

GEOMORPHOLOGISCHE FORSCHUNGEN IM SÜDWESTAFRIKANISCHEN KAOKOVELD ZUM ANGEBLICHEN VOLLARIDEN QUARTÄREN KERNRAUM DER NAMIBWÜSTE

Mit 14 Abbildungen, 1 Tabelle und 6 Photos

UWE RUST

Summary: Geomorphological studies in the South West African Kaokoveld with regard to the supposedly fully arid core of the Namib desert during the Quaternary.

According to the present state of research, there exists a central area in the Namib desert between ca. 23°–15° s. latitude, which has not been affected by Quaternary climatic changes (fig. 2). This conception was checked in the field by means of geomorphological methods. The results are as follows: for the area between 23° and 18° s. latitude, the above conception has to be discarded as false. The remaining core (fig. 14) (between 18° and 15° s. latitude) seems to be only the regional expression of a lack of knowledge. Fluvial terraces and sediments testify that the northern Namib has even repeatedly been affected by Quaternary climatic changes (fig. 12). Along the Hoanib and the Hoarusib rivers, climatic oscillations in a time scale of 10²a are evident. The coastal upwelling along the northern Namib during the last glacial period was less intensive than today. Fluvial terraces in well-defined geomorphological situations are useful palaeoenvironmental indicators in the desert.

1. Einführung - Fragestellung - Arbeitsgang

Die Namibwüste ist der trockenste Kernraum des südafrikanischen Trockengebietes. Sie erstreckt sich zwischen 15° und 29° s. B. an der Westseite Südafrikas (Abb. 1). Sie hat sich seit dem Tertiär (Miozän? COETZEE 1978, SIESSER 1978; Oligozän? VAN ZINDEREN BAKKER 1975; - Zeitskala jedenfalls 10⁷a) im Zuge der plattentektonisch gesteuerten Entwicklung des zirkumantarktischen klimatischen Systems (i. S. von FLOHN 1977) herausgebildet (COETZEE 1978, MICHEL 1980). Es wird angenommen, daß die Namib in diesem Zeitraum stets ein ‚arider‘ Raum gewesen ist (WARD et al. 1983).

Die ‚geomorphologische Ära‘ (i. S. von BÜDEL 1963) der Namib reicht zeitlich noch eine Zehnerpotenz (bis 10⁸a(!)) hinter das vermutete Alter des Trockengebietes Namib zurück. Der Kunene und Hoarusib fließen abschnittsweise je in einem vom permokarbonen Dwyka-Eis (220 Ma B. P.) ausgeformten Tal (MARTIN 1953, HEDBERG 1978). Die

Flüsse mit ihren Nebentälern sind eingelassen in ein Flachtalrelief unbekannter Alters (Photo 6). Letzteres gilt für die Namib vom Kuiseb bis zum Kunene (BEAUDET u. MICHEL 1978, WARD 1984, RUST 1970). Die Talhänge des Flachtalreliefs erinnern an ‚Rampenhänge‘ i. S. von LOUIS (1964). Alterseinstufungen solcher Flachtalreliefs, etwa ‚Miozän‘ (WARD 1984, LANCASTER 1984), sind nur als Analogieschlüsse zu aus Tiefseekernen gewonnenen Paläoklimakurven zu verstehen. Fazit: Die hier zu erörternden Befunde zu quartären Klimaschwankungen sollten im erdwissenschaftlichen Kontext gewertet werden. Es sind kurzfristige Oszillationen (Zeitskala 10²–10⁴a) in einem prinzipiell ‚trockenen‘ Raum (Zeitskala bis 10⁷a),

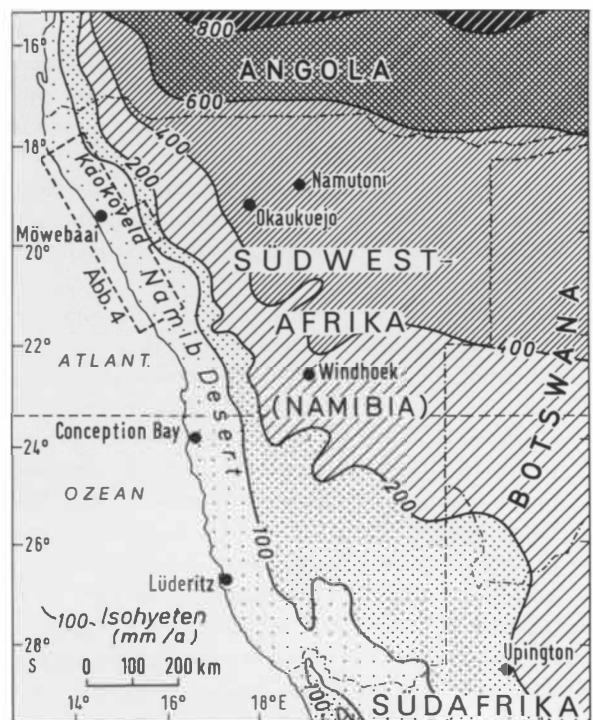


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes (Isohyeten nach Climatological Atlas of Africa, 1961)

Location of the research area (isohyets from Climatological Atlas of Africa, 1961)

die sich auf einer alten Landoberfläche (Zeitskala bis 10^8 a) wie auf einer alten Bühne abgespielt haben.

Die wesentlichen, sich gegenseitig beeinflussenden Elemente des klimatischen Systems, die derzeit die Namib bedingen, sind folgende: Südatlantische Antizyklone, kalter Benguelastrom, kalte Auftriebswasser vor der Küste (coastal upwelling) (TREWARTHA 1961, HÖFLICH 1972, VAN ZINDEREN BAKKER 1975).

Archäologische, geobotanische, geologische, geomorphologische und geozoologische Untersuchungen in der Namib belegen, daß diese Wüste wiederholt quartäre Klimaschwankungen in der Zeitskala 10^2 – 10^4 a erfahren hat, d. h. die Elemente des klimatischen Systems von heute wiederholt verschieden waren (COETZEE 1978, WARD et al. 1983; Zusammenfassung für C14-gestützte Chronostratigraphien in RUST et al. 1984). Diese Erkenntnis wird zunehmend auch gestützt durch meeresgeologische Befunde aus dem benachbarten Atlantischen Ozean (ROGERS 1977, MORLEY u. HAYS 1979, EMBLEY u. Morley 1980, DIESTER-HAASS 1985). Da die quartären Klimaschwankungen ein globales Phänomen sind, ist eigentlich auch nichts anderes zu erwarten.

Der Forschungsstand der räumlichen paläoklimatischen Interpretation der Befunde stellt sich noch immer so dar, wie ihn VAN ZINDEREN BAKKER (1967) erstmals skizziert hat (vgl. auch GIRESE 1978). Danach sollen sich die die Namibwüste bedingenden Elemente des klimatischen Systems (s. o.) aus ihrer interglazialen (= heute = ‚Hypsithermal‘) Lage in Höhepunkten von Glazialzeiten (= ‚Hypothermal‘) insgesamt äquatorwärts verschoben haben. Aus dem Wechsel zwischen diesen extremen Lagen resultiert ein Kernraum der Namibwüste (Abb. 2), in welchem die vollariden Bedingungen persistiert hätten. Im südwestafrikanischen (namibianischen) Teil der Namibwüste wäre danach die Südgrenze der Wüste im Hypothermal etwa bis zum Swakoprivier (23° s. B.)

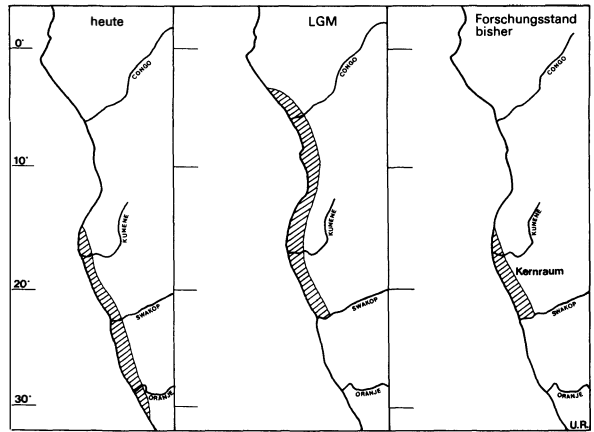


Abb. 2: Bisheriger Forschungsstand in Anlehnung an die Vorstellungen von VAN ZINDEREN BAKKER (1967ff.). LGM = Last Glacial Maximum (ca. 18 ka B. P., CLIMAP 1976)

The Namib desert (hatched) today (left), ca. 18 ka B. P. (centre), and the resulting arid core of the Namib desert (right) after VAN ZINDEREN BAKKER (1967 foll.).

LGM = Last Glacial Maximum (ca. 18 ka B. P., CLIMAP 1976)

äquatorwärts vorgerückt. VAN ZINDEREN BAKKER (1984) glaubt, daß die inzwischen (seit 1967) vorgelegten Befunde noch immer für diese Modellvorstellung sprechen. Auch die in ihren Aussagen widersprüchlichen Befunde von RUST u. WIENEKE (1976) bzw. HEINE u. GEYH (1984) über feuchtere Phasen im Raum Swakopmund sind in diesem subkontinentalen Maßstab nur als lokale Modifikationen zu bewerten.

Ermutigt durch eigene, früher gemachte Beobachtungen, daß auch in der nördlichen Namibwüste Spuren von Klimaschwankungen existieren (Hangschuttdecken, Flußterrassen am Koigab in $20,5^\circ$ s. B.; RUST 1979), ist der Autor folgender Fragestellung nachgegangen: *Ist die quartäre Südgrenze der Namibwüste*

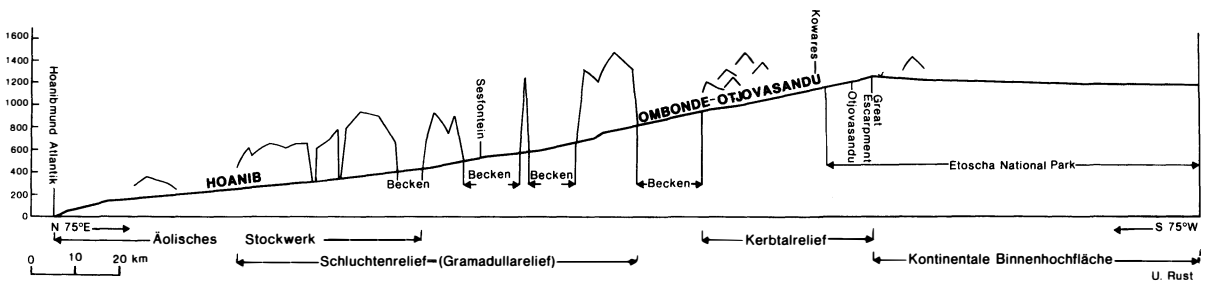


Abb. 3: West-östlicher und hypsometrischer Relieftypenwandel in der nördlichen Namib und ihrem Rückland, dargestellt am Beispiel des Hoanib

West to East and hypsometric gradients of the relief types in the northern Namib desert. Example: the Hoanib River

weiter nach N zu verlegen bzw. existiert tatsächlich ein von Klimaschwankungen unbeeinflusster ‚Kernraum‘ der Namibwüste?

HÖVERMANN (1978) hat als erster erkannt, daß in der Namibwüste ein hypsometrischer Formenwandel des Reliefs existiert. Sein am Kuisebrivier gewonnenes Ergebnis kann nach eigenen, hier erstmals mitgeteilten Beobachtungen bis in die nördlichste Namib bestätigt werden (Abb. 3). Der hypsometrische Formenwandel ist zugleich ein west-östlicher. Danach folgen entlang der Flüsse, die bis zur Großen Randstufe und darüber hinaus ins Hochland zurückgreifen, folgende Stockwerke, sich lateral verzahnend, von der Küste landwärts aufeinander: Äolisches Stockwerk – Gramadullare Relief (= Wüstenschluchtenrelief bei HÖVERMANN 1978) – Kerbtalrelief – (kontinentale Binnenhochfläche). Der Autor ist der dargelegten Fragestellung mit geomorphologischer Methodik nachgegangen. Er hat nach fluvialen Terrassen im Gramadullare Relief als Zeugen für Klimaschwankungen gesucht. Dabei verfolgte er den jüngst von MENSCHING (1984) formulierten *geomorphologischen Ansatz* der paläoenvironmentalen Interpretation von Flußterrassen in Wüsten: Sie sind in ihren Lagebeziehungen zum übrigen Relief zu beurteilen, wobei insbesondere die Nebentäler ins Auge zu fassen sind (und nicht so sehr die Haupttäler (so ALIMEN 1976)). Wir hatten diesen Ansatz für den Kuiseb in der zentralen Namib angewandt (RUST u. WIENEKE 1974, 1980): Terrassen, die in Nebentäler hineinziehen und in Rückhänge übergehen, dokumentieren Hangabtragungsprozesse aus den Nebentälern heraus (autochthone Talbildung; RUST 1975). In einem voll-ariden Raum belegen sie zwingend *feuchtere* Verhältnisse (ROHDENBURG u. SABELBERG 1980, RUST et al. 1984), d. h. konkret: feuchtere Verhältnisse in der Namib selbst.

Die Feldarbeiten, die Expeditionscharakter hatten, wurden Juli/August 1984 zunächst alleine, später gemeinsam mit Dr. J.C. Vogel, Pretoria, durchgeführt. Eigentlich bestand die Absicht, die Gramadullare Reliefs vom Swakop nach N sukzessive zu bearbeiten. Aus logistischen Gründen mußten die Feldarbeiten jedoch von Mōwebaai und Springbokwater aus (Abb. 4) durchgeführt werden. Damit verlagerte sich das Arbeitsgebiet insgesamt weiter nach N. Der Autor hat die Flußsysteme vom Koigab bis zum Munutum (und oberen Engo) im Bereich ihrer in der Namib befindlichen Laufabschnitte bearbeitet (Abb. 1, 4, 5). Die Gramadullas von Huab und Ugab konnten nur gequert, jedoch nicht weiter bearbeitet werden. Abb. 4 zeigt das Raster der Geländerouten und einer abschließenden Kontrolle vom Flugzeug aus, Abb. 5

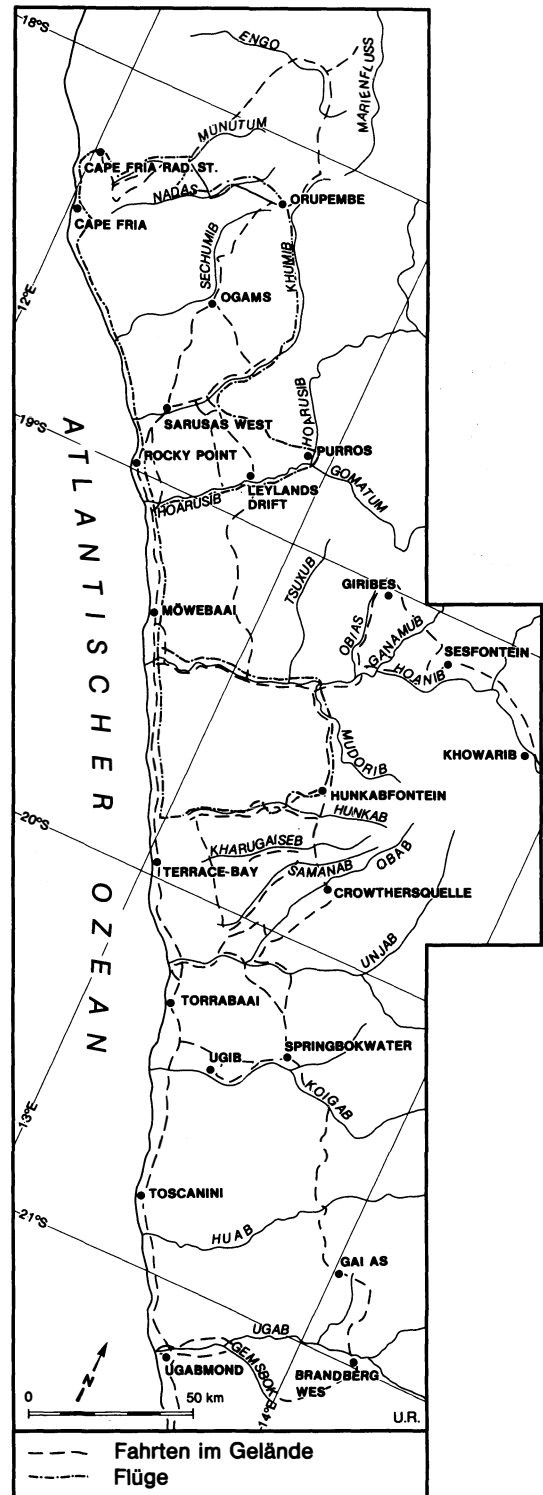


Abb. 4: Fahrten im Gelände und Flüge 1984
Field tours and flights in 1984

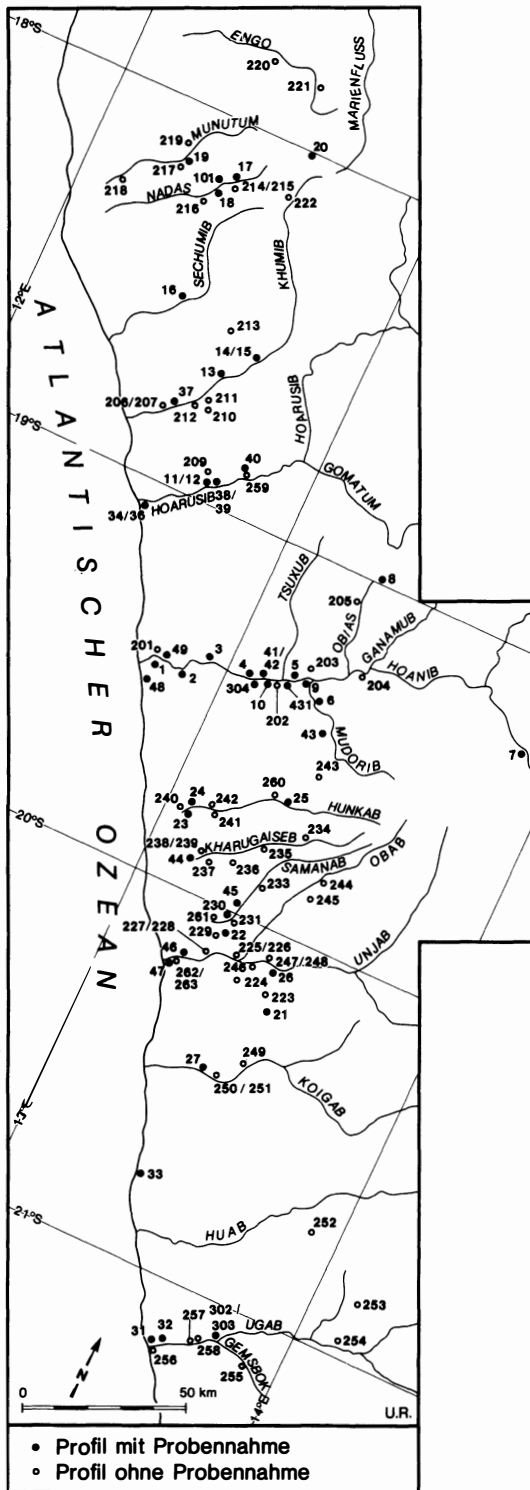


Abb. 5: Profile mit Probenentnahme und ohne Probenentnahme 1984

Field profiles in the research area 1984. Black dots = samples collected, open dots = no samples collected

die Positionen der aufgenommenen Geländeprofile, von denen hier einige ausgewählt vorgestellt werden sollen. Neben dem Suchen nach der Fragestellung gemäßen Formen und Sedimenten galt ein Hauptaugenmerk der Suche nach radiocarbonatierbarem Material. Holz, Holzkohle, Mollusken, Sinter und Kalkkrusten wurden gefunden und beprobt. Die Datierungen der Proben sind noch im Gange (Radiocarbonlabor Pretoria, Leiter Dr. J. C. Vogel). Erste Messungen, die an Hoanib und Hoarusib (Abb. 4) Umweltänderungen in der Zeitskala 10^2 a im letzten Jahrtausend dokumentieren, liegen bereits vor (Vogel u. Rust 1985).

2. Befunde

Nachfolgend werden die Befunde an 6 ausgewählten Flußsystemen der insgesamt bearbeiteten 13 Flußsysteme erläutert. Abb. 6 faßt die Beobachtungen in diesen 6 Flußsystemen zusammen. Es werden folgende Abkürzungen eingeführt: oT = obere Terrasse, mT = mittlere Terrasse, uT = untere Terrasse, jT = junge Terrasse.

2.1. Nadas

Der Nadas hat eine Lauflänge von 81 km, ein mittleres Gefälle von 1,2% und erreicht die Küste nicht (South West Africa 1:250 000). In 700–800 m üM anastomosieren Verwilderungsgerinne auf einer Alt-rampe, die sich in 650 m üM als Nadas sammeln und von da an, eine ca. 2 m hohe Terrasse bildend, in begleitende Flachhänge eingeschnitten sind. In 580 m üM existiert folgende stratigraphische Situation: lockere, unverfestigte Fanglomerate einer uT, hangend zu völlig kalzifizierten Fanglomeraten. Darunter stehen Karroo-Basalte (Etendeka, Geological Map 1980) an, in welche Kalkausfällungen eingedrungen sind. Die verfestigten Fanglomerate dokumentieren eine alte Talverschüttung (vgl. Kap. 3.). Nach der Ovahimbasedlung Ogams (Abb. 4) im System des Sechumib, wo diese Akkumulation verbreitet ist, soll sie ‚Ogams Formation‘ benannt werden.

Ab 550 m üM sind 2 Terrassen entwickelt. Eine obere Terrasse (oT) zieht als Schuttschleppe von distalen Rückhängen auf den Nadas zu (Photo 1) und dokumentiert damit, daß sie von diesen Rückhängen her akkumuliert worden ist. Abb. 7 faßt die terrestrische Situation von Profil 18 (Abb. 5) in 550 m üM zusammen. Geomorphologisch liegen 2 Terrassen vor (oT, uT), stratigraphisch 3 Sedimentkörper. Das

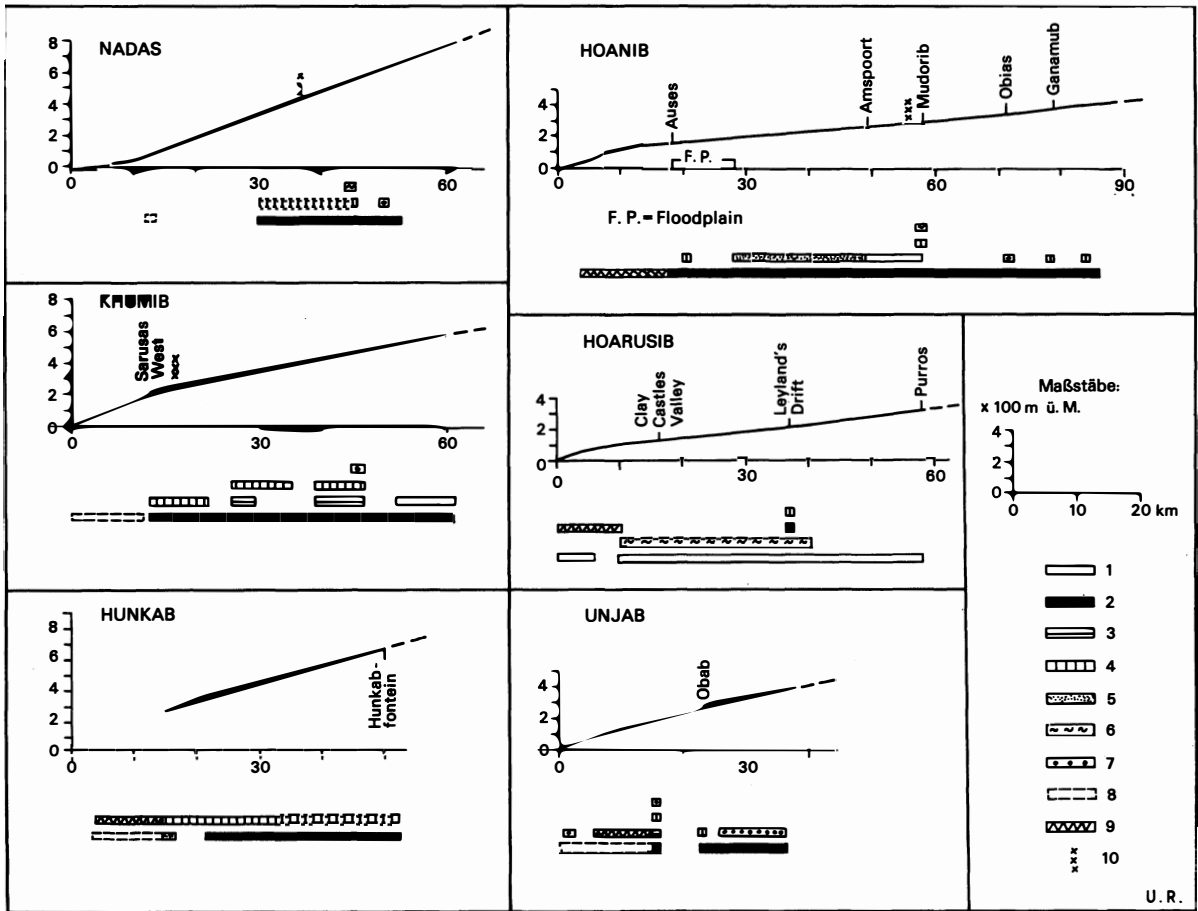


Abb. 6: Verbreitung fluvialer (und äolischer) Formen und Sedimente in der nördlichen Namib am Beispiel von 6 ausgewählten Flußsystemen. Darstellung der Befunde in Zuordnung zu den bearbeiteten Laufstrecken der Flüsse (Längsprofile nach South West Africa 1:250 000). - 1 = junge Terrasse (jT), 2 = untere Terrasse (uT), 3 = mittlere Terrasse (mT), 4 = obere Terrasse (oT), 5 = subrecent (?) Flutauslaufsedimente, 6 = Clay Castles Formation (CCF), 7 = Ogams Formation, 8 = Terrasse(n) unbestimmter Stellung, 9 = Erg (zusammenhängendes Dünenfeld), 10 = landwärtige Grenze aktiver Dünen

Distribution of fluvial (and eolian) land forms and sediments in the northern Namib desert as observed within 6 selected catchment areas (longitudinal profiles after South West Africa 1:250 000). - 1 = Young Terrace (jT), 2 = Lower Terrace (uT), 3 = Middle Terrace (mT), 4 = Upper Terrace (oT), 5 = subrecent (?) river end deposits (silts), 6 = Clay Castles Formation (CCF), 7 = Ogams Formation, 8 = terrace(s) of uncertain age, 9 = sand sea, 10 = landward boundary of active dunes

„Stillwassersediment“, eine Mischung aus feinen fluvialen, geringe Fließgeschwindigkeiten dokumentierenden Sedimenten und äolischen Sedimenten, repräsentiert ein Milieu der Laufversperrung durch Dünen (‘Tsondabisierung‘ i. S. von WIENEKE u. RUST 1973), d. h. der Fluß endete in einem Vley und wurde am Weiterfließen durch Dünen gehindert. Im Vergleich zum heutigen Lauf dokumentiert das Stillwassersediment eine Laufverkürzung des Nadas. In Analogie zu Befunden am Hoarusib (Kap. 2.3.) stellt der Autor dieses Sediment vorläufig in die ‚Clay Castles Forma-

tion‘ (CCF). Die Sedimentkörper von oT und uT dokumentieren zwei autochthone Hangabtragungsphasen, die Kalkverkrustung der oT eine zwischengeschaltete morphodynamische Stabilitätsphase (i. S. von ROHDENBURG 1970).

Die Situation von Profil 18 ist bis 450 m üM verfolgbar. Dort wird der aktuelle Nadas von einer quer liegenden Düne aufgehalten (Photo 2), ist aber bei starkem Abkommen imstande, die Düne zu durchbrechen und sich rückschreitend badlandartig in sein eigenes Verwilderungsbett einzuschneiden. In

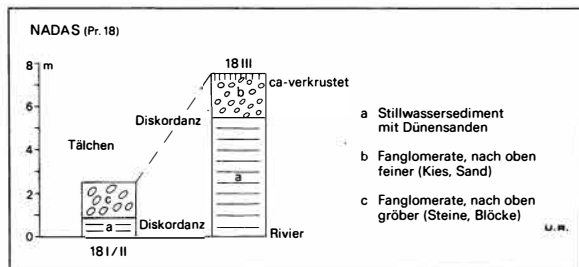


Abb. 7: Profil 18 am Nadas in 550 m üM (vgl. Abb. 5)
Field profile no. 18 on the Nadas River 550 m a s l
(cf. fig. 5)

Küstennähe existieren isolierte Terrassenreste, die mit den beschriebenen nicht eindeutig verknüpft werden können (Abb. 6).

Zusammenfassend ergeben sich für den Nadas folgende Befunde: Ogams Formation, CCF, oT, Stabilisierung der oT, uT, aktuelles Rivier, Laufversperzung durch Düne.

2.2. Khumib

Der Khumib hat eine Lauflänge von 119 km, ein mittleres Gefälle von 1% und erreicht in guten Regenjahren die Küste (South West Africa 1:250 000). Ab 700 m üM gilt für den Khumib folgende Regelmäßigkeit: Treten begleitende Hänge (Karoo, Damara, Geological Map 1980) näher an ihn heran (Distanz einige 10 bis 100 m), ist 1 Terrasse entwickelt, die mit Rückhanganschluß in Nebentäler hineinzieht. Neigen sich Alttrampen in Richtung auf den Khumib, sind es bis zu 3 Terrassen (oT, mT, uT). In den Alttrampen steht die Ogams Formation an.

Die mT ist eine trocken-stabile Terrasse i. S. von WIENEKE u. RUST (1973), d. h. eine Terrasse, auf welche keine Nebentalböden auslaufen, die also auf den Vorfluter Khumib selbst beschränkte fluviale Morphodynamik dokumentiert. Profil 15 in 470 m üM (Abb. 8) schneidet die mT-Akkumulation (liegend) sowie den von der oT zur uT ziehenden Hangschutt (hangend). Zwischengeschaltet ist ein Boden erhalten: toniger Sand, Gefüge plattig bis polyedrisch, Farbe 7.5 YR 5/6, mit Kalklamellen. Er bezeugt eine Bodenbildungsphase nach Akkumulation der mT und vor Bildung der uT. Die uT-Bildung ist mit autochthoner Hangabtragung verknüpft. Die Terrassen des Khumib zeigen eine fazielle Änderung talab. In 150 m üM (Sarusas West; Abb. 6) sind sie aus Sanden mit einzelnen Kieseln aufgebaut, während sie bei 470 m üM aus Fanglomeraten bestehen (Gradierung im Flußlängsprofil).

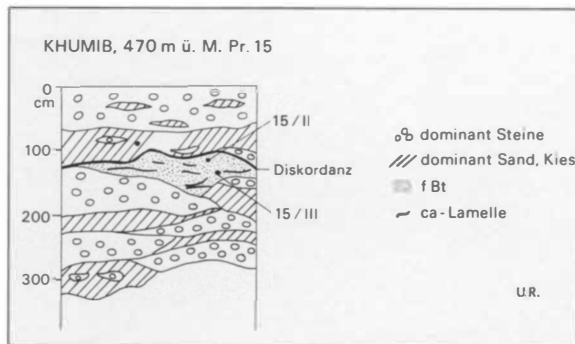


Abb. 8: Profil 15 am Khumib in 470 m üM (vgl. Abb. 5)
Field profile no. 15 on the Khumib River 470 m a s l
(cf. fig. 5)

Der Khumib endete 1984 hinter einem Schwallriff, nachdem er 1984 zweimal den Ozean erreicht hatte (mdl. Mitt. Rangers Möwebaai). Er ist vor seiner Mündung in ein gewaltiges fossiles Delta (Front ca. 10 km) eingeschnitten, das aktuell abradiert wird. Ergänzt sei, daß auch Unjab und Omaruru solche fossilen Deltas besitzen. Damit erinnern sie an den Swakop, dessen Delta wir früher unter dem Aspekt eustatische Meeresspiegelschwankungen/Schwankungen des terrestrischen geomorphologischen Milieus untersucht haben (RUST u. WIENEKE 1976). An den erwähnten Flüssen böte sich diese Forschungsperspektive als weitere Möglichkeit, quartäre Umweltänderungen in der Namib zu fassen, ebenfalls an. Die Verknüpfung des Khumib-Deltas mit den Terrassen ab Sarusas West konnte im Gelände nicht durchgeführt werden, so daß seine zeitliche Stellung zunächst unsicher bleibt.

Zusammenfassend ergibt sich für den Khumib: Ogams Formation, bis zu 3 Terrassen (oT, mT, uT), mT mit fossilem Boden, fossiles Delta, aktuelles Rivier.

2.3. Hoarusib

Der Hoarusib entspringt im feuchteren Rückland (Abb. 1) an der Großen Randstufe, hat eine Lauflänge von 240 km, ein mittleres Gefälle von 0,47% und erreicht in guten Regenjahren den Atlantischen Ozean (South West Africa 1:250 000). Der Hoarusib führte noch Ende August 1984 (Trockenzeit!) abschnittsweise Wasser. Zwischen Purros (300 m üM) und 90 m üM existiert eine nahezu unzugängliche Gramadullazone (Abb. 6). Ab 90 m üM (Flußbett-höhe des Hoarusib) flußaufwärts finden sich in den nördlichen Nebentälern in Erosionsschutzlage Reste



Photo 1: Nadas in 550 m üM. Blickrichtung SSE. – Vordergrund: Verwilderungsfluß Nadas. Dahinter Hangschutt-schleppen mit Rückhanganschluß in Damara-Schiefern (hinten rechts), teils in Richtung auf Nadas zertalt. Aufschluß in Bildmitte vgl. Abb. 7. (Luftphoto: U. RUST, 28. 8. 1984)

Nadas River 550 m a s l. View towards SSE. – Foreground: braided river Nadas. Fanglomeratic debris slopes sloping from bedrock cliffs (Damara schists) towards the Nadas. Tributaries partially eroded the debris (centre right). Concerning the eroded sediments (centre) cf. fig. 7

Photo 2: Nadas in 450 m üM. Blickrichtung S. – Vorder- und Mittelgrund: Rivierbett des Nadas, schluchtartig zerschnitten. Rechts: Düne, das Tal versperrend. Hintergrund Mitte: oT-Rest, in Nebental ziehend, mit Rückhanganschluß in Grundgebirge (Damara-Schiefer). (Luftphoto: U. RUST, 28. 8. 1984)

Nadas River 450 m a s l. View towards S. – Foreground and middleground: gullies eroding the Nadas river bed. Right: dune barring the river. Background centre: oT-Terrace remnant downsloping from bedrock slopes (Damara schists)

von feinkörnigen Flutauslaufsedimenten (river end deposits i. S. von MARKER 1977), die eine ehemalige Selbstplombierung des Hoarusib im eigenen Tal-system dokumentieren (Photo 3). Nach der Typlokalität Clay Castles Valley (Abb. 6) werden diese Sedimente hier als ‚Clay Castles Formation‘ (CCF) definiert. Obwohl die CCF nach Lage und Sedimentcharakter an die ‚Homeb silts‘ im Kuiseb erinnern, die von VOGEL (1982) auf 23–18 ka B. P. datiert worden sind, sollen sie, da noch keine Datierungen vorliegen, zunächst noch *nicht* mit diesen korreliert werden.

Bei 130 m ü M im Clay Castles Valley existiert eine junge Terrasse (jT) (Photo 3). Der Terrassenkörper enthält neben Feinsedimenten Fanglomerate sowie grobe Blöcke und umgelagerte Sedimente der CCF. Die Oberfläche der jT ist in die Nebentäler ansteigend verfolgbar. In Nähe des Hoarusib wird sie von Erosionsrissen zerschnitten. Die jT ist durchgehend bis Purros vorhanden, sowohl als Sedimentleiste entlang des Hoarusib als auch als Terrasse in den Neben-

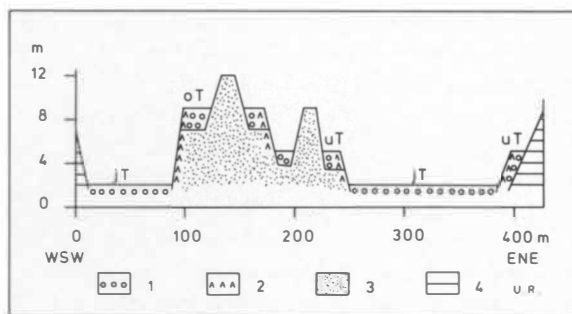


Abb. 9: Geomorphologisch-stratigraphischer Schnitt (schematisch) durch zwei nördliche Nebentäler des Hoarusib bei Leyland's Drift. – 1 = fanglomeratische Schotter, 2 = fanglomeratischer Hangschutt, 3 = Flutauslaufsedimente der Clay Castles Formation (CCF), 4 = Grundgebirge (Damaraschiefer)

Geomorphic-stratigraphic section across two northern tributaries of the Hoarusib River at Leyland's Drift. – 1 = fanglomeratic gravels, 2 = fanglomeratic debris, 3 = river end deposits of the Clay Castles Formation, 4 = Precambrian rocks (Damara schists)

Photo 3: Typlokalität ‚Clay Castles Valley‘ (Mitte rechts) in den Hoarusib-Gramadullas 130 m ü M. Blickrichtung W. – Vordergrund: Hoarusib (Rivierbett links unten, Hochwasserbett bewachsen). Mittelgrund: Erosionsreste der ‚Clay Castles Formation‘ (CCF) des Hoarusib, eingeschüttet in präexistentes Talrelief (Sedimentkörper Mitte rechts = 25 m mächtig). Junge Terrasse (jT): Mittelgrund und Vordergrund rechts, in Clay Castles Valley hineinziehend und Hoarusib begleitend. Erosionsrisse zerschneiden jT. (Luftphoto: U. RUST, 28. 8. 1984)

The ‚Clay Castles Valley‘ site (centre right) at 130 m a s l in the Hoarusib River gramadullas. View to W. – Foreground: river bed and high water bed (with vegetation) of the Hoarusib. Middleground: remnants of the ‚Clay Castles Formation‘ (CCF), which were deposited into a preexistent relief (thickness of the sediment body is 25 m). Middleground and foreground right: the Young Terrace (jT) sloping into the Clay Castles valley as well as following the main river. Short gullies cut into the Young Terrace (jT) (middleground right)

Photo 4: Hoanib in 230 m ü M. Blickrichtung SE. – ‚Amspoort Silts‘ des Hoanib resultierend als Terrasse durch Einschneiden des Hoanib (Mittelgrund) in sein eigenes (hier fossiles) Binnendelta. Das Binnendelta verschüttet präexistentes Relief (Mittelgrund rechts, Hintergrund). (Luftphoto: U. RUST, 29. 8. 1984)

Hoanib River at 230 m a s l. View towards SE. – The Hoanib River flood plain (internal delta) was accumulated into a preexistent relief (middleground right, background). Because of the downcutting of the Hoanib River (middleground) into its own floodplain the ‚Amspoort silt‘ terrace has developed (esp. middleground left)

Photo 5: Unjab in 360 m ü M. Blickrichtung S. – Vordergrund: Rivierbett mit Grobschottern, wasserführend in Trockenzeit 1984. Hintergrund links und rechts: Talhänge in Etendeka-Basalt. Dazwischen Ogams Formation in fanglomeratischer, kalzifizierter Fazies, eingeschüttet in präexistentes Tal. (Photo: U. RUST, 13. 8. 1984)

Unjab River at 360 m a s l. View towards S. – Foreground: dry season aspect of the Unjab in 1984. River with coarse gravels. Background left and right: valley slopes eroded into Etendeka basalts. The fanglomeratic and calcified gravels of the Ogams Formation were deposited into the valley in between these slopes

Photo 6: Blick nach S zum Khumib. Standpunkt ca. 450 m ü M. – Altrampe neigt sich mit 3% auf 10 km Distanz zum Khumib. Talcharakter des Talreliefs wird veranschaulicht durch landwärts (von rechts) in der Tiefenlinie des Khumib eingedrungenen morgendlichen Küstennebel an tiefliegender Passatinversion. (Photo: U. RUST, 7. 8. 1984)

Zoomed view at 450 m a s l southward towards the Khumib River. – A surface of unknown age is sloping 3% downwards to the Khumib for a distance of 10 km. The early morning fog (background) at the temperature inversion level of the trades is picturing the talweg of the Khumib River

tälern. Erste Datierungen aus dem Clay Castles Valley ergaben, daß die jT dort 700–800 a. B. P. sedimentiert worden ist (VOGEL u. RUST 1985).

Bei Leyland's Drift (Abb. 4, 6) in 200 m üM sind die CCF nur noch 10 m mächtig, außerdem sind neben der jT zwei weitere fanglomeratische Terrassen (oT, uT) vorhanden (Abb. 9), die aus zwei Nebentälern in Richtung auf den Hoarusib geschüttet worden sind und aufgrund ihrer geomorphologisch-stratigraphischen Position jünger als die CCF sind. Wegen der vergleichbaren Verhältnisse am Nadas (Abb. 7, Kap. 2.1.) wurden dessen ‚Stillwassersedimente‘ mit den CCF gleichgestellt.

Zusammenfassend ergibt sich für den Hoarusib: CCF, oT, uT, jT, aktuelles Rivier.

2.4. Hoanib

Der Hoanib entspringt an der Großen Randstufe im feuchteren Rückland (Abb. 1, 3), hat eine Lauflänge von 238 km, ein mittleres Gefälle von 0,48% (South West Africa 1:250 000) und erreicht in guten Regenjahren den Atlantik. Sonst endet er hinter einem küstenparallelen Dünengürtel in einem Binnendelta (Floodplain; Abb. 6). 1984 hat der Hoanib den Ozean erreicht.

Von 170 m üM bis 200 m üM erstreckt sich das Binnendelta des Hoanib über 16 km Distanz mit 1,9‰ Gefälle. Es ist aus feinkörnigen Flutauslaufsedimenten aufgebaut. Morphologisch ist das Binnendelta noch aktiv, konkret, es wird zwischen 170 m üM und 200 m üM noch als Akkumulationskörper aufgebaut. Dabei wird es lateral in ein prä-existentes Talrelief ausgeweitet (terrestrische Transgression; Photo 4). Es dokumentiert das Wachstumsstadium der Selbstplombierung eines Talreliefs. Es ist das rezente Modell für einen Ablauf, wie er aus den CCF des Hoarusib (Kap. 2.3.) bzw. den Homeb silts am Kuiseb abgeleitet werden kann (RUST u. WIENEKE 1974, MARKER 1977).

Die Oberfläche des Binnendeltas zieht ungestört bis Amspoort (260 m üM; Abb. 6) durch. Ab 200 m üM ist der Hoanib mit leicht mäandrierender Rinne in das eigene Binnendelta eingeschnitten (Photo 4). Geomorphologisch ist das Binnendelta von dort bis Amspoort eine Terrasse bezüglich des Hoanib. Der diese Terrasse aufbauende Sedimentkörper wird als ‚Amspoort Silts‘ definiert. Sie bestehen aus feinkörnigen fluvialen Sedimenten. Die Schichtung ist meist horizontal, so daß geringe Strömungsgeschwindigkeiten bei der Schüttung angenommen werden können (PICARD u. HIGH jr. 1973).

Die beschriebenen Lagebeziehungen machen deutlich, daß die Oberfläche des Binnendeltas eine komplexe Auslaufläche darstellt, auf welcher der Hoanib letztlich mit differierenden Längsgefällen endet. Die dahinterstehende Morphodynamik ist also vergleichbar der Trompetentalbildung, wie sie TROLL (1954) für periglaziale Gerinne beschrieben hat (Das Binnendelta entspricht [nicht zeitlich!] morphodynamisch der Niederterrasse in TROLLS Beispielen). Hydrologisch kann die aktuelle Laufverlängerung zwischen 260 m üM und 200 m üM als Ausdruck eines energiereicheren Hoanib verstanden werden. Die Terrasse im gleichen Abschnitt (Amspoort Silts) dokumentiert einen vorher energieärmeren Hoanib mit kürzerem Talweg. Paläoklimatisch zeigt sie ein ‚trockener werden‘ im Einzugsgebiet des Hoanib an.

Bei Amspoort (Poort = Pforte) durchbricht der Hoanib einen Riegel aus Grundgebirge. An dieser Stelle mündet das Tsuxub-Rivier von N ein. Abb. 10 gibt eine Interpretation der Geländebefunde:

- Akkumulation und Kalzifizierung liegender fanglomeratischer Schotter,
- Schüttung der Schotter der unteren Terrasse (uT) aus dem Nebental des Tsuxub bis Niveau a,
- Einschneiden der jungen Terrasse (jT) bis zum Basisniveau b,
- Akkumulation der ‚Amspoort Silts‘ bis Niveau c,
- Einschneiden des Hoanib und Erosionsriß des Tsuxub.

Eine ausführliche geomorphologisch-stratigraphische Kommentierung von uns bisher vorliegenden 14C-Daten (an Holz und Holzkohle) unterhalb und oberhalb Amspoort erfolgte a. a. O. (VOGEL u. RUST 1985). Das Fazit ist: Die junge Terrasse (jT) wurde

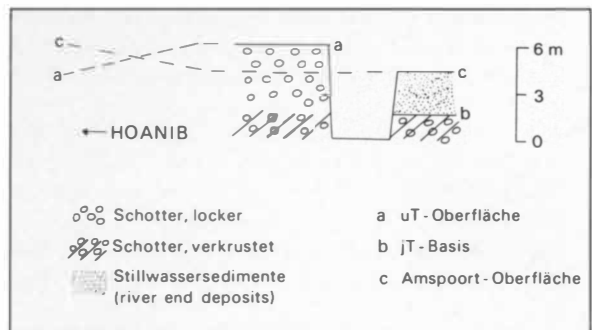


Abb. 10: Morphologisch-stratigraphischer Schnitt an der Mündung des Tsuxub in den Hoanib bei Amspoort in 260 m üM (vgl. Abb. 5)

Tsuxub River entering Hoanib River at Amspoort 260 m a s l (cf. fig. 5): Geomorphic-stratigraphic section

Tabelle 1: Geländeprofil HOM 9. Linkes Ufer des Mudorib bei Einmündung in Hoanib 300 m üM (Aufnahme: U. Rust, 31. 7. 1984)

cm über Aufschlußbasis	Material	Bemerkung
Sediment profile no. 9. Left bank of the Mudorib River entering the Hoanib River at 300 m a s l.		
Oberfläche	Wüstenpflaster	
610-840	fanglomeratische Grobschotter, Sand, Kies etwas verfestigt	
400-610	Sand, longitudinale Rippeln, etwas verfestigt, einzelne Steine	HOM 9/VI
350-400	sandige Kalkkruste, bröckelig, unten einige Zapfen	
348-350	Sand	
Diskordanz		
345-348	Kalkkruste, schwartig	ca ₂₂
337-345	Sand	
333-337	toniger Sand, verkalkt	ca ₂₁
288-333	Sand (verstürzt)	
287-288	Tonlage, verkalkt	ca ₂₀
273-287	Sand, horizontal	
270-273	toniger Sand, verkalkt	ca ₁₉
265-270	Sand	
246-265	toniger Sand, verkalkt	ca ₁₈ HOM 9/V
237-246	Sand	
217-237	4 Kalklamellen, wechselnd mit Sand	ca ₁₇₋₁₄
209-217	Sand	
200-209	Kalkkruste, schwartig	ca ₁₃
196-200	Sand	
194-196	Kalkkruste	ca ₁₂
180-194	Sand, horizontal	
177-180	Kalklamellenkruste	ca ₁₁ HOM 9/IV
171-177	Sand horizontal	
161-171	Kalkkruste mit Knollen	ca ₁₀
146-161	Sand, Kreuzschichtung	
143-146	toniger Sand, verkalkt	ca ₉ HOM 9/III
137-143	Sand	
134-137	toniger Sand, verkalkt	ca ₈
130-134	Sand, horizontal	
127-130	toniger Sand, verkalkt	ca ₇
107-127	Sand, Rippelschichtung	
100-107	toniger Sand, verkalkt	ca ₆ HOM 9/II
92-100	Sand	
86- 92	schluffiger Sand, verkalkt	ca ₅
65- 86	Sand	TL

62- 65	schluffiger Sand, verkalkt	ca ₄ HOM 9/I
52- 62	Sand	
51- 52	sandiger Ton, verkalkt	ca ₃
47- 51	Sand, Kies	
45- 47	Sand, etwas verkalkt	ca ₂
37- 45	Kies, nach oben Sand	
30- 37	Sand, Siltlagen, verkalkt	ca ₁
25- 30	Kies, Steine	
0- 25	Sand, horizontal, einzelne Steine	

ca = im Profil numerierte Kalkkruste,
HOM = Sediment-Probe
(auch für Radiocarbon-Datierung),
TL = Probe für Thermoluminiszenzdatierung

um 1050 a. B. P. eingeschnitten, das Binnendelta des Hoanib bis nach 330 a. B. P. akkumuliert und anschließend wieder zerschnitten. Für die quartärgeomorphologische Erforschung der Namib ist als allgemeines Ergebnis herauszustellen, daß hier erstmalig junge Umweltänderungen in der Zeitskala 10² a nachgewiesen werden können.

Eine uT ist vom Tsuxub flußaufwärts in allen Nebentälern entwickelt. Faziell besteht sie aus lockeren Fanglomeraten, geomorphologisch hat sie immer Rückhanganschluß. Unterhalb der Tsuxub-Einmündung tauchen die fossil wirkenden Betten von Nebentälern (Wüstenpflaster im Gerinnebett) unter die Amspoort Silts ab.

Eine höhere Terrasse konnte nur vereinzelt in Resten aufgefunden werden (Abb. 6). Eine feinstratigraphische Aufnahme von Profil 9 (Mündung des Mudorib in den Hoanib; Abb. 5, 6) enthält Tabelle 1. Der basale Teil (bis 348 cm über Grund) enthält 22 (!) Kalkkrusten in einem Feinsedimentkörper und darf als Flutauslaufsediment interpretiert werden. Der hangende Teil (bis 840 cm über Grund) ist von einem energiereichen Gerinne akkumuliert worden (PICARD u. HIGH jr. 1973). Da er topographisch deutlich höher als die uT ist, wird er als oT angesprochen. Bei Giribes (Abb. 4) wurde die Ogams Formation gefunden.

Zusammenfassend ergibt sich für den Hoanib: Ogams Formation, CCF, oT, uT, jT, Amspoort Silts, aktuelles Rivier.

2.5. Hunkab

Der Hunkab hat eine Lauflänge von 80 km, ein mittleres Gefälle von 1,33% und endet in 250 m üM hinter einem küstenparallelen Erg in einem ,viel zu

weiten fossilen Kastental. Er erreicht die Küste nie (Abb. 6; South West Africa 1:250 000).

Im Hunkabsystem existieren uT und oT. Die uT ist über umgelagerte Schotter der oT mit der oT verknüpft (sozusagen ‚Hangfazies‘ der uT). Die oT des Hunkab ist verschieden von den bisher beschriebenen oT. Sie überdeckt ubiquitär liegendes Grundgebirge und Karroo (Geological Map 1980, in der Karte die oT nicht ausgewiesen), ist im Wasserscheidenbereich zwischen den einzelnen Zuflüssen des Hunkab durchgehend erhalten als fanglomeratische, etwas verfestigte Sedimentdecke und geht mit ihrer Oberfläche ab 350 m ü M nahtlos küstenwärts in eine Terrassenakkumulation über. Diese nimmt – an relativer Höhe bezüglich des Hunkab – von 25 m bei 350 m ü M auf 8 m bei 250 m ü M ab und verschwindet dann unter dem Erg. Obwohl also der Sockel, auf dem die Dünen aufsitzen, der oT-Akkumulation entspricht, wird die zeitliche Zuordnung zunächst offen gelassen (Abb. 6). In 260 m ü M gibt es Erosionsreste von Flutauslaufsedimenten (silts), die eine wohl junge Laufverkürzung des Hunkab dokumentieren.

2.6. Unjab

Der Unjab hat eine Lauflänge von 105 km, ein mittleres Gefälle von 1% (South West Africa 1:250 000). Er durchbricht in guten Regenjahren den küstenparallelen Dünengürtel und erreicht den Ozean. 1984 ist der Unjab zehnmal abgekommen (frdl. Mitt. Rangers Ugabmond). Er hat, wie auch der Khumib, ein ca. 12 km breites, fossiles Delta, das von 5 Rinnen zerschnitten ist und mit einem eindrucksvollen Kliff abbricht.

Für die hier behandelte Fragestellung (Kap. 1) sind 2 Aspekte herauszustellen: Längsprofildifferenzierung der Terrassenzahl und Definitives zur Ogams Formation. In 320 m ü M gibt es eine Terrasse (uT), an der Einmündung des Obab 2 Terrassen (uT, oT), in 200 m ü M 3 Terrassen (oT, mT, uT) hangend zur Ogams Formation. An der Mündung des dritten Armes in den Atlantik sind es 8 (!) Terrassen. Bei der Vielzahl von Terrassen im Küstenbereich ist sicherlich mit thalassokratischer Differenzierung zu rechnen. Die Terrassen oberhalb 200 m ü M können, wie auch bei den anderen Flüssen, klimatogen gedeutet werden, uT und oT sind Zeugen autochthoner Talbildung (Rust 1975).

Am Unjab wird der Charakter der *Ogams Formation* als einer *alten Talverschüttung* ganz deutlich (Photo 5), d. h. die Präexistenz eines alten Talreliefs. Die Fazies der Ogams Formation in Küstennähe ist sandig, die Fazies im Rückland ist fanglomeratisch. Hierin darf

man eine Gradierung im Flußlängsprofil erkennen. Daraus ist zu folgern, daß das präexistente Talrelief eine dem heutigen Talrelief vergleichbare ost-westliche Orientierung besaß.

3. Ergebnisse und Diskussion

Erstens: Die untere Terrasse (uT) hat folgende ubiquitäre Eigenschaften: lockere Akkumulation (fanglomeratisch bis sandig), hineinziehend in Nebentäler, Rückhanganschluß. Ausgenommen Hoarusib und Hoanib (dort jT) ist sie die unterste Terrasse innerhalb der Flußsysteme (Abb. 6, 11). Die uT zeigt ‚feuchtere Verhältnisse als heute in der Namib selbst‘ an (Abb. 12). Der Autor hat die uT bis zum Munutum verfolgen können (Abb. 11, 13). Aufgrund ihrer Eigenschaften möchte er die uT gleichstellen mit der ‚Homeb I-Terrasse‘ an Kuiseb (Rust u. Wieneke 1974, 1980) und Swakop (Wilkinson, frdl. Mitt.). Da diese Terrasse nach Schüttung der von Vogel

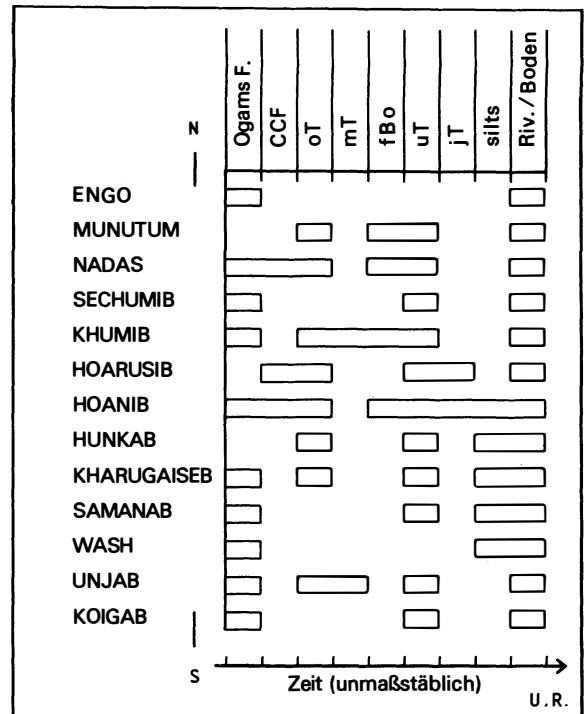


Abb. 11: Phasen der Landschaftsentwicklung in der nördlichen Namib. Zusammenfassung der Geländebefunde in den einzelnen Flußsystemen in zeitlicher Ordnung. Stages of landscape evolution in the northern Namib desert. The summary of the field results within the different catchment areas is arranged chronologically.

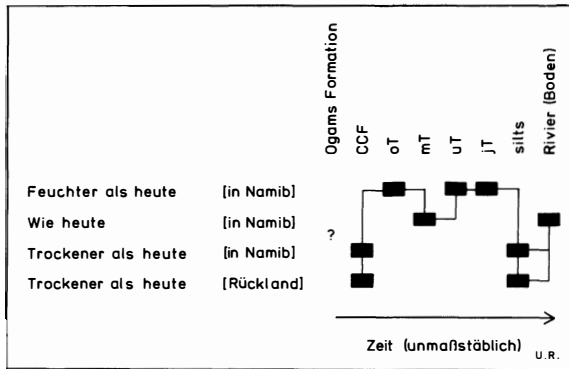


Abb. 12: Paläoenviromentalen Interpretation der fluvialen Formen und Sedimente in der nördlichen Namib (vereinfacht)

Simplified palaeoenvironmental interpretation of the fluvial landforms and sediments in the northern Namib desert

(1982) auf 23–18 ka B. P. datierten ‚Homeb silts‘ geformt wurde, ist sie (auch) ins Würm zu stellen.

Allein schon wegen der Existenz der uT kann die Frage nach der quartären Südgrenze der Namibwüste so beantwortet werden: Sie rückt vom Swakop (23° s. B.) zum Munutum (18° s. B.) äquatorwärts. Dies ist das Hauptergebnis der Forschungsreise 1984.

Damit verbleibt ein restlicher ‚Kernraum‘ zwischen 15° und 18° s. B., der nicht von Klimaschwankungen betroffen worden wäre (Abb. 14). Der Autor wagt zu behaupten, daß dieser restliche Kernraum nur der räumliche Ausdruck einer regionalen Forschungslücke ist. Er dürfte bei gezielter Bearbeitung – was aus den derzeitigen politischen Verhältnissen heraus leider nicht möglich ist – ebenfalls hinfällig werden. AMARAL (1977) hat aus der angolanischen Küstennamib nördlich des Kunene Formen und Sedimente beschrieben, wie der Autor sie im Kaokoveld beobachtet hat. Er hat aber keine paläoenviromentalen Konsequenzen gezogen. Sein Photo (AMARAL 1977, Est. XIII-A) zeigt eindeutig eine fluviale Terrasse, die – nach ihrer Lage zu den begleitenden Hängen – unserer uT entspricht.

Die Geländebefunde lassen den Schluß zu, daß die Modellvorstellungen (seit VAN ZINDEREN BAKKER 1967), die die Namibwüste bedingenden Elemente des klimatischen Systems (Südatlantische Antizyklone, kalter Benguelastrom, kalte Auftriebswasser) hätten in einem ‚Kernraum‘ trotz der weltweit bekannten quartären Klimaschwankungen persistiert, aufgegeben werden müssen.

Diese Folgerung kann, auch bei noch ausstehender radiometrischer Stützung, aufgrund der Evidenzen

im Gelände gezogen werden. Eine feuchte Phase, etwa die uT-Phase, läßt daran denken, daß der Kaltwasserauftrieb, der für die Aridität der Küstenwüste Namib entscheidend ist (stabil geschichtete Atmosphäre, tiefliegende Passatinversion; TREWARTHA 1961, HÖFLICH 1972), nicht so intensiv gewesen sein kann wie heute. Der Kaltwasserauftrieb ist (bei gegebener geographischer Breite und als konstant angenommener Wasserdichte) nur abhängig vom den Benguelastrom treibenden Winddruck (HIDAKA 1954, vgl. RUST u. SCHMIDT 1981, S. 157–161) und vor der Westseite Südafrikas geknüpft an die ganzjährig mit Südkomponente wehenden Winde (GUILCHER 1982). Dazu drei Aspekte: (a) Der Benguelastrom kann in seiner Auslaufzone aperiodisch von seinem warmen

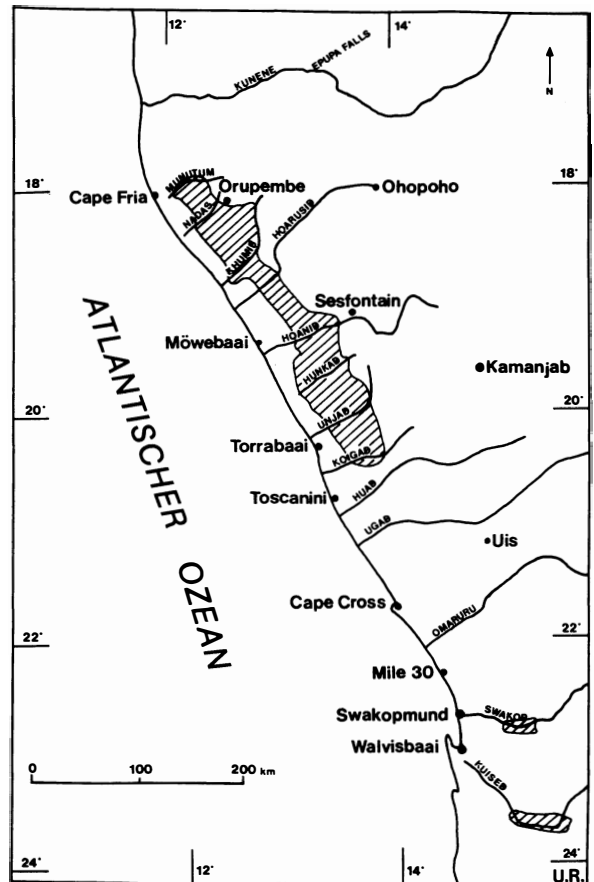


Abb. 13: Verbreitung der unteren Terrasse (uT) (schraffiert) in der nördlichen und zentralen Namib (zentrale Namib nach RUST u. WIENEKE 1974; WILKINSON, frdl. Mitt.)

Distribution of the Lower Terrace (uT) (hatched) in the northern and central Namib desert (central Namib after RUST a. WIENEKE 1974; WILKINSON, pers. comm.)

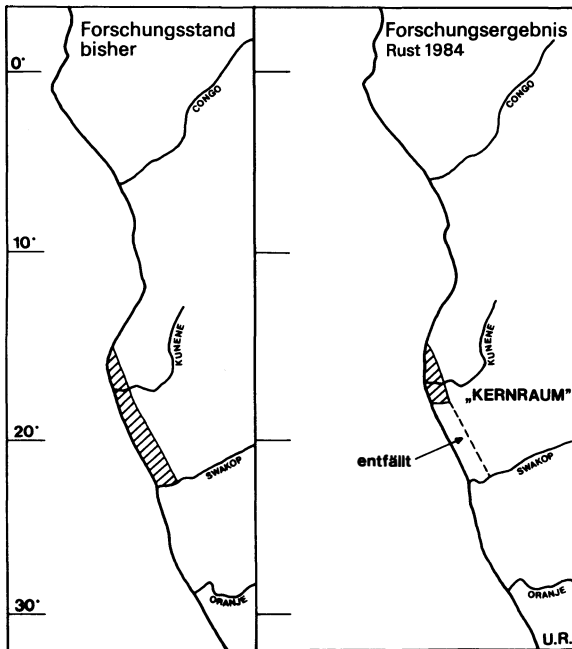


Abb. 14: Der vollaride Kernraum der Namib (schraffiert) nach dem bisherigen Forschungsstand (links; vgl. Abb. 2) sowie den Ergebnissen des Autors (rechts)

The fully arid core of the Namib desert (hatched). The results of the autor (right) compared to previous views (cf. fig. 2)

Unterstrom (Angolastrom) ersetzt werden mit Labilisierung der Atmosphäre und exzeptionellen Niederschlägen (Tigerbucht 16,5° s. B.; GUILCHER 1982). (b) Im Würmhochglazial werden weltweit beträchtlich erhöhte Windgeschwindigkeiten angenommen (NEWELL et al. 1983). Die würmhochglazialen Alabdünen der westlichen Kalahari sind von Winden aus N bis NW, die Dünen der nördlichen Kalahari sind von Winden aus E aufgehäuft worden (HEINE 1981, LANCASTER 1980). Solche Windrichtungen (für die es geomorphologische Hinweise entlang der Skelettküste gibt) auch in und vor der Namib hätten den Kaltwasserauftrieb gehemmt bzw. unterbunden. (c) DIESTER-HAASS (1985, S. 177, Fig. 9 h, i, g) zeigt an in 20° s. B. vor der südwestafrikanischen Küste gezogenen Kernen ausweislich der Produktion von biogenem Opal, daß der Kaltwasserauftrieb im Würm (isotopic stages 2–4) gegenüber heute deutlich verringert war! (Da die Breite des Stromes für die Intensität des Auftriebs keine Rolle spielt (s. o.), kann DIESTER-HAASS' (1985, Karten 8) Vorschlag, einen auf Küstennähe eingegengten Benguelastrom als Ursache anzunehmen, wenig befriedigen).

Zweitens: Die Namibwüste hat bis 18° s. B. (Munutum) mehrfache Klimaschwankungen erfahren. Die aus den Geländebefunden abgeleitete Zusammenstellung (Abb. 11, 12) sollte als vorläufiger Versuch bewertet werden, da die Datierungen noch ausstehen. Immerhin erlauben die einzelnen Befunde eine vergleichende paläoenvironmentale Interpretation (Abb. 12). Es ergeben sich:

- 3 Phasen (oT, uT, jT)
,feuchter als heute in der Namib',
- 2 Phasen (CCF, silts)
,trockener im Rückland und in der Namib',
- 2 Phasen (mT, Rivier)
,wie heute'.

Die Ogams Formation bleibt unberücksichtigt (s. u.).

Drittens: Die geomorphologisch-stratigraphischen Befunde an Engo, Munutum, Sechumib, Kharugaiseb, Samanab, Wash und Koigab sind zusätzlich zu den ausführlicher abgehandelten Flüssen in Abb. 11 eingebracht. Folgendes sei noch ergänzt: Die ,silts' zeigen eine junge Laufverkürzung der Gerinne südlich des Hoanib an (Flutauslaufsedimente, river end deposits i. S. von MARKER 1977). Da noch keine Daten vorliegen, kann nur vermutet werden, daß sie Äquivalente zur Amspoort Formation des Hoanib darstellen. Bemerkenswert ist ihr Vorhandensein im ,Wash' zwischen Samanab und Unjab in 320 m ü M (Pr 22 in Abb. 5). Der Wash entspringt in 600 m ü M, hat eine Lauflänge von 45 km und endet hinter den Dünen in 300 m ü M (South West Africa 1:250 000), d. h. er ist auf die Namib selbst beschränkt. Seine ,silts' dokumentieren damit ein ,trockener Werden (in bezug zu heute) in der Namib selbst' (Abb. 12).

Viertens: Wie in Kap. 1 dargelegt wurde (Abb. 3), existiert in der Namib ein west-östlicher und hypsometrischer Formenwandel. Die wissenschaftliche Genauigkeit gebietet, darauf hinzuweisen, daß die für die nördliche Namib abgeleitete Feuchtphase z. B. der uT (vgl. Abb. 13 (!)) den Küstensaum aussparen muß, weil dort die uT als Relikt autochthoner Talbildung nicht nachgewiesen werden kann. Der Grund liegt im west-östlichen Formenwandel selbst: Das Gramadullarelief erreicht die Küste nicht, also kann der hier vorgestellte Forschungsansatz, nämlich im Gramadullarelief Klimaschwankungen flußmorphologisch nachzuweisen, dort nicht realisiert werden. Hier müßte eine andere, dem äolischen Stockwerk angemessene Forschungsperspektive ansetzen.

Echte Gramadullas (Wüstenschluchten i. S. von HÖVERMANN 1978) existieren an Hoarusib, Hoanib, Huab, Ugab. Ihre Ausbildung dürfte als Fernwirkung des feuchteren Rücklandes (Abb. 1) verstanden werden müssen, wie es der Autor früher für den

Kuiseb abgeleitet hatte (RUST 1975). Die Talreliefs der nicht bis zur Großen Randstufe (und darüber hinaus) zurückgreifenden Flüsse sind viel stärker angepaßt an die Flachtal-Altreliefs unbekanntes Alters (vgl. Kap. 1.) (z. B. Nadas, Sechumib, Munutum), oder die Wüstenschluchtenbildung ist wenig spektakulär (z. B. Hunkab), oder die Petrovarianz (i. S. von BÜDEL 1961) der flach lagernden Gesteine (Etendekabasalte) steuerte die Talbildung (Strukturterrassen, Kastentäler) (z. B. Samanab, Kharugaisib, Obab).

Fünftens: Die *Ogams Formation*, die am Beispiel des Unjab erörtert wurde, dokumentiert eine alte fluviale Verschüttung in der nördlichen Namib. Sie ist als bisher nicht beschriebene (vgl. Geological Map 1980) *neue stratigraphische Einheit* anzusehen. BEETZ (1933) hat Talverschüttungen aus der angolanischen Namib beschrieben und diese ins Tertiär gestellt. Vielleicht ist die Ogams Formation ein Äquivalent. An Khumib, Sechumib und Unjab hat der Autor, beiläufig, die Schotter der Akkumulation untersucht. Die Ogams Formation enthielt immer auch Etendeka-Basalte (= Oberste Karroo = Jura/Kreide ca. 110 Ma B. P.; HEDBERG 1978). D. h. die Ogams Formation ist jünger als Etendeka und kann nicht ‚Dwyka‘ sein, wie für die Beispiele in Geological Map (1980) auskartiert. Ihre Fazies ist landwärts fanglomeratisch (z. B. Photo 5). Dies läßt an ein irgendwie ‚arides‘ Sedimentationsmilieu denken (KAISER 1927, 1929).

Sechstens: Ein Blick auf Abb. 11 zeigt, daß es Spuren regional nachweisbarer Klimaschwankungen gibt (z. B. uT) und Spuren von auf einzelne Flußsysteme beschränkten Klimaschwankungen (z. B. jT, mT). Hier ergeben sich offene Fragen, die dem Autor bewußt sind und die er aufzeigt. Jedoch: Ziel seiner Untersuchungen war es zu prüfen, ob überhaupt in seinem Arbeitsgebiet quartäre Klimaschwankungen stattgefunden haben. Im Verlaufe der Geländearbeiten hat es sich nicht nur ergeben, daß dies wiederholt der Fall gewesen ist, sondern daß unerwartete Befunde mit neuen Fragen aufgetaucht sind, die im Rahmen der konzipierten Forschungsreise nur erkannt, aber noch nicht gelöst werden konnten.

Danksagungen

Der Autor dankt der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), Bonn, für die Gewährung einer Reisebeihilfe. The Director, Department Nature Conservation and Recreational Resorts, Windhoek, dankt er für die Erlaubnis, in der nördlichen Namib arbeiten zu können, sowie für die großzügige logistische Unterstützung. A. und V. Grellmann, Windhoek, dankt er für ihre Gastfreundschaft.

Literatur

- ALIMEN, H.: Alternances ‚Pluvio-Aride‘ et ‚Erosion-Sédimentation‘ au Sahara Nord-Occidentale. In: Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2) 18, 1976, S. 301-311.
- AMARAL, I. DO.: Paisagens morfológicas do deserto de Moçâmedes (Angola) entre os rios Curoca e Cunene (1.a parte). In: Garcia de Orta, Sér. Geogr., 4, 1977, S. 1-28.
- BEAUDET, G. u. MICHEL, P.: Recherches géomorphologiques en Namibie Centrale. UER Géogr. Univ. L. Pasteur, Strasbourg 1978.
- BEETZ, W.: Geology of South West Angola, between Cunene and Luanda axis. In: Transact. Geol. Soc. South Africa, 36, 1933, S. 137-176.
- BÜDEL, J.: Die Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen. In: Die Naturwissenschaften, 48, 1961, S. 313-318.
- : Die pliozänen und quartären Pluvialzeiten der Sahara. In: Eiszeitalter und Gegenwart, 14, 1963, S. 161-187.
- CLIMAP Project Members: The surface of ice age earth. In: Science, 191, 1976, S. 1131-1137.
- Climatological Atlas of Africa, JACKSON, S. P. (Ed.) Lagos - Nairobi 1961.
- COETZEE, J. A.: Climatic and biological changes in south-western Africa during the Late Cainozoic. In: Palaeoecology of Africa, 10, 1978, S. 13-29.
- DIESTER-HAASS, L.: Late Quaternary sedimentation on the Eastern Walvis Ridge, SE Atlantic (HPC 532 and four piston cores). In: Marine Geology, 65, 1985, S. 145-189.
- EMBLEY, R. W. u. MORLEY, J. J.: Quaternary sedimentation and palaeoenvironmental studies off Namibia (South West Africa). In: Marine Geology, 36, 1980, S. 183-204.
- FLOHN, H.: Stehen wir vor einer Klima-Katastrophe? In: Umschau, 1977, S. 561-569.
- Geological Map South West Africa 1:1000 000. Geological Survey, Windhoek 1980.
- GIRESE, P.: Le contrôle de la sédimentation marine et continentale en Afrique Centrale Atlantique à la fin du Quaternaire - problèmes de corrélation. In: Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol., 23, 1978, S. 57-77.

- GUILCHER, A.: Problèmes climato-océanographiques du désert côtier d'Angola, particulièrement à la baie des Tigres (16° 35' S). In: *Norois*, 116, 1982, S. 507-517.
- HEDBERG, R. M.: Stratigraphy of the Ovamboland Basin South West Africa. Univ. Cape Town, Dept. Geology, Chamber of Mines, Precambrian Res. Unit, Bulletin, 24, Kapstadt 1979.
- HEINE, K.: Aride und pluviale Bedingungen während der letzten Kaltzeit in der Südwest-Kalahari (Südliches Afrika). Ein Beitrag zur klimagenetischen Geomorphologie der Dünen, Pfannen und Täler. In: *Zeitschr. f. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. 38, 1981, S. 1-37.
- HEINE, K. u. GEYH, M. A.: Radiocarbon dating of speleothems from the Rössing cave, Namib desert, and palaeoclimatic implications. In: VOGEL, J. C. (ed.): *Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere*. Rotterdam 1984, S. 465-470.
- HIDAKA, K.: A contribution to the theory of upwelling and coastal currents. In: *Transact. Amer. Geophys. Union*, 35, 1954, S. 431-444.
- HÖFLICH, O.: Die meteorologischen Wirkungen kalter Auftriebswassergebiete. In: *Geoforum* 11/72, 1972, S. 35-46.
- HÖVERMANN, J.: Formen und Formung in der Pränamib (Flächen-Namib). In: *Zeitschr. f. Geomorph. N. F.*, Suppl.-Bd. 30, 1978, S. 55-73.
- KAISER, E.: Über Fanglomerate, besonders im Ebrobecken. In: *Sitz. Ber. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Abtl.*, Jg. 1927, S. 17-28.
- : Die junge terrestrische Sedimentation in Süd- und Südwestafrika. In: *Zeitschr. f. Prakt. Geol.*, 37, 1929, S. 116-124.
- LANCASTER, I. N.: Dune systems and palaeoenvironments in Southern Africa. In: *Palaeont. Afr.*, 23, 1980, 185-189.
- : Late Cenozoic fluvial deposits of the Tsondab Valley, central Namib Desert. In: *Madoqua*, 13, 1984, S. 257-269.
- LOUIS, H.: Über Rumpfflächen- und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen besonders nach Studien in Tanganyika. In: *Zeitschr. f. Geomorph. N. F.*, 8, 1964 (Sonderheft zum 70. Geburtstag H. Mortensen), S. 43⁺-70⁺.
- MARKER, M. E.: Aspects of the geomorphology of the Kuiseb River, South West Africa. In: *Madoqua*, 10, 1977, S. 199-206.
- MARTIN, H.: Notes of the Dwyka succession and on some pre-Dwyka valleys in South West Africa. In: *Transact. Geol. Soc. South Africa*, 56, 1953, S. 37-41.
- MENSCHING, H.: Waditerrassen als paläoklimatische Zeugen in Nordafrika. In: *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, Festband Georg Knetsch*, 56, 1984, S. 133-141.
- MICHEL, P.: Vergleichende Reliefentwicklung in der südlichen Sahara, im Sahel und in Südwest-Afrika. In: *Tübinger Geogr. Stud.*, 80, 1980, S. 95-111.
- MORLEY, J. J. u. HAYS, J. D.: Comparison of glacial and interglacial oceanographic conditions in the South Atlantic from variations in calcium carbonate and radiolarian distributions. In: *Quatern. Res.*, 12, 1979, S. 396-408.
- NEWELL, R. E., GOULD-STEWART, S. u. CHUNG, J. C.: A possible interpretation of palaeoclimatic reconstructions for 18000 BP for the region 60° N to 60° S, 60° W to 100° E. In: *Palaeoecology of Africa*, 13, 1981, S. 1-19.
- PICARD, M. D. u. HIGH JR. L. R.: Sedimentary Structures of Ephemeral Streams. In: *Developments in Sedimentology*, 17, 1973, S. 1-223.
- ROGERS, J.: Sedimentation on the continental margin off the Orange River and the Namib desert. Univ. Cape Town, Marine Geoscience Group, Bul. 7, Kapstadt 1977.
- ROHDENBURG, H.: Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. In: *Eiszeitalter und Gegenwart*, 21, 1970, S. 81-96.
- ROHDENBURG, H. u. SABELBERG, U.: Northwestern Sahara margin: Terrestrial stratigraphy of the Upper Quaternary and some paleoclimatic implications. In: *Palaeoecology of Africa*, 12, 1980, S. 267-275.
- RUST, U.: Beiträge zum Problem der Inselberglandschaften aus dem Mittleren Südwestafrika. In: *Hamburger Geogr. Stud.*, 23, 1970, S. 1-280.
- : Das Spektrum der geomorphologischen Milieus und die Relieftypendifferenzierung in der Zentralen Namib. In: *Würzburger Geogr. Arb.*, 43, 1975, S. 79-110.
- : Über Konvergenzen im Wüstenrelief am Beispiel der südwestafrikanischen Namibwüste (Skelettküste und Zentrale Namib). In: *Mitt. Geogr. Ges. München*, 64, 1979, S. 201-216.
- RUST, U. u. SCHMIDT, H. H.: Der Fragenkreis jungquartärer Klimaschwankungen im südwestafrikanischen Sektor des heute ariden südlichen Afrika. In: *Mitt. Geogr. Ges. München*, 66, 1981, S. 141-174.
- RUST, U., SCHMIDT, H. H. u. DIETZ, K. R.: Palaeoenvironments of the present day arid South Western Africa 30000-5000 BP: Results and Problems. In: *Palaeoecology of Africa*, 16, 1984, S. 109-148.
- RUST, U. u. WIENEKE, F.: Studies on the gramadulla formation in the middle part of the Kuiseb river, South West Africa. In: *Madoqua*, II, 3, 1974, S. 5-15.
- : Geomorphologie der küstennahen Zentralen Namib (Südwestafrika). In: *Münchener Geogr. Abh.*, 19, 1976, S. 1-73.
- : A reinvestigation of some aspects of the evolution of the Kuiseb River Valley up-stream of Gobabeb, South West Africa. In: *Madoqua*, 12, 1980, S. 163-173.
- SIESSER, W. G.: Aridification of the Namib Desert. Evidence from oceanic cores. In: VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (ed.): *Antarctic glacial history and world palaeoenvironments*, Rotterdam 1978, S. 105-113.
- South West Africa 1:250000. Trigonometric Survey, Windhoek.
- TREWARTHA, G. C.: *The Earth's Problem Climates*. Madison 1961.
- TROLL, C.: Über Alter und Bildung von Talmäandern. In: *Erdkunde*, VIII, 1954, S. 286-302.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M.: Upper Pleistocene and Holocene stratigraphy and ecology on the basis of vegeta-

- tion changes in sub-saharian Africa. In: BISHOP, W. a. CLARK, J. D. (eds.): Background to the evolution in Africa. Chicago 1967, S. 125-147.
- : The origin and palaeoenvironment of the Namib Desert biome. In: Journ. Biogeogr., 2, 1975, S. 65-73.
 - : Aridity along the Namibian coast. In: Palaeoecology of Africa, 16, 1984, S. 149-160.
- VOGEL, J. C.: The age of the Kuiseb river silt terrace at Homeb. In: Palaeoecology of Africa, 15, 1982, S. 201-209.
- VOGEL, J. C. u. RUST, U.: Environmental Changes in the Kaokoveld Namib Desert during the Present Millennium. In: Madoqua, 1985 (im Druck).
- WARD, J. D.: A reappraisal of the Cenozoic stratigraphy in the Kuiseb valley of the central Namib desert. In: VOGEL, J. C. (ed.): Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere, Rotterdam 1984, S. 455-463.
- WARD, J. D., SELLY, M. K. u. LANCASTER, I. N.: On the Antiquity of the Namib. In: South Afric. Journ. of Science, 79, 1983, S. 175-183.
- WIENEKE, F. u. RUST, U.: Klimageomorphologische Phasen in der Zentralen Namib (Südwestafrika). In: Mitt. Geogr. Ges. München, 58, 1973, S. 79-96.
- : Zur relativen und absoluten Geochronologie der Reliefentwicklung an der Küste des mittleren Südwestafrika. In: Eiszeitalter und Gegenwart, 26, 1975, S. 241-250.

SLEEPING SICKNESS IN KENYA*)

With 3 figures and 3 tables

ISAAC SINDIGA

Zusammenfassung: Schlafkrankheit in Kenia

Im tropischen Afrika ist die Trypanosomiasis (Schlafkrankheit beim Menschen, Naganaseuche beim Vieh) von hoher ökonomischer Bedeutung, hat diese Krankheit doch annähernd 10 Millionen km² und damit etwa ein Drittel des Kontinents mehr oder weniger stark in seiner wirtschaftlichen Entwicklung behindert. Am Beispiel von Süd-Nyanza, Kenia, werden in der folgenden Studie die im Verlauf der vergangenen Jahrzehnte unternommenen Anstrengungen zur Eindämmung der Trypanosomiasis bei Menschen und Tier dokumentiert.

Nachdem die Schlafkrankheit zum erstenmal im Jahre 1902 im Untersuchungsgebiet ausgebrochen war, wurden zunächst Versuche unternommen, den Überträger der Krankheit, die Tsetsefliege, auszurotten und die infizierten Personen medizinisch zu betreuen. Der Lebensraum der Tsetsefliege wurde eingeengt durch die Rodung der Busch-Vegetation und die Anlage von Streifen offenen Landes um die Siedlungen. Diese Maßnahmen waren jedoch wenig erfolgreich, weil die geringe Bevölkerungsdichte und damit der Mangel an Arbeitskräften für die erforderlichen Rodungen ein Wiederaufkommen von Gehölzen begünstigte und wirksame Heilmittel fehlten.

Auch die Verstärkung der Tsetsebekämpfung durch Insektizide seit den 50er Jahren führte bis heute zu keiner endgültigen Ausrottung der Krankheit. Dies ist offenbar in der beachtlichen Fähigkeit der Tsetsefliege begründet, sich an geänderte Umweltbedingungen anzupassen. Darüber hinaus hat die Errichtung eines Nationalparks und eines Waldreservats im Untersuchungsgebiet dazu beigetragen,

daß geeignete Lebensräume für die Tsetsefliege und die Krankheitserreger, die Trypanosomen, erhalten blieben. Das Problem der Schlafkrankheit in Süd-Nyanza wird geprägt durch den Konflikt zwischen der Erhaltung der natürlichen Ressourcen und den Ansprüchen der sozioökonomischen Entwicklung. Eine wirksame Lösung dieses Konfliktes muß den gesamten epidemiologischen Komplex der Schlafkrankheit berücksichtigen.

Introduction

Tropical Africa's dismal agricultural performance especially over the past two decades cannot be explained merely in terms of domestic policy constraints, low food crop pricing, and foreign exchange rates. Agricultural production is a complex also involving human-environmental circumstances in which disease is an important factor. An estimated one-third or about 10 million km² of the continent, an area capable of supporting over 100 million people, now lies unused or underused because of trypanosomiasis or sleeping sickness and its tsetse vector (Fig. 1).

*) This paper is based on research funded by the International Development Research Centre. I would like to thank G. WESLEY BURNETT and editors of ERDKUNDE for comments on earlier drafts of the paper.