

## 4.5 Neudammer Hochland

Das bei JAEGER (1963: 43-49) beschriebene Neudammer Hochland bildet eine dem Khomas-Hochland entsprechende Rumpffläche auf der östlichen Seite des zentralnamibischen Hochlandsscheitels. Es ist wesentlich weniger stark zerschnitten als sein Gegenstück westlich dieses Scheitels und setzt in ca. 1900 m Höhe an. Nach Norden steigt es sanft zu den Otjosodjupa-Bergen an, welche die östliche Fortsetzung des tief zerschnittenen Khomas-Niveaus bilden. Sie sind durch das Otjiterazu-Becken des oberen Swakop (s. Kap. 4.2.2.1, S. 357) von ihrem östlichen Anschluß, den Onjati-Bergen getrennt (vgl. auch Blockbild von Abb. 107). Nach Nordosten läuft dieses Niveau aus, ist aber noch in der Gipfflur des 1984 m hohen Omieve-Bergs (Inselberg aus kambrischem Serpentin) erhalten. Es wird hier Onjati-Niveau genannt und senkt sich gemäß der Wölbungslängsachse nach Osten zum Kalahari-Becken hin ab. Sein Pendant südlich dieser Achse bildet das Seeis-Niveau (s. Abb. 107, S. 446), das vom Nossob- und Seeis-System zur West-Kalahari hin geneigt ist. Im Osten kulminieren diese beiden Niveaus in der Wasserscheide zwischen dem zum Fischfluß strebenden Nossob und der endotheischen Kalahari-Drainage des Epukiro, wobei der Kulminationspunkt in der Gegend Steinhausen/Hochfeld liegen dürfte. Dort sind - anders als am oberen Swakop - beide Niveaus nicht mehr gegeneinander abgesetzt. Das Neudammer-Hochland mit dem nordostwärts geneigten Onjati-Niveau und dem südostwärtigen Seeis-Niveau bildet also den östlich-distalen Teil der Hochlandsaufwölbung von Zentral-Namibia.

Wie im westlichen Teil, dem Khomas-Hochland, dominieren auch hier die Quarzglimmerschiefer der Kuiseb-Formation und das untere Damara den geologischen Untergrund. Über große Strecken sind aber auch die dazwischenliegenden Kratonreste mit Paragneisen, Schiefen und Quarziten aufgeschlossen, stets jedoch vollständig eingerumpft. Ein solcher Kratonrest auf dem Seeis-Niveau ist im Ondekaremba-Inlier erhalten, in dessen Südwestecke der Windhoek Flughafen liegt. Nur sehr wenige Inselberge sitzen dieser Rumpffläche auf. Die größten davon sind die Bismarckberge in östlicher Verlängerung der Auas-Berge. Dabei handelt es sich um die Reste einer Überschiebungsfalte die im Zuge der Damara-Orogenese über den Kratonrand gelegt wurde. Heute überlagern dort die älteren Quarzite der Auas-Formation die jüngeren Schiefer der Naos-Formation. Alle steil einfallenden Gesteinsschichten wurden durch die Rumpfflächenbildung geschnitten.

Ähnlich wie beim Khomas-Hochland standen auch beim Abtragungsgebiet Neudammer Hochland die pedologischen Untersuchungen im Vordergrund. Aus dem untersuchten Areal lagen vorher keinerlei Bodenbefunde vor. Lediglich SCHOLZ (1968d) hat ein begrenztes

Gebiet bei Steinhausen, nordwestlich des hier betrachteten Arealis bodenkundlich kartiert. Er hat dabei folgende Kategorien unterschieden:

1. Rotbraune, tiefgründige Böden der Ebenen
2. Hellbraune Böden auf äolischen Sanden
3. Mittelbraune kalkhaltige Böden
4. Böden mit einer Hardpan (Calcrete)
5. Rötlichbraune, tiefgründige Böden in schwacher Muldenlage
6. Böden der Depressionen ohne Kalkkruste
7. Dunkle, grauschwarze Böden der Depressionen mit Kalkkrusten
8. Flachgründige, rotbraune Böden der Kuppen und Hänge
9. Tiefgründige, rötlichbraune und braune Böden der Täler

Die eigenen Aufnahmen auf dem Neudammer Hochland umfaßten 48 komplette Profile, von denen hier einige vorgestellt werden.

Profil NH28 von Farm Sonnleiten (*locus typicus* 22°31'11"S, 17°25'07"E), auf dem Pediment der Bismarckberge: Aufgeschlossen ist ein mehrphasiges Latosolkolluvium über einem fossilen Latosolrest. In Kap. 4.3.3.3 wurde dieser Typ als Ferralic Kolluvisol bezeichnet. Die Horizonte von NH28 sind intensiv und leuchtend braunrot gefärbt (chromic) und weisen alle eine sehr ähnliche, lehmig-sandige Textur, niedrigen pH-Wert (KCl), niedrige Kationen-Austauschkapazität und eine Basensättigung von 30-40 % auf (neuverwitterte Horizonte etwas mehr). Damit darf für alle aufgeschlossenen Horizonte der gleiche Ausgangsboden angenommen werden. Erkennbar sind vier Kolluvialphasen, von denen drei durch eine jeweils schwache Bodenbildung stabilisiert wurden. Eine Phase weist eine Erosionsoberfläche mit Residualstreu (Diskordanz). Der Latosolrest im Liegenden ist sehr stark gekappt und mit Kernsteinen angereichert, die sich in den Kolluvialhorizonten nur ganz vereinzelt finden, seine Feinbodentextur ist aber mit fast 20 % Tongehalt etwas feiner als die Kolluvien.

Profil NH29 von Farm Sonnleiten (*locus typicus* 22°31'13"S, 17°23'59"E), hangwärts von NH28. Oberhalb des Kolluvialbereichs vom Übergang des Bismarckberg-Pediments zur Seeis-Rumpffläche sind die gekappten Relikte eines Latosolprofils erhalten. Sie weisen nur einen initialen Verbraunungshorizont auf und zeigen an, daß es starke Kappungsphasen gab. Bodenchemische und -physikalische Parameter sind denen der Kolluvien von NH28 so ähnlich, daß der genetische Zusammenhang offensichtlich wird. Noch weiter hangaufwärts wird das Stadium des Saprolithic Leptosol erreicht. Auch auf der Rumpffläche setzen sich bei den meisten Profilen die Latosolreste fort. Sie sind häufig durch junge Gullies und Erosionsschluchten - oft bis weit in den Saprolit hinein aufgeschlossen.

Auf dem Seeis-Niveau sind demnach aufgrund der vergleichsweise geringen Zerschneidung noch in weiten Teilen tropisch-feuchte oder wechselfeuchte Altverwitterungsrelikte erhalten. Teilweise enthalten sie eine regolithische Kalkdecke oder Kalknodulen in den alten Horizonten. Dies deutet auf eine sekundäre Aufmineralisierung der ursprünglich weitgehend entkalkten Profile hin, die auf laterale Sickerwasserströme zurückzuführen ist. Eine Zufuhr des Carbonats durch äolisch eingebrachten Kalkstaub ist nicht zu belegen, da sich beim Carbonatgehalt der Horizonte an keiner Stelle ein signifikanter Gradient von oben nach unten nachweisen ließ. In der Regel war sowohl der zum Nodulen-Horizont liegende, wie auch der hangende Horizont kalkarm bis kalkfrei. In manchen Fällen wurde aber ein im Oberboden im Vergleich zum Unterboden erhöhter Anteil an freien Kationen sowie ein höherer S-Wert gemessen. Dies deutet auf eine Meliorisierung von der Oberfläche her und schließt auch äolischen Material-eintrag nicht aus. Die pedogenen Kalkkrusten innerhalb der Profile des Neudammer Hochlands scheinen aber in Verbindung mit dem Grundwasserhaushalt in der ungesättigten Zone zu stehen.

Besondere Erwähnung finden muß der Aufschluß eines, dem Profil NH28 sehr ähnlichen Bodens, nämlich NH31 von Farm Hohewarte (südwestliches Pediment der Bismarckberge). Dort enthielt das untere von zwei Latosolkolluvien über den altverwitterten Relikt eine Reihe von Artefakten des (späten?) Mittelpaläolithikums (Mittel- oder Spät-Acheul), nämlich einige große Faustkeile *in situ*. Die Fundstelle mit dem Aufschluß wurde dabei erst durch einen jungen Donga geschaffen, der beim neuen Auslauf eines Farndamms künstlich entstand. Dieser Donga hat sich in eine alte Schotterterrasse mit groben, gut zugerundeten, transportierten Kernsteinen geschnitten (Profil NH32). Die Terrasse enthält den gleichen Artefakttyp in geroltem Zustand. Sie ist unverbacken und von bis zu 3 m mächtigem Latosolkolluvium völlig verhüllt, so daß sie an der Bodenoberfläche außerhalb des Dongas nicht weiterverfolgt werden kann. Die ungerollten Fundstücke liegen zumeist auf dem gekappten Latosolrest, der also eine Erosionsoberfläche darstellt. Auch innerhalb des Kolluviums kommen ungerollte Acheul-Artefakte vor, so daß die Ablagerung als Acheul-Terrasse angesprochen werden kann. Eine vergleichbare Terrasse wurde auf Farm Blaukrans, etwa 50 km weiter südlich entdeckt.



Foto 6: Acheul-Faustkeil von Hohewarte

Zusätzlich zu den auf den Khomas-Hochland gefundenen Bodentypen kommen auf dem Neudammer Hochland graue Rivieralluvionen (Fluvisols) an allen Omiramba vor, die ähnlich wie die Cambic Kolluvials als jüngere Sedimente (vermutlich Spätpleistozän-Holozän) angesehen werden. Sie wurden von BERTRAM & BROMAN (1997) einer genaueren Untersuchung unterzogen. In Reliefpositionen, wo sie als Kullovionen oder Alluvionen ungestört erhalten geblieben sind, haben sie selbstmulchende Eigenschaften entwickelt (Profil NH08). Das Stadium eines Vertisols wird allerdings, anders als bei den Mbuga-Böden (Kap. 4.2.1.8) nur selten erreicht. Gleiches gilt für die Böden der Depressionen (NH48).

Insgesamt bietet das Hochlandsrelief relativ wenige konkrete und sichere Hinweise auf Milieuphasen oder Reliefgenerationen. Die Riviere haben mit Ausnahme des Kuiseb kaum Felsterrassen ausgebildet. Aus älteren Relieferungsphasen sind lediglich der weit verbreitete Saprolit mit Resten der zugehörigen Bodenbildungen übrig. Dadurch wird die Zuordnung zur Haupttrumpfflächen-Generation gestützt. Anhand des Reliefs am oberen Gaub muß aber ein dem Vorland entsprechender Ablauf angenommen werden: mit einem Ende der Flächenweiterbildung im Endmiozän, einer darauffolgenden Einschneidungsphase, die unter weiterlaufender Aufwölbung des Khomas-Blocks zu Flußumlenkungen und -anzapfungen geführt hat, einer anschließenden Wiederaufnahme der Tieferlegung auf dem Seeis-Niveau und Streckhangbildung am oberen Kuiseb und schließlich der tiefen Ausräumungsphase, die fast alle alten Verwitterungsdecken erodiert hat. Diese Ausräumung war wegen der Gefällsverhältnisse im wesentlichen auf die westwärts drainierenden Hochländer beschränkt. Alle festgestellten Kolluvialphasen konnten dem Quartär (vermutlich erst ab dem Ende des mittleren Pleistozän) zugeordnet werden.

#### **4.6 Kalahari-Flächen**

Obwohl aus der Kalahari mit Ausnahme einiger bodenkundlichen Untersuchungen nur wenige eigene Befunde vorliegen, soll hier im Rahmen des Transektkonzepts kurz auf diesen Sedimentationsbereich östlich des Hochlandsblocks eingegangen werden. Besonders soll überprüft werden, ob ein Vergleich mit den genauer untersuchten Sedimentationsräumen des Vorlands (Kap. 4.2) möglich ist. Erschwert wird dieser Vergleich vor allem deshalb, weil die Aufschlußverhältnisse im Kalahari-Becken sehr ungünstig sind. Von besonderer Bedeutung ist die Frage, ob und in welchem Niveau sich die zentralnamibischen Rumpfflächen im Bereich der Kalahari fortsetzen. Des weiteren ist von Interesse, ob die unter den Kalahari-

Längsdünensystemen hindurchziehende Deckelkalkkruste über den über den verbackenen Beckensedimenten der Deckelkalkkruste der verbackenen Vorland-Sedimente („Kamberg-Calcrete“) entspricht. Von einigen Autoren, z. B. EITEL (1993, 1994a), wird dies angenommen, da die Hauptkrustenfläche des Vorlandes durch die Randstufenlücke hindurch über den Hochlandsscheitel in die Deckelkruste der Kalahari übergehe. Sie seien demnach zeitlich gleichzustellen. EITEL (1993, 1994a) vermutet in Anlehnung an WARD et al. (1983) und WARD (1987) ein miozänes Alter für diese Deckelkalkkruste.

Die eigenen Ergebnisse konnten diese Annahmen nicht bestätigen. Bei der Hauptkalkkruste handelt es sich um eine Verbackung von Sedimentkörpern, die in letzter Phase als Lamellenkruste ausgebildet ist, also einer sedimentären Oberflächenbildung entspricht. Sie geht außerhalb der Sedimente in ein flächenhaft verbreitetes, vermutlich pedogenes, polygenetisch gebildetes Calcrete über, für das nicht unbedingt Sedimentationsbedingungen angenommen werden können. Auf der Rumpffläche der Randstufenlücke kommen diese pedogenen Krusten nur sehr fleckenhaft vor. Die Deckelkalkkruste der Kalahari ist wiederum innerhalb von Sedimenten (nicht von Böden) ausgebildet. Eine Korrelation von Vorland- und Kalahari-Hauptkalkkruste ist so zwar wahrscheinlich, aber letztendlich nur schwer zu beweisen und ohne zusätzliche Befunde nicht zu datieren.

Für die Hauptkrustenfläche am mittleren Kuiseb wurde auf Grundlage der zyklischen Reliefanalyse ein mittelpleistozänes (vermutlich cromerzeitliches) Alter ermittelt, das durch Artefaktfunde gestützt wurde. Vor der Bildung der eigentlichen Hauptkrustenfläche sind mindestens drei bedeutende Aufkalkungsphasen des Regoliths und der Sedimentserien (Graukalkstufe, Sandstufe, Hauptschotterstufe) festgestellt worden. Das Alter des polygenetischen Regolith-Calcretes auf der Rumpffläche der Randstufenlücke kann also zeitlich nicht genau fixiert werden. Übernimmt man das hypothetische Alter der Hauptkrustenfläche im Vorland auch in der Kalahari, so ist die Annahme EITELs (1993, 1994a) eines miozänen Alters hinfällig. Als Hypothese wird hier für die Deckelkalkkruste der Kalahari ebenfalls ein mittelpleistozänes Alter angenommen. Die Begründung hierfür liegt in den Erkenntnissen zu den Flächenstockwerken und zu deren Bodenausstattung.

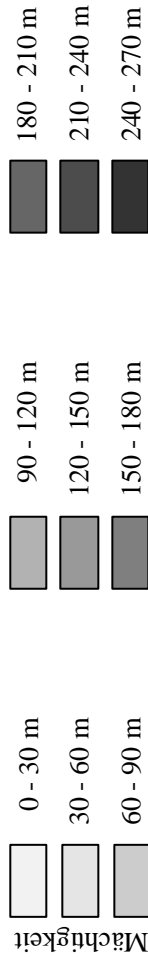
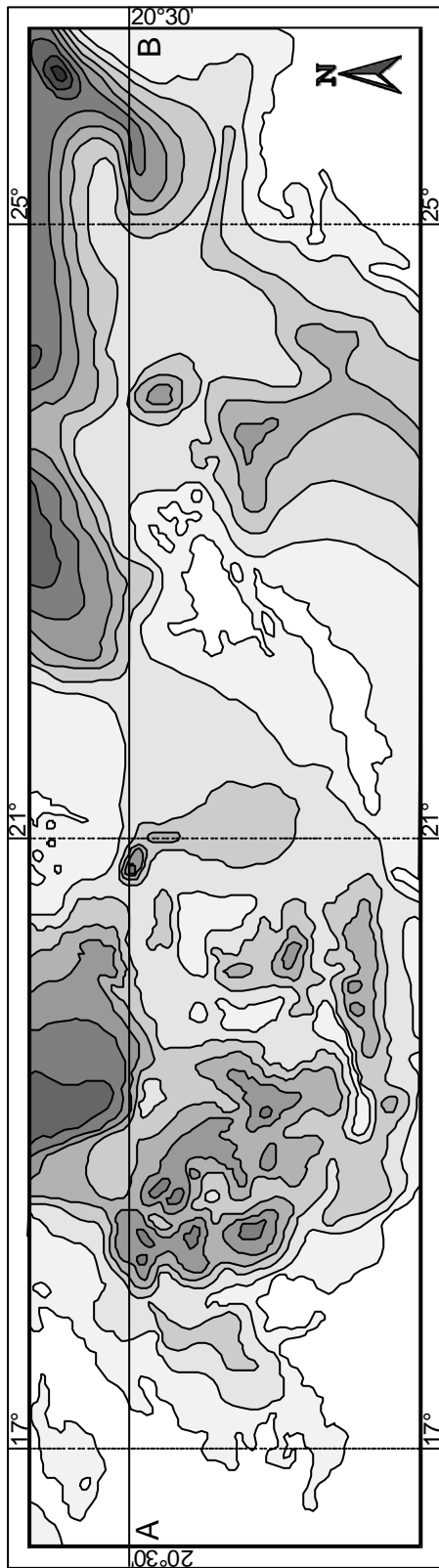
Sowohl im Vorland, als auch auf dem Hochland wurden auf der mittelmiozänen Haupt-rumpffläche und auf der pliozänen Post-HR-1-Fläche fossile Latosolrelikte über Saprolit gefunden (vgl. Profil KH27, KH36 bei Aris). Für die Bildung dieser Profile, die sich über die Pedimente bis zu den Stufenfüßen ziehen, wird flächenbildendes Morphomilieu unter tropisch-feuchtem bis wechselfeuchtem Klima angenommen. Es wird als nicht sehr wahrscheinlich angesehen, daß sich in gleicher zonaler Lage und in Akkumulationsbereichen in kaum 80

km Entfernung gleichzeitig Kalkkrusten im Schwemmsand gebildet haben (im Westen wie im Osten). Flächentieferlegung (Latosolprofile über Saprolit) und Flächenversiegelung (Krustenbildung) schließen sich gegenseitig aus. Eine im Miozän bereits existente Kalkkruste hätte vielmehr von den gleichen chemischen Tiefenverwitterungsprozessen betroffen sein müssen, wie die pliozänen Böden bei Aris oder auf dem Neudammer Hochland. Die tiefe Verkarstung und Ausbildung von Roterden über Kalkstein (*terrae rossae*) müßte für den Kalahari-Krustenbereich vorausgesetzt werden. Stattdessen wurde in keinem einzigen Aufschluß und auch nicht während den in KEMPF (1993 unpubl., 1994) genannten Bodenaufnahmen Indizien für die Ausbildung tiefer Verwitterungsprofile innerhalb der Kalahari gefunden. Auch BEUGLER-BELL (1995) erwähnt solche Altverwitterungsprofile nur außerhalb der Deckelkalkkruste in der Etoscha-Region. Stattdessen überwiegen dort schwächer verwitterte Kalkscherbenböden oder Böden aus Lockermaterialdecken (Arenosols, Regosols), die nur lokal etwas stärker verwittert sind.

Aus diesen Gründen wird angenommen, daß die Hauptkalkkruste der Kalahari eine Akkordanzfläche darstellt, die jünger ist als die letzte Tiefenverwitterungsphase - und damit jünger als Mittelplozän. Ähnlich wie beim Vorland muß also auch im Kalahari-Becken die Haupttrumpffläche unter den Sedimenten hindurchziehen. Leider liegen zu diesem Komplex keine Untersuchungen vor. Es wurden z. B. nur wenige, aus Kernbohrungen gewonnene Profile publiziert, die nicht auf eventuelle fossile Flächen mit Bodenbildung innerhalb des Sedimentpakets schließen lassen. Karte 34 und Abb. 114 zeigen, daß das Kalahari-Becken im Bereich des Transekts dieser Arbeit keine einheitliche, schüsselförmige Hohlform darstellt, wie häufig angenommen. Stattdessen sind Schwellen und Becken zu erkennen, für deren Entstehung tektonische Ursachen vermutet werden. Eine schubweise Sedimentation von den Hochländern her hätte sicher zuerst die Tiefpunkte ausgefüllt. Eine einheitliche Schichtlagerung ist in diesem Teil des Beckens nicht zu erwarten. Dazu kommt im Falle eines frühen Einsetzens der Sedimentation die Möglichkeit der postsedimentären Störung. Das Owambo-Becken als Teilbecken der Nord-Kalahari (nördlich des Untersuchungstransekts) ist vermutlich einer geringeren tektonischen Beeinflussung unterlegen und zeigt einheitlichere Voraussetzungen für durchgängige, akkordante Sedimentation (Abb. 115).

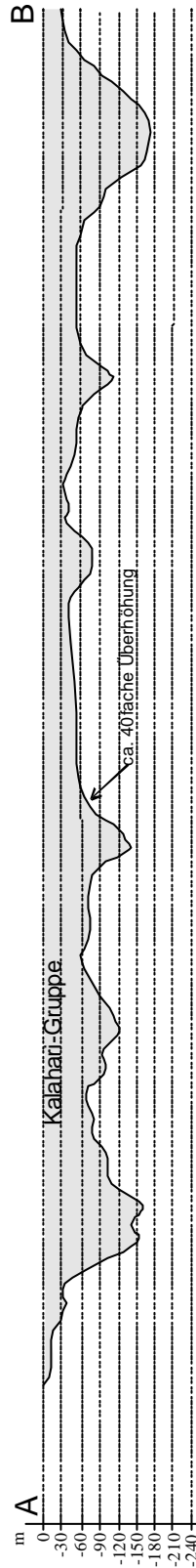
Die hier genannten Becken wurden der Literatur zufolge von 3 Sedimentserien verfüllt, denen das SACS (1980) Formationsstatus zugesprochen hat. Ein solche Dreigliederung der Kalahari-Gruppe spiegelt sich auch in einer Reihe von hydrogeologischen Arbeiten wieder (z. B. DE BEER et al. 1974).

Karte 34: Mächtigkeit der Kalahari-Becensedimente zwischen Hochlandsschichtel am Waterberg und Makarikari-Becken.



Entwurf und Zeichnung: J. Kempf, 1999  
nach Angaben von HADDON (1999: 75+Poster)

**Mächtigkeit der Kalahari-Sedimente in Karte (oben) und Aufriß (unten)**



**Profilinie A - B**

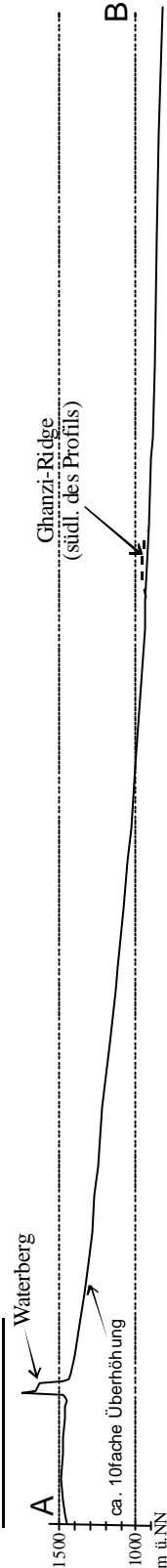


Abbildung 11.4a (oben) und 11.4b (unten): Profile durch das nördliche Kalahari-Becken

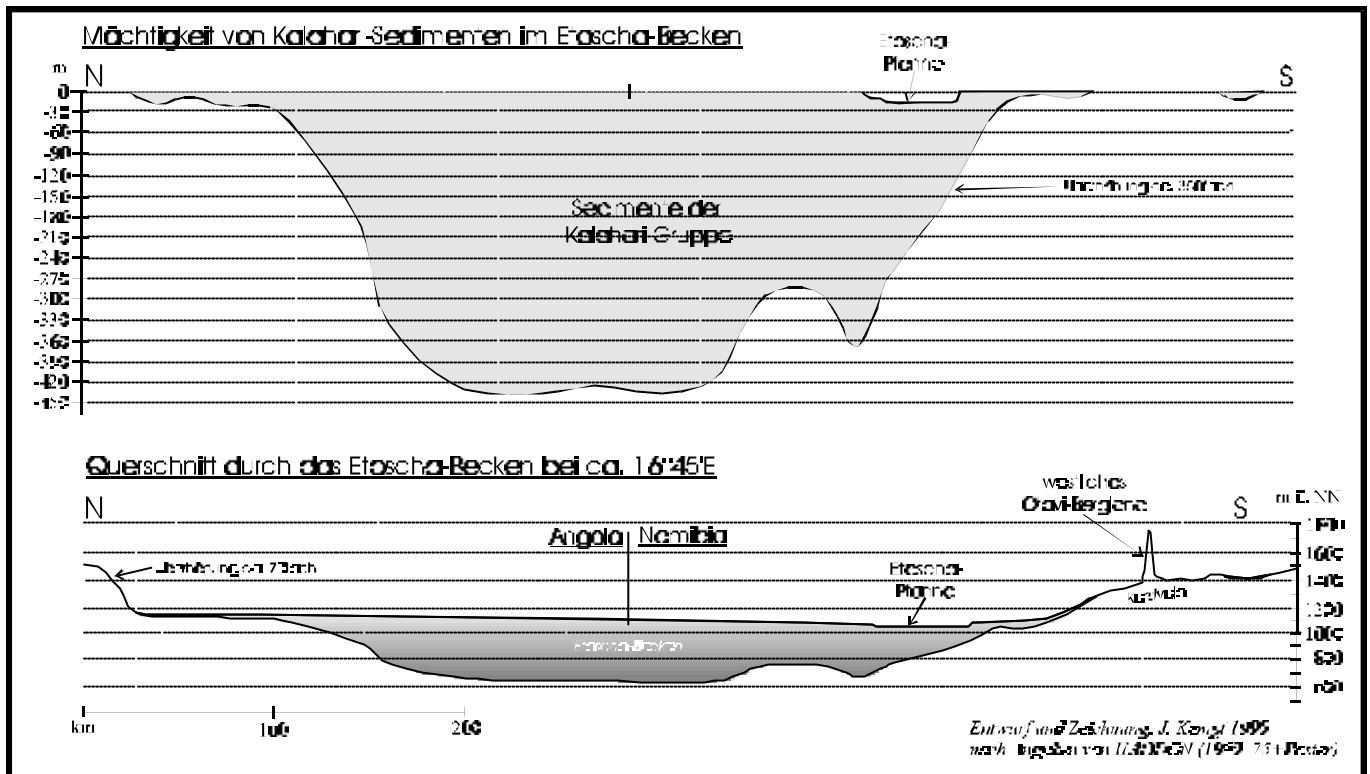


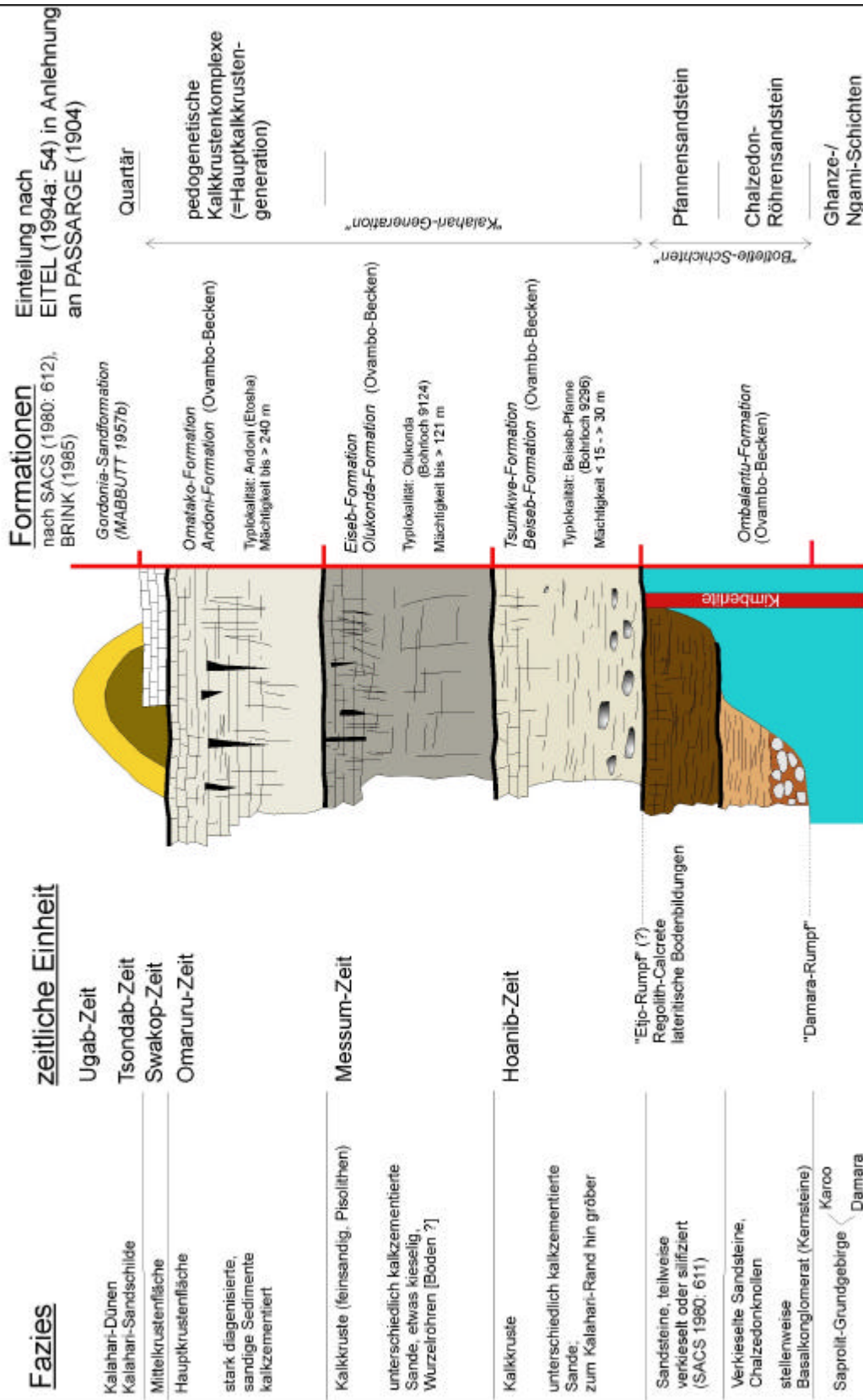
Abbildung 115: Profil durch das Etoscha-Becken der Kalahari und Angaben über die Mächtigkeit der Kalahari-Sedimente.

Wie Abb. 116 u. a. auf Basis der Untersuchungen von ROGERS (1937), des SACS (1980) und von BRINK (1985) darstellt, sind die Kalahari-Sedimente ähnlich zyklisch aufgebaut wie die Vorlandsedimente. Allerdings ist aufgrund der weitflächigen Verbreitung und der kaum merklichen Übergänge sowie der sehr beschränkten Aufschlußverhältnisse in den kaum eingetieften Rivieren die Definition von Typlokalitäten sehr erschwert. Für die gesamte Kalahari können Typlokalitäten nur aus Bohrkern-Analysen festgestellt werden. Nach THOMAS & SHAW (1991) beträgt die Mächtigkeit der Kalahari-Gruppe stellenweise bis über 300 Meter (vgl. Karte 34, Abb. 114), das Etoscha-Becken erreicht bis 425 m (Abb. 115).

Das SACS (1980) unterteilt die Kalahari-Gruppe in die drei Formationen Omatako, Eiseb und Tsumkwe (analog dazu im Etoscha-Becken: Andoni, Olukonda, Beiseb). Diese drei Formationen bestehen aus mehr oder weniger kalkverbackenen Sanden und Konglomeraten mit zwischengeschalteten Feinmateriallinsen. Sie entsprechen in der Einteilung von PASSARGE (1904) dem „Kalaharikalk“. Im Liegenden zum Kalaharikalk hat PASSARGE (1904) zwei stark verkieselte Schichten, den Pfannensandstein und den Chalzedon-Röhrensandstein festgestellt. Diese verkieselten Einheiten werden als „Botletle-Schichten“ bezeichnet (Abb. 116). Verkieselte Schichten und Chalzedone wurden als charakteristisch für die oberkretazische Rumpffläche im südlichen Namibia angesehen (vgl. SPÖNEMANN & BRUNOTTE 1989). Generell können sie aber in geeigneten Sedimentationsräumen für Kieselgele oder gelöste Kieselsäure auch auf anderen Rumpfflächen auftreten. Sie stellen eine Form des Silcrete dar.



## Sammelprofil der Kalahari-Sedimente



(ohne Maßstab)

Entwurf und Zeichnung J. Kempf 1997, nach verschiedenen Quellen

Abbildung 116: Hypothetisches Sammelprofil der Kalahari-Sedimente nach verschiedenen Quellen.

Die Mächtigkeit der liegenden Botletle-Schichten schwankt dabei extrem. Sie sind nur lückenhaft in alten Spülmulden des Damara-Rumpfes überhaupt verbreitet (Rumpffläche in Damara-Gesteinen; Auflagefläche der Etjo-Sandsteine). Abb. 116 stellt deshalb ein Sammelprofil nach den Angaben von PASSARGE (1904, 1908), ROGERS (1937), COATES et al. (1979), SACS (1980), BRINK (1985) und EITEL (1994: 54) dar. Referenzlokalitäten sind den dortigen Aufzeichnungen zu entnehmen.

Aufgrund ihrer identischen morphologischen Lage können auch die sog. Botletle-Schichten der Kalahari (nach PASSARGE 1904: 191ff) möglicherweise als Etjo-Reste interpretiert werden, da für die Botletle-Schichten keine Isotopen- oder paläontologische Datierung vorliegt und sie bisher pauschal ins Alt- bis Mitteltertiär gestellt wurden. Es handelt sich zumindest um stark verkieselte, zumeist saprolitisierte, diskordant dem Basement aufliegende Relikte eines Etjo-korrelaten Sediments. In Namibia sind sie nur an einigen Rivierbetten und Pfannen der West-Kalahari aufgeschlossen. Teilweise kommen, ähnlich wie beim Tsondab-Sandstein, Relikte von Eisenkrusten (Ferricrete, vgl. SCHOLZ 1963: 39) vor. PASSARGE (1904: 367) berichtet erstmals von der Lateritisierung und Verkieselung der Botletle-Schichten, scheut sich aber, an eine tertiäre Wüstenperiode zu glauben, der eine Periode tropischer Verwitterung gefolgt sein müsse (PASSARGE 1904: 463).

Während der Feldarbeiten im Juni 1994 konnten die Befunde PASSARGES im Raum Oas/Groot Duine/Ben Hur bestätigt werden. Die „Lateritisierung“ betrifft auch ein wahrscheinlich etjozeitliches Konglomerat (Basalkonglomerat?) auf den Farmen Oas, Versveld und Leeuwpoot, das aus kantigen bis sehr schwach gerundeten Quarzit- und Grauwackenschottern (vermutlich Kamtsas/Nosib) in einer kieseligen Matrix besteht (vgl. PASSARGE 1904: 360 und Karte der CDM 1979). Dieses vom Oberlauf des Chapman-Riviers angeschnittene Konglomerat gleicht sehr stark dem Basalkonglomerat des Etjo-Sandsteins und des Tsondab-Sandsteins. Vermutlich handelt es sich um früh-etjozeitliche Reste einer alten Pedimentbedeckung, die später von Sanden begraben wurden. Noch heute ist hier mit dem Kamtsas-Ausstrich der Groot Duine eine alte Spülscheide (traditional weitergebildet). Die Botletle-Einrumpfung erfolgte eindeutig später, nämlich möglicherweise in der Kreidezeit. Auch HAUGHTON (1969: 427) stellt diese Schichten zeitlich in die Kreide. Die starke Verkieselung der Sedimente bewirkte, daß oft sehr feine Chalzedone anstehen, die z. B. auf Farm Gaus und anderen Wasserstellen zu scharfkantigen neolithischen Werkzeugen (Klingen, Schaber, Mikrolithen) verarbeitet wurden (vgl. VIERECK 1973, s. Kap. 6).

PASSARGE (1904) war also in seinem berühmten Kalahari-Werk anscheinend ebenfalls in deutlichem Zweifel über das tatsächliche Alter seiner Botletle-Schichten, sonst hätte er nicht

in seinem Kapitel „XXXV Die mesozoische Wüstenperiode“ ein Teilkapitel „Anzeichen einer Wüstenperiode in der Botletle-Zeit“ eingefügt, denn letztere sollte ja tertiären Alters sein. An anderer Stelle (PASSARGE 1904: 628) deutet er an, daß für die zeitliche Einordnung bestimmter Chalzedone in der Kalahari „jeglicher Anhalt fehlt“, oder er ordnete sie außerhalb der Kalahari tatsächlich ins Mesozoikum (Post-Dwyka, bzw. Karoo; PASSARGE 1904: 631ff).

Weitere Argumente für eine jurassische (oder allenfalls unterkretazische) Stellung der Botletle-Schichten bieten die Lagerungsverhältnisse. Entgegen den Mutmaßungen von EITEL (1996: 118) liegen sie keinesfalls nur im Inneren des Kalahari-Beckens. Vielmehr kommen sie lückenhaft kalahariweit vor, am Botletle-Fluß und Ngami-See in ca. 900 Metern Meereshöhe, bei Oas in ca. 1400 Metern. Allerdings können sie im Tertiär kaum eine Mächtigkeit von 500 Metern erreicht haben. Demnach wurden sie bereits vor der relativen Kalahari-Absenkung abgelagert, wahrscheinlich also prä-tertiär. Außerdem fallen die Schichten wie der Damara-Rumpf zum Beckentiefsten hin ein (bei Oas z. B. in einem Winkel von 20-30°, PASSARGE 1904: 357ff). Bei einer tertiären Beckensedimentation wäre eine Winkeldiskordanz zu erwarten gewesen. Die heutigen Mächtigkeiten schwanken zwischen 20-30 und wenigen Metern (PASSARGE 1904: 599). Fritz JAEGER vermerkt in seinen Aufzeichnungen eine Mächtigkeit von ca. 70 Metern auf Farm Okamatangara, von 90 Metern am Witboovlei (*loc. incogn.*, auch nicht bei JAEGER 1939; möglicherweise Witboois-Vlei bei Gochas). Südlich der Makgadikgadi-Pfannen bilden sie eine Rumpffläche mit Karroo-Basalten (Stormberg ?), mit denen sie anscheinend verzahnt sind (vgl. Etjo-Etendeka).

Ein weiteres wichtiges Argument für die prä-tertiäre Einordnung der „Botletle-Schichten“ bietet die Existenz von mindestens vier Kimberlit-Pipes bei Sikereti im Khaudum-Nationalpark (Nordwest-Kalahari). Die Oberfläche dieser Schlote ist im Niveau der umgebenden Prä-Kalahari-Gesteine (Nosib-Quarzite, Etjo-Sandsteine, Omingonde-Siltsteine) eingerumpft, saprolitisch verwittert und von aufgekalkten Kalahari-Sedimenten überdeckt (BALFOUR et al. 1985: 71f). Die Lokalität auf der Otavi-Plattform des Kongo-Kratons weist strukturelle Beziehungen zu den Kimberliten von Orapa (Botswana) und zu einem WNW streichenden Schwarm von Dolerit-Dykes auf, die in die späte Karoo datiert werden (HEGENBERGER 1993, BALFOUR et al. 1985: 76). Überraschenderweise enthalten die Kimberlitschlote Xenolithen nicht nur aus Material der Prä-Kalahari-Gesteine (s. o.), sondern auch aus silifizierten Sandsteinen und Konglomeraten (Basalkonglomerat), die bisher zu alt- oder mittel-tertiären Botletle-Schichten gerechnet wurden. Aus diesem Grund wurden die Kimberlite von BALFOUR et al. (1985: 75) unter Vorbehalt und mit beträchtlichen Zweifeln ins Alttertiär

(>65 Ma) eingeordnet, obwohl DAWSON (1980) ein Alter von 93 Ma mit Verweis auf die Orapa-Kimberlite angibt. DINGLE et al. (1983: 254) geben für nahezu alle Kimberlite des südlichen Afrikas kretazische oder jurassische Alter an. Für die Gibeon-Kimberlitprovinz, in Süd-Namibia wurden radiometrisch ermittelte Altersangaben von 83-127 Ma ermittelt (ALLSOPP & BARRETT 1975, SACS 1980). Da es sich bei den „Botletle-Schichten“ wie auch bei den Kimberlit-Xenolithen um silifiziertes Material ehemals quarzreicher Sedimente handelt, die zumindest eine gewisse Zeit lang tropischer Verwitterung unterlagen, müßten bei einem angenommenen alttertiären Kalahari-Alder dieser Sedimente die durchschlagenden Kimberlite noch viel jünger sein. Es müßte sich bei Annahme eines tertiären Alters demnach um die weitaus jüngsten Kimberlite überhaupt handeln. Dies ist wenig wahrscheinlich. Vielmehr ist in Übereinstimmung mit den Überlegungen zur Morphoposition ein kretazisches Alter für die Kimberlite und daraus folgend ein etjozeitliches, also jurassisches oder unterkretazisches Alter für das Ausgangsmaterial der Silifizierung anzunehmen. Dann wäre ein problemloses und mit dem Alter aller anderen strukturell korrelierten tektonischen Erscheinungen kompatibles Alter der Kimberlite von Sikereti möglich.

Die verkieselten Schichten können mit Sedimenten ähnlichen Aufbaus und gleicher geologischer Position in anderen Ländern der Großregion verglichen werden (THOMAS & SHAW 1991: 56ff). Günstig aufgeschlossen sind sie besonders als Randfazies zum ausstreichenden Grundgebirge der sog. „Oas-Victoria-Schwelle“ (PASSARGE 1904; heute: „Ghanzi Ridge“ oder „Bakalahari-Schwelle“), die sich in Verlängerung des Khomas- und Neudammer Hochlands bis nach Ostafrika erstreckt. Die Stellung als Randfazies der Schwelle und nicht des Beckens belegt ebenfalls eine prätertiäre Sedimentation. Bei einem Aufenthalt im südlichen Zambia im Juni 1995 konnte dies bestätigt werden. So liegen bei Livingstone die gleichen chalzedonreichen verkieselten Botletle-Sandsteine (Etjo) über Grundgebirge wie bei Oas, stellenweise bedeckt von Silcrete und Ferricrete. Eine sekundäre Lateritisierung dieser Schichten konnte allerdings nur bei Oas festgestellt werden. Dafür liegt auf vielen der Livingstone-Aufschlüsse eine reliktsche dichte Pisolithen-Streu. Anhand der Artefakte aus Chalzedon (Later Stone Age) sind sie hier wie dort relativ leicht oberflächlich kartierbar.

Aufgrund der weit fortgeschrittenen Einrumpfung sind die geringmächtigen Botletle-Schichten nur in einigen Synklinalen (PASSARGE 1908: 141), vermutlich sehr alten Spülmulden des Damararumpfes, erhalten. Eine Zuordnung der Botletle-Schichten zu den tertiären Sedimenten der Kalahari (SACS 1980) ist aufgrund dieser Indizien kritisch zu überprüfen. Die endgültige Klärung muß jedoch weiteren mineralogischen und petrologischen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Eine genaue systematische Erforschung der Formationen innerhalb der Kalahari-Gruppe (SACS 1980) steht noch aus, wenngleich schon seit HERMANN (1909, 1910) lokale Versuche angestellt wurden. Auch MARTIN (1950: 13) sieht enge Affinitäten zwischen den Vorlandabfolgen und denen der Kalahari. Da nach Kap. 4.2.1.9 die „Tsondab-Sandstein-Formation“ (SACS 1980: 612) ins Mesozoikum (RUST 1996) gestellt wird, liegt es nahe, auch die in gleicher Morphoposition befindlichen „Botletle-Schichten“ unter Vorbehalt in dieses Zeitalter zu stellen. Eine die Botletle-Schichten abschließende Diskordanz dürfte somit der Karoo/Etjo-Rumpffläche (Fläche die diese Gesteine exhumiert) entsprechen. Damit könnte sie äquivalent zur African Surface (oder auch später) eingeordnet werden.

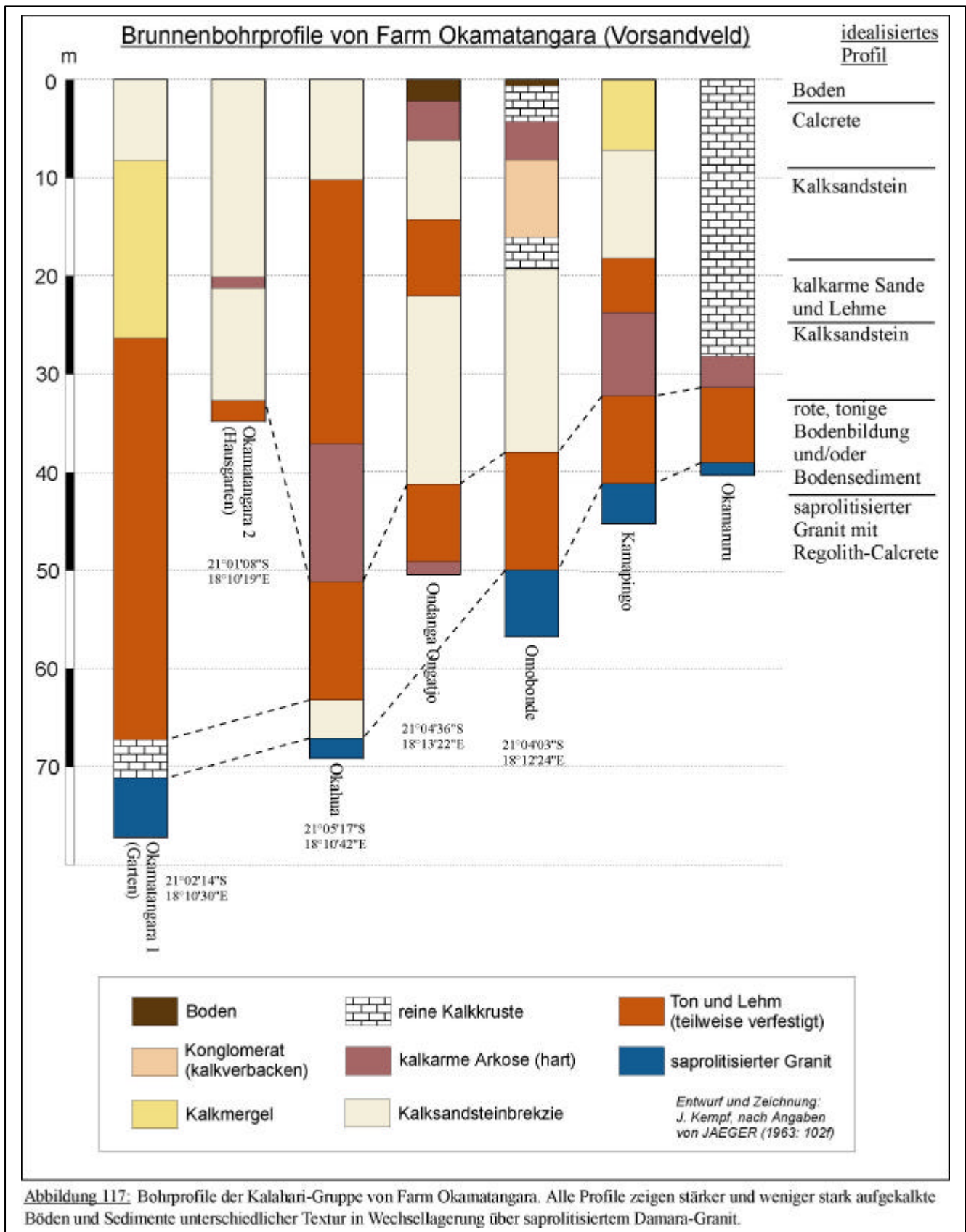
Hangend schließen sich die Tsumkwe-, Eiseb- und Omatako-Formationen der Kalahari-Gruppe an, die durch klare Diskordanzen getrennt sind (vgl. SACS 1980: 612). Im Owambo-Becken entsprechen ihnen die Beiseb-, Olukonda- und Andoni-Formation. Sie werden jeweils von einer Kalk- bzw. Dolomitkruste abgeschlossen. Verschiedene Kalkkrustenniveaus wurden bereits bei BOOCOOCK & VAN STRATEN (1962), COATES et al. (1979) und THOMAS (1988d) beschrieben. Die flächenhafte Verbreitung der Schichten deutet auf mächtige plio- und pleistozäne Sedimentschübe mit Schwemmfächercharakter hin. Da auch Schotter, Silcrete- und Eisenkonkretionen (Pisolithen) häufig vorkommen, ist der Anteil an äolisch transportiertem Material vermutlich gering. Äolische Umlagerungen kommen allerdings vor. Aufgrund der geringeren Reliefenergie, bedingt durch die kontinentale Hochlage der Becken in Bezug zu den Beckenrändern und die weite Entfernung zum Hauptvorfluter, sind grusige und grob- bis feinsandige Komponenten vorherrschend. Diese unterlagen mehrfach Verwitterungsprozessen.

Die Sedimentschübe erfolgten ungleichmäßig in einen uneinheitlich ausgeprägten Sedimentationsraum, so daß Bohrprofile kalahariweit nicht einheitlich aussehen. Schichtlücken kommen vor, die Mächtigkeiten schwanken beträchtlich (vgl. BRINK 1985, HEGENBERGER 1987). Der oberste Zyklus endet mit der Hauptkalkkruste, die von der jüngeren Mittelkalkkruste stellenweise überlagert wird (vgl. Kap. 4.3). Diese Überlagerung erfolgte dort, wo keine starke Einschneidung der Flußtäler zu vermerken ist. Im mittleren Pleistozän entstanden erste mächtige Sanddecken auf der Deckelkalkkruste, während einer hyperariden zyklischen Auslenkung (bei KORN & MARTIN 1937, 1957 und KORN 1942 unpubl. „Kalaharizeit“) bildeten sich die ausgedehnten Längsdünensysteme der Süd- und Westkalahari.

Absolute Datierungen sind für die Kalahari-Gruppe bisher nicht erfolgt. Die wenigen Fossilienfunde entsprechen rezenten Formen bzw. zeigen enge Affinitäten (SACS 1980: 611). Das läßt auf ein relativ junges Alter (Plio- und Alt- bis Mittelpleistozän) schließen. Schon

BOND (1948), DIXEY (1955) und KING (1963) nahmen ein plio- oder pleistozänes Alter der Kalahari-Sedimente an. WAYLAND (1954, 1981: 15) ordnete die jüngste Sand-Formation auf der Deckelkalkkruste ins post-Acheul (vgl. auch MacGREGOR 1947). Damit ist zwar die im Vorland ermittelte Reliefgeschichte für die Kalahari nicht endgültig bewiesen, aber durchaus möglich.

Die mögliche Parallelisierung der zyklischen Vorlandsedimente mit evtl. zyklischen Kalahari-Sedimenten bleibt trotz der Indizien im Rahmen dieser Arbeit kaum beweisbar. Die von JAEGER (1963: 102f) erwähnten, im Abb. 117 graphisch dargestellten Bohrprofile vom Kalahari-Rand bei Okamatangara förderten zwar große Mengen tonigen, roten Latosolmaterials zutage, aber es konnte letztlich nicht bewiesen werden, daß es sich nicht um Bodensubstrat *in situ* handelt, welches durch Verwitterung aus älteren Sedimentserien gebildet wurde. Die schwankenden Mächtigkeiten begründen jedoch eher die Interpretation als Kolluvium/Alluvium, denn als autochthones Verwitterungssubstrat. Die einzige tatsächlich belegbare tonreiche Bodenbildung mit Vorkommen von Regolith-Calcrete scheint jedoch im Liegenden der gesamten Serie vorzukommen. In diesem Fall wäre die Haupttrumpffläche identisch mit der Basisfläche, auf der alle Kalahari-Sedimente aufliegen und diese Sedimente alle jünger als Endmiozän.



**Abbildung 117:** Bohrprofile der Kalahari-Gruppe von Farm Okamatangara. Alle Profile zeigen stärker und weniger stark aufgecalcete Böden und Sedimente unterschiedlicher Textur in Wechsellagerung über saprolitisiertem Damara-Granit.