

WIE ? 1762

~~1762~~

Friedrich Wieneke und Uwe Rust

Klimageomorphologische Phasen in der Zentralen Namib (Südwestafrika)*

1. Einführung

In ersten Übersichten über unsere Forschungen zur quartären Reliefentwicklung in der Zentralen Namib (Rust / Wieneke 1973 a, Wieneke / Rust 1973) haben wir nach dem Vorbild Michels (1967) ein Michel-Diagramm (s. Abb. 1) für die küstennahe Namib vorgestellt, an hand ausgewählter Geländebefunde begründet und diskutiert. Dem Übersichtscharakter dieser Arbeiten gemäß haben wir dort nur angerissen, auf grund welcher Geländebefunde bzw. Überlegungen wir uns genötigt sahen, die im Michel-Diagramm verknüpften marin-eustatischen bzw. „klimatischen“ Phasen zu kritisieren. Wir gingen aus von der „Unlogik“, eine direkte Beziehung zwischen Form und „Klima“ (besser Klimatelement) herzustellen, da diese ja nie direkt ist (vgl. z. B. Hagedorn 1971, S. 112). Hier wollen wir entwickeln, wie wir die terrestrische Morphogenese fassen können als Sukzession bestimmter geomorphologischer Milieus, die dann zeitlich mit der eustatisch-marinen Entwicklung korrelierbar sind.

2. Stabilitätszeiten, Aktivitätszeiten nach H. Rohdenburg

Rohdenburg (1970) hat erarbeitet, daß die Reliefbildung abläuft in Phasen „morphodynamischer Aktivität“, d. h. in Phasen, in denen reliefbildende Prozesse ablaufen, daß die Reliefbildung stagniert in Phasen „morphodynamischer Stabilität“, in denen Bodenbildung stattfindet. Dieses Gegensatzpaar bedeutet an sich keine neue Erkenntnis im Rahmen geomorphologischen Selbstverständnisses (vgl. z. B. Tricart / Cailleux 1965), es ist aber Rohdenburgs Verdienst, ihm als übergeordnetes ökologisches Prinzip für die Reliefbildung definitorisch und inhaltlich den richtigen Stellenwert gegeben zu haben.

Wenn wir es richtig sehen, fußen Rohdenburgs Erkenntnisse vor allem auf seinen Geländebeobachtungen zur Hangpedimentation in Nigeria (Rohdenburg 1969, bes. S. 88), insbesondere die in seiner Arbeit 1970 aufgeführten Begründungen für Stabilitäts- bzw. Aktivitätszeiten (v. a. Akzentuierung der Niederschlagsverteilung, Wirkungsgefüge Boden — Vegetation — Relief, aktuell weltweite Stabilitätszeit). In seiner „Einführung

* Wir widmen diesen Aufsatz Herrn Dr. H. J. Rust, Windhoek, weil wir ihm das Gelingen unserer Arbeiten ganz besonders verdanken

SDFI

in die klimagenetische Geomorphologie“ muß die klare morphodynamische Alternative verschwinden, da sie in Prozeßabläufe aufgelöst wird (*Rohdenburg* 1971 z. B. beginnende Aktivitätszeit S. 61 f., oder isolierte Aktivitätsbezirke S. 254 f.). Auch tritt an die Stelle des Gegensatzpaares die Dreiheit morphodynamisch relevanter Klimatypen von Stabilität, fluviale Aktivität, Trockenzeit (starke äolische Aktivität) (*Rohdenburg* 1971, S. 42).

Ohne in eine eingehende kritische Würdigung der Auffassungen *Rohdenburgs* hier einsteigen zu wollen, sei betont, daß sich sein Ansatz für die Relieffanalyse der Zentralen Namib im Prinzip als anwendbar erwiesen hat.

3. Stabilitäts- und Aktivitätszeiten in der Zentralen Namib

In Tabelle 1 haben wir die Gesamtheit der in der Zentralen Namib für die quartäre¹ Reliefentwicklung faßbaren Stabilitäts- und Aktivitätszeiten nach den sie konstituierenden Parametern Prozeß, Relief, Sediment und Boden zusammengestellt. Wir bezeichnen die morphodynamischen „Zeiten“, die man auffassen kann als Zeiten eines bestimmten geomorphologischen Milieus, als „klimageomorphologische Phasen“. Sie sollen nachfolgend erläutert werden. Die Kategorie „Klima“-Phasen in Tabelle 1 stellt die Beziehung her zum *Michel*-Diagramm (Abb. 1).

3.1. Feucht-Aktivität

Der formbildende Prozeß dieser klimageomorphologischen Phase ist die autochthone Regenflächen-Spülung. Mit dem Konzept der Regenflächen-Spülung hat *Rust* (1970, S. 153 ff.) versucht, die fluviale Abtragung im Mittleren Südwestafrika und den resultierenden Formenschatz zu erklären.

Aktuell inaktive Kliffzerschneidungen bei Mile 4, auf Terrassen mit Schwemmfächern auslaufende Nebentäler am unteren Swakop, dünenverfüllte Hängetäler am mittleren Kuiseb, fluvial aufgelöste marine Terrassen bei Mile 30 (zu den Orten vgl. Abb. 2) zeigen, daß in der Namib zu verschiedenen Zeitpunkten Talbildung geherrscht hat. Im Vergleich zu heute muß die Häufigkeit der Regenflächen in der Namib selbst größer gewesen sein, so daß Oberflächenwasser abtragend und transportierend wirksam gewesen ist. Neben den bezeichneten Formen verweisen fluviale Sedimente, die den Abtragungsformen eindeutig als korrelat zugeordnet werden können, auf feucht-aktive Phasen (z. B. Schwemmfächer eines kliffzerschneidenden Tälchens).

3.2. Trocken-Aktivität

Diese Phase kennzeichnet das Überwiegen der äolischen Formung über die Abtragung durch fließendes Wasser; sie ist im Untersuchungsgebiet in

¹ Alle unsere Zeitangaben sind vorläufig als relativ zu verstehen. Radiometrische Untersuchungen ausgewählter Proben befinden sich in Arbeit (vgl. *Rust/Wieneke* 1973 a)

Tabelle 1 Klimageomorphologische Phasen in der Zentralen Namib

| Geomorphologisches Milieu | | Parameter | | | |
|---------------------------|-----------------------------|---|--|-----------------------------------|---|
| „Klima“-Phasen | Reliefbildung alternativ | Prozesse | Relief | Sediment | Böden |
| feucht | Aktivität --- | autochthone Regenflächen- Spülung | Haupttal mit Nebentälern Schwemmfächer | fluviale Schwemm- sedimente | --- |
| trocken | Stabilität --- | Allochthonie der Regen- flächen- Spülung | Canyon im alloch- thonen Vorfluter Schwemmfächer im Vorfluter | fluviale Sedimente | Gips-Horizonte Kalk-Horizonte Regosole Lithosole Takyre |
| trocken | Aktivität --- | Dünenbildung | Bardane (Dünen als Transportformen) | Barchansande | --- |

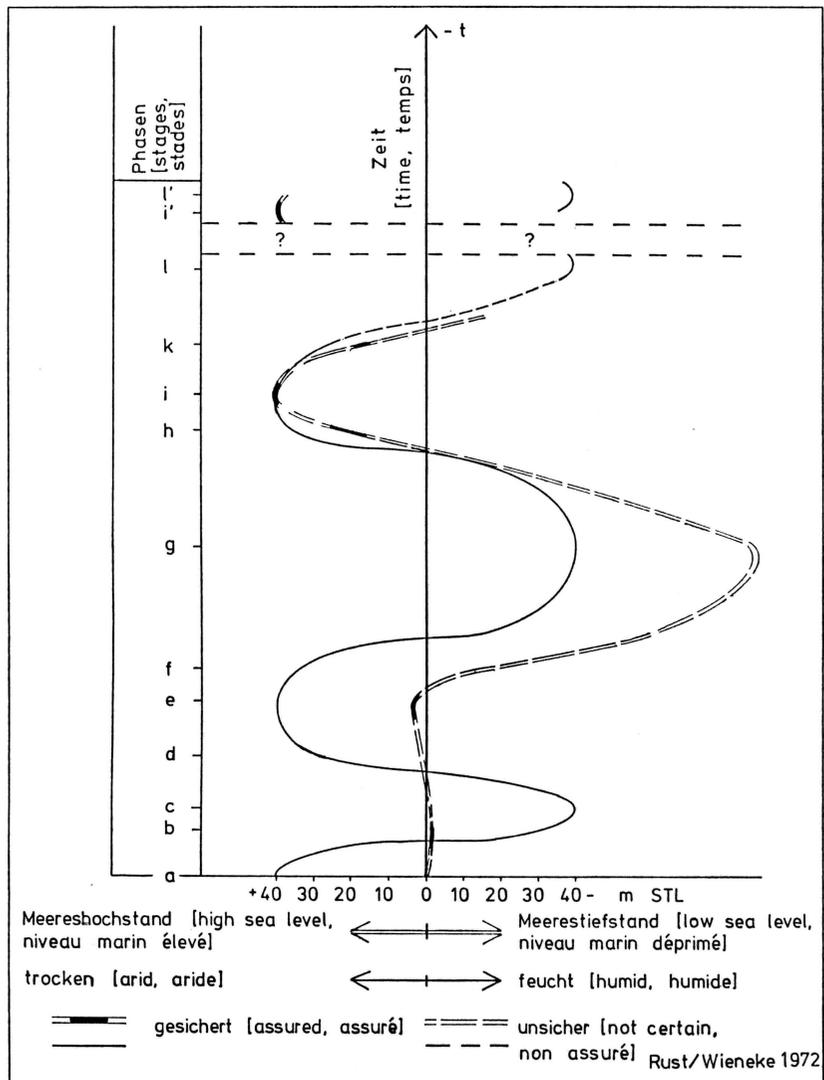


Abb. 1 MICHEL-Diagramm für die küstennahe Zentrale Namib

Form von Barchanwanderung nachweisbar. Äolische Abtragungsreliefs, wie sie Hagedorn (1971) aus der zentralen Sahara beschreibt, fehlen in der Zentralen Namib. Trocken-aktive ältere Phasen sind als Barchansedimente (bis Äolianit) z. B. bei Mile 4 und Mile 30 zu fassen².

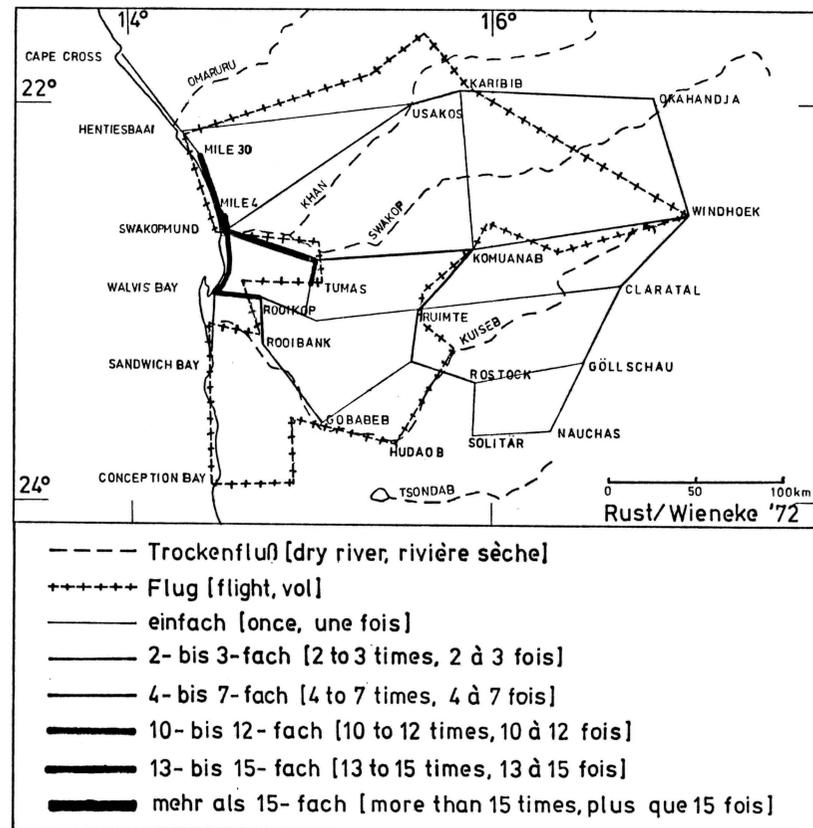


Abb. 2 Reisewege von F. Wieneke und U. Rust in Südwestafrika 1972

3. 3. Trocken-Stabilität

Den ökologischen Verhältnissen der Wüste bzw. Halbwüste entsprechend, sind die stabilen Phasen im Untersuchungsgebiet nicht unbedingt durch vollentwickelte „zonale“ Böden charakterisiert, sondern überwiegend durch Krustenbildungen. Regosole finden sich auf Kupstendünen, Lithosole fanden wir am mittleren Tumas auf Gneis (beides schwach entwickelte (A)C-Böden, vgl. d'Hoore 1964).

Für die Reliefentwicklung wichtiger sind Gips- und Kalkkrusten. Die Gipskrusten sind in der küstennahen Namib bis ca. 50 miles landeinwärts vertreten. Martin (1963) hat ihre Entstehung und Verbreitung plausibel mit der Lage dieses Raumes zu den kalten Meereswasserkörpern und von

² Barchansedimente sind nach Korngrößenverteilung und Farbe eindeutig identifizierbar und unterscheidbar von Küstendünensedimenten

dort herrührenden H₂S-Exhalationen erklärt. Nach unseren Beobachtungen sind im Untersuchungsgebiet verschieden alte sowie polygenetische Gipskrusten ausgebildet. Das Beispiel vom mittleren Tumas dürfte eine polygenetische Gipskruste sein, das Beispiel von Mile 4 ebenfalls, aber jüngeren Entstehens (nach Phase g in Abb. 1) (Tabelle 2). Die Horizontdifferenzierung mag vergleichsweise den von Rohdenburg / Sabelberg (1969) für Kalkkrusten entwickelten Vorstellungen (Sickerwasser von oben nach unten und lateral) zu erklären sein, da eine Zuordnung jedes Y-Horizontes zu einer eigenen Stabilitätsphase im Vergleich zu unseren sonstigen morphologischen und sedimentologischen Befunden unmöglich ist.

Die Verbreitung mehrere Meter mächtiger Gipskrusten im Tumas-Einzugsgebiet bestätigt u. E. Martins (1963) Vermutung, daß die ökologischen Verhältnisse der Trocken-Stabilität in den Stabilitätszeiten seit langer Zeit (hinter unsere ins Jungquartär (?) zurückreichenden Untersuchungen) gleich waren, konkret, daß vegetationslose bzw. -arme Wüstenverhältnisse geherrscht haben, die echte Bodenbildungen ausgeschlossen haben.

In der küstenferneren Inneren Namib bezeugen Kalkkrusten die Trocken-Stabilität. Wir haben diese selbst nicht weiter untersucht. Sie sind auf unterschiedlich alten Relieftteilen verbreitet (vgl. Scholz 1968 a und b).

In trocken-stabilen Phasen herrscht Allochthonie der Regenflächen-Spülung (Rust 1970). Das Gerinnebett der im Hochland wurzelnden Haupt-riviere der Namib — nämlich Swakop / Khan und Kuiseb — ist ein „isolierter Aktivitätsbezirk“ i. S. Rohdenburgs (1971, S. 254 ff.). Im die fluviale Reliefbildung der Zentralen Namib kennzeichnenden System „Regenflächen-Spülung“ ist die Allochthonie integraler Bestandteil. Sie ist, wie an anderer Stelle bereits erwähnt (Rust / Wieneke 1973 a), eine von außen in einen trocken-stabilen Raum eingreifende Feldwirkung. Sie hat in diesem System im Zusammenwirken mit den anderen Varianzen (Büdel 1961) einen ganz bestimmten Stellenwert (vgl. cap. 4). Formenmäßig ist die Allochthonie aus trocken-stabilen Phasen folgerichtig als Zeuge morphodynamischer Aktivität faßbar in Terrassen, auf welche keine Nebentäler ausmünden (z. B. unterer Swakop in Phase i und e).

Ca-Horizonte (und Y-Horizonte) werden von bodenkundlicher Seite Trockenklimaten zugeordnet (vgl. Blum / Ganssen 1972). Wir bezeichnen das entsprechende geomorphologische Milieu als Trocken-Stabilität.

3. 4. Hinweise auf weitere klimageomorphologische Phasen

Bodenrelikte aus boden- oder großklimatisch feuchterer Vergangenheit am Innenrand der Namib und im angrenzenden Hochland (Scholz 1963, 1968 c, Rust 1970) verweisen auf stabilitätszeitliche Bedingungen, die nicht der Trocken-Stabilität entsprechen, die Inselberglandschaften ebendort auf morphodynamische Aktivität. Im Vorgriff auf den Aspekt der zeitlichen Entwicklung (Phasenabfolge im Michel-Diagramm) sei hier vermerkt, daß die Inselberglandschaften noch vor dem von uns untersuchten Zeitraum gebildet worden sind. Der Umschwung zur „ariden“ Morphogenese i. S. von

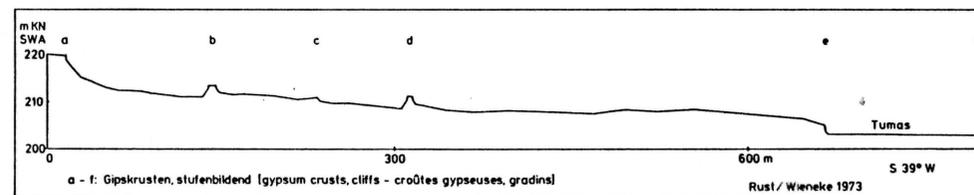


Abb. 3 Nivellementsprofil am mittleren Tumas. Denudationsterrassen (Gipskrusten) und Ausräume zwischen ihnen sind einheitlich aus fluvialen Sedimenten (Schwemmsedimenten) aufgebaut

Rust (1970), der die Zerstörung der Großform Inselberglandschaft einleitet und den wir jetzt genauer beschreiben können als Umschwung zu den klimageomorphologischen Phasenabläufen Trocken-Aktivität, Trocken-Stabilität, Feucht-Aktivität, ist mindestens bei Phase I vollzogen. Wahrscheinlich liegt er zeitlich wesentlich früher (s. o. zu den Gipskrusten, vgl. 40-m-Terrasse bei Homeb in Wieneke / Rust 1972).

Im Denkmodell Rohdenburgs (1970) ist für die Bildung von Inselberglandschaften „Feucht-Aktivität“, für die Böden „Feucht-Stabilität“ zu postulieren. Wir stoßen hier auf terminologische und inhaltliche Schwierigkeiten, denn diese Feucht-Aktivität hat zur Bildung von Flachmuldentälern und Inselbergen geführt („Alteritisches Tiefschalten“ bei Rust 1970), sie kennzeichnet deshalb ein völlig anderes geomorphologisches Milieu als die autochthone Regenflächen-Spülung.

Wir möchten deshalb betonen, daß wir unsere drei Phasen Feucht-Aktivität, Trocken-Stabilität, Trocken-Aktivität zur Kennzeichnung geomorphologischer Milieus im „Trockengebiet“ Namib heranziehen.

4. Geomorphologie einiger Phasenabfolgen

Nachfolgend betonen wir die Phase als rekonstruierbaren Zustand. Die Abfolge bezieht sich auf die Ablösung eines Zustandes durch einen anderen und betont nicht den Prozeß des Zustandswechsels.

Die fluviale Formung der Zentralen Namib ist gekennzeichnet durch den Wechsel feucht-aktiver und trocken-stabiler Phasen. Die Reliefentwicklung vollzog sich unterschiedlich, je nachdem, ob in trocken-stabilen Phasen die Feldwirkung der Allochthonie der Regenflächen-Spülung auftrat oder nicht.

Letzteres ist der Fall beim Tumas-Rivier und den küstennah in der Namib wurzelnden Gerinnen. Die Namib wird in Ausrichtung auf den Tumas von flach eingeschnittenen Gerinnen mit Schwemmfächersystemen zertalt. „Terrassenfelder“ in ca. 150 bis 400 m ü KN SWA haben sich entpuppt als Denudationsterrassen, die beim Einschneiden des Tumas-Systems in feucht-aktiven Phasen in Anlehnung an freigelegte Gipskrusten gebildet worden sind (Abb. 3). Wir vermuten, daß es sich bei diesen Gipskrusten, die den Tumas-Mittellauf in wechselnder Anzahl und nicht korrelierbarer

Tabelle 2 Ausgewählte Profile in der Zentralen Namib

| Tiefe unter Oberfläche | sedimentologisch | Tiefe unter Oberfläche | bodenkundlich |
|--|--|------------------------|---|
| Profil 30: Swakopniedrigwasserbett, Kiesgrube von Swakopmund, querab den von S eingewanderten Barchanen | | | |
| 0—40 | verschüttet | | |
| 40—90 | Flußkiese und -sande verbacken, 5 Y 7/2 | | |
| 90—160 | Dünensande geschichtet, Mischfarben um 7.5 YR 7/4; extrem rot 7.5 YR 6/6, grau 10 YR 7/2 | | |
| 160—190 | Flußkiese und Dünen-sande wechsellagernd 5 Lagen Flußkiese, 4 Lagen Dünensande | | |
| 190—200 | Flußkiese und -sande | | |
| 200+ | verstürzt | | |
| Profil 54: Mittlerer Tumas, Prallhang eines Nebenriviers, ca. 250 m KN SWA, Oberfläche: Reg (Algenbewuchs auf Kiesen und Steinen), dazwischen austretende Gipskruste | | | |
| 0—34 | Mischsand 2.5 Y 7/4, 5 Y 8/1 | 0—314+ | Y (Gipskruste) |
| 34—214 | sandiger Kies | | |
| 214—314+ | Mischsand 5 YR 5/6 | | |
| Profil 42: Grube oberhalb Kliff (Phase e) bei Mile 4, 12.75 m ü storm tide level Mile 4 | | | |
| 0—10 | Sand/Kies mit Geröllen | 0—65 | Y Gipskruste, fast massiv, blättrig bis löchrig, Gipsrosen weiß-rot, z. B. 5 Y 7/3, 10 YR 8/2 |
| 10—70 | Schwemmsediment Feinsand/Kies-Mischsediment | | |
| 70—86 | Feinsand, stratifiziert durch selektive Anreicherung dunkler Minerale | 70—86 | Y Gipsnoduln und isolierte Gipsanreicherung in kleinen Schichten 2.5 Y 7/1 |

| Tiefe unter Oberfläche | sedimentologisch | Tiefe unter Oberfläche | bodenkundlich |
|------------------------|---|------------------------|--|
| 86—89 | Warwentone | 86—89 | 7.5 YR 7/6 bis 6/6 |
| 89—95 | Mischsediment (Ton bis Kies), geschichtet, Glimmerplättchen in ab-Ebene eingeregelt; leicht verbacken | 89—95 | Y Gipskruste in Mischsand und Ton |
| 95—115 | Feinsand | 95—115 | Y Gipsnoduln |
| 115—133 | tonig-sandiger Kies | 115—116 | Y Gipskruste |
| | | 116—133 | Y Gipskristalle, teilweise lagenmäßig 5 Y 7/4 |
| 133—143 | leicht feuchter Fein-Mittelsand | 133—141 | Y wechselnd mächtige linsenartige Gipsanreicherung, Mischfarbe |
| | | 141—143 | Y Gipskruste |
| 143—173 | lehmgiger Ton bis Lehm, leicht schmierig, fettig-glänzend | 143—173 | Y Gipsausblühungen 5 Y 6/3 |
| 173—183 | kiesiger Mischsand | | |
| 183—213 | sehr feiner Sand mit Mittelkornanteil (Fein- bis Mittelsand) | 183—213 | Y nur vereinzelt Gipsverkrustungen, Mischfarben um 5 Y 7/2 |
| 213—223 | Mischsand (Mittel-Grobsand) | | |
| 223—233+ | Fein- bis Mittelsand | | |

Höhenlage begleiten, um sehr alte, wahrscheinlich polygenetische Bildungen handelt (s. Tabelle 2, Profil 54). Diese Gipskrusten sind häufig lokale Erosionsbasen etagerter Schwemmfächer. Landeinwärts ca. 400 m ü KN SWA fehlen dem Tumas auch noch begleitende Denudationsterrassenfelder³. Als breite Schwemmebene bildet er den Hauptvorfluter seines hydrographischen Systems. Es fehlen fluviale Terrassen.

³ Vgl. cap. 3.3. zur Verbreitung der Gipskrusten. Warum nur im bezeichneten Abschnitt des Tumas die Ausräumung mit Denudationsterrassenbildung erfolgte, muß offenbleiben (evtl. tektonische Hebung in diesem Abschnitt?)

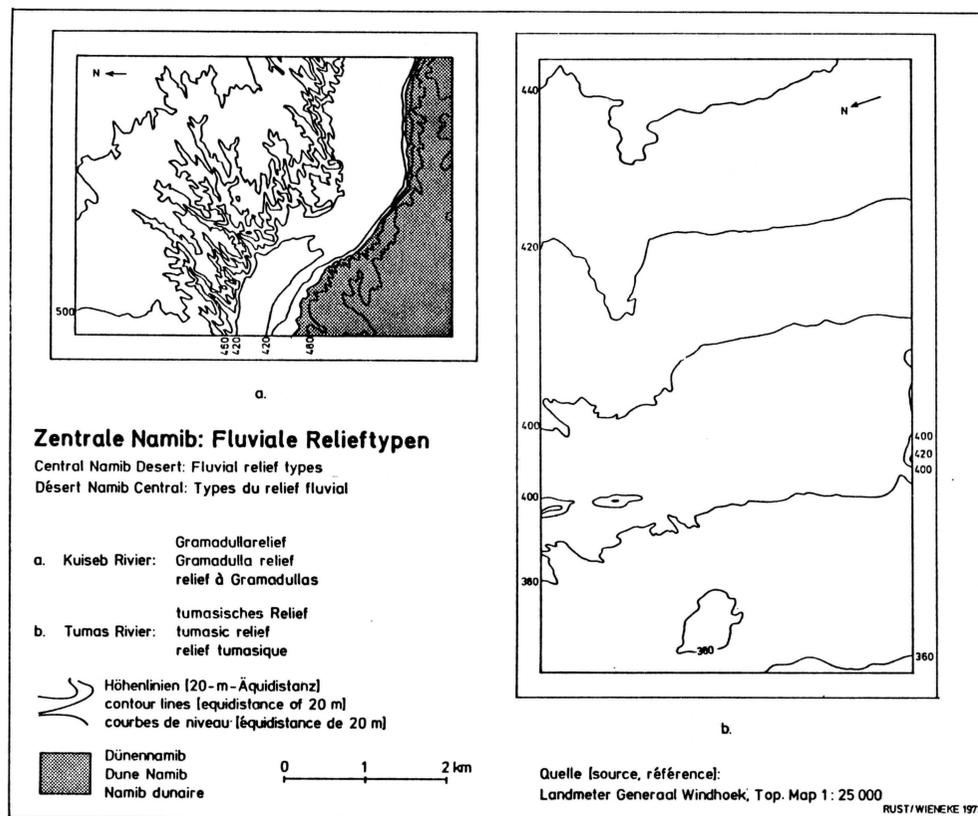


Abb. 4

Wichtig in unserem Zusammenhang ist: Der Tumas wurzelt in der Namib selbst (Arechadamab bei Ruimte). Deshalb konnten fluviale Formungsprozesse in seinem Einzugsgebiet nur während feucht-aktiver Phasen innerhalb der Zentralen Namib selbst ablaufen. Trotzdem „entwässert“ das Tumas-System fast die gesamte Namibfläche zwischen Swakop und Kuisieb bis ca. 1000 m ü KN SWA, ein zu den Gipskrusten zusätzliches Indiz für das hohe Alter der im Tumas-System dokumentierten geomorphologischen Milieus. Wir möchten die Folge trocken-stabil, feucht-aktiv, trocken-stabil usw. ohne Allochthonie in trocken-stabilen Phasen sowie den daraus resultierenden fluvialen Relieftyp „tumasisch“ nennen (Abb. 4).

Die Phasenabfolge feucht-aktiv, trocken-stabil mit Allochthonie der Regenflächen-Spülung in der Trocken-Stabilität führt zur Gramadulla-Bildung. Gramadullas sind die engständigen Zertalungssäume der im Hoch-

land wurzelnden Gerinne Swakop/Khan und Kuisieb. Im Swakopunterlauf haben wir zwei durch den allochthonen Swakop in trocken-stabilen Phasen gebildete Terrassen, die mit den marinen Terrassen der Phasen i und e verknüpft werden können, sicher festgestellt (Rust / Wieneke 1973 a). In der Namib wurzelnde Nebentäler „hängen“ in bezug auf diese Terrassen. Hierin äußert sich der morphologische Stellenwert (s. cap. 3. 3.) der Allochthonie: Sofern der Fluß zur Erosion fähig ist, schneidet er sich ein und legt die Erosionsbasis gegenüber seiner trocken-stabilen Umgebung tiefer. Über die Allochthonie ändert sich also die Varianz Basisdistanz (Büdel 1961). Im Swakopunterlauf sind es Meterbeträge. Im Mittellauf sind Kuisieb und Swakop bis über 100 m eingeschnitten (s. Abb. 4) und haben eine Gramadullazerschneidung gleicher Zertalungstiefe ausgelöst. Über Rusts (1970) diesbezügliche Ausführungen hinausgehend können wir darin folgende Phasenabfolge erblicken: Tieferlegung des Vorfluters in der Trocken-Stabilität, Einschneiden der Gramadullas in nachfolgender Feucht-Aktivität. Die Zertalungstiefe muß weitgehend Effekt der Allochthonie sein, denn die nur feucht-aktive Zerschneidung ohne vorausgegangene Trocken-Stabilität mit Allochthonie hätte ein „tumasisches“ Relief erzeugt, welches, wie mitgeteilt, den Raum zwischen Swakop und Kuisieb charakterisiert.

Die Gramadulla-Bildung am von uns untersuchten Kuisieb-Mittellauf ist ein mehrphasiger Prozeß gewesen, wie aus Glacis und Erosionsterrassen bei Homeb/Ossewater hervorgeht (Wieneke / Rust 1972, dort Abb. 4).

Die genaue zeitliche Einstufung der Gramadulla-Bildung ist offen, die Erstanlage sicher vor Phase I. Aus der Tatsache der hohen Zertalungstiefen und im Vergleich zu den mächtigen Gipskrusten im Tumas-Mittellauf vermuten wir, daß sowohl die trocken-stabilen, die Basisdistanz erhöhenden Phasen als auch die feucht-aktiven, die Gramadullas eintiefenden Phasen jeweils beträchtliche Zeit erforderten (Mittel- bis Altquartär?)⁴.

Der Phasenablauf Trocken-Stabilität zu Trocken-Aktivität bedeutet das Auftreten äolischer Transportformen (Barchane), sofern transportable Korngrößen (dominant Feinsand) verfügbar sind. Dies ist der Fall bei Rivierbetten, trockenfallendem Schelf (Meerestiefstand) sowie speziell im Dünenmassiv südlich des Kuisieb. In trocken-aktiven Phasen kann es zur völligen Laufversperrung der großen Riviere kommen. So sind Tumas und Kuisieb in Phase f durch Dünenbildung im Unterlauf aufgehalten worden, ist der Kuisieb nach Ausbildung der Gramadullas durch Dünenwanderung gezwungen gewesen, im eigenen Gerinnebett endend zu sedimentieren („Seedimente“ von Ossewater, vgl. Goudie 1972). Anschaulichstes (altange-

⁴ Wir gelangen damit zeitlich soweit zurück, daß wir die fluviale Reliefbildung kaum nur aus einem morphodynamischen Konzept (Regenflächen-Spülung) erklären können, vielmehr tektonische Einflüsse (z. B. epirogenetische Aufwärtsbewegungen als erosionsverstärkender Einfluß) nicht mehr ausschließen können. Weil wir unsere Untersuchungen zeitlich — vor allem aus Zeitgründen — beschränken mußten, haben wir die vor Phase I abgelaufene Entwicklung nicht mehr verfolgen können. Dies muß späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben

legtes und) noch aktuelles Beispiel ist der Tsondab, der im Hochland wurzelt und am Ostrand der Dünennamib in Vleys endet. In Analogie zu diesem Fluß kann man den Übergang von Trocken-Stabilität zu Trocken-Aktivität „Tsondabisierung“ nennen.

Der Ablauf Trocken-Aktivität zu Trocken-Stabilität bis Feucht-Aktivität kann dazu führen, daß die Dünen wieder durchbrochen werden (Swakop in Phase b). Dies braucht nicht der Fall zu sein (Tumas nach Phase f).

5. Regionalisierung der klimageomorphologischen Phasenabläufe

Abb. 5 veranschaulicht in bezug auf die aktuelle Topographie den Ablauf der klimageomorphologischen Phasen l—a (s. Abb. 1)⁵, wie er sich aus den Geländebefunden (s. Tabelle 1) für den Abschnitt Kuisebmündung bis Mile 30 darstellt. Die Phasen i (17-m-Terrasse) und e (2-m-Terrasse) bezeichnen Meereshochstände mit zugehörigen auf den azonalen Prozeß litoralischer Formung (Tricart / Caillex 1965) zurückzuführenden Formen (marine Terrassen, Kliffs, Riffe), Phase b einen jüngsten Meerestiefstand (beach rock von Vineta). Die zeitliche Einstufung der terrestrischen Formen erfolgt durch Verbindung mit diesen marin-litoralen Befunden. Die zu grunde liegenden Befunde sind teilweise bereits veröffentlicht (Rust / Wieneke 1973a, Wieneke / Rust 1972 und 1973) bzw. ist ihre Veröffentlichung in Vorbereitung⁶.

Die Phase g (z. Z. des zweitjüngsten für SWA postulierten Meerestiefstandes) ist die letzte große „Feucht“-Phase mit starker autochthoner fluvialer Aktivität.

Phase f ist entscheidend für die noch heute vorhandene Reliefdifferenzierung. Sie ist λ/φ - identisch mit Phase a. In Phase f dringen die Namibdünen über Kuiseb und Tumas mindestens bis zu einem Punkt an der Küste 12 miles südlich Swakopmund vor (= Punkt 7 in Abb. 5). Die „Austrocknung“ (Trocken-Aktivität bzw. Trocken-Stabilität) ist so entscheidend, daß die nachfolgende küstennahe terrestrische sowie die litorale Entwicklung bis heute von ihr gesteuert werden. Der trocken-gefallene Schelf in Verbindung mit den südlich unmittelbar benachbarten Dünen läßt unschwer die gesteigerte äolische Aktivität verständlich erscheinen (Tsondabisierung von Kuiseb und Tumas). Der trocken-stabile Swakop hat die in sein Bett eindringenden Sandmassen abräumen können. Wie a. a. O. ausgeführt (Wieneke / Rust 1972), ist die küstenmorphologische Differenzierung zwischen Hentiesbaai und Conception Bay vorangelegt in der räumlichen klimageomorphologischen Phasendifferenzierung der Phase f und ausgebildet in der jüngsten Meereshochstandphase e. Das in Phase e transgredierende Meer überflutete im Süden Dünen, im Norden trocken-stabile Sedimente auf Grundgebirge. Die Grenze liegt bei P 7 (Abb. 5). Im Süden entwickelten

⁵ Zur Problematik i—i' bzw. l—l' vgl. Rust/Wieneke 1973 a, Wieneke/Rust 1973

⁶ Dies gilt insbesondere für die Laboranalysen

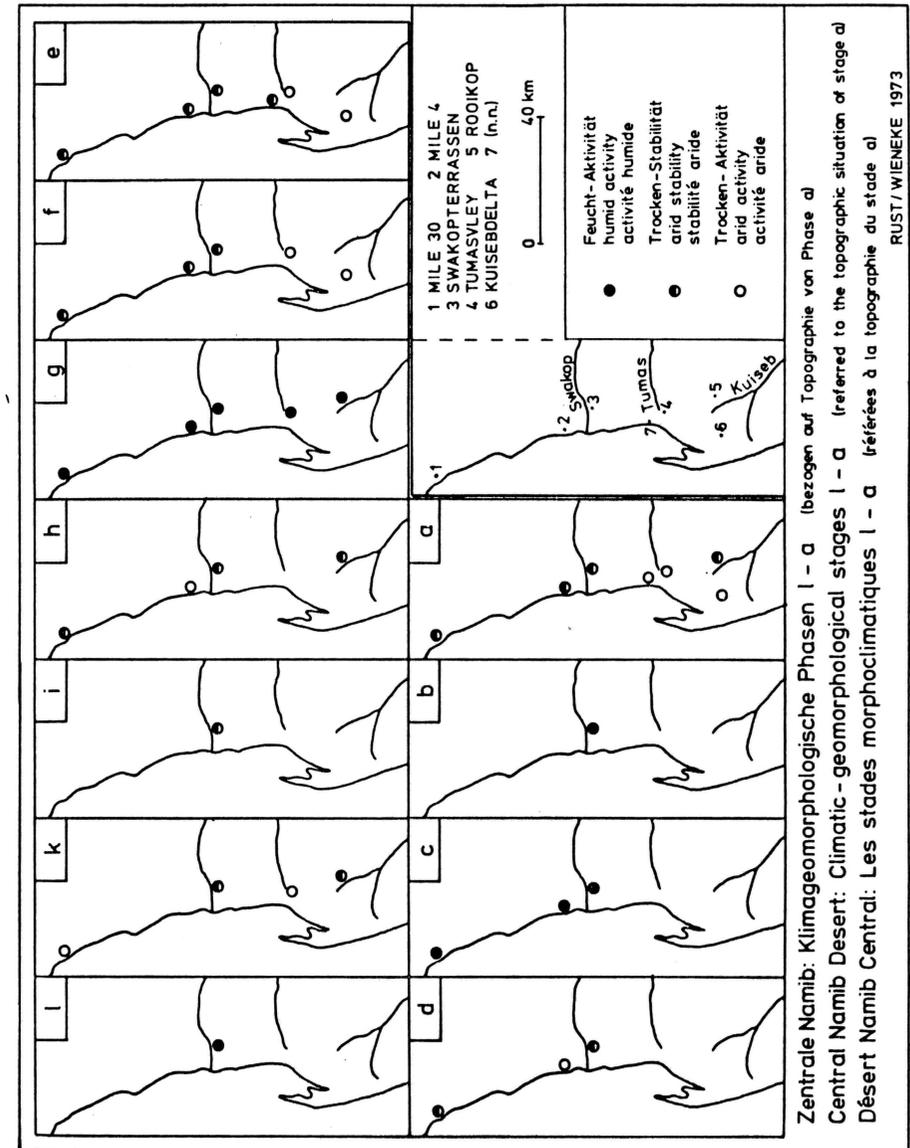


Abb. 5

sich Nehrungskomplexe, im Norden Kliffs hinter Buchten, die durch ein Brandungsriff abgeriegelt wurden.

Der zweitjüngste Meereshochstand (17-m-Terrasse) hat trocken-aktive Spuren (Phase k) morphologisch getilgt (Marin über Barchansand bzw. Äolianit).

In Phase d zeugen Barchansande bei Mile 4 von Trocken-Aktivität. Der gleichzeitig am Unterlauf trocken-stabile Swakop dürfte in Phase d (Meeresrückzug) im Mündungsbereich das Wandern von Barchanen nicht völlig verhindern haben können, eine Situation ähnlich der des aktuellen Kuiseb. Zumindest partielle Tsondabisierung des Swakop ist sicher für Phase d anzunehmen. Die Nordwanderung der Barchane muß zwischen Mile 4 und Mile 30 geendet haben (Trocken-Stabilität bei Mile 30).

Wann genau der Kuiseb das in Phase f entstandene Dünenmassiv wieder durchbrochen hat, ist offen, entweder in Phase d oder c. Die Trocken-Aktivität von Phase d noch nördlich des Swakop läßt vermuten, daß er den Durchbruch in Phase c vollzogen hat, die vom Swakop an nördlich als feucht-aktiv nachweisbar ist.

Ein regional differenzierter Wechsel von Aktivitätsphasen (Trocken- bzw. Feucht-Aktivität) und Stabilitätsphasen (Trocken-Stabilität) ist für die küstennahe Namib so erstmalig überhaupt faßbar.

6. Einige Anmerkungen

Der Kuiseb ist im Mittellauf in der selbstgeschaffenen Hohlform (Canyon und Gramadullas) in einer trocken-aktiven, zeitlich in l—a nicht zwingend einpaßbaren Phase tsondabisiert worden (s. o.), hat aber in nachfolgenden feucht-aktiven bzw. trocken-stabilen Phasen, eingeeengt in den Canyon, die Tsondabisierungssedimente (Barchansande, Flutlehme) wieder ausgeräumt. Der gleiche Vorgang kann aktuell am Swakopunterlauf studiert werden. Der abkommende allochthone Swakop räumt die von Süden einwandernden Barchane ab. Aufschlüsse in der Swakopmunder Kiesgrube (diese befindet sich in Niedrigwasserbett und wird, wenn der Swakop — wie es 1972 der Fall war — abkommt, inundiert) zeigen, daß in die fluvialen Sedimente Barchansandkörper eingearbeitet sind (Tabelle 2, Profil 30).

Diese Befunde von Kuiseb und Swakop verweisen darauf, daß der Varianz Altrelief (i. S. von Bremer 1965) bei der Phasenrekonstruktion eine bedeutende Stellung gebührt, die für die Namib zu einer regelhaften Reliefdifferenzierung geführt hat. Wo ein Fluß im Wechsel von feucht-aktiv zu trocken-stabil (g zu f am Swakop) einen Canyon erodiert hat, ist er imstande, auftretende Tsondabisierung im vorgeformten Tal anschließend zu überwinden. In Abschnitten sehr breiter (einige 100 m), flach eingeschnittener Verwilderungstalböden und Mündungsschwemmfächer gelingt dies

nicht oder nur unvollkommen (Tumasunterlauf, Kuisebunterlauf). Dort wird die Reliefbildung aus trocken-aktiven Phasen festgeschrieben (vgl. Phase f—a am Tumas), d. h. das äolische Altrelief beeinflusst die nachfolgenden Phasenabläufe.

Die bekannte Reliefdifferenzierung der Zentralen Namib in Flächen-namib und Dünennamib (Jaeger 1965, Logan 1960) läßt sich in ihrer zeitlichen Anlage fixieren und bestimmten Phasen zuordnen. Die Erstanlage der Kuisebgramadullas (Phase ?) hat die Nordgrenze der Dünennamib festgelegt, das Einschneiden des Swakop in den Sedimentkörper seines in Phase g geschütteten Schwemmfächers in Phase f hat die Dünennamib dort „aufgehalten“, als diese sich in Phase f nach Norden ausdehnte. Der Tumas „hängt“ seither in einigen Kilometern Entfernung vom Meeresspiegel und ist aus dem Feld fluvial-litoraler Formung ausgeklammert.

Wenn man die Gesamtgröße der Dünennamib (bis Oranje-Rivier) in Bezug zu diesen Fakten sieht, dann erscheinen die beschriebenen trocken-aktiven Phasen in ihrer räumlichen Ausdehnung allerdings nur als marginale Pulsationen. Das riesige Dünenmeer kann wohl im Vergleich zu den Tumas-Gipskrusten gesehen werden als weiteres Indiz für eine zeitlich sehr weit zurückgreifende Reliefentwicklung der Namib im Rahmen des von uns beschriebenen Spektrums geomorphologischer Milieus.

Aus der real gegebenen, zeitlich aufschlüsselbaren terrestrischen Reliefdifferenzierung leiten wir unser Vorgehen ab, zwei gleichrangige geomorphologische Milieutypen morphodynamischer Aktivität aufzustellen: Feucht-Aktivität, Trocken-Aktivität. Die von Tricart / Cailleux (1965, S. 6 ff) als „azonale“ Prozesse eingestuften äolische und fluviale Formung haben hier gleichrangige Wirkung erreicht. Unser Vorgehen bedeutet eine konsequente Anwendung des Rohdenburgsches (1970) Konzeptes, weil die Morphogenese auf morphodynamische Aktivität zurückgeführt wird. Anders formuliert: Wir setzen die Formen in Beziehung zu bestimmten aktivitätszeitlichen Milieus.

Daß sich die Milieus im Verlaufe der Phasen l—a geändert haben, ist unabweisbar. Warum sie sich geändert haben, entzieht sich unserer Kenntnis. Wir verweisen nochmals auf die für die Zentrale Namib entdeckte Parallelität von Trocken-Aktivität / Trocken-Stabilität und Meeresspiegeltiefstand (Rust / Wieneke 1973a, Wieneke / Rust 1973). Geomorphologisches Milieu (regional) und Meeresspiegelschwankungen (weltweit) stehen in einem zeitlichen Zusammenhang, dessen Kausalität sich wohl rein geomorphologischer Deutbarkeit entzieht.

Selbstkritisch müssen wir feststellen, daß auch das Konzept der Regenerflächen-Spülung nur ein Denkmodell ist, das durch Messungen nicht begründet ist und wohl auch kaum begründet werden kann (Zeitfaktor und Reliefentwicklung!). Trotzdem ist es uns mit seiner um Rohdenburgs (1970) Ansatz vertieften Hilfe gelungen, die klimageomorphologischen Phasenabläufe aufzuhellen. Dies bestätigt uns in der auch von anderer Seite vertretenen Auffassung (z. B. Louis 1957), daß zwar fluviale Formung ein

azonaler Prozeß ist, daß dieser Prozeß aber qualitativ irdisch zonal unterschiedlich abläuft und über längere Zeiträume abgelaufen ist. *Rohdenburg* (1971, bes. S. 273) überspielt unseres Erachtens mit seinem Schwellenwert der Flußeintiefungsgeschwindigkeit (dieser ist nicht definiert und wohl auch nicht definierbar) den qualitativen Aspekt der fluvialen Abtragung, was wohl erklären hilft, warum seine Modellvorstellungen (weltweit anwendbares Pedimentationskonzept) in unserem Arbeitsgebiet unanwendbar sind.

Summary

There are very few tectonically stable arid regions where it is possible to study the interaction of fluvial and eolian morphogenesis and their connections with marine-eustatic stages. Coastal Central Namib desert is one of them. Land form evolution has been caused by three different oscillating geomorphic environments most probably for more than Late Quaternary times. Stages of „arid activity“ were characterized by eolian morphogenesis, stages of „humid activity“ and stages of „arid stability“ with isolated areas of activity by fluvial morphogenesis. Crusts were formed during arid stable stages, gypsum crusts nearer to the coast, calcareous crusts farther from the coast. The environments changed in time and space. Inherited land forms have to be considered. Certain successions of geomorphic environments produced certain relief types (tumasic, Gramadullas, tsondabizing). Furthermore these environments have differentiated coastal morphology.

Résumé

La région côtière du désert du Namib Central offre la possibilité très rare d'étudier l'interaction des morphogénèses fluviales et éoliennes et leurs connections avec les stades marins-eustatiques en région aride tectoniquement stable. L'oscillation de trois différents milieux géomorphologiques a conditionné l'évolution géomorphologique depuis plus temps que le Quaternaire récent. Les stades „aride-actives“ ont été caractérisés par une morphogénèse éolienne, les stades „humide-actives“ et les stades „aride-stables“ dans leurs régions d'activité isolées par une morphogénèse fluviale. Des croûtes ont été formées pendant les stades „aride-stables“, des croûtes gypseuses dans le Namib côtière et des croûtes calcaires dans l'intérieur. Ces milieux et leur répartition ont varié temporellement. Dans cette évolution les paléoformes ont joué un rôle important. Des successions différentes des milieux géomorphologiques ont produit des types du relief différents (relief tumasique, relief à Gramadullas, relief de tsondabisation). De plus, ces milieux ont différencié la morphogénèse littorale.

Zusammenfassung

Die küstennahe Zentrale Namib bietet den seltenen Fall dafür, in einem Trockengebiet die Interaktion fluvialer und äolischer Reliefentwicklung sowie deren Verknüpfung mit marin-eustatischen Abläufen in einem tektonisch ruhigen Gebiet zu studieren. Die geomorphologische Entwicklung ist wahrscheinlich über das Jungquartär zurückreichend bestimmt worden durch den Wechsel dreier geomorphologischer Milieus. Während „trocken-aktiver“ Phasen herrschte äolische Formung, während „feucht-aktiver“ Phasen sowie innerhalb isolierter Aktivitätsbezirke während „trocken-stabiler“ Phasen herrschte fluviale Formung. In trocken-

stabilen Phasen sind Krusten gebildet worden, Gipskrusten in der küstennäheren, Kalkkrusten in der küstenferneren Namib. Diese Milieus haben sowohl zeitlich als auch räumlich geschwankt. Dabei ist der Faktor Altrelief bedeutsam gewesen. Bestimmte Milieusukzessionen haben bestimmte Relieftypen erzeugt (tumasisches Relief, Gramadullarelieff, Tsondabierungsrelief). Schließlich haben die terrestrischen Milieus auch eine Differenzierung des Küstenformenschatzes bewirkt.

Danksagung

Wir bedanken uns bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) für eine Reisebeihilfe. Für die in Südwestafrika erfahrene Hilfe und Unterstützung bedanken wir uns bei unseren Freunden und Bekannten. Prof. Dr. H. G. Gierloff-Emden, München, danken wir dafür, daß wir trotz der anfallenden Institutsarbeit unsere Forschungsreise durchführen konnten, Prof. Dr. G. Fochler-Hauke und Prof. Dr. F. Wilhelm, beide München, dafür, daß sie sich für die Aufnahme dieser Arbeit in diese Reihe verwandt haben.

LITERATUR

- Blum, W. E. / Ganssen, R. (1972): Bodenbildende Prozesse der Erde, ihre Erscheinungsformen und diagnostischen Merkmale in tabellarischer Darstellung. *Die Erde*, Jg. 103, S. 7—20.
- Bremer, H. (1965): Der Einfluß von Vorzeitformen auf die rezente Formung in einem Trockengebiet — Zentralaustralien. Tagungsbericht und Wiss. Abh. 34. Deutscher Geographentag Heidelberg 1963, Wiesbaden, S. 184—196.
- Büdel, J. (1961): Die Morphogenese des Festlandes in Abhängigkeit von den Klimazonen. *Die Naturwissenschaften*, Jg. 48, S. 313—318.
- Goudie, A. (1972): Climate, weathering, crust formation, dunes, and fluvial features of the Central Namib Desert, near Gobabeb, South West Africa. *Madoqua*, Ser. II, vol. I, S. 15—32.
- Hagedorn, H. (1971): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. *Zeitschr. für Geomorphologie*, NF Suppl.-Bd. 11, 220 S.
- d'Hoore, J. L. (1964): Soil Map of Africa, Scale 1 : 5 000 000. Explanatory monograph. Commission for Technical Co-operation in Africa (CCTA), Joint project no 11, Publication no 39, Lagos, 205 S.
- Jaeger, F. (1965): Geographische Landschaften Südwestafrikas. *Wiss. Forschung in Südwestafrika*, 2. Folge, 251 S.
- Logan, R. F. (1960): The Central Namib Desert, South West Africa. National Academy of Science — National Research Council, Washington D. C., Publication no 75, 162 S.
- Louis, H. (1957): Rumpfflächenproblem, Erosionszyklus und Klimageomorphologie. *Machatschek-Festschrift, Petermanns Geogr. Mitt., Erg.-H.* 262, S. 9—26.
- Martin, H. (1963): A suggested theory for the origin and a brief description of some gypsum deposits of South West Africa. *Transactions and Proceedings of the Geological Society of South Africa*, vol. LXVI, S. 345—351.
- Michel, P. (1967): Les dépôts du Quaternaire récent dans la basse vallée du Sénégal. *Bull. IFAN-Dakar*, Tome XXIX, sér. A, no 2, S. 853—860.

- Rohdenburg, H. (1969): Hangpedimentation und Klimawechsel als wichtigste Faktoren der Flächen- und Stufenbildung in den wechselfeuchten Tropen an Beispielen aus Westafrika, besonders aus dem Schichtstufenland Südost-Nigerias. *Göttinger Bodenkundliche Berichte*, 10, S. 57—152.
- Rohdenburg, H. (1970): Morphodynamische Aktivitäts- und Stabilitätszeiten statt Pluvial- und Interpluvialzeiten. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 21, S. 81—96.
- Rohdenburg, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie anhand eines Systems von Modellvorstellungen am Beispiel des fluvialen Abtragungsreliefs. *Gießen*, 2. Auflage, 350 S.
- Rohdenburg, H. / Sabelberg, U. (1969): „Kalkkrusten“ und ihr klimatischer Aussagewert. — Neue Beobachtungen aus Spanien und Nordafrika. *Göttinger Bodenkundliche Berichte*, 7, S. 3—26.
- Rust, U. (1970): Beiträge zum Problem der Inselberglandschaften aus dem Mittleren Südwestafrika. *Hamburger Geogr. Studien*, H. 23, 280 S.
- Rust, U. / Wieneke, F. (1973 a): Grundzüge der quartären Reliefentwicklung der Zentralen Namib, Südwestafrika (Erste ausgewählte Ergebnisse einer Forschungsreise 1972). *Journal SWA Wiss. Gesellschaft*, vol. 27 (im Druck).
- Rust, U. / Wieneke, F. (1973 b): Die Rundungsgradanalyse nach Reichelt als Feldmethode in Trockengebieten. *Petermanns Geogr. Mitt.* (im Druck).
- Scholz, H. (1963): Studien über die Bodenbildung zwischen Rehoboth und Walvis Bay. *Diss. Landwirtschaftliche Fakultät Bonn*, 184 S.
- Scholz, H. (1968 a): Die Böden der Namib/Südwestafrika. *Zeitschr. für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, Bd. 119, S. 91—107.
- Scholz, H. (1968 b): Die Böden der Halbwüste Südwestafrikas. *Zeitschr. für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, Bd. 120, S. 105—117.
- Scholz, H. (1968 c): Die Böden der trockenen Savanne Südwestafrikas. *Zeitschr. für Pflanzenernährung und Bodenkunde*, Bd. 120, S. 118—130.
- Stengel, H. W. (1964): Die Riviere der Namib und ihr Zulauf zum Atlantik, Teil I: Kuiseb und Swakop. *Scientific Papers of the Namib Desert Research Station*, no 22, 50 S.
- Tricart, J. / Cailleux, A. (1965): *Introduction à la Géomorphologie Climatique. Traité de Géomorphologie*, Tome I, Paris, 306 S.
- Wieneke, F. / Rust, U. (1972): Das Satellitenbild als Hilfsmittel zur Formulierung geomorphologischer Arbeitshypothesen (Beispiel: Zentrale Namib, Südwestafrika). *Wiss. Forschung in Südwestafrika*, 11. Folge, 16 S.
- Wieneke, F. / Rust, U. (1973): Variations du niveau marin et phases morphoclimatiques dans le désert du Namib Central, Afrique du Sud-Ouest. *Finisterra*, vol. VIII, H. 15 (im Druck).

Manuskript abgeschlossen im Februar 1973

Anschrift der Verfasser:

Dr. Friedrich Wieneke / Dr. Uwe Rust
 Geographisches Institut der Universität
 D — 8000 München 2
 Luisenstr. 37