder des Stufentraufes scheint - im Gegensatz zu der Annahme von HÜSER (1989, 1991) nicht gegeben zu sein. Nördlich des Tsondab, an den Rantbergen liegt der Anstieg im alten Granit des Kristallin (Sinclair-Sequenz), noch weiter südlich auch in den carbonatischen Überschiebungsdecken der Naukluft und den Nama-Sedimenten. Ab dem Südende der Mount-Barry-Dreiecksbucht, etwa an der Grenze der Farmen Namibgrens und Swartfontein, verläuft er in Gneisen, kristallinen Schiefen und Quarzporphyren. Am Gamsberg schneidet die Stufe die Silcrete-Kappe vertikal ab. Ab dem Norddrittel der Farm Corona an der südwestlichen Gamsbergstufe beginnt die untere Damara-Sequenz mit Chuos-Quarziten und -Mixtiten, Hakosquarzit, Quarzglimmerschiefern etc., ehe nach Norden der breite Block der WSW-ENE streichenden Khomasschiefer von der Stufe meridional geschnitten wurde.

Höhenmodell: Khomas-Hochland



Entwurf und Zeichnung:
J. Kempf und H. Schinke 1997

Abbildung 107: Höhenmodell des Khomas-Hochlands

Der im posttektonischen Donkerhoek-Granit ausgebildete Jagdberg auf Farm Komuanab markiert die nördliche Grenze der Randstufe. Dort knickt sie auf den meisten Übersichtskarten (z. B. in BESLER et al. 1994: 145) nach Osten ab. Dabei ist sie wechselweise in Kuiseb-Schiefern und Donkerhoek-Graniten ausgebildet. Dieser scheinbar ostwärtige Verlauf ist in eine mehrgliedrige Becken-Rahmenhöhen-Landschaft zergliedert, wobei die Becken ebenfalls gesteinsunabhängig angelegt sind (vgl. Davetsaub-Becken bei Otjimbingue oder Keises-Becken in Abb. 85, S. 360). Weiter nach Osten, wo der Swakop nicht so tief eingeschnitten ist, wird die eigentliche Stufe immer mehr zur Rahmenhöhe des Tals, ehe sie östlich von Okahandja ausläuft. In allen Strecken bildet die große Randstufen demnach eine reine Abtragungsform, wie schon ABEL (1955a: 56, 1959a: 259) betont: die geologische Schichtenfolge steht in keinem Zusammenhang mit ihrem Verlauf.

Die komplizierte WSW-ENE streichende Schichtenlage der steil einfallenden Damara-Metamorphite hat dazu geführt, daß im Khomas-Stufenbereich in Phasen der selektiven Erosion bestimmte Gesteine an stärker gestörten oder zerrütteten oder tief saprolitisierten Partien stärker ausgeräumt hat, wodurch eine tief zerschluchtete Zone entstand. Diese wird hier als Randstufen-Zerschneidungszone bezeichnet (s. Tafel 10, Foto 8) und setzt an der Traufkante der Khomas-Fläche mit scharfem Knick an. In ihrer horizontalen Ausdehnung ist sie bis zu 20 km breit. Die Verkarstung (Kap. 4.2.1.7, S. 284f + Abb. 61) und Saprolitisierung (Tafel 9, Foto1) der Gipfflur in der oberen Zerschneidungszone zeigen, daß dieser Traufansatz seit der initialen Stufenbildung um einige Kilometer zurückverlegt und zersägt wurde. Die wenigen Riviere, die heute jedoch von der Fläche nach kurzem obsequentem Lauf in die Zerschneidungszone eindringen, weisen hier einen starken Gefällsknick im Längsprofil auf - teilweise sogar mit Wasserfällen, wie am Isabis-Rivier (vgl. auch ABEL 1955b: 59).

Nördlich des Swakop-Tals existiert etwa zwischen 22°S und 20°S keine geschlossene Randstufe. JAEGER (1923: 20) hat als erster darauf hingewiesen, daß hier eine „Randstufenlücke“ besteht (vgl. Abb. 46, S. 196). Das Relief dieser Rumpffläche wurde hinreichend bereits in Zusammenhang mit der Vorlandfläche in Kap. 4.2.1 beschrieben. Die Gesteinsbasis ist dort sehr vielschichtig und reicht von Kratonresten bis Post-Damara. Nördlich der Randstufenlücke, im nördlichen Damaraland und dem Kaokoveld, setzt wieder eine dort mehrgliedrige Randstufenalandschaft ein, die durch eine treppenartige Abfolge von Schwellen und küstenparallel gestreckten Becken charakterisiert ist. Dort herrschen die in etwa küstenparallel streichenden, sehr stark aufgestellten Damara-Gesteine des Kaokogürtels vor, die diskordant von mehr oder weniger söhligem Karoo-Sedimentiten (Etjo-Sandstein) und -Flutbasalten überlagert werden.

Ein strukturell ähnliches Bild bietet sich in Süd-Namibia. Dort ist das Kristallin von den ebenfalls quasi-söhligen, sehr leicht nach Osten einfallenden Nama-Schichten bedeckt (vgl. KRAPF 1998: 35ff unpubl., STENGEL 2000: 628f) und bildet zunächst durchgängige Stufen, südlich von Bethanien dann ebenfalls eine mehrgliedrige Schwellen-Becken-Stufenlandschaft (vgl. STENGEL 1997: 271-274). Somit können drei grundsätzliche Typen der namibischen Stufenlandschaften unterschieden werden:

1. Randstufe in, im wesentlichen söhlig über dem gekappten Kristallin lagernden Sedimentiten oder Vulkaniten
2. Randstufe in \pm küstensenkrecht streichenden, kompakten, steil einfallenden, präkambrischen Metasedimentiten des „homogen“ wirkenden Khomas-Hochlands
3. Randstufenlücke im Gebiet, in dem präkambrische Damara-Gesteine und Kratonreste durch zahlreiche syn- und post-orogene Intrusionskörper überwiegend zerrüttet und verstellt sind, großräumige Lineamente jedoch nicht vorkommen.

Ungelöst ist allerdings die Frage, welche Prozesse oder Faktoren dazu geführt haben, daß im Fall von Punkt 3. keine Stufe vorhanden ist - warum also die speziell kombinierten Prozeßgefüge von Tektonik und Abtragung, die für die Stufenbildung in weiten Teilen des südlichen Afrika verantwortlich zeichnen, in dieser Region sehr stark in Richtung „Abtragungsdominanz“ verschoben waren. Da klimazonal und damit auch im Morphomilieu zwischen den Gebieten mit Randstufe (südlich des Swakop) und denen ohne (nördlich des selben) keine bedeutenden Unterschiede bestehen und auch keine Indizien vorliegen, daß sie einmal bestanden haben, ist davon auszugehen, daß die Ursache der Randstufenlücke im endogen bestimmten Teil des Formungskreises liegt. Da die „Lücke“ als gut ausgebildete, inselbergarme Rumpffläche besteht (Abb. 121, S. 526), wird angenommen, daß das Morphomilieu zur Zeit der Ausbildung von Stufe und Lücke Rumpfflächenbildung gefördert hat. Die Abtragungsfläche steht in ihrer Form einer Abtragungstufe gegenüber.

ABEL (1959a: 189f) vermutete eine alte Einmuldungszone des Hochlandkörpers, wodurch es nicht zur Ausbildung einer Stufe gekommen sei. Demzufolge konnte die Flächenbildung kontinuierlich durchgreifen, da die Fläche selbst im Känozoikum nicht mehr tektogenetisch zergliedert, sondern lediglich zum Hochlandsscheitel hin leicht aufgewölbt wurde. In den Regionen mit Randstufe muß dagegen der tektonische Impuls so bedeutend gewesen sein, daß sich Störzonen mit Versatzbeträgen formiert haben, als monoklinale Verbiegungen (Flexuren), die im Rahmen des Tieferlegungsmilieus nicht mehr ausgeglichen werden konnten und im nachfolgenden als Abtragungstufe weitergebildet wurden.

Trotz der Tatsache, daß die Stufe in unterschiedlichen Gesteinen ausgebildet ist, sieht HÜSER (1989, 1994: 143 in BESLER et al.) eine „deutliche Gesteinskontrolle“. Seiner Ansicht nach

halten im Norden und Süden Namibias harte Gesteine (Basalte, Quarzite, Konglomerate, Sandsteine) in Toplage die Stufe fest, wogegen die verwitterungsanfälligen Damara-Granite nur die Ausbildung einer „konvex verspannten schiefen Ebene“ zulassen. Der Ausstrich der Gesteine sei dabei tektonisch kontrolliert.

4.3.2 Randstufengene in Zentral-Namibia: ein kurzer Überblick

Die Randstufengene stellt ein in der Literatur bisher ungelöstes Problem dar und wird von unterschiedlichen Schulen unterschiedlich interpretiert. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit können die einzelnen theoretischen Ansätze der Stufenentwicklung nicht ausführlich rekapituliert werden. Es sei in diesem Zusammenhang auf die ausführlichen Arbeiten von JESSEN (1943), OBST & KAYSER (1949), ABEL (1959a), HÜSER (1989, 1991) und SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989) verwiesen. HÜSER in BESLER et al. (1994) gibt einen ausführlichen Literaturüberblick. Einige wichtige Grundlagen sollen aber hier dennoch erwähnt werden, weil sie auch im Rahmen der Genese der Vorlandfläche und der Flächenstockwerke zu berücksichtigen sind.

Das heute vielfach zitierte Konzept der „*New Global Tectonics*“ (vgl. HÜSER 1991) sieht für die Entwicklung des Großreliefs auf dem afrikanischen Kontinent die einzige tektonische „Neoaktivität“ in der Taphrogenese (Grabenbildung) infolge des kretazischen Auseinanderbrechens Gondwanas mit der Aufspreizung des Atlantischen Ozeans. Die Randschultern dieses Taphrogens stellen angeblich die einzige nennenswerte Reliefakzentuierung seit dem Mesozoikum dar. Diese Grabenschultern seien in den heutigen Randstufen repräsentiert. V. a. MARTIN (1976) wendete dieses Konzept für die Deutung der Randstufengene in Namibia an. HÜSER (1991: 33) faßt MARTINs (1976) Erkenntnisse, wie folgt zusammen:

1. Westlich der heutigen Küste soll beim Zerfall Gondwanas ein initiales Riftsystem gelegen haben, dessen östliche Randschulter unter aktivem Vulkanismus mit Effusion von Flutbasalten gehoben wurde.
2. Durch die bis zu 2 km mächtigen Flutbasalte wurde die prä-basaltische Landoberfläche vollständig überdeckt, was zu isostatischen Senkungen geführt haben könnte.
3. Die Position der Randstufe resultiere aus einem dauerhaften ostwärtigen Rücklauf der Randschulter, wobei Basalte und Sedimente in verschiedenen Erosionszyklen ebenso flächenhaft ausgeräumt worden sein sollen, wie das Kristallin.
4. Die durch die Ausräumung entlastete Kruste soll isostatisch gehoben worden sein, so daß der Kontinentalrand zerbrach und exhumierte paläozoische und mesozoische Landoberflächen in unterschiedlich hohe Geländedepositionen gebracht wurden.

Die Konzeption gilt nach HÜSER (1991) als weitgehend anerkannt, aber dennoch umstritten und wirft eine Reihe von Fragen auf, die hier nicht im Einzelnen betrachtet werden können, die aber auch im Anhang zu HÜSER (1991) diskutiert werden.

Zur Diskussion gestellt werden muß v. a. die Frage des „einigen neotektonischen“ Erosionsimpulses im Rahmen der unterkretazischen Taphrogenese, da es durchaus tektogene Indizien gibt, die nicht ursächlich mit dem Taphrogen zusammenhängen müssen, z. B. der oligozäne Vulkanismus an den Auas- (GEVERS 1934a/b, 1965) und Klinghardt-Bergen (Sperrgebiet), die jungen Störungen im Vorland des Kaokovelds sowie die Kuiseb-Hebron-Störung (s. Kap. 4.2.2.1), die rezente Erdbebenaktivität (KORN & MARTIN 1950) und die Reaktivierung alter Störzonen mit geothermaler Aktivität (GEVERS 1933, 1963; GEVERS et al. 1963). Auch die jungen Flußumlenkungen (Kap. 4.2.2) und die Bildung von Trockentälern mit Wasserscheiden, z. B. am Proto-Aap im Hinterland der Khowaribstufe (Damaraland), sprechen eindeutig für ein Weiterlaufen im weitesten Sinne epirogener Prozesse im späten Känozoikum (trotz der angenommenen „Passivität“ des Kontinentalrandes).

Gleiches gilt für die (von HÜSER 1991 kritisch beleuchteten) Rumpfflächenstockwerke, von denen nach SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 122) noch die jüngeren (Haupttrumpffläche und Post-HR-1-Fläche) beträchtliche Verbiegungen erfahren haben sollen. Nach EITEL (1996) „onduliert“ auch die Haupttrumpffläche der Randstufenlücke infolge neotektonischer Prozesse im jüngeren Tertiär. Auch PARTRIDGE & MAUD (1987) gehen von großen Hebungsbeträgen des Kontinents im Pliozän aus. Im Känozoikum sind die Möglichkeiten für neotektonische Reliefimpulse gegeben, die nicht zwingend für einen langdauernden Stufenrücklauf sprechen müssen, ja ihm teilweise sogar widersprechen. Das gilt z. B. für die festgestellte Querwölbung zwischen Kuiseb und Swakop mit der Kappung des Tumas oder die Genese der doppelten, nach Norden und Süden flach auslaufenden Kriess-Stufe.

Auch im Kaokoveld ist ein Stufenrücklauf eher unwahrscheinlich, denn die Stufe(n) ist/sind einerseits in den noch-gondwanischen Etjo- und Etendeka-Gesteinen ausgebildet, andererseits streichen diese Gesteine aber bis weit auf den Schelf aus (MAACK 1963: 255). Dies muß als wichtiges Argument gesehen werden, daß die Post-Gondwana-Grabenschulter mit dem ozeanischen Kontinentalabhang identisch ist. Bestätigt wurde dies u. a. durch die seismischen Untersuchungen von GLADCZENKO et al. (1997), die dort eine 150 km breite „*break-up related rift zone*“ beschreiben, die von einem mächtigen Fächer terrigener Sedimente teilweise diskordant überlappt wird.

In Kap 4.2.2 wurde festgestellt, daß die zentralnamibische Randstufe mit der Existenz einer Subsequenzfurche verknüpft ist, welche schon zur Bildungszeit der Haupttrumpffläche, also im Prä-Oligozän bis zum Mittelmiozän vorhanden gewesen sein muß. Deshalb muß auch die

Stufe seit dieser Zeit in ungefähr der gleichen Position verblieben sein, es sei denn es würde sich um eine spätere tektonische Deformation handeln, für die es aber in ausgerechnet dieser Position keine Hinweise gibt. Vielmehr wird auch in der Subsequenzfurche der Abtragungsscharakter deutlich. Die einzige tektonische Deformation dürfte also zur parallelen Ausbildung von Khomas-Stufe und Subsequenzfurche geführt haben, was für eine Flexurierung *in situ* spricht - und zwar in einem Zeitraum, während dem das Flächenstockwerk der Haupttrumpffläche gebildet wurde (prä-Mittelmiozän). Dieser Punkt wird in Kap. 7.3 weiter ausgeführt (langradiale Aufwölbung).

4.3.3 Abtragungsgebiet Khomas-Hochland

Das Khomas-Hochland gehört, trotz seiner relativ leichten Erreichbarkeit von der Hauptstadt Windhoek aus, zu den geomorphologisch am wenigsten erforschten Gebieten Namibias. Dies mag an seinem speziellen Charakter als Abtragungslandschaft liegen, denn abgesehen von einigen Kolluvien in den tiefen Tälern, sind keine jungen Sedimente erhalten, die paläoökologisch oder paläoklimatisch gedeutet werden könnten. So stammen denn die jüngsten, einigermaßen ausführlichen Beschreibungen von ABEL (1955b: 66-76) für den Südteil mit der Abdachung zur Rehobother Fläche und von JAEGER (1965: 15-26) für das ganze Hochland. Sie sollen hier nicht rekapituliert werden. Die eigenen Untersuchungen beschränkten sich im wesentlichen auf die Betrachtung der Flußsysteme und der Böden.

4.3.3.1 Flächenrelief

Das im Blockbild von Abb. 107 (S. 447) dargestellte Khomas-Hochland ist im Norden begrenzt durch das breite Swakoptal mit seinen Streckhängen und im Süden durch eine Abdachungsfläche zum Rehobother Becken. Die Westgrenze bildet die steile Randstufe (Kap. 4.3.2) und deren Zerschneidungszone, die Ostgrenze des Windhoek-Okahandja-Becken (Kap. 4.3.4). Eingenommen wird dieser Raum von der Haupttrumpffläche, die hier als „Khomas-Niveau“ bezeichnet wird. Sie dacht von Hochlandsscheitel in etwa 1950 m Höhe bis auf ca. 1800 m am Stufentrauf nach WSW ab (Neigung ca. 0,33 %); nach Südwesten und Nordwesten ist das Gefälle zum Trauf etwas höher, was eine Querwölbung nachzeichnet. Die Streichrichtung des Khomas-Blocks entspricht der WSW-ENE-Streichrichtung der 30°-45° einfallenden Damara-Quarzglimmerschiefer (Kuseb-Formation), welche den weitaus größten Teil des Hochlands bilden. Die vereinfachten geologischen Kennzeichnungen im Blockbild von Abb. 107 machen jedoch deutlich, daß im südlichen Teil das Kristallin des Kalahari-Kratons (Kennzeichnung „M“ für Mokolian) überwiegt - zumeist geschieferte Granite, Gneise und alte Quarzite. Die Grenze zwischen Kratonoberfläche und Damara-Metasedimenten zieht

nördlich des Gamsbergs über die Farmen Weissenfels, Göllschau und Doornboom bis Tsebris auf der Abdachung zum Rehobother Becken. Donkerhoek-Granite treten nur an der Nordgrenze des Khomas-Blocks auf, wo das Hochland zum Swakop hin in intramontane Becken und Rahmenhöhen aufgelöst ist. Ansonsten zieht sich nur noch der sog. Matchless-Amphibolit (Kap. 7) durch das von Glimmerschiefern und Quarzgängen dominierte Khomas-Hochland.

Nur wenige Inselberge überragen die Haupttrumpffläche im Khomas-Niveau. Abgesehen von einigen kleineren, schildförmigen Kuppen an der Swakop-Kuiseb-Wasserscheide handelt es sich dabei v. a. um die hohen Erhebungen am Hochlandsscheitel, wie Auasberge, Lichtenstein, Regenstein, Bismarckfelsen, Billstein, Oamites, Brigadonberg oder die Charlottenberge bei Naos-Tsebris. Die Rehoboth-Abdachung ist dagegen weit stärker von Inselbergen besetzt. Östlich des Windhoek-Okahandja-Beckens setzt sich das Khomas-Niveau in den Eros-Bergen und Otjihavera-Bergen fort, ehe es zum Seeis-Niveau hin abfällt (s. Satellitenbild 2 auf Tafel 5). In seinen östlichsten Ausläufern erreicht es an die 2000 m Höhenlage - einige Aufsitzer, wie der Wächter, sogar über 2100 m. Die Höhenkorrelationen der Gipfelfluren westlich und östlich des Windhoek-Okahandja-Beckens zeigt, daß die Haupttrumpffläche ehemals als durchgängiges Flächenstockwerk über das Becken hinweggezogen ist und damit das Becken erst später ausgebildet wurden. Randverebnungen des Niveaus sind noch an den Nordhängen der Auasberge erhalten.

Abb. 107 zeigt, daß das Khomas-Niveau bis auf wenige Reste an der Wasserscheiden abgetragen wurde. Vor allem der Kuiseb hat sich fächerförmig in das zentrale Hochland eingetieft. Der nördliche Teil ist durch die Swakop-Nebenflüsse in tiefe, durch schmale Riedel getrennte Täler zersägt, so daß die eigentliche Rumpffläche nur noch in einer schmalen Sichel am Rand der Hochlagen des Kuiseb-Catchments und nahe der Abdachung nach Süden hin auftritt. Dies wurde bereits bei der Habitattypisierung der Hochlandssavanne deutlich (Karte 18, S. 148).

Im Vorland war eine zeitliche Einordnung der Rumpfflächenstockwerke nur auf Basis von Analogieschlüssen möglich. Die Haupttrumpffläche wurde dort als Frühtertiär bis Mittelmiozän eingestuft (Bildungszeitraum), ehe der endmiozäne Milieuwechsel die Tieferlegung beendete. Für das Khomas-Niveau könnte das Alter des relativ schwachen tertiären Vulkanismus (GEVERS 1932a/b, 1934a, 1965) einen chronologischen Anhaltspunkt geben. Dieser umfaßt mehrere Schloten aus porphyrischem Ergußgestein (Nephelinsyenite, Syenite), so zum Beispiel den Schildkrötenberg bei Aris und einen Komplex mit Großherzog-Friedrichberg, Poviankop, Kempinskiberg, Liebenstein, Aretaragasberg, die den Regenstein-Phonolitschlot umrahmen. Auch Tuffe, vulkanische Brekzien und Agglomerate, die nach GEVERS (1932a: 77) eisenreich sind, sind heute aufgeschlossen. Radial von den Schloten strahlen einige

Trachytgänge aus, die ebenfalls als (endogene) Füllung von Zerrungsspalten interpretiert werden können. Sie unterlagen teilweise noch postvulkanischer Weiterbildung als Thermalwasserschloten. Wo diese Thermalgänge fossilisiert wurden, sind sie mit einer kieseligen Masse, bisweilen Chalzedonen, (exogen) verfüllt bzw. imprägniert. Ein markanter solcher Gang zieht sich quer durch Windhoek, entlang der Westseite der Robert-Mugabe-Avenue bis zu einem Aufschluß am Schanzenweg (s. Karte 35, S. 533).

Während der Feldarbeiten wurden in Kolluvien am Auasfuß neben Schottern dieser Brekzien auch brekziöse Ferroxenolithe gefunden (z. B. in Profil KH36, s. Anhang). Letztere dürfen als Indiz gewertet werden, daß der Vulkanismus eine mächtige ferralitische Verwitterungsdecke durchschlagen hat und/oder das Klima zur Zeit der vulkanischen Aktivität feuchttropisch war. Da die Gipfel der Schloten überwiegend auf dem Khomas-Niveau eingerumpft sind, kann geschlossen werden, daß ein feuchttropisches Verwitterungsregime postvulkanisch noch länger aktiv war. Für die Phonolith-Schlote geben FITCH & MILLER (1984) ein Alter von 33 Ma an. Zu folgern ist also, daß die Haupttrumpffläche im Oligozän noch in der Weiterbildung begriffen war und daß sich seit dieser Zeit in Zerrungs- und Zerrüttungszonen das Windhoek-Okahandja-Becken und der Abfall des Khomas- zum Seeis-Niveau ausgebildet haben.

Auch die Post-HR-1-Fläche kann dadurch ungefähr datiert werden, denn einige der eingerumpften Phonolith-Schlote sitzen dieser Fläche auf. Besonders markant ist der sog. Schildkrötenberg bei Aris (25 km süd. von Windhoek, Basis bei ca. 1840 m ü. NN), dessen Kappungsfläche sich in ca. 2100 m Höhe befindet. Da die Post-HR-1-Fläche von Aris zum Niveau des Rehobother Beckens gehört und sich dort Reste von Latosolprofilen über Saprolit gefunden haben (s. Kap. 4.2.1.7, S. 252 + 257), muß davon ausgegangen werden, daß eine post-miozäne Wiederaufnahme der Tiefenverwitterung vorgelegen hat. Diese zeitliche Einordnung entspricht auch dem Vorschlag von SPÖNEMANN & BRUNOTTE (1989: 119), die hier ebenfalls ein pliozänes Flächenstockwerk annehmen (vgl. Tab. 16, S. 202).

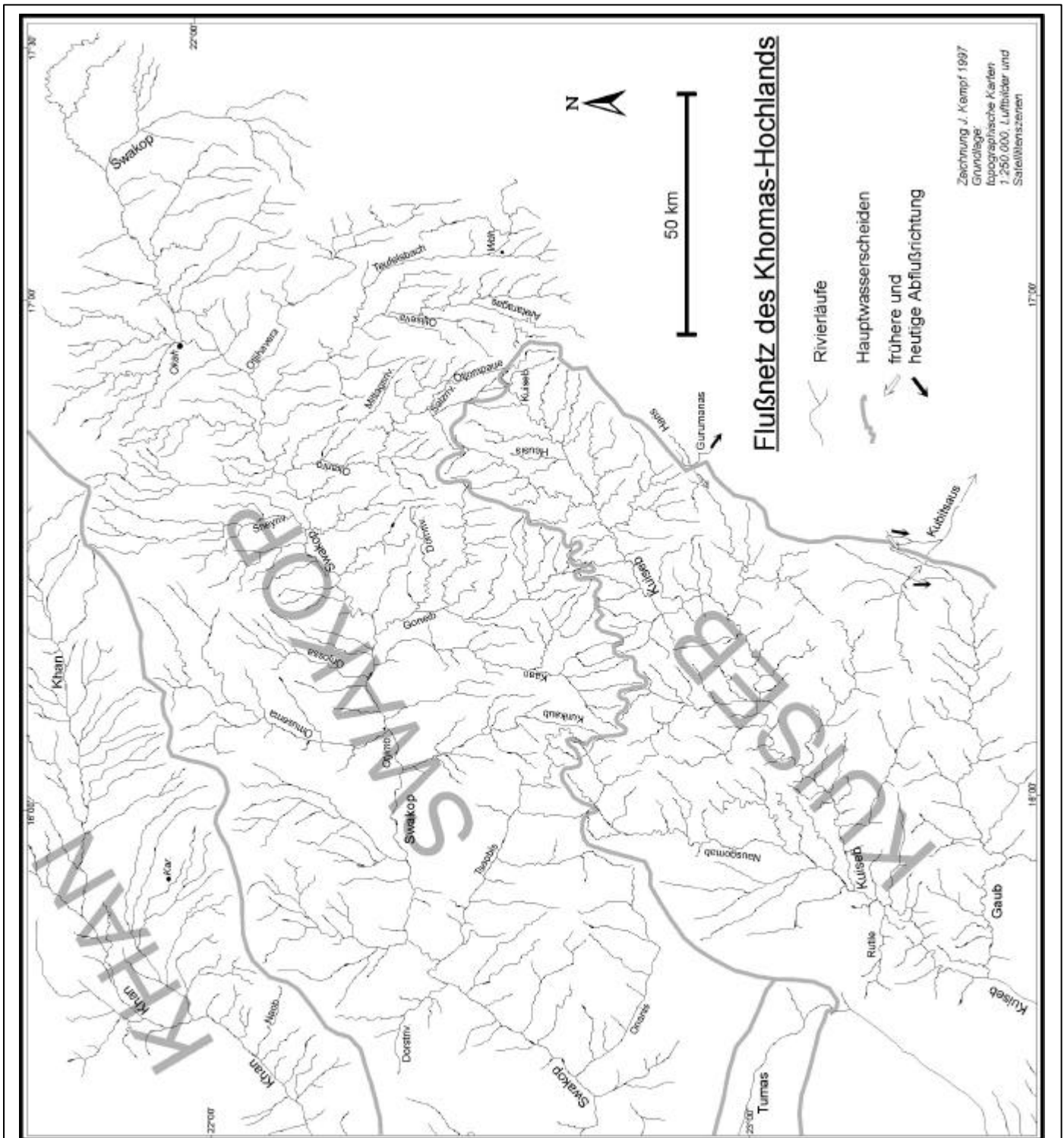
4.3.3.2 Flußsysteme des Khomas-Hochlands

Die Khomas-Hochflächen wurden v. a. von den beiden großen, weitverzweigten Flußsystemen des Swakop (südliche Zuflüsse) und des Kuiseb zerschnitten (Karte 30). Anhand des Kuiseb hat schon KAYSER in OBST & KAYSER (1949: 253) die Beziehung zwischen Hochland und Vorlandfläche untersucht. Dabei wurde bereits im Oberlauf die Existenz einer „weiten Talmulde“ festgestellt. Von diesem Oberlauf und den zugehörigen Terrassen sind nur relativ geringe, stark zergliederte Reste vorhanden. Lediglich im Osten des Catchments auf den Farmen Heusis und Neu-Heusis befinden sich nahe der Straße C28 ausgeprägtere Terrassenreste dieses früheren Breittals, das etwa 50 m in das Flächenniveau eingetieft ist, in

ca. 1750 m Höhe. Südlich der Straße wird diese Breittal-Terrasse vom Moltke- und Eulental-Rivier und einigen kleineren Kuiseb-Zuläufen stark zerschnitten. Noch weiter südlich schließt sich auf der Farm Landmister ein zum Kuiseb geneigtes, ebenfalls schlecht erhaltenes Terrassenniveau an, in das sich der Kuiseb unterhalb des Friedenau-Damms sehr stark eingeschnitten hat. Dieses geneigte Niveau könnte einem ehemaligen Streckhang entsprechen, denn die Bereiche zwischen den lateralen Zuflüssen zeigen Saprolit.

Am Friedenau-Damm ist ein deutlicher Gefällsknick im Verlauf feststellbar. Oberhalb davon erfolgte die Einschneidung in das Breittal nur sehr schwach. Das Rivierbett am Ausgang des Damms liegt in 1638 m Höhe; etwa sieben Kilometer flußabwärts auf Farm Apies sind es nur noch 1566 Meter ü. NN. Das tatsächliche Gefälle beträgt demnach 1 %. Rechnet man aber die direkte Luftlinienentfernung der beiden Punkte von nur 3,5 Kilometer, so ergibt sich ein Gefälle von immerhin 2 %, bei nur 0,75 % (1,4 % Luftlinie) im Lauf oberhalb des Friedenau-Dammes. Weiter flußabwärts pendelt sich das Gefälle auf 1 % (Luftlinie) ein.

Ein vergleichbarer kleiner Terrassenrest in 1700 Metern Höhe ist im westlichen Viertel der Farm Dirleen erhalten, ein noch kleinerer auf Farm Aub (etwa dort, wo sich der Landstreifen der Farm befindet). Angedeutete Reste dieses alten Terrassenniveaus könnte auch die inzwischen zerschnittene Fläche enthalten, auf der das Farmhaus von Terra Rossa steht. Weiter westlich haben der Kuiseb und die durch die Wölbung auf ihn eingestellten untergeordneten Zuflüsse alle Oberterrassen samt der (östlich noch leidlich erhaltenen) Rumpffläche vollständig ausgeräumt (s. Abb. 108). Da nach Ausbildung der Randstufe durch starke Tieferlegung des Vorlandes bei gleichzeitig weiterlaufender Einrumpfung des entstehenden Hochlandes an den zum Scheitel distalen Bereichen kaum ausgleichbare Gefälleunterschiede entstanden sein müssen, erfuhr der Proto-Kuiseb einen starken Längsprofilknick bis hin zur Wasserfallbildung. Dieser Profilknick deutet sich anscheinend nach der später erfolgten ausgleichenden Einschneidung heute noch in der oben beschriebenen Gefällsverteilung unterhalb des Friedenau-Dammes an. Damit hat heute der Kuiseb sein Gefälle bis zum obersten Ursprungsgebiet auf dem Wölbungsscheitel bei Keres (etwa 20 Kilometer östlich von Friedenau) fast in eine hydrogeographische Idealkurve gebracht. Lediglich beim Austritt des Kuiseb aus dem Hochland in die Dreiecksbucht von Us und Eisgaubib versteilt sich das Gefälle erneut auf rund 20 Kilometern Länge. Dabei handelt es sich um den Gefällsknick, den quasi alle aus der Hochfläche in die Vorlandsfläche austretenden Riviere erleiden (vgl. Abb. 96, S. 393 und Profil bei STENGEL 1964: 9). Er ist als deutlicher Hinweis zu werten, daß sich die Randstufenentwicklung unter flächenbildendem Klima vollzogen hat und die spätere Einschneidung in das Hochland noch nicht abgeschlossen ist, weil ausgleichender erosiver Abtrag bis heute noch nicht voll wirksam geworden ist.



Karte 30: Das Flußnetz des Khomas-Hochlands (oberes Swakop- und Kuiseb-Einzugsgebiet). Die Karte zeigt teilweise recht außergewöhnliche Flußverläufe, die sich an tektonetische Strukturen anlehnen. Eingezeichnet sind auch die Umlenkungen von Haris-Gurumanas und Gaub-Kubitsaus. Sowohl Haris-Rivier, als auch Kubisaus sind aufgrund der Querrwölbung vom Kuiseb-Einzugsgebiet getrennt worden und entwässern heute in das Becken von Rehoboth.

Wäre ein talbildendes klimatisches Regime vorherrschend gewesen, wären sowohl die Flächenreste, wie auch die markanten Stufen im Längsverlauf der Riviere längst aufgelöst worden und ein „Reifeprofil“ nach BÜDEL (1981) eingetreten.

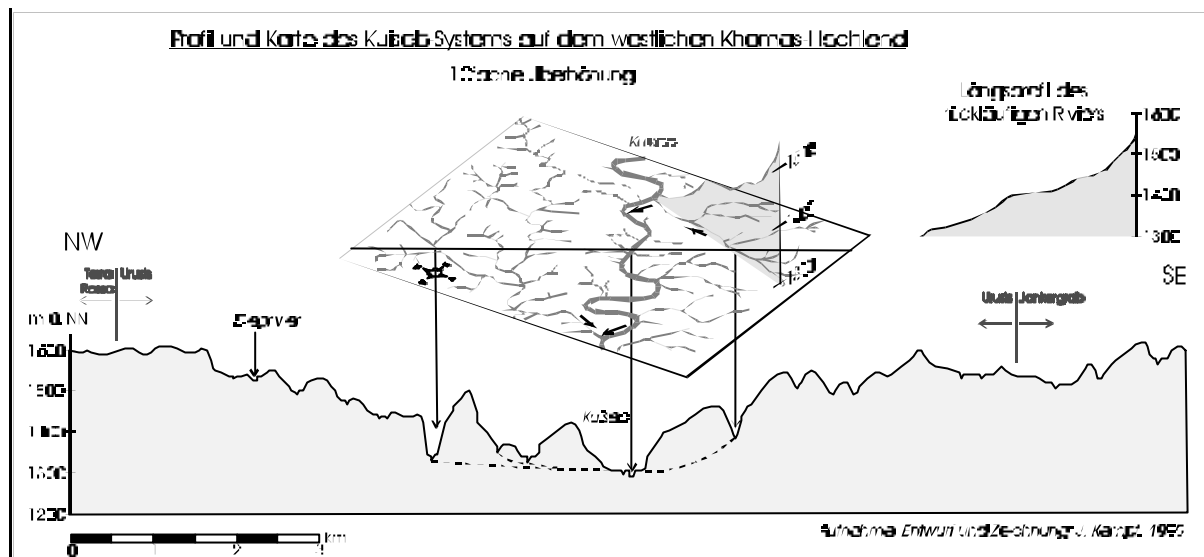


Abbildung 108: Schnitt durch das obere Kuisebtal auf dem westlichen Khomas-Hochland. In das auf über 1600 m Höhe liegende Proto-Kuiseb-Breittal ist eine Talmulde mit Streckhängen eingetieft. Alle flächenhaften Formen sind tief zerschnitten. Der Kuiseb selbst hat sich antezedent eingetieft und dabei die Wölbung der Rumpffläche tangential abgeschnitten. Die Nebenriviere sind z. T. an tektonische Schwächebereiche angelehnt, so daß sie bis -weilen rückläufig in den Kuiseb einmünden.

Abb. 108 zeigt einen Profilschnitt durch das Kuiseb-Tal im westlichen Teil des Khomas-Hochlands, kurz vor seinem Austritt in das Vorland. Das Niveau des ehemaligen Breittals auf Terra Rossa läßt sich nur noch erahnen. Weiter nördlich sind nahe der Bosua-Pad aber noch Reste der Haupttrumpffläche direkt auf der Kuiseb-Swakop-Wasserscheide erhalten. Das Post-HR-1-Niveau der Streckhänge ist ebenfalls tief zerschnitten und zergliedert. Tektonische Stör-bereiche, Zerrungs- und Zerrüttungsstrukturen sind für die Rivierverläufe teilweise bindend. Rückläufig einmündende Täler kommen vor. Diese Täler mit nur geringem Einzugsgebiet und daraus folgender fehlender Eintiefungskompetenz weisen häufig Stufen im Längsprofil auf, die der Kuiseb selbst nicht in diesem Ausmaß hat. Sie sind nachdrücklicher Hinweis für Hebungsprozesse.

Auch der Gaub beginnt seinen Lauf auf Farm Gamsberg zunächst rückläufig, knickt aber auf Farm Hoornkrantz rechtwinklig nach Süden ab und „stürzt“ nach kurzem Weg, währenddessen er sich in sein altes, breites Talbett eingeschnitten hat, mit scharfem Knick die Stufe hinab (Abb. 109 + 111, S. 459). Sein ehemaliger oberer Mittellauf entwässert als Kubitsaus-Rivier noch heute ins Rehobother Becken. Ursprünglich entwässerte die westliche Gamsbergfläche mit den Farmen Hohenheim, Weissenfels, Isabis, Göllschau, Hoornkrantz und Gamsberg in einem sehr breit angelegten Tal nach Südosten zum Fischflußsystem. ABEL (1955: 71) setzt dafür noch eine „verhältnismäßig lange Zeit nach der Randstufenentwicklung“ an. Tatsächlich wurde die Umorientierung der Drainagerichtung infolge der Wölbungsprozesse erst nach Einsetzen einer Einschnidung fördernden Morphomilieus wirksam. Zwischen oberem Kubitsaus- und Gaub-System etablierte sich eine bis 5 km breite Wasserscheide, auf

der heute einige kleinere, flache Lösungswannen in Granit sitzen. Die größte davon beinhaltet heute das Orzakvlei auf Farm Isabis (Kap. 4.2.1.8).

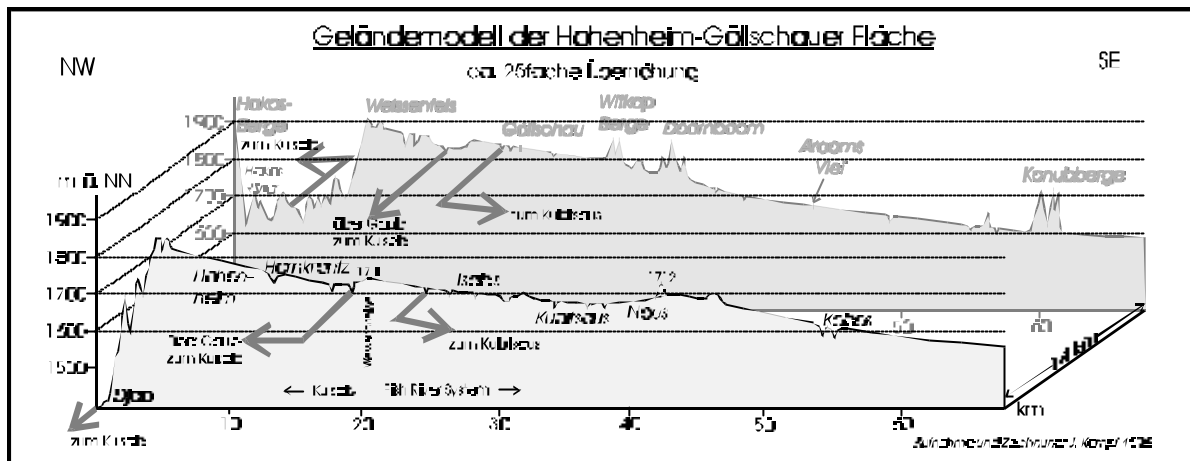


Abbildung 109: Geländemodell der Hohenheim-Göllschauer Fläche mit Darstellung der ungewöhnlichen Wasserscheiden- und Abflußverhältnisse. Die Abdachungsfläche zum Rehobother Becken weist zwei Generationen auf.

Auf dieser Wasserscheide sind Relikte von Latosolprofilen enthalten, die zusammen mit den Lösungswannen als Beleg dafür dienen, daß es nach der initialen Gaub-Einschneidungsphase noch einmal zu einem (kürzeren?) Einsetzen von Tiefenverwitterung gekommen sein muß. ABEL (1955: 70) stellt anhand der Höhenniveaus zahlreicher flacher Schildinselberge auf dieser Göllschauer Fläche eine nach-malige Tieferlegung von 10-30 m fest. Diese Schildinselberge werden zum Gamsberg-Pediment hin immer flacher (Abb. 110); die Neigung zum Kubitsaus-System (Rehobother Becken) hat also bei der jüngeren, wannenbesetzten Fläche leicht zugenommen, falls die Inselberg-Gipfelfluren auf dieser Fläche tatsächlich korreliert werden können.

Dennoch hatte diese stärkere Neigung keinen Einfluß darauf, daß die südostwärtige Drainage der östlich des Gamsberg gelegenen Fläche beibehalten wurde. Dies ist als Indiz zu werten, daß die Anzapfung der Proto-Gaub-Kubitsaus durch den Gaub bei weiterlaufender Hebung des Khomas-Blocks genau zwischen die beiden Flächenbildungsphasen fällt. Da die Haupt-rumpffläche bis mindestens ins Miozän Tieferlegungsprozessen unterlag, und die oligozänen Phonolith-Schlote und Trachytgänge weiter östlich beträchtlich gekappt wurden, ist eine Einordnung der initialen Einschneidungsphase, welche unter fortlaufender Hebung zur Veränderung der Abflußverhältnisse geführt hat, ins Endmiozän/Frühpliozän realistisch. Dieses Datum geht einher mit den dokumentierten Klima- und Milieuveränderungen im Zusammenhang mit der Etablierung des Benguela-Systems (Kap. 3), der ersten Eintiefungsphase ins Breittal des Proto-Kuiseb und der vermutlich ältesten Phase der Schüttung von Vorland-Sedimenten am mittleren Kuiseb, z. B. auf der Berghof-Fläche.

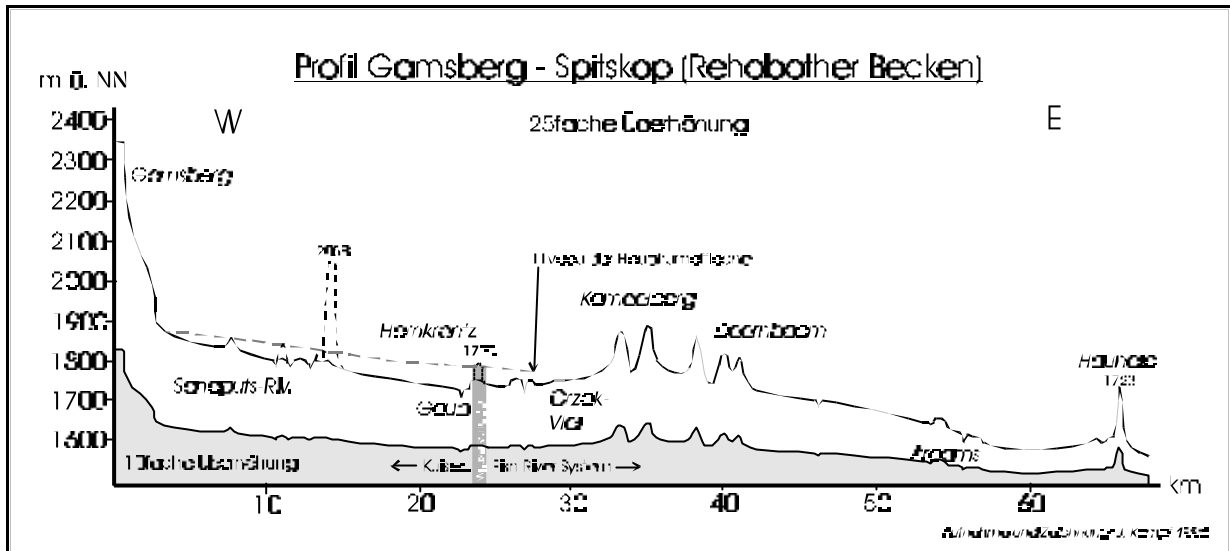


Abbildung 110: Profil vom Gamsberg zur Farm Spitskop im Rehobother Becken. Skizziert ist die Position der Haupttrumpffläche im Verhältnis zur Post-HR-1-Fläche. Zwischen den beiden Flächenbildungsphasen hat sich der Gaub eingeschnitten und bei weiterlaufender Hebung dadurch die Abflußrichtung geändert.

Für die zweite, „abgeschwächte“ oder restriktive Flächenbildungsphase mit der Herauspräparierung der Schildinselberge von den mittlerweile abgedeckten Pedimenten in tektonisch weniger „belasteter“ Lage und der finalen Anlage der flachen Wannen im granitischen Festgestein in tektonisch stärker zerklüfteten Bereichen, kann nur der Zeitraum des Pliozän in Frage kommen.

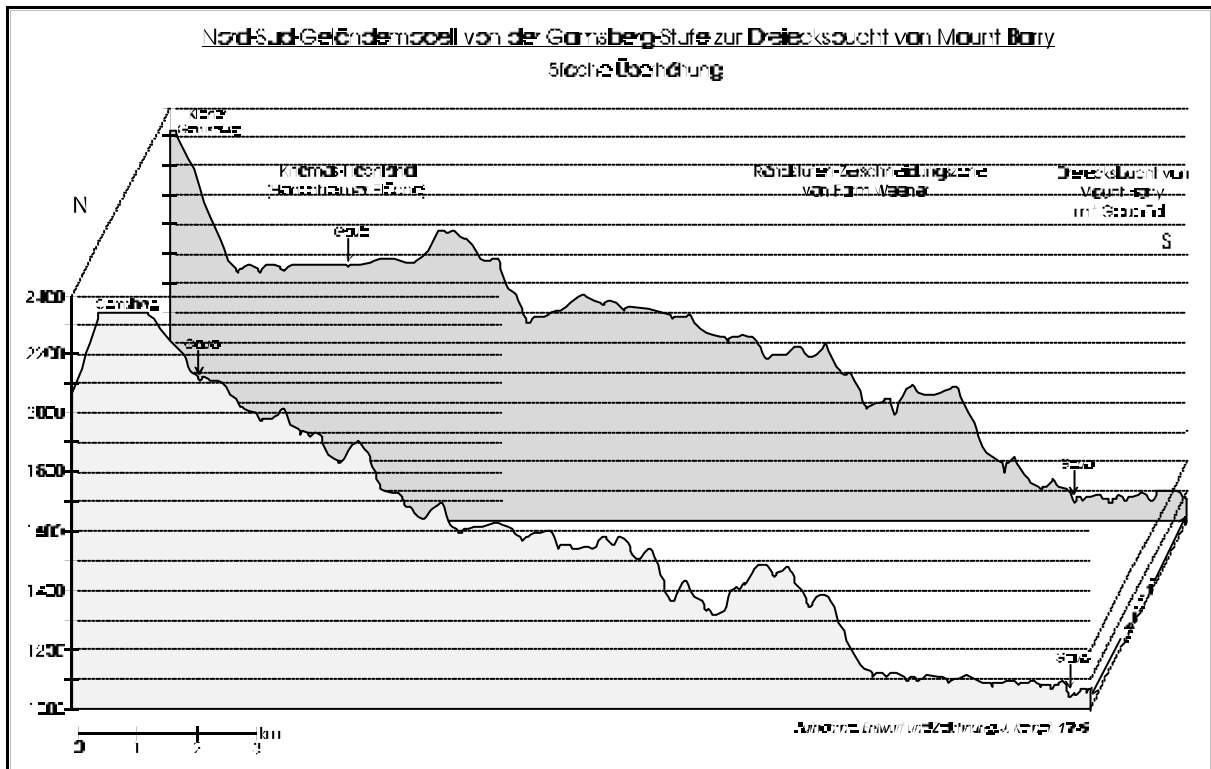
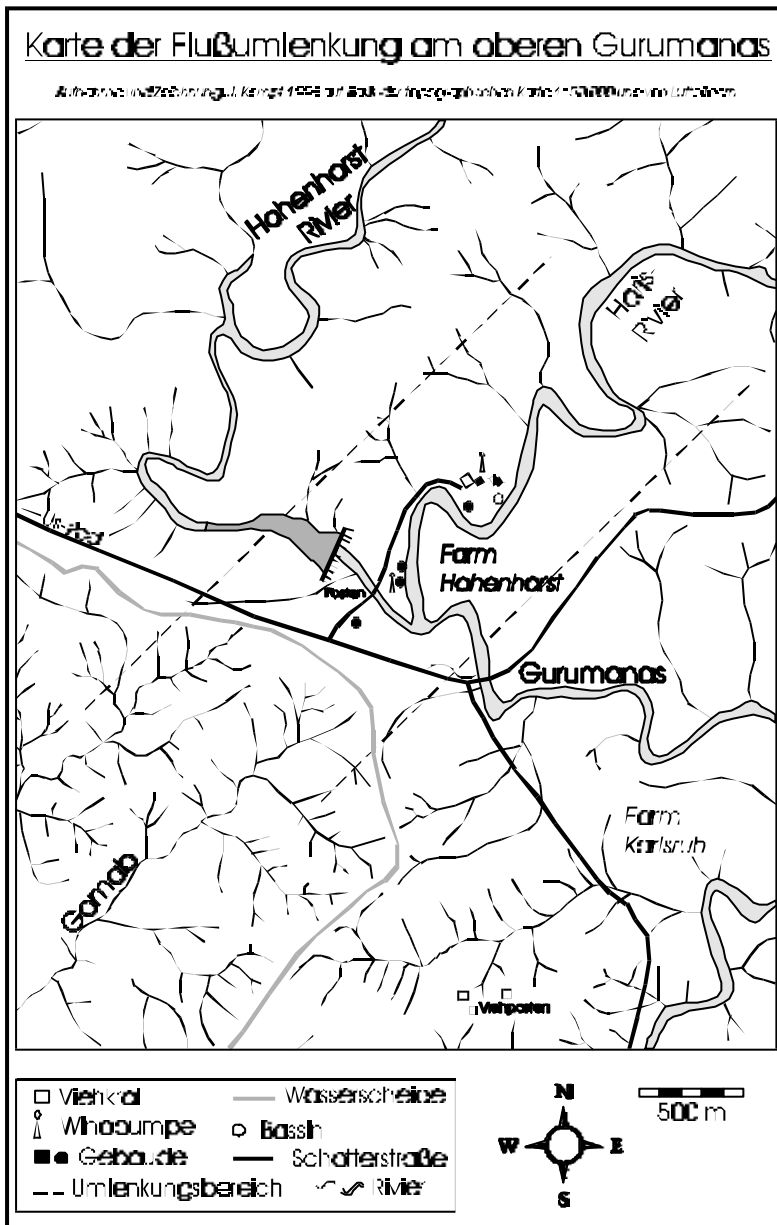


Abbildung 111: Profil durch die Randstufen-Zerschneidungszone südlich des Gamsberg mit dem Gaub-Abfall. Das Gaub-Rivier fließt von der Gamsbergfläche zunächst in östlicher Richtung, knickt dann unter erheblicher Gefällsversteilung rechtwinklig nach Süden ab, ehe es beim Erreichen der Areb-Mylonitzone seinen Lauf nach Westen wendet und in der Dreiecksbucht von Mount Barry auf das Vorland-Niveau austritt.

Damit herrscht in den Phasenabläufen der Milieugeschichte im Endtertiär Deckungsgleichheit zwischen Hochland- und Vorland. Die drei großen, in Kap. 4.2.2.4 ermittelten Milieuwechsel mit der zwischengeschalteten Einschneidungsphase konnten sowohl im Vorland, als auch auf dem Hochland nachgewiesen werden. Ursächlich waren dabei die während einer langdauernden Hebungs- und Querwölbungsphase einsetzenden Milieuveränderungen.

Im zentraleren Bereich des Khomas-Hochlands betraf eine weitere Rivierumlenkung im Zuge der Aufwölbung das Haris-Rivier (Karte 30), das vor der Umlenkung in einem mehrere Kilometer breiten Tal als Gomab-Oberlauf in den Proto-Kuiseb floß. Heute entwässert es quasi rechtwinklig nach Südosten abknickend und die orographisch linke Talflanke ausräumend als Gurumanas zum Oanob ins Rehobother Becken (vgl. auch SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989: 122). Diese Umlenkung ist in Karte 31 dargestellt.

Die anderen Rivierverläufe auf dem Khomas-Hochland bestätigen diesen Befund. Im Verlauf der Hebungsprozesse hat auch der Kuiseb selbst seinen Lauf südwärts verlagert; mit dem Einsetzen kräftiger Einschneidung begann auch er, wie das Haris-Rivier (s. o.), seine orographisch linke Talflanke verstärkt auszuräumen und knickte bei Wasservallei nach Süden zum Us-Pass-Lineament hin ab. Im Bereich Vaalgras-Claratal-Haris greift er rezent die alte 1900 Meter-Rumpffläche an.

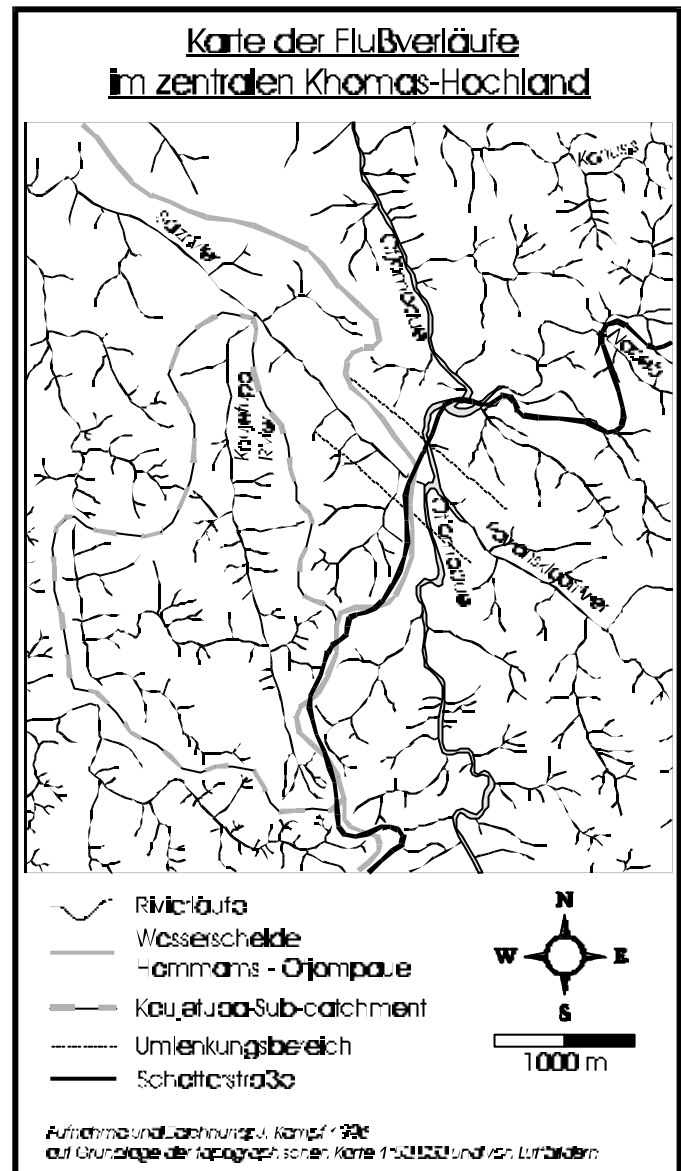


Karte 31: Verlauf der Flußumlenkung am oberen Gurumanas. Sowohl das Haris- als auch das Hohenhorst-Rivier wurden infolge der Hochlands-Querwölbung vom Gomab und damit vom Kuiseb-System abgeschnitten und entwässern heute ins Rehobother Becken.

Die festgestellte Antezedenz des Kuiseb und einiger altangelegter Nebenriviere ist an vielen Tälern, vor allem im Hochland-Scheitelbereich zu beobachten. Das führt zu teilweise recht skurrilen Flußverläufen. So bildeten z. B. früher das Proto-Otjompau- und das Pavianskloof-Rivier den Oberlauf des ins Hammams-River fließenden Salzriviers. Direkt am Zusammenfluß auf Farm Kaujetupa kam es jedoch zu einer Umlenkung entlang einer Zerrungsspal-

te infolge Anzapfung durch das Otjompau-Rivier, das weiter nördlich ebenfalls zum Hammams fließt (Karte 32). Ursächlich ist eine Verlagerung der Wasserscheide im Scheitel der Aufwölbung zu sehen, die dazu geführt hat, daß das Gefälle des Otjompau zum Hammams nunmehr steiler ist als das des Salzriviers. Beide Täler lehnen sich heute an solche Zerrungsspalten an (vgl. Satellitenfoto 1 auf Tafel 5). Das Salzrivier dagegen ist also rezent ein quasi inaktives Trockental mit stark verkleinertem Einzugsgebiet. Seinerseits zapft das Otjompau-Rivier südlich des alten Brunnenrivier-Zuflusses einen Nebenfluß desselben an, was auf ca. 1 Kilometer Länge zur Flußumkehr geführt hat. Ähnliches geschieht zwischen Brunnenrivier und Lichtensteinrivier. Auch der Ombotoa (zum Otjiseva ins Windhoek-Okahandja Becken entwässernd) wurde vom Mittagrivier (zum Swakop) seines Oberlaufes beraubt. Dieser Anzapfungsbereich und damit die rezente Wasserscheide befindet sich direkt an der Farmgrenze Onduno-Godeis.

Die hier geschilderten Talverläufe im östlichen Khomas-Hochland sind demnach nach Ende der Flächenbildungsphase tektonisch angelegt worden.



Karte 32: Flußverläufe im zentralen Khomas-Hochland mit Umlenkungs- und Anzapfungsbereichen an den Kreuzungspunkten von Zerrungsspalten unterschiedlicher Streichrichtungen.

4.3.3.3 Böden des Khomas-Hochlands

Das Khomas-Hochland ist überwiegend ein stark zerschnittener Rest der Haupttrumpffläche. Wie bereits dargestellt, werden alle Gesteinsschichten flächenhaft gekappt. Aus dem ehemaligen Regolith ragen nur wenige, schwächer verwitterte, schildförmige Relikte heraus. Im Kuiseb- und Swakop-Einzugsgebiet ist das Khomas-Niveau noch anhand der Gipfelflur von zwischen den Tälern verbliebenen Riedeln zu erkennen. Flächenreste sind lediglich in den abflußperipheren Lagen auf den Wasserscheiden erhalten. Der obere Kuiseb-Einzugsbereich läßt zudem die flächenhaften Relikte eines alten Breittals (Spülmuldental) erkennen, das in die Fläche eingetieft ist. Anhand dieser vorgegebenen Merkmale wurde die Habitattypendifferenzierung der Hochlandsavanne in Kap. 3.6.3.3 (S. 142-148) vorgenommen (Karte 18).

Über die Böden der einzelnen Großreliefformen des Khomas-Hochlands lagen bisher kaum Informationen vor. Lediglich SCHOLZ (1963: 52-78, 1968c) nahm etwa 20 repräsentative Profile auf der Abdachungsfläche zum Rehobother Becken (Granitbereich) auf und präsentierte eine Bodenkarte der Göllschauer Fläche (SCHOLZ 1968c: 120). Er unterschied

dabei zwischen den „Böden der alten Verebnungsflächen“, den „Böden der hügeligen Landschaft“ und den „Böden der Talungen“. Diese Gliederung erscheint auch für die nördlich anschließenden Bereiche des Khomas-Hochlands (Schiefer) sinnvoll. Die eigenen Aufnahmen umfaßten 46 Profile im gesamten Hochland westlich Windhoek und 12 weitere im Windhoek-Okahandja-Becken, die im Rahmen des 1. Ansatzes dieser Arbeit (Kap. 1) mit den in Kap. 2.3 aufgelisteten Methoden bodenchemisch und -physikalisch untersucht wurden. So konnte ein auf standardisierten Parametern aufbauendes Bild des Gesamtkomplexes „Böden des Khomas-Hochlands“ ermittelt werden. Dieser soll hier anhand einiger charakteristischer Typprofile erläutert werden, von denen die meisten im Anhang abgebildet sind.

Altverwitterte Profile der Khomas-Flächenreste und deren Sedimente

Im Bereich der hochgelegenen Relikte der Haupttrumpffläche, die sich auf den Wasserscheiden sichelförmig um das obere Kuiseb-Catchment herumziehen und nach Süden in das Granitgebiet der Rehoboth-Abdachung übergehen, sind Reste der ursprünglichen tertiären Bodenbedecke vielfach erhalten. Einige davon wurden bereits bei der Beschreibung der Haupttrumpffläche im Vorland genannt (Kap. 4.2.1.7, S. 253). In den meisten Fällen sind sie jedoch bis auf den Saprolit gekappt und mit einer Schutt-Residualbedecke überzogen, die aus dem mehr oder weniger stark angewitterten Skelettanteil der ehemals unteren Bodenhorizonte oder des Regoliths bestehen. Diese Residualstreu wurde in den meisten Fällen postgenetisch physikalisch weiter verwittert, so daß sich braune, sandig-schluffige Horizonte mit hohem kantigen Skelettanteil gebildet haben, welche die Altprofilrelikte vollständig überdecken.

Profile, an denen die tertiären Verwitterungsresiduen in größerer Mächtigkeit (> 1 m) erhalten waren, wurden selten entdeckt. Oberflächlich sind sie aufgrund der postgenetischen Überprägung kaum von flachgründigeren Formen zu unterscheiden. Ein besonders charakteristisches Profil bietet hier der Aufschluß KH51 auf Farm Khomaskop (im Anhang). Weniger Meter unterhalb der auf einer alten Spülscheide verlaufenden Einzugsgebietsgrenze zwischen Swakop und Kuiseb (auf der Swakopseite) ist ein fossiler, orange-ziegelroter, ferralitischer Latosolhorizont in Mächtigkeiten bis zu einem Meter erhalten (*locus typicus* 22°29'59"S, 16°40'37"E), der gekappt und von jüngerem Schutt des freigelegten Spülscheiden-Regoliths mit nachträglich verbrauntem, schluffigem Altkolluvium sowie einer ca. 30 cm mächtigen Schicht von Hangschutt (Quarze, Schiefersaprolit) überdeckt wurde. Die genetischen Unterschiede beider Bodenteile, also des Bu-Horizonts *in situ* und des Kolluvialhorizonts, werden in den stark differierenden Analyseergebnissen besonders deutlich (Tab. 28).

	jüngere hangende Horizonte	Altprofil
Textur des Feinbodens	lehniger Sand	tonig-sandiger Lehm
Tonanteil	6 %	25,5 %
Skelettanteil	67-78 %	8 %
Feldkapazität	17 %	26 %
Luftkapazität	15-24 %	11,5 %
Permanenter Welkepunkt bei Totwasseranteil	< 7%	< 18 %
Anteil an organischem Material	0,5-1,0 %	0,1 %
pH (H ₂ O KCl)	6,9 6,6	5,1 4,9
Kationen-Austauschkapazität	5,36-7,18 cmol _c /kg	4,39 cmol _c /kg
Basensättigung	> 70 %	33 %

Tabelle 28: Vergleich der Bodenhorizonte von Profil KH51 als Typprofil von Paläo-Latosolen mit Kolluvialüberdeckung auf dem Khomas-Hochland.

Die Altprofilrelikte sind generell feiner texturiert, mit höherem Ton- und geringerem Skelettanteil, kohärenter mit geringerer Luftkapazität und mit hohem Permanentem Welkepunkt (PWP), extrem humusärmer, saurer, unfruchtbarer und von geringerem Basensättigungsgrad als die kolluvialen, neuverwitterten Deckhorizonte. Diese Merkmale ziehen sich als charakteristische Marker durch viele der aufgenommenen und analysierten Profile. Bei kolluvialen Mischhorizonten kann so auch der Anteil an altverwittertem Material abgeschätzt werden. Außerdem kommt bei diesen Parametern dem Ausgangsgestein keine stark modifizierende Rolle zu - anders als beispielsweise bei reiner Betrachtung der Tonmineralgarnituren (v. a. bei Kolluvien unbekannter Herkunft).

Beispiele hierfür bieten die Profile KH27 und KH36 vom Südfuß der Auaskette, wo in beispielhafter Weise ein fossiler Latosolrest über stark zersetzten Schiefen etwas gekappt und anschließend von einem Latosolkolluvium überdeckt wurde, das einige transportierte Kernsteine enthält. Dieses Kolluvium bildete eine ehemalige Erosionsoberfläche, auf der sich durch Feinmaterialabfuhr eine Residualstreu formiert und blockiger Hangschutt abgelagert hat. Danach wurde eine weitere Schicht Kolluvium geschüttet, diesmal aber nicht als Bodensediment eines rötlichen, tonigen Latosolhorizonts, sondern als solches einer jüngeren, gräulich-braunen Verwitterungsdecke.

In den Sedimentationsbereichen des Hochlands sind solche mehrphasigen Kolluvien, die innerhalb eines einzigen Profilaufschlusses den Übergang von stärker tropisch verwitterten Altbodenmaterial zu dem späteren, eher physikalisch verwitterten Substrat zeigen nicht selten. In den meisten Fällen wurden sie durch Erosionsoberflächen (Diskordanzen) getrennt, die als mehr oder weniger mächtige *stone lines* über leichten Verbraunungshorizonten erkennbar sind. Vergleichbare Profile (KH31, KH32) sind v. a. erhalten im südlichen Teil des Windhoek-Okahandja-Beckens, z. B. im westlichen Stadtteil Windhoek-Cimbebasia (am Fuß des Khomas-Anstiegs).

Das mit ca. 18 m mächtigste Profil gleichen Typs, nämlich OM11, wurde allerdings nicht auf dem zentral-namibischen Hochland entdeckt, sondern im intramontanen Becken von Tjirundu (nördl. von Omaruru am Hochlandsscheitel; vgl. Tafel 10, Foto 6). Dort wurden vor einer tiefen Zerschneidung durch das Tjirundu-Rivier fünf solche Kolluvialphasen festgestellt, die jeweils entweder mit einer schwachen autochthonen Bodenbildung oder aber einer Erosionsoberfläche abschlossen (KEMPF 1999a/b). Die jüngste dieser Phasen, auf der eine abspülungsbedingte rezente Residualstreu liegt, wurde von PICKFORD et al. (1995: 87) auf Basis von Straußeneierschalenfunden ins Holozän datiert. Die tiefe Zerschneidung ist demnach ebenfalls Holozän. Das älteste Kolluvium im Liegenden zeigt eine von den anderen Alluvial-/Kolluvialhorizonten leicht differierende rötlichere Färbung (niedrigere Hue). Es konnte leider bisher nicht datiert werden, dürfte aber bis ins frühe Spätpleistozän reichen. Dies wird aufgrund der Befunde vom Seis-Niveau angenommen, da dort innerhalb des ältesten Latosol-Kolluviums mehrere (unverbackene) Acheul-Faustkeile gefunden wurden (Kap. 4.5).

In den Tiefenlinien des Khomas-Hochlands westlich des Steilabfalls zum Windhoeker Becken sind solche Latosolkolluvien extrem selten. Sie werden einer Reliefgeneration zugeordnet, die auf dem Khomas-Hochland infolge der seither weiterlaufenden Eintiefung der Riviere nicht mehr erhalten ist. Es überwiegen entweder Mischkolluvien aus bodengenetisch älterem und jüngerem Material, wie im Daan-Viljoen-Wildpark (Profil KH26), teilweise auch bei Cimbebasia (KH31), oder v. a. jüngere, durch ihre bräunlich-graue Farbe leicht zu erkennende Bodensedimente. Letztere enthalten gelegentlich datierbares Material, wie Holzkohlen, Straußeneierschalen, neolithische Artefakte oder Knochen. Ein Skelettfund innerhalb eines solchen Kolluviums von Farm Otjiseva wurde radiometrisch (^{14}C) auf 4440 ± 70 a BP datiert¹ (SYDOW 1969: 77, 1970: 17).

Weitaus häufiger als Aufschlüsse, an denen noch der untere Horizont eines Latosol- oder Rotplastosolprofils erhalten ist, sind solche, an denen nahezu das gesamte Solum fehlt und nur noch Teile des Saprolits erhalten sind. Oftmals unterlag dieser Saprolit einer dominant physikalischen Neuverwitterung und Überprägung, was zur Bildung einer dünnen, schluffig-sandigen bis lehmigen Textur des Feinbodens geführt hat. Dieser wird unter einer kantigen Residualstreu vor Abtrag geschützt. Ein so beschriebener Bodentyp wird im folgenden *Saprolithic Leptosol* genannt und ist v. a. im Übergangsbereich von den Altflächen und Proto-Breitall-Böden zum stärker geneigten Hang hin zu finden. Für weite Teile des Khomas-Hochlands ist er charakteristisch. Als Typprofil wird der Aufschluß KH56 am Oberhang des Klein-Windhoek-Tals (Ludwigsdorf) angesehen. An diesem Profil (im Anhang) ist besonders

¹ Die Altersbestimmung wurde nicht am Knochen selbst, sondern an einer Kalknodule innerhalb des Kolluviums durchgeführt, was von SYDOW (1970) kritisiert wurde. Er sieht aufgrund von anatomischen Analogien eher ein Alter von ca. 20.000 a BP als realistisch an.

deutlich die Horizontierung von einem gekappten Alterverwitterungs-Feinhorizont mit Residualstreu und Aufmineralisierung infolge physikalischer Neuverwitterung des Skeletts, zum liegenden Horizont mit überwiegender chemischer Verwitterung (hier: Cj- oder Cu-Horizont) mit Eisen- und Tonhäutchen über dem Zersatz und zum entlang der Schieferungsklüfte isovolumetrisch zersetzten und klüfterweiterten, leicht gebleichten Saprolit nach unten erkennbar.

Wo in günstigen Lagen größere Reste des altverwitterten Solums erhalten geblieben sind, wurden auch diese Reste in die Neuverwitterung und Aufmineralisierung mit einbezogen. Je nach deren Intensität werden diese Böden als *Cambic Ferralsols* (liegender Übergangshorizont noch rötlich und sauer und mit Latosolmerkmalen aus Tab. 28; hangendes verbraunt, skelettarm) oder als *Rhodic* bzw. *Chromic Cambisols* (kräftig durchgängig verbraunt, hoher Skelettanteil, häufig gekappt) bezeichnet. Typprofile für den Cambic Ferralsol sind KH44 (allerdings gekappt unter Blockstreu) und KH47 aus dem Daan-Viljoen-Wildpark. Für den Typ des Rhodic Cambisol steht das gekappte Profil von Farm Hohenheim (KH53) und das gut erhaltene von Farm Hoffnungsgeld (KH40). Bei diesen beiden Typen schwankt die Mächtigkeit des Solums zwischen 30 und 100 cm; im Fall von KH53 verursachte die junge Erosion eine Veränderung der Klassifizierung hin zum (Sapro-)lithic Leptosol. In seltenen Fällen, vor allem innerhalb von flachen Depressionen in abflußperipheren Lagen, hat sich innerhalb einer Paläo-Latosoldecke durch Sickerwasserzuström noduläres Calcrete gebildet, wie bei KH10 (Weissenfels). Auch SCHOLZ (1963: 74f) hat von Farm Sandpütz ähnliches beschrieben - allerdings von einer Rivierterrasse. Auf dem Neudammer Hochland sind diese Kalknodulen in den Latosolprofilen häufiger.

Jüngere Bodenbildung

Mit zunehmender Eintiefung der Täler spielte die jüngere Verwitterung aus gering vorbelastetem und nicht chemisch zersetztem Gestein eine zunehmende Rolle. Da sich im Khomas-Hochland Neuverwitterungsprozesse aus Festgestein aber vorwiegend auf den Hängen abspielen, sind hier im Sinne des Catena-Prinzips Transportprozesse bei der Bildung von Bodentypen zu berücksichtigen. Schon an den Oberhängen, also noch im Saprolit, ist das Solum ja infolge der Profilkappung meistens bereits sehr geringmächtig. Die steiler geneigten Mittelhangbereiche sind sogar noch stärker gekappt, so daß sich ausschließlich flachgründige Leptosols ausbilden konnten (KH18, KH25, KH39, KH41). Sie werden vorwiegend nach ihren ökologischen Eigenschaften unterschieden und spielen in einer morphogenetischen Interpretation kaum eine Rolle, da ihre Entstehungsweise einphasig gesehen werden muß und ihnen deshalb keine Stellung als Milieuindikator zukommt.

In der Regel herrscht ein Gleichgewicht zwischen geringer Neuverwitterung und Abtrag, solange eine schützende Schotterstreu und Mikrosedimentfallen erhalten sind. Ansonsten stellen sie mobiles Bodenmaterial für die Kolluvienbildung bereit, die sich meist in den Tal-linien manifestiert. Die Textur ist vielfach feinsandig bis schluffig, bei sehr hohem Skelettan-teil (> 90 %). Regenflächenereignisse können auf undurchwurzelten Hängen daher große Abtragsleistungen bedingen. Dies kann bis zur Freilegung des Festgesteinsuntergrundes bis Reliktsubstraten in Taschen und Klüften führen. Dieser, v. a. im Westen des Hochlands ver-breitete Typ wird als *Rupisol* bezeichnet.

An den Unterhängen, wo die Hangneigung flacher wird und zu den Talböden übergeht, ist in einigen Fällen eine stabilere Bodenbildung auch im rezenten Milieu möglich, so daß sich dort vereinzelt schwach bis mäßig entwickelte Cambisols mit erkennbarer Horizontierung gebildet haben, die aber häufig im Zuge von Extremereignissen wieder gekappt wurden. Gut ent-wickelte derartige Formen wurden nicht gefunden und sind auch bei anderen Autoren nicht beschrieben.

Viel häufiger sind die reinen Kolluvialformen, die sich häufig in den Mittelhängen kurzer Seitentäler oder den Tiefenlinien der Haupttäler sammeln. Hier werden sie aber nur temporär sedimentiert, um bei starken Abflußereignissen dem Vorfluter zugeführt zu werden. Auf diesen Sedimentkörpern ist nur selten eine autochthone Boden-neubildung zu erkennen. Selbst im Humusanteil unterscheidet sich die Bodenoberfläche nicht vom 3-5 m tieferen Auf-lagebereich, obwohl sie offenbar für dichte Grasdurchwurzelung günstige ökologische Bedin-gungen bieten. Diese jüngeren Kolluvien sind in ihrer sandig-schluffigen Textur, welche der-jenigen der Hangsubstrate genau entspricht, sehr homogen und werden hier als *Cambic Kollu-visols* bezeichnet. So werden sie von den o. g. Ferralic Kolluvisols aus ehemaligen Latosol-profilen unterschieden. Diese stellen immer fossile bzw. reliktsche Typen dar und enthalten daher durchaus autochthone Neubildungen in den obersten Horizonten. Sie können rezent vor allem deswegen nicht mehr formiert werden, weil auf den wenigen angrenzenden Flächen kaum noch mobilisierbares altverwittertes Material zur Verfügung steht.

Folgende idealisierte Catena läßt sich demnach aus den pedologischen Untersuchungen des Khomas-Hochlands ableiten:

1. Paläo-Ferralsols (Latosole) auf den Hauptwasserscheiden
2. Cambic Ferralsols und Rhodic Cambisols auf denudierten Flächenresten
3. Planosols oder Gleysols in exhumierten Depressionen auf Flächenresten
4. Saprolithic Leptosols auf zerschnittenen Flächenresten, der Riedel-Gipffelur und den Oberhängen der Täler
5. Lithic Leptosols, teilweise Rupisols auf den Ober- und Mittelhängen

6. Cambic Kolluvisols in den Seitentälchen der Mittelhänge (Mittelhangkolluvien)
7. Cambisols (meist gekappt) in Unterhängen
8. Cambic Kolluvisols in jüngeren Tälern
9. Ferralic Kolluvisols in Beckenlagen
10. Fluvisols als alluvial transportierte Bodensedimente in den Tälern der Hauptvorfluter.

Diese charakteristische Abfolge läßt sich in weiten Teilen des Khomas in nur geringen Variationen beobachten und zeigt die typischen pedologischen Merkmale einer Abtragungslandschaft.

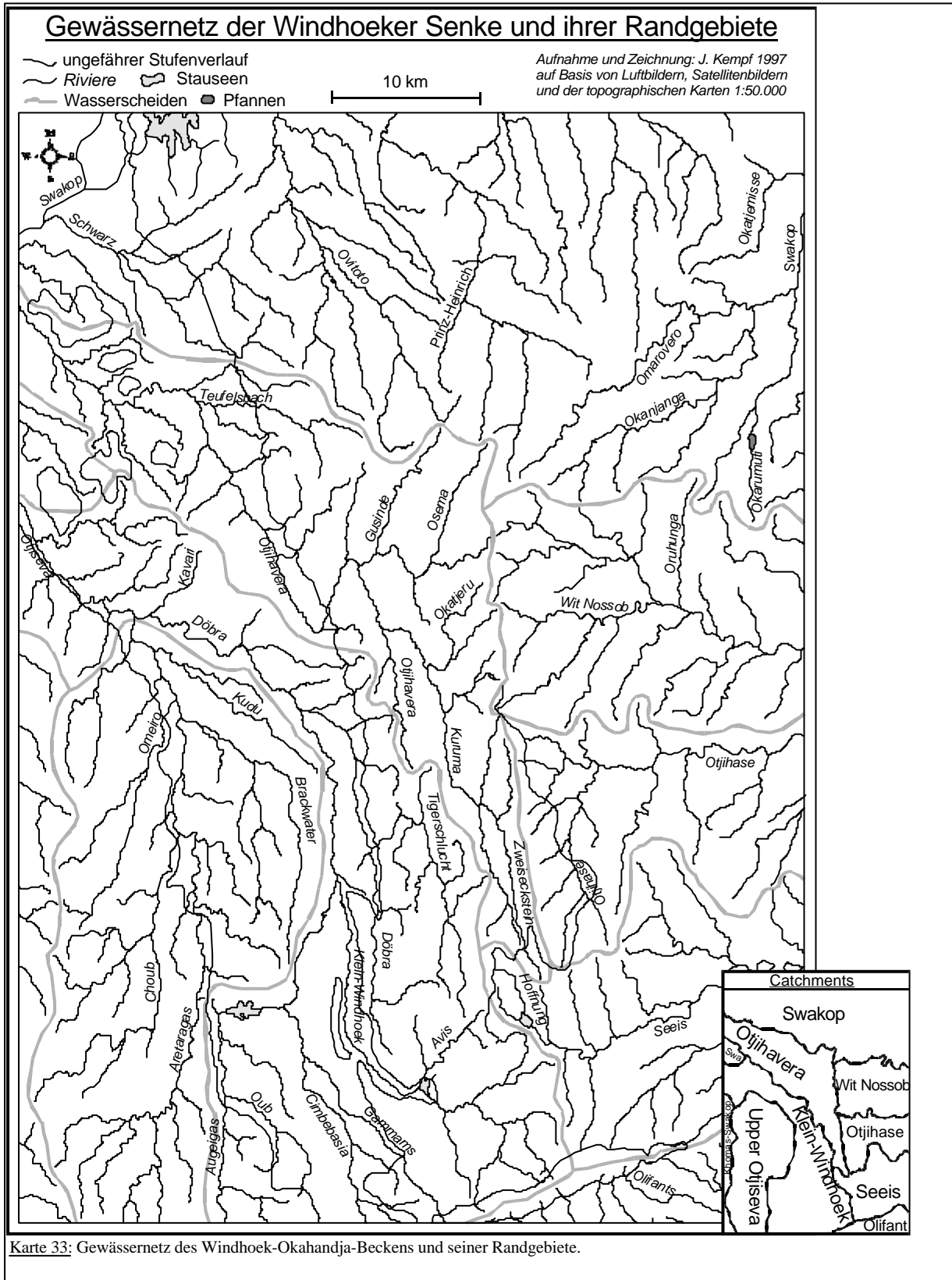
4.4 Das Windhoeker Becken und seine Randgebiete

Das Khomas-Niveau wird von seiner östlichen Fortsetzung durch das ca. 10-20 km breite Windhoek-Okahandja-Becken getrennt. Die scharfen Hangprofilknice an den Füßen der Ost- und der Westhänge ließen einige Autoren vermuten, daß es sich um eine rein tektonisch bedingte Absenkung handelt, wofür auch das Vorkommen von Thermalquellen spricht. Die Annahme eines Grabenbruchs lehnte bereits JAEGER (1920) für das Gebiet zwischen Windhoek und Okahandja ab und auch GEVERS (1933b, 1942), der die Tektonik im Windhoeker Raum umfangreich untersucht hat, sah keinen Bezug der lokal vorhandenen Verwerfungen und Ruschelzonen zur rezenten Großform des Beckens (vgl. auch KAYSER in OBST & KAYSER 1949: 251). Er schiebt ihnen aber die Bedeutung von Leitlinien für die ausräumenden Kräfte zu.

In Kap. 4.3 wurde bereits eine im Oligozän verstärkte tektonische Aktivität erwähnt, welche in der Bildung von Phonolith-Schloten und davon austreichenden Trachytgängen gipfelte. In dieser Phase ist die tektonische Hauptaktivität am Hochlandsscheitel zu vermuten, denn anschließend sind keine Anzeichen übermäßiger endogener Formungskräfte mehr gegeben. Gleichzeitig wurde angeführt, daß einige Zeit nach den vulkanischen Ereignissen das Morphomilieu noch immer flächenbildend gewesen sein muß, denn die Schlote wurden ausnahmslos im Khomas-Niveau geschnitten. Die erfolgte Kappung spricht gegen einen Grabenbruch oder eine größere Verwerfung in direktem Zusammenhang mit den vulkanischen Ereignissen, denn das Flächenniveau setzt sich ja östlich des Beckens fort. Im Falle einer Grabenbildung wäre diese Fortsetzung nicht mehr möglich und die Phonolith-Schlote ebenso wie die Randverebnungen an den Eros- und Otjihavera-Bergen von der flächenhaften Formung ausgenommen gewesen. Möglicherweise haben sich aber schon im Zusammenhang mit der Längs- und Querwölbung des Hochlands im Scheitelbereich Veränderungen der lokalen Erosionsbasen, kleinere Verwerfungen, Zerrungsspalten und Zonen stärkerer Gesteinszerrüttung ergeben, die letztlich für die Erosionsimpulse ausschlaggebend waren.

Im Norden hat das Becken bei Okahandja Anschluß an die Haupttrumpffläche mit dem darin eingetieften Swakop-System, so daß mindestens seit der tektonischen Haupthebungsphase im Oligozän kein Anschluß des Proto-Kuiseb auf das Neudammer Hochland mehr möglich war. Dies unterscheidet den Kuiseb vom Swakop, der ja noch heute über den Hochlandsscheitel hinweg nach Osten durchgreift, aber vermutlich durch das genetisch gleichartige Otjiterazu-Becken beeinflusst wurde. Vermutlich wurde der obere Proto-Kuiseb im Zusammenhang mit einer leichten Einmuldung am Hochlandsscheitel in die stark belastete Zone gelenkt und hat dort sein Breittal parallel zum Swakop tiefergelegt. Erst die weitere Aufwölbung hat diesen Zustrom vom Neudammer Hochland in das Windhoek-Okahandja-Becken abgeschnitten und die Entwässerung des Seeis-Niveaus in östliche Richtungen verändert. Spätestens mit Ende der Haupttrumpfflächenphase und einsetzender tiefer Zerschneidung war jedoch der Flächenanschluß der Auas-Phonolithschlote beendet. Insgesamt deutet die komplizierte Situation des Flächenreliefs im zentralen Teil des Hochlands nachdrücklich auf die Annahme einer in Damara-Streichrichtung verlaufenden Längs- und einer senkrecht dazu streichenden Querwölbung hin.

Karte 33 zeigt das Gewässernetz des Windhoek-Okahandja-Beckens. Deutlich wird der durch tektonische Leitlinien bestimmte Verlauf der Riviere, insbesondere in den Hochlandsbereichen westlich und östlich des Beckens. Im Satellitenbild von Tafel 5, Foto 2 sind sich im Hochlandsscheitelbereich spitzwinklig kreuzende Lineamente zu erkennen, welche als fluvial weitergeformte Zerrungsspalten interpretiert werden. So kommt es vor, daß die Riviere an den Kreuzungspunkten dieser Zerrungsspalten mehrfach die Fließrichtung gewechselt haben (vgl. Tigerschlucht, Kuruma, Osema etc.). Diese Situation ist mit derjenigen auf der Khomas-Hochland (Tafel 5, Foto 1) vergleichbar (s. Flußumlenkungen auf S. 461, Karte 32). Erst am Flächenansatz des Seeis-Niveaus, also östlich des Wölbungsscheitels verlaufen die Riviere der Nossob-, Otjihase- und Seeis-Systeme wieder überwiegend in Streichrichtung des Längsgefälles der Aufwölbung (Abwölbung). Abb. 112 stellt diesen Übergang vom Windhoeker Becken zum Neudammer Hochland im Längsachsen-Geländemodell dar. Dabei wird auch die Lage der Flächenniveaus deutlich:



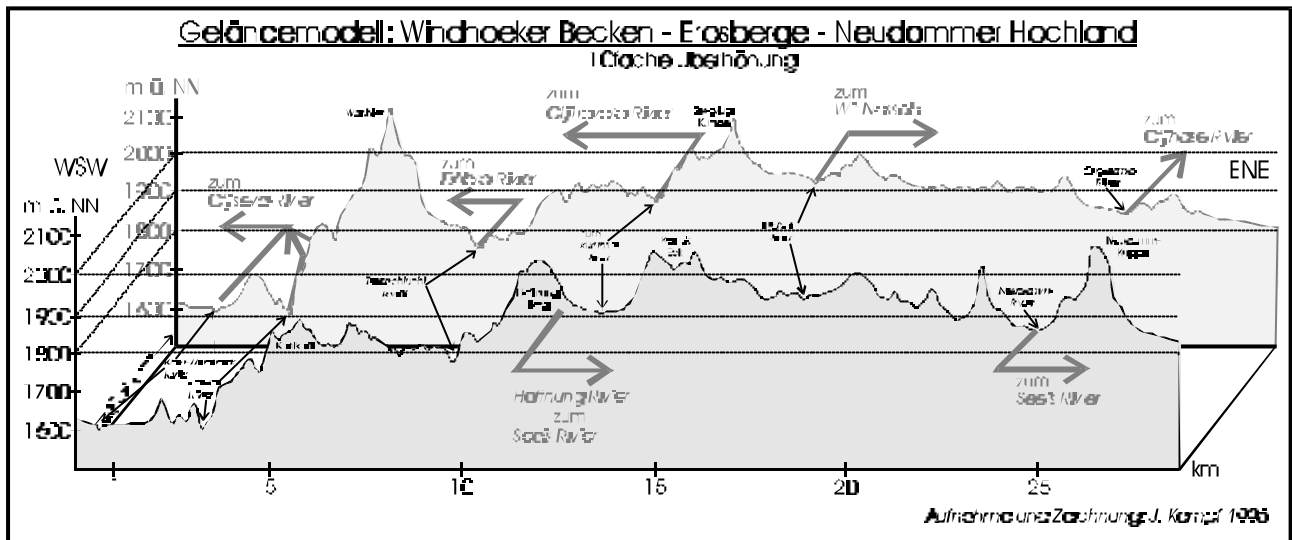


Abbildung 112: Geländemodell vom südlichen Windhoek-Okahandja-Becken über die Erosberge zum Neudammer Hochland.

Das Khomas-Niveau westlich des Beckens setzt sich auf der Ostseite in der Gipfflur von Hoffnung-Berg, Kapps Eck, Neudammkuppe sowie an den oberen Randverebnungen von Wächter und Bergflug-Kuppe fort. Das Seis-Niveau des Neudammer Hochlands liegt dem gegenüber um rund 150-200 m tiefer und reicht zwischen den Auas-Bergen und Hoffnung als Verebnung bis zum Tigerschlucht-Oberlauf. Dies ist ebenfalls in der nach der Fossilierung der Haupttrumpffläche auf dem Khomas-Niveau weiterlaufenden Hebung des Scheitels begründet. Erkennbar ist eine ähnliche Stufung wie an der Kriess-Stufen in der zentralen Namib, wo zwei gegensätzlich geneigte Rumpfflächen aneinanderstoßen - allerdings auf höherem Niveau. Dies ist in der Herausbildung stärkerer Höhenunterschiede am Wölbungsscheitel als bei der Flexurierung der Randstufenregion zu erklären.

Den Übergang aus westlicher Blickrichtung veranschaulicht das Geländemodell vom Abb. 113 im Streichen der Auas-Berge. Auch hier ist erkennbar, daß östlich des Wölbungsscheitels die Rumpffläche des Seis-Niveaus in 1900 m Höhenlage einsetzt. Westlich des Scheitels dacht eine hypothetische Fläche mit doppelter Stufung zum Windhoeker Becken ab. Sie ist heute stark zerschnitten. Die Randverebnungen der Auas-Berge scheinen diese Abdachung ebenfalls nachzuzeichnen. An einigen Inselbergen ist das 1900-m-Niveau innerhalb der gesamten Profilabfolge des Geländemodells zu beobachten; selbst im westlichsten Profil ist es als Randverebnung nördlich des Uitsig-Bergs erhalten, nördlich von Klein Windhoek in der Höhe Windhoek. Gleichzeitig sind die Täler südlich der Höhe Windhoek im Bereich westlich der Stadtteile Klein-Hamburg-Montebello (bei Avis) tief in den Saprolit dieses Niveaus eingeschnitten. Dort wurden die am stärksten isovolumetrisch zersetzten Glimmerschiefer des gesamten Hochlands gefunden. Das in seiner Oberflächenstruktur kaum veränderte Festgestein war hier mit einem Spaten bis in über Metertiefe leicht grabbar.

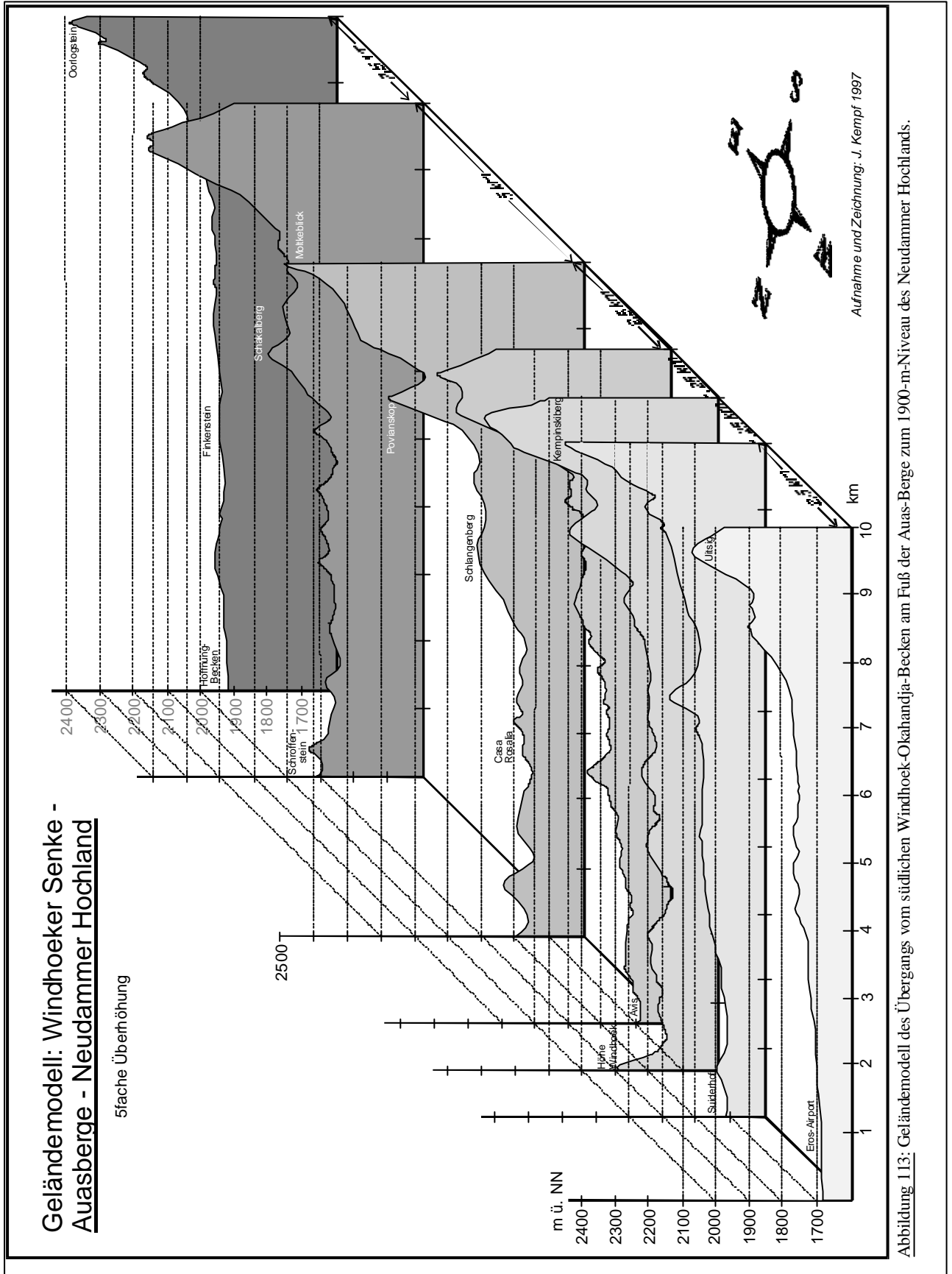


Abbildung 113: Geländemodell des Übergangs vom südlichen Windhoek-Okahandja-Becken am Fuß der Auas-Berge zum 1900-m-Niveau des Neudammer Hochlands.

Kompakt aussehende Schiefer konnten zwischen den Fingern zu Glimmerplättchen und Quarzgrus zerrieben werden. Die chemische Verwitterung des fast 200 m höher liegenden 1900-m-Niveaus muß demnach sehr tief durchgegriffen haben, was auf langdauerndes, Tiefenverwitterung förderndes Morphomilieu sowie auf tektonisch bedingte starke Gesteinszerrüttung hinweist (zahlreiche Zerrungsspalten, Trachytgänge und Verwerfungen). Die Genese der Landschaft um das Windhoek-Okahandja-Becken kann nicht allein tektogenetisch oder klimageomorphologisch gedeutet werden.

Im Becken selbst sind keine fossilen Latosolrelikte aufgeschlossen. In Positionen an denen eine autochthone Bodenbildung angenommen werden kann, wurden flachgründige Cambisols oder Leptosols gefunden. Ansonsten treten v. a. Ferralic und Cambic Kollvisols auf (s. Kap. 4.3.3.3). Als Charaktertypen gelten die Profile KH28 von Okapuka und KH31 von Cimbasia. In tieferen Baugruben innerhalb des Stadtgebiets von Windhoek wurde in mehreren Fällen eine sehr hart verbackene, teilweise speckig wirkende, über 4 m mächtige Kalkkruste unter Kolluvium gefunde, die vereinzelte kantige bis schwach kantengerundete Schotter enthält (*locus typicus* 22°35'47"S, 17°04'59"E; Baugrube NAMCO, Profil KH59 in Foto 4 auf Tafel 10). Die Krustenstruktur und der Speckglanz mancher Partien ließen dabei auf eine partielle Silifizierung² der Kalkkruste schließen. Auch die Baugrube des neuen Geological-Survey-Gebäudes hat 1997 das gleiche Krustenprofil aufgeschlossen.

Es wird eine syngenetische Verbackung durch laterale Sickerwasserströme vermutet, wobei das ursprüngliche Ausgangsmaterial als schutthaltiges Bodensediment einzustufen ist. Diskordant überlagert wird das Profil von einem bis über 2 m mächtigen, unverbackenen Kolluvialhorizont (Latosolkolluvium oder Mischkolluvium), das von einer schwachen Bodenneubildung bedeckt ist. Sowohl silifizierte Kalkkruste, als auch Latosolkolluvium müssen als abgeschlossene Reliefgenerationen der Vorzeit angesehen werden. Ein sehr ähnlicher Aufschluß mit geringerer kolluvialer Überdeckung wurde auf Farm Okongue (Profil OM02: 21°07'38"S, 15°53'14"E) gefunden, dort jedoch mit Hanganschluß an carbonatische Gesteine einer Inselbergrippe (Dolomit und Karibib-Marmor).

Die Bodentypen der Hänge und der kolluvialen Verfüllung im Windhoek-Okahandja-Becken entsprechen denen des Khomas- und des Neudammer Hochlands. Sie lassen sich aufgrund fehlender Korrelationen und Datierungsmöglichkeiten nicht einem konkreten Bildungszeitraum zuordnen. Es sind nur Analogieschlüsse auf andere Gebiete möglich.

² diese Einschätzung wurde durch eine gemeinsame Begehung mit Dr. H. SCHARF (Dept. Geogr., Univ. of Port Elizabeth) am 06.07.1999 bestätigt.