

KLIMASCHWANKUNGEN UND KLIMAGENETISCHE GEOMORPHOLOGIE AM BEISPIEL DER NAMIB

von

Klaus HEINE (Regensburg)

SUMMARY: Climatic Changes and Climatogenetic Geomorphology: The Namib

The influence of orbital parameters on climatic changes is documented by climate-sensitive facies of marine and terrestrial origin. However, the longterm evolution of Namib landforms appears not to reflect this climatic history with the obvious frequency cycles. Rather, the landforms of the Namib point 1st to phases during which adjustment occur to the different cycles (e.g. the past 700-900 ka with 100 000-year cycles) and 2nd to phases during which the climatic setting is represented by the landforms (characteristic desert forms). The resulting patterns of landscape development include relief persistence, stagnacy of development, transient forms etc. In the Namib the cycles of landform evolution rather seem to be a matter of physical models than of climatic change.

RESUME: Changements du climat et la géomorphologie climatogénétique à l'exemple du Namib

L'influence des paramètres orbitaux à l'égard des changements du climat est documentée par les faciès sédimentaires d'origine marine ou terrestre sensibles au climat. Pourtant, le développement à long terme du façonnement géomorphologique du Namib fait semblant de ne pas refléter ces cycles évidents de fréquence. Plutôt, les formes superficielles du Namib indiquent (1) des phases pendant lesquelles il y avait un accordement aux différents cycles (par exemple avec un rythme de 100 000 ans au cours des derniers 700 - 900 ka) et (2) des phases qui voient la configuration du climat s'exprimer en formes terrestres (essentiellement arides). - Les types de paysage résultant de ce développement contiennent la persistance du relief, la stagnation du modelage, des formes de transition etc. Au Namib, les cycles du développement des formes superficielles semblent être dus aux modèles physiques plutôt qu'aux changements du climat.

ZUSAMMENFASSUNG:

Der Einfluß der Erdbahnelemente auf Klimaschwankungen ist in der klimasensitiven Sedimentfazies der Ozeane und Festländer dokumentiert. Dennoch scheint es, als ob die langfristige Entwicklung der geomorphologischen Formung der Namib die offensichtlichen Frequenzzyklen nicht widerspiegelt. Vielmehr weisen die Oberflächenformen der Namib auf Phasen hin, während der sich 1. eine Anpassung an die verschiedenen Zyklen (in den vergangenen 700-900 ka mit einem 100 000-Jahr-Rhythmus) vollzog und 2. die Klimakonfiguration durch Oberflächenformen ausdrückt (cha-

rakteristische Wüstenformen). Das daraus entstehende Muster der Landschaftsentwicklung schließt Elemente der Reliefpersistenz, der Stagnation der Reliefformung, Übergangsformen etc. ein. In der Namib scheinen die Zyklen der Entwicklung der Oberflächenformen eher das Ergebnis physikalischer Modelle als von Klimaschwankungen zu sein.

1 EINLEITUNG

Als vor 25 Jahren im Tibesti (Sahara) die Forschungsstation Bardai errichtet wurde, galt als wissenschaftliches Ziel die Erforschung der geomorphologischen Formen der Wüste, wobei die Rekonstruktion der Klimageschichte der Sahara eine zentrale Stellung einnahm (JÄKEL 1974: 6). Klimaschwankungen und klimagenetische Geomorphologie sind daher in zahlreichen wissenschaftlichen Arbeiten mit geomorphologischen Fragestellungen, die von der Station Bardai ausgingen, ausführlich und sowohl in unterschiedlich räumlichen als auch zeitlichen Maßstäben diskutiert worden. Die Frage nach der Definition von Klimaschwankungen wird damit aufgeworfen, eine Frage, der die klimamorphologische Forschung nicht zuletzt seit Erscheinen des Handbuchs „Einführung in die Klimagenetische Geomorphologie“ von ROHDENBURG (1971) nachgehen mußte, legt doch ROHDENBURG ein Modellsystem vor, das sich von den älteren Modellen durch die systematische Berücksichtigung von Klimaschwankungen unterscheidet.

Heute ermutigen die Ergebnisse der Quartärforschung, die vor zwei Jahrzehnten gestellten Fragen erneut zu diskutieren, vor allem aber das Phänomen „Klimaschwankungen“ in Verbindung mit einer klimagenetischen Geomorphologie zu betrachten.

Die extrem-ariden bis ariden Räume im südhemisphärischen Afrika (Namib) sollen im folgenden Beispiel zeigen, daß Unterschiede zwischen Oberflächenformen bestehen, die an das aride Klimasystem angepaßt sind, und solchen Formen, die den Prozeß der Anpassung verkörpern. Die mitgeteilten Beobachtungen und Gedanken lassen schon jetzt erkennen, daß aus dem ariden Formenschatz nur bedingt die Rekonstruktion der Klimageschichte eines Wüstenraumes gelingen kann.

2 KLIMASCHWANKUNGEN

2.1 Das klimatische System

Das klimatische System beinhaltet variable Einflußfaktoren mit dimensionsverschiedenen Veränderungszeiträumen (BLÜTHGEN & WEISCHET 1980: 708). Die Variablen können in der Größenordnung von Jahren (z.B. Packeis) bis zu vielen Jahrillionen (z.B. Konfiguration der Erdkruste) variieren.

Lange Perioden können sich gegenseitig, kürzerperiodische die längerperiodischen Variablen überlagern. Hinzu kommt die Autovariation des Zirkulationssystems der Atmosphäre, das auf einen gleichen Anstoß für das Gesamtsystem durch eine Umstellung in sich, d.h. im eigenen System, an unterschiedlichen Orten Veränderungen mit unterschiedlicher Tendenz verursachen kann (BLÜTHGEN & WEISCHET 1980: 708).

Für die Analyse verschieden langer und unterschiedlich weit zurückreichender Klimaschwankungen ist man auf grundverschiedene Informationen über die Fakten von Klimaänderungen und über die möglichen Einflußfaktoren angewiesen (BLÜTHGEN & WEISCHET 1980: 708).

2.2 Klimaschwankungen

Die Paläoklimaforschung hat gezeigt, daß der Normalzustand des irdischen Klimas nicht durch die Klimageschichte der letzten ca. 10 Ma repräsentiert wird (KASTING 1989) (Abb. 1). Die känozoische Klimageschichte zeichnet sich durch eine allgemeine thermische Klimaverschlechterung aus, die nicht gleichmäßig erfolgte, sondern durch einige markante Einschnitte gekennzeichnet ist. Vor 40 - 37 Ma, an der Eozän-/Oligozän-Wende, tritt mit dem ersten Nachweis antarktischen Eises (LEG 113 SHIPBOARD SCIENTIFIC MEMBERS 1987) eine sprunghafte Temperaturerniedrigung auf; auch im Miozän, zwischen 16 - 10 Ma, nimmt der Trend der Abkühlung wieder deutlich zu. Ein weiterer „Sprung“ in der Klimaverschlechterung folgt um 6,5 - 5 Ma (End-Miozän) zur Zeit der teilweisen Austrocknung des Mittelmeeres (Messinian Salinity Crisis). Mit der Bildung des Isthmus von Panama und der Ausdehnung des antarktischen Meereises (3 - 2,5 Ma) wird das Eiszeitalter angekündigt, das wiederum um 0,9 Ma relativ sprunghaft zu dem durch ausgeprägte Glazial- und Interglazialzeiten bekannten Klima übergeht (MAASCH 1988).

Da ein Großteil aller irdischen Oberflächenformen ihre Entstehung den Umweltbedingungen während des Känozoikums verdankt, charakterisieren die geomorphologischen Erscheinungen nicht den Normalzustand des irdischen Klimas, sondern die Kombination aus verschiedenen Klimaschwankungen unterschiedlichster Zeitmaßstäbe (von Dekaden bis Jahrsmillionen). Die Klimaschwankungen können durch sehr unterschiedliche Ursachen bedingt sein, wie vulkanischen Staub, CO₂-Änderungen, Fluktuationen der Sonneneruptionen, Änderungen der Erdbahnelemente, tektonische Ereignisse etc.

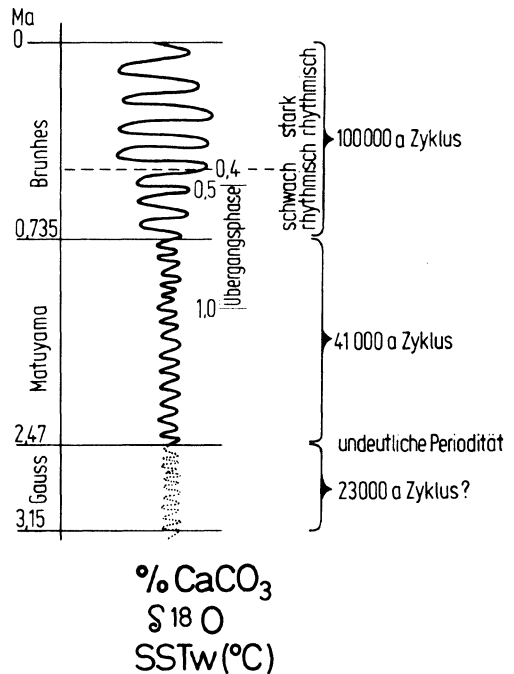
Die letzten ca. 3 Ma dokumentieren eine auffällige Periodizität der Klimaschwankungen. Dies belegen alle Kurven der $\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$ -, %CaCO₃- und SST_w/°C-Werte (BLACK et al. 1988, RUDDIMAN & RAYMO 1988), aber auch die statistische Analyse der Korngrößenverteilung pleistozäner Seesedimente (KASHIWAYA 1987), die aus Pollenstudien abgeleitete monsunale Aktivität (ROSSIGNOL-STRICK 1985), die Vegetationsänderung der Anden (HOOGHIEMSTRA 1988) oder die Lößablagerung (BEGET & HAWKINS 1989) weisen auf die Periodizität der Klimaschwankungen hin.

Aus zahlreichen Untersuchungen geht hervor, daß vor über 2,5 Ma eine Periodizität der Klimaschwankungen mit einer Frequenz von vermutlich etwa 23 000 a besteht. Zwischen ca. 2,5 und ca. 0,9 (0,735) Ma zeigt die Frequenz 41 000 a und seither etwa 100 000 (95 000) a (Abb. 2).

Diese pleistozänen Klimaschwankungen stehen im Zusammenhang mit orbitalen Veränderungen der Erde (Exzentrizitäts-Zyklus: ca. 21 000 a, vgl. MILAN-KOWITSCH 1920, BERGER et al. 1984, BERGER 1987). Nach RUDDIMAN & RAYMO (1988) sind die Änderungen der Zyklizität um 2,5 Ma und 0,9 Ma klar dokumentierte Fakten. Dieser Trend ist weltweit in den Tiefseesedimenten nachzuweisen (WILLIAMS et al. 1988). Der komplizierte Aufbau der pleistozänen Befunde ($\delta^{18}\text{O}$, CaCO_3 , SST etc.) legt nahe, daß keine einfache lineare Beziehung während des Pleistozäns zwischen Eisvolumen, wie es durch die Isotopen-Zusammensetzung der Ozeane angezeigt wird, und den Parametern der Erdbahnelemente bestanden hat, wenn auch eine genauere Analyse der Periodizität verdeutlicht, daß die ca. 100 000-a-Frequenz der letzten 1 Ma schwach beginnt, jedoch seit ca. 0,45 Ma kräftig ausgebildet ist (RUDDIMAN & RAYMO 1988), und die Zyklen mit bestimmten Frequenzen der rhythmischen Klimaschwankungen in Abhängigkeit von der Insolation nicht nur in Tiefseesedimenten beobachtet werden, sondern auch in vielen anderen langen limnischen und terrestrischen Sedimentabfolgen (z.B. DE JONG 1988, KASHIWAYA et al. 1988, ROSSIGNOL-STRICK 1985).

Abb. 2:

Die orbitalen Veränderungen der Erde (Präzessions-, Ekliptik- und Exzentrizitäts-Zyklen) modifizieren in Abhängigkeit von der geographischen Breite und der Jahreszeit die Verteilung der Insolation. Die Zyklen der orbitalen Frequenzen spiegeln sich in allen Stratigraphien klima-sensibler Fazies wider (CaCO_3 , $\delta^{18}\text{O}$, SSTw/°C).



Heute besteht kein Zweifel mehr, daß die Zyklen mit verschiedener Frequenz der Klimaschwankungen weltweit spürbar waren, sowohl im Bereich der Ozeane als auch im Bereich der Festländer. Vor der Küste Südwest-Afrikas belegen Bohrkerne

des Südatlantiks diese rhythmischen Klimaschwankungen nicht nur durch $\delta^{18}\text{O}$ -, CaCO_3 -, SST-Werte und die Verhältniswerte bestimmter milieu-anzeigender Mikroorganismen, sondern auch durch die Periodizität der Anteile terrestrischer Sedimente, die über die Flüsse und durch äolischen Transport vom süd- und südwestafrikanischen Festland in den Atlantik gelangt sind (DIESTER-HAAS et al. 1986, DIESTER-HAAS & ROTHE 1987, EMBLEY & MORLEY 1980). Andererseits zeugen palynologische Befunde von ariden Bedingungen im südwestafrikanischen Küstenbereich seit dem Miozän (VAN ZINDEREN BAKKER 1984), und im Indischen Ozean vor Mosambik lassen sich zwar die Temperaturtrends der letzten 0,2 Ma mit denen anderer Regionen direkt korrelieren, doch die aus Pollenanalysen abgeleiteten Humiditätskurven sind wesentlich komplexer und lassen erkennen, daß glaziale wie interglaziale Abschnitte sowohl feucht als auch trocken sein konnten (VAN CAMPO 1987).

Da die terrestrischen Paläoklimaindikatoren - wie wir heute wissen - nur selten die genannten rhythmischen Klimaschwankungen widerspiegeln, können die marinen Befunde oft nur wenig zur Rekonstruktion der terrestrischen Klima- und Landschaftsentwicklung wie auch der Morphodynamik beitragen. Vor allem die klimagenetische Geomorphologie steht vor dem Problem, Beziehungen zwischen Klima (Klimaentwicklung, Klimaschwankungen) und Oberflächenformen herzustellen. Dies soll am Beispiel der Namib kurz erläutert werden.

3 RELIEFENTWICKLUNG DER NAMIB

Das Aufbrechen Gondwanalands und den Beginn der Ausbildung der Großen Randstufe datierten PARTRIDGE & MAUD (1987) in spätjurassische/frühkretazische Zeit; bis zum Ende des frühen Miozäns erfolgte die Anlage der afrikanischen Rumpffläche („African cycle of erosion“). Zwischen dem frühen Mittelmiozän und dem späten Pliozän bildete sich nach einer mäßigen Heraushebung der „Post-African I cycle of erosion“. Im späten Pliozän (ca. 2,5 Ma) wurde der südafrikanische Subkontinent durch starke Hebung im Südosten gekippt, und seither (spätes Pliozän bis Holozän) entsteht der „Post-African II cycle of erosion“ (PARTRIDGE & MAUD 1987).

Für die atlantische Küstenregion des südlichen Afrika nimmt MARTIN (1973) recht stabile Verhältnisse während des Tertiärs an und schließt stärkere Hebungen und Verbiegungen aus. Seit der Kreidezeit ist die Entwässerung des Oranje-Flußsystems in den Atlantik belegt (DINGLE et al. 1983: 229, MARTIN 1984). In der Namib sind allein unweit des Bogenfelsen und Buntfeldschuh kretazische und tertiäre marine Sedimente belegt (MARTIN 1973). Im Känozoikum kann die Namib somit als eine unter terrestrischen Bedingungen gestaltete Abtragungslandschaft angesprochen werden.

An dieser Stelle soll nicht auf die Problematik der paläozoischen Reliefelemente aus der Zeit der permokarbonen Vereisung sowie des mesozoischen Formenschatzes eingegangen werden (MARTIN 1968, 1973). Allein Beobachtungen zur känozoischen Reliefentwicklung sollen kurz vorgestellt werden.

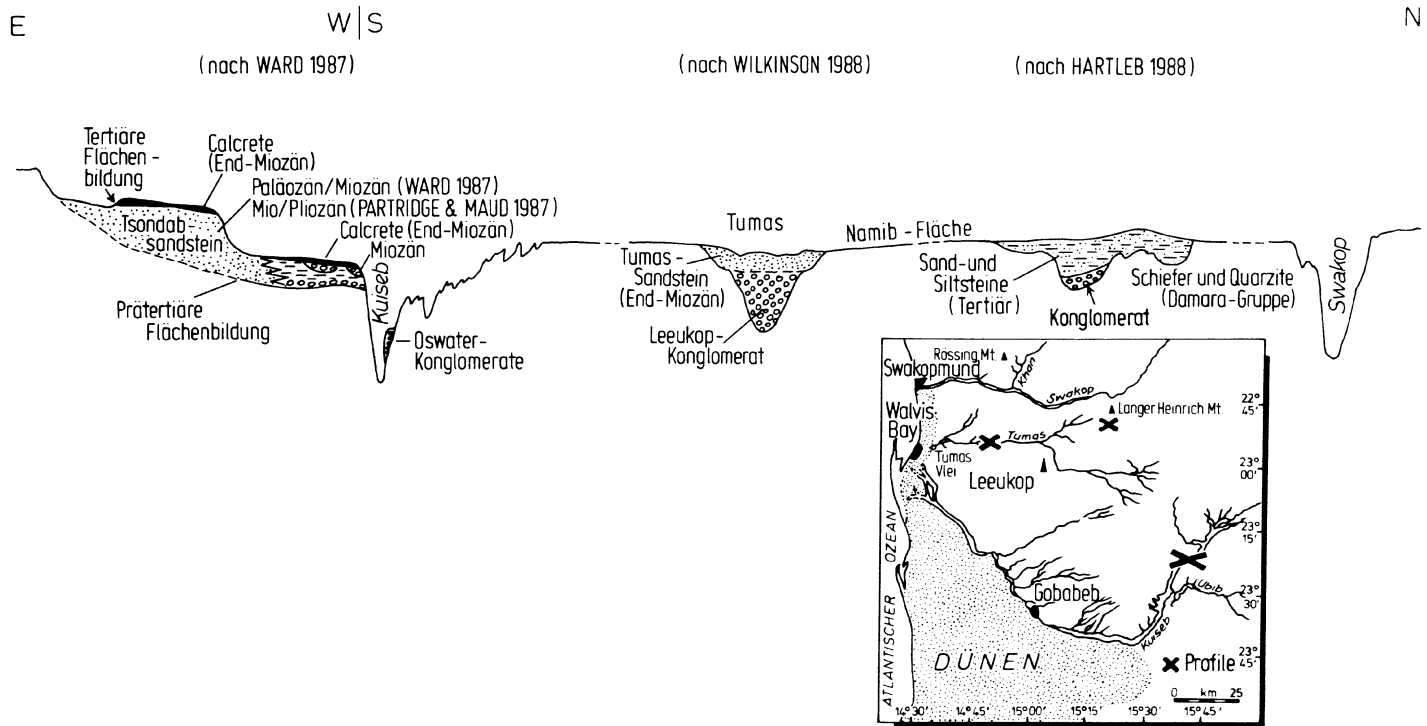


Abb. 3: Zentrale Namib

Tertiäre Erosions- und Akkumulationszyklen im Tsondab/Kuiseb-, Tumas- und Swakop-Gebiet nach verschiedenen Autoren. Die tertiären Sedimente verkörpern eine aride bis extrem aride terrestrische Fazies und dokumentieren somit das hohe Alter der Namib-Wüste.

Für die zentrale Namib stellt sich die geologisch-geomorphologische Entwicklung wie folgt dar (vgl. WARD 1987, Abb. 3): Die Bildung der Namib „unconformity surface“ wurde im Bereich des Kuiseb (WARD 1987) und des Tumas (WILKINSON 1988) sowie südlich des Swakop (HARTLEB 1988) von Sedimentphasen abgelöst. Diese bildeten oft mehrere Dekameter mächtige Sand- und Schotterablagerungen, welche die älteren Entwässerungsbahnen auskleiden. Die tertiären Sedimente weisen auf aride Verhältnisse zur Zeit der Akkumulation. Die Bildung mächtiger Calcretes beendete im End-Miozän diese arid-fluvialen Akkumulationen. Mit der mio-/pliozänen Calcretebildung wurde die Landoberfläche versiegelt („Tsondab planation surface“ nach OLLIER 1977, „Post-African cycle of erosion“ nach PARTRIDGE & MAUD 1987), die seit der pliozänen Heraushebung entlang der Flußläufe einer zum Teil recht starken Tal- und Schluchtbildung unterliegt. Heraushebung und Zertalung werden entweder mit der eustatischen Meeresspiegelabsenkung zusammen mit der Heraushebung der Kontinentrandschwellen (MARTIN 1973) oder mit der epirogenen Hebung der Namibregion (PARTRIDGE & MAUD 1987, WARD 1987) in Zusammenhang gebracht (vgl. auch SUMMERFIELD 1988, THOMAS & SUMMERFIELD 1986).

Der Trend vorwiegender Flächenbildung bis zum Pliozän wird infolge der relativen Heraushebung der Namib einschließlich der kontinentalen Randschwelle (mit der Großen Randstufe) seit dem Pliozän entlang der Hauptentwässerungsbahnen durch einen Trend zur Tal- und Schluchtbildung abgelöst. Die seit dem Pliozän andauernde Talbildung, die nur von wenigen Akkumulationsphasen unterbrochen wurde, ist keineswegs Folge einer klimatischen Veränderung, sondern Folge der sich relativ absenkenden Erosionsbasis (Südatlantik).

Während der plio-/pleistozänen Talbildung/Einschneidung wurde im Kuiseb-Tal, das eine besonders intensive geologische und geomorphologische Bearbeitung erfahren hat (zuletzt: WARD 1987), nur wenige Male akkumuliert, nämlich zur Zeit der Oswater-Konglomerate-Bildung, der Homeb-Silt-Akkumulation und der Gobabeb-Geröll-Sedimentation (WARD 1987).

Die Oswater-Formation, unter ariden Bedingungen gebildet, wird in das Früh- bis Mittel-Pleistozän datiert (WARD 1987, 1988). Die Homeb-Silte wurden vor 23-19 ka sedimentiert (VOGEL 1982, 1989) und die Gobabeb-Gerölle vermutlich am Ende des Pleistozäns (WARD 1987). Allein die Oswater-Konglomerate weisen eine größere Verbreitung auf und dokumentieren eine deutlich ausgebildete Terrasse entlang des Kuiseb-Flusses (WARD 1988). Die Homeb-Silte können als Rivier-End-Sedimente gedeutet werden (HEINE 1987, VOGEL 1982), die weder in Bezug zu den Klimabedingungen der Namibwüste noch zu der Erosionsbasis (Meeresspiegel) stehen. Die Gobabeb-Gerölle, die mit ähnlichen Schottervorkommen endpleistozäner Entstehungen aus anderen Namibtälern korreliert werden (KORN & MARTIN 1957, WARD 1987), sind hinsichtlich ihrer Mächtigkeit und Verbreitung nicht von geomorphologischer Bedeutung.

Eine Zusammenschau verschiedener jungquartärer Paläoklimaindikatoren für die zentrale Namib (Abb. 4) läßt erkennen, daß im Stadium 3 bis vor etwa 25 ka die Aridität der Zentral-Namib weniger extrem ausgeprägt war als in den Stadien 2 und 1. Markante Klimaschwankungen, die den letzteiszeitlichen Wechsel vom Hochglazial zur postglazialen Wärmezeit dokumentieren, fehlen. Allerdings kann für das Gebiet der Großen Randstufe und das südwestafrikanische Hochland ein hygrischer Klimawandel im Jungquartär belegt werden (HEINE 1987, VOGEL 1987, 1989). Die Rhythmen der aus Tiefseesedimenten abgeleiteten jungquartären Klimaschwankungen können jedoch nicht nachgewiesen werden; ebenso wenig lassen sich die rhythmischen Schwankungen der letzten 2,5 Ma erkennen.

Die Oswater-Konglomerate haben Äquivalente in anderen Tälern der zentralen und nördlichen Namib (WARD 1987). Das Longitudinal-Profil ihrer Lage und Verbreitung zeigt (Abb. 5), daß die Oswater-Formation nicht von relativen Meeresspiegelschwankungen beeinflußt wurde. Nur die Oswater-Formation bildete sich als markante Geröll-Terrasse während des gesamten Zertalungsprozesses seit dem Pliozän; daher wird vermutet, daß die Oswater-Formation weniger unmittelbar eine Klimaschwankung anzeigt als vielmehr die Zeit der Anpassung an einen neuen Klimaabschnitt, wie er beispielsweise im Pleistozän um 0,9 bis 0,7 Ma auftrat, als der ca. 40 000-Jahr-Rhythmus von dem ca. 100 000-Jahr-Rhythmus abgelöst wurde.

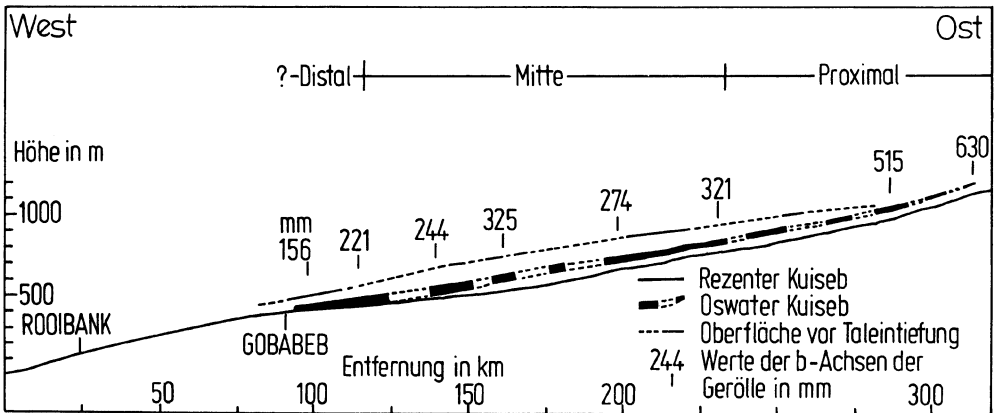


Abb. 5: Longitudinal-Profil des Kuiseb-Tales (WARD 1988)
 Die Namib-Landoberfläche vor der Taleintiefung des Kuiseb, die Oswater-Konglomerate und der rezente Kuiseb-Lauf werden dargestellt. Flußabwärts werden die Oswater-Konglomerate mächtiger; dabei nehmen sie in der Korngröße ab.

4 FOLGERUNGEN

Die knappen Hinweise mögen genügen um herauszustellen, daß verschiedene Phasen der Formenentwicklung im Känozoikum auftraten, die jeweils für sich relativ einheitliche Entwicklungstendenzen (Flächenbildung, Zertalung) zeigen. Zwischen diesen Phasen oder Zyklen sind relativ kurzfristige Abschnitte eingeschaltet, während derer sich das morphodynamische System neu orientiert. Die das Jungquartär charakterisierenden Verhältnisse können als zu einem Zyklus gehörig betrachtet werden; sie sind also Teile eines größeren Zyklus und damit verantwortlich für die mittel- und jungpleistozäne Morphogenese.

Die Befunde zeigen, daß die Reaktion der Geomorphodynamik als Indikator von Klimaschwankungen in höchstem Maße *nicht linear* ist. Daraus folgt wiederum, daß sich in der Namib die pleistozänen Klimaschwankungen aus den Sedimenten und Formen weder ableiten noch korrelieren und schon gar nicht erklären lassen.

Die orbitalen Veränderungen der Erde (Präzessions-, Ekliptik- und Exzentrizitäts-Zyklen) modifizieren in Abhängigkeit von der geographischen Breite und der Jahreszeit die Verteilung der Insolation (Abb. 2). Die Reaktionen der Klimaschwankungen auf diese Variationen der Insolation sind ebenfalls *nicht linear*. Das zeigen die Zyklen mit unterschiedlichen Schwankungsfrequenzen. Die Brüche bzw. Sprünge zwischen den einzelnen Zyklen scheinen aufgrund unseres derzeitigen Kenntnisstands für die geomorphodynamischen Systeme von außerordentlicher Bedeutung zu sein.

Die Geomorphologie eines größeren Landschaftsausschnittes - wie dem der Namib - kann nicht aufgrund kleiner „Klimaschwankungen“ (Größenordnung bis zu mehreren Jahrzehntausenden) erklärt werden, die zu einem einzigen Klimazyklus gehören und die zeitlich „willkürlich“ auftreten können hinsichtlich ihrer morphologischen Wirkung. „Klimaschwankungen“ bis zu einer gewissen Amplitude sind oft Voraussetzung für die einen Landschaftsraum prägende Morphodynamik (wie Regenzeit und Trockenzeit, Sommer und Winter).

Am Beispiel des fluvialen Abtragungsreliefs forderte ROHDENBURG (1971) in seinen Modellvorstellungen *Klimazyklen* mit Aktivitätszeiten und Stabilitätszeiten. Vielleicht sollte man aufgrund der hier vorgebrachten Überlegungen nicht von „Klimazyklen“ sprechen, sondern allgemeiner von „Zyklen“. Dabei können kleine Zyklen vom Klima beeinflusst werden, die großen Zyklen aber sind system- bzw. theorieabhängig. Der Schlüssel zum Verständnis liegt somit in der exakten Natur der Wellen und deren Periodizität (Frequenz). Mit diesen Fragen beschäftigt sich die Quantentheorie, deren Gesetze von statistischer Art sind (vgl. auch SALAZAR & NICOLIS 1988). Mit der Quantentheorie können spektakuläre Ereignisse aufgrund kleinster Änderungen einer relativ unbedeutenden Variablen erklärt werden (vgl. BIGGS 1987).

Daraus folgt:

In der Geomorphologie ist zu unterscheiden zwischen

- (1) Stadien/Zeiten mit Landformung, die an das Klimasystem (einschließlich der Klimaschwankungen wie z.B. im jüngeren Eiszeitalter) angepaßt ist und
- (2) Stadien/Zeiten mit Landformung, die den Prozeß der Anpassung darstellt.

In der Namib des südlichen Afrika sind im Bereich tertiärer und prätertiärer Formen (überwiegend Rumpfflächen) an das Klimasystem angepasste aride Formengemeinschaften zu finden. Darauf hat HÖVERMANN (1985) nachdrücklich hingewiesen.

DANKSAGUNG

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für die Förderung meiner Untersuchungen zur Klima- und Landschaftsgeschichte im südlichen Afrika. Für zahlreiche Altersbestimmungen und Diskussionen schulde ich Herren M.A. Geyh (Hannover) Dank.

LITERATURVERZEICHNIS

BEGET, J.E. & D.B. HAWKINS (1989): Influence of Orbital Parameters on Pleistocene Loess Deposition in Central Alaska. - *Nature* 337: 151-153.

BERGER, A.L. (1987): Pleistocene Climatic Variability at Astronomical Frequences. - XII INQUA Abstracts, Ottawa, Canada: 127.

BERGER, A., J. IMBRIE, J. HAYS, G. KUKLA & B. SALTZMAN (eds., 1984): Milankovitch and Climate. - 2 Bde., Reidel, Dordrecht, 835 S.

BIGGS, R.A. (1987): Quantum Theory and Geography. - *Earth Surf. Proc. Landforms* 12: 571-573.

BLACK, K.P., C.S. NELSON & C.H. HENDY (1988): A Spectral Analysis Procedure for Dating Quaternary Deep-Sea Cores and its Application to a High-Resolution Brunhes Record from the Southwest Pacific. - *Marine Geology* 83: 21-30.

BLÜTHGEN, J. & W. WEISCHET (1980): Allgemeine Klimageographie. - 3. Aufl., Berlin-New York, 887 S.

DE JONG, J. (1988): Climatic Variability During the Past Three Million Years, as Indicated by Vegetational Evolution in Northwest Europe and with Emphasis on Data from the Netherlands. - *Phil. Trans. R. Soc. London, B*, 318: 603-617.

DIESTER-HAAS, L., P.A. MEYERS & P. ROTHE (1986): Light-Dark Cycles in Opal-Rich Sediments Near the Plio-Pleistocene Boundary, DSDP Site 532, Walvis Ridge Continental Terrace. - *Marine Geology* 73: 1-23.

DIESTER-HAAS, L. & P. ROTHE (1987): Plio-Pleistocene Sedimentation on the Walvis Ridge, Southeast Atlantic (DSDP Leg 75, Site 532) - Influence of Surface Currents, Carbonate Dissolution and Climate. - *Marine Geology* 77: 53-85.

DINGLE, R.V., W.G. SIESSER & A.R. NEWTON (1983): Mesozoic and Tertiary Geology of Southern Africa. - Rotterdam, 375 S.

EMBLEY, R.W. & J.J. MORLEY (1980): Quaternary Sedimentation and Paleoenvironmental Studies off Namiba (South-West Africa). - *Marine Geology* 36: 183-204.

HARTLEB, J.W.O. (1988): The Langer Heinrich Uranium Deposit: Southwest Africa/Namibia. - *Ore Geology Reviews* 3: 277-287.

- HEINE, K. (1987):* Jungquartäre fluviale Geomorphodynamik in der Namib, Südwestafrika/Namibia. - Z. f. Geomorph. Suppl.-Bd. 66: 113-134.
- HOOGHIEMSTRA, H. (1988):* The Orbital-Tuned Marine Oxygen Isotope Record Applied to the Middle and Late Pleistocene Pollen Record of Funza (Colombian Andes). - Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 66: 9-17.
- HÖVERMANN, J. (1985):* Das System der klimatischen Geomorphologie auf landeskundlicher Grundlage. - Z. f. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd. 56:143-153.
- JÄKEL, D. (1974):* Organisation, Verlauf und Ergebnisse der wissenschaftlichen Arbeiten im Rahmen der Außenstelle Bardai/Tibesti, Republik Tschad. - Pressedienst Wissenschaft FU Berlin 5/74: 6-14.
- KASHIWAYA, K. (1987):* Statistical Analysis of Grain Size Distribution of Pleistocene Sediments from Lake Biwa, Japan. - XII INQUA Abstracts, Ottawa, Canada: 198.
- KASHIWAYA, K., A. YAMAMOTO & K. FUKUYAMA (1988):* Statistical Analysis of Grain Size Distribution in Pleistocene Sediments from Lake Biwa, Japan. - Quat. Research 30: 12-18.
- CASTING, J.F. (1989):* Long-Term Stability of the Earth's Climate. - In: Global & Planetary Change 1: 83-95.
- KORN, H. & H. MARTIN (1957):* The Pleistocene in South-West Africa. - Proc. 3rd Pan-African Congr. Prehist. Livingstone (London): 14-22.
- LEG 113 SHIPBOARD SCIENTIFIC MEMBERS (1987):* Glacial History of Antarctica. - Nature 328: 115-116.
- MAASCH, K.A. (1988):* Statistical Detection of the Mid-Pleistocene Transition. - Climate Dynamics 2: 133-143.
- MARTIN, H. (1968):* Paläomorphologische Formenelemente in den Landschaften Südwest-Afrikas. - Geol. Rdsch. 58: 121-128.
- ders. (1973):* The Atlantic Margin of Southern Africa Between Latitude 17° South and the Cape of Good Hope. - In: NAIRN, A.E.M. & F.G. STEHLI (eds.): The Ocean Basins and Margins. 1. The South Atlantic. New York-London: 277-300.
- ders. (1984):* Über die Herkunft der Diamanten an der Küste von S.W.A./Namibia und Namaqualand. - Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 56: 31-44.
- MILANKOWITSCH, M. (1920):* Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. - Paris, 339 S.
- OLLIER, C.D. (1977):* Outline of the Geologic and Geomorphic History of the Central Namib Desert. - Madoqua 10: 207-212.
- PARTRIDGE, T.C. & R.R. MAUD (1987):* Geomorphic Evolution of Southern Africa Since the Mesozoic. - South African J. Geol. 90: 179-208.
- REPORT OF THE SECOND CONFERENCE ON SCIENTIFIC OCEAN DRILLING „COSOD II“ (1987).* - Strasbourg, European Science Foundation, 142 S.
- ROHDENBURG, H. (1971):* Einführung in die Klimagenetische Geomorphologie. - Gießen, 350 S.

- ROSSIGNOL-STRICK, M. (1985): Mediterranean Quaternary Sapropels, an Immediate Response of the African Monsoon to Variation of Insolation. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* **49**: 237-263.
- RUDDIMAN, W.F. & M.E. RAYMO (1988): Northern Hemisphere Climate Regimes During the Past 3 Ma: Possible Tectonic Connections. - *Phil. Trans. R. Soc. London, B*, **318**: 411-430.
- SALAZAR, J.M. & C. NICOLIS (1988): Self-Generated Aperiodic Behavior in a Simple Climate Model. - *Climate Dynamics* **3**: 105-114.
- SUMMERFIELD, M.A. (1988): Global Tectonics and Landform Development. - *Progr. Phys. Geogr.* **12**: 389-404.
- THOMAS, M.F. & M.A. SUMMERFIELD (1986): Long-Term Landform Development: Key Themes and Research Problems. - In: GARDINER, V. (ed.): *Intern. Geomorphology. Part II*, London: 935-956.
- VAN CAMPO, E. (1987): A 22 Kyr Oxygen Isotope-Pollen Record from the Southwest Tropical Indian Ocean. - XII INQUA Abstracts, Ottawa, Canada: 279.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (1984): Palynological Evidence for Late Cenozoic Arid Conditions Along the Namibia Coast from Holes 532 und 530A, leg 75, Deep Sea Drilling Project. - In: HAY, W.W. et al.: *Initial Reports of DSDP 75*: 763-768, Washington.
- VOGEL, J.C. (1982): The Age of the Kuiseb River Silt Terrace at Homeb. - *Palaeoecology of Africa* **15**: 201-209.
- ders. (1987): Chronological Framework for Palaeoclimatic Events in the Namib. - National Phys. Research Laboratory, Res. Proj. CFIS 145, CSIR, Pretoria: 1-20.
- ders. (1989): Evidence of the Past Climatic Change in the Namib Desert. - *Palaeogeogr. Palaeoclimat., Palaeoecol.* **70**: 355-366.
- WARD, J.D. (1987): The Cenozoic Succession in the Kuiseb Valley, Central Namib Desert. - *Geol. Surv. SWA/Namibia, Memoir* **9**, 124 S.
- WARD, J.D. (1988): On an Interpretation of the Oswater Conglomerate Formation, Kuiseb Valley, Namib Desert. - *Palaeoecology of Africa* **19**: 119-125.
- WILKINSON, M.J. (1988): The Tumas Sandstone Formation of the Central Namib Desert. Palaeoenvironmental Implications. - *Palaeoecology of Africa* **19**: 139-150.
- WILLIAMS, D.F., R.C. THUNELL, E. TAPPA, D. RIO & I. RAFFI (1988): Chronology of the Pleistocene Oxygen Isotope Record: 0-1,88 m.y. B.P. - *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* **64**: 221-240.

Anschrift des Autors:

Prof. Dr. Klaus HEINE
 Institut für Geogr. der Universität Regensburg
 Universitätsstr. 31
 D - 8400 REGENSBURG