

3.4 Das Benguela-Auftriebssystem als Klimamodifikator

Von zahlreichen Autoren wird die Aktivität des Benguela-Auftriebssystems als entscheidender Faktor für die Aridität des südlichen Afrika angesehen (z. B. TYSON 1987: 27, HEINE in BESLER et al. 1994: 158; zusammenfassend bei HÜSER et al. 1998: 241ff). Damit stellt die Etablierung des Benguela-Systems für diese Autoren einen bedeutenden Umschwung im terrestrischen Morphomilieu dar, der sich in den Reliefgenerationen widerspiegelt. So verbinden z. B. EITEL (1993, 1994a, 1995: 105) in Anlehnung an WARD (1987: 40) mit dem durch das Benguela-System bedingten Klima die Ausbildung der Deckelkalkkruste der Kalahari-Formation (Kap. 4.2.1.5 und Kap. 5), HEINE & WALTER (1996, 1997) die Ausbildung der Gipskrusten der Namib (siehe Diskussion in Kap. 4.2.1.5). Andere Autoren, z. B. WILKINSON (1990: 162), zweifeln an der überregionalen klimatischen Bedeutung der Benguela-Strömung.

Den Ausführungen in Kap. 3.2 zufolge muß dem Auftriebssystem vor der Westküste des südlichen Afrikas zumindest lokale Klimawirksamkeit durch Blockade des antizyklonal-ozeanischen Einflusses innerhalb der regionalen WALKER-Zirkulation und die Förderung der konvektionshemmenden Inversionsschicht (Kap. 3.3.4 und Kap. 3.3.5) an der Namib-Küste zugebilligt werden. Gezeigt wurde dieser Zusammenhang anhand der Tatsache, daß der antizyklonal-ozeanische Einfluß bei Nicht-Existenz des Benguela, z. B. bei Eintritt eines ENSO-Ereignisses durchaus vorhanden ist. Es ist daher angebracht, als Grundlage der morphologisch-paläoklimatischen Diskussion in Kap. 4 und Kap. 7 hier eine kurze synoptische Darstellung des Benguela-Systems zu geben.

Aufgrund der wirtschaftlichen Bedeutung der nährstoff- und damit fischreichen Wässer des Benguelastroms darf das entsprechende Ökosystem in seinen physikalisch-chemischen und biologischen Determinanten als hinreichend gut erforscht gelten. Die Literatur umfaßt einige Tausend Artikel und Monographien, von denen hier nur einige Überblickspublikationen verwendet werden können. Für weitere Detailinformationen sei u. a. auf die Veröffentlichungen von HART & CURIE (1960), STANDER (1964), ANDREWS & HUTCHINGS (1980), NELSON & HUTCHINGS (1983), PICAUT (1985), CHAPMAN & SHANNON (1985), SHANNON (1985, 1989), HUTCHINGS et al. (1995), SHANNON & NELSON (1996), SHANNON & O'TOOLE (1998) und SHILLINGTON (1998) verwiesen.

Beim Benguela-Auftriebssystem (engl. „*upwelling*“, auch „Benguela-Strom“ oder einfach „Benguela“) handelt es sich um ein typisches Strömungssystem an Ozean-Ostseiten. Es ist gut in seinem Habitus vergleichbar mit dem Humboldt-System vor Chile und Südperu. Solche Ostseiten-

strömungen sind v. a. charakterisiert durch das Aufsteigen kühler, nährstoffreicher Wassermassen aus antarktischen Breiten vor der jeweiligen Kontinent-Westküste. Die Benguela-Region ist im Süden begrenzt vom warmen Agulhas-Strom am Südkap Afrikas und erstreckt sich nordwärts bis Süd-Angola, wo sie auf die ebenfalls warme (tropische) Angola-Strömung stößt (Angola-Benguela-Front, ABF). Nach SHANNON (1989) wird das Auftriebssystem angetrieben von der äquatorwärtigen Ausgleichsströmung und den küstenparallelen persistenten Winden, die das Oberflächenwasser nordwärts (mit einem rotationsbedingten westwärtigen Vektor) schieben. Das so entwickelte Massendefizit wird durch aufsteigendes Tiefenwasser ausgeglichen (Abb. 31). Aufgrund der Küstenbarriere und infolge der Schelftopographie entstehen Verwirbelungen und lokale Thermoklinen (Schichten mit hohen Temperaturdifferenzen).

Vereinfachtes Modell des Benguela-Auftriebssystems
nach SHANNON (1989), verändert

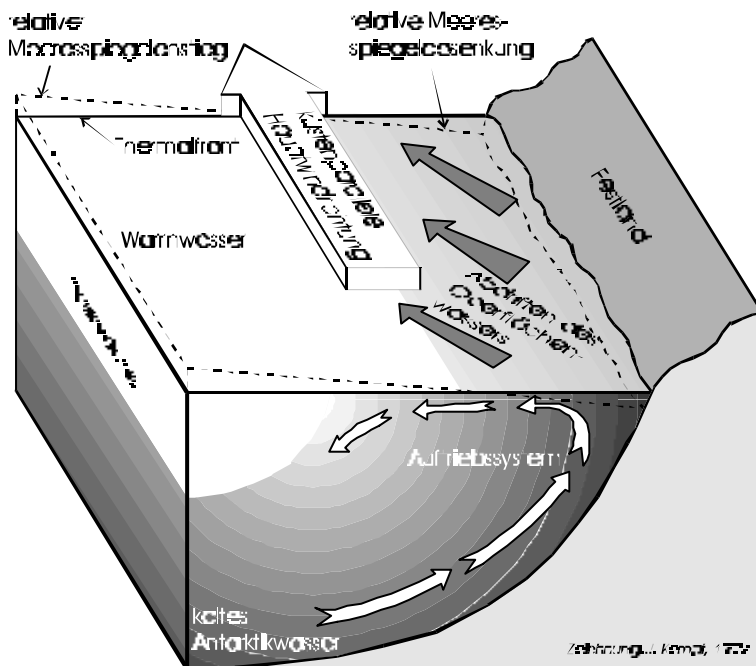


Abbildung 31: Vereinfachtes Modell des Benguela-Auftriebssystems nach der Arbeit von SHANNON (1989). Die Grafik zeigt die Hauptelemente des Upwelling-Antriebs mit der vorherrschenden küstenparallelen Hauptwindrichtung (hier Süd bis Südwest) und dem Auftrieb der Kaltwasser als Ausgleichsbewegung des oberflächlichen Abdriftens. Eine Zusammenfassung der physikalischen Bedingungen geben auch RUST & SCHMIDT (1981: 157-160)

Das Gesamtsystem setzt sich aus mehreren Zellen zusammen, von denen die Walvis-Zelle im näheren Bereich des Untersuchungsgebiets liegt. Modifizierende Faktoren, wie z. B. der Bergwind wurden hier nicht berücksichtigt. Auch die Struktur des Schelfbodens und die küstennahe Topographie spielt bei der Ausbildung des Benguela eine tragende Rolle. Nach SHANNON & O'TOOLE (1998: 5) kommt es beim Upwelling zu häufigen Intensitätsschwankungen, die sehr wahrscheinlich durch sog. „coastal trapped waves“ verursacht werden: „It follows, that coastal upwelling in the Benguela is neither uniform in time or in space.“

Die nordwärtige Komponente der Benguelaströmung führt zur Bildung einer typischen Ausgleichsküste. Diese oben angedeutete Uneinheitlichkeit scheint jedoch zu kurzfristig, um rezent zu bedeutenderen klimatischen Schwankungen zu führen, denn tatsächlich ist das Küstenklima ja vergleichsweise stabil. Die Funktionsweise des Benguela bei langfristig veränderten großräumigen Bedingungen, z. B. bei erheblich verändertem Meeresspiegelstand ist weitgehend unklar (Kap. 3.2, S. 37).

Das Blockbild von Abb. 31 bezieht sich auf die Gebiete des etwa 20-75 km breiten namibischen Schelfs, der ja im Tertiär und auch im Pleistozän zeitweise in weiten Strecken trockengefallen war (Kap. 4.1). Auch könnten dann von heute differierende Luftdruck- und Windverhältnisse vorgelegen haben. So ist nach SHANNON (1989) der küstenparallele Wind in maximal 10 km Küstenentfernung generell eine notwendige Voraussetzung für Auftriebssysteme, doch bereits die Rolle des ablandigen Bergwinds ist strittig. DIESTER-HAAS (1979: 49f) in Anlehnung an HART & CURIE (1960) sah die ablandigen Passate (Ostwinde) als eigentlichen Antrieb des Upwellings, SHANNON & O'TOOLE (1998: 4) u. a. messen ihnen dagegen keinerlei modifizierende Wirkung bei, während NELSON & HUTCHINGS (1983: 354) sogar eine Unterdrückung des Auftriebs durch Bergwindereignisse konstatieren.

Es liegen nur wenige eigene Aufzeichnungen vor, die die eine oder andere der o. g. Hypothesen stützen könnten. Trotz Ostwind scheint sich regelmäßig eine Inversionsschicht zu bilden, bzw. scheint die vorhandene Inversion erhalten zu bleiben. Das ist erkennbar an einer nach unten ausdünnenden Staubschicht mit scharfer Obergrenze über dem Ozean. Allerdings herrschen zumindest küstennah wärmere Oberflächen-Wassertemperaturen (Heizwirkung der Föhnwinde, ungehinderte Sonneneinstrahlung) und Nebel wird infolge der Zufuhr absteigender Trockenluftmassen aufgelöst. Gefördert wird sicherlich das westwärtige Abdriften der erwärmten Oberflächenwässer und damit auch die Temperaturgegensätze der Thermoklinalschicht. Dies dürfte Auswirkungen auf die Ausgleichsdynamik des Upwellings haben. Möglicherweise sind dann die Zentren der jeweiligen Auftriebszellen etwas westwärts verlagert, dort aber der Auftrieb insgesamt intensiviert. Generell ist also mit den relativ wenigen Tagen starker Bergwindwitterung (von April bis September) das jährliche Gesamtpotential des Auftriebssystems nur wenig beeinflusst.

Die identische Funktionsweise des Benguela unter veränderten (paläoklimatischen) Bedingungen unterliegt der Spekulation. Sie scheint aber als Produkt gleicher oder sehr ähnlicher Faktoren wahrscheinlich. Ergebnisse, die durch Untersuchung der Schelf- und Tiefseesedimente über die Geschichte des Benguela Auskunft geben, werden in Kap. 4.1 diskutiert. Insgesamt scheint es mehrfache Schwankungen in Positionierung und Intensität des Auftriebssystems vor Namibia gegeben zu haben.

Aus den physikalisch-klimatischen Determinanten resultiert ein dezidiertes, charakteristisches Stofftransportsystem, das in Abb. 32 modellhaft skizziert wird.

Stofftransportmodell im Benguelo-Küstenwüstensystem

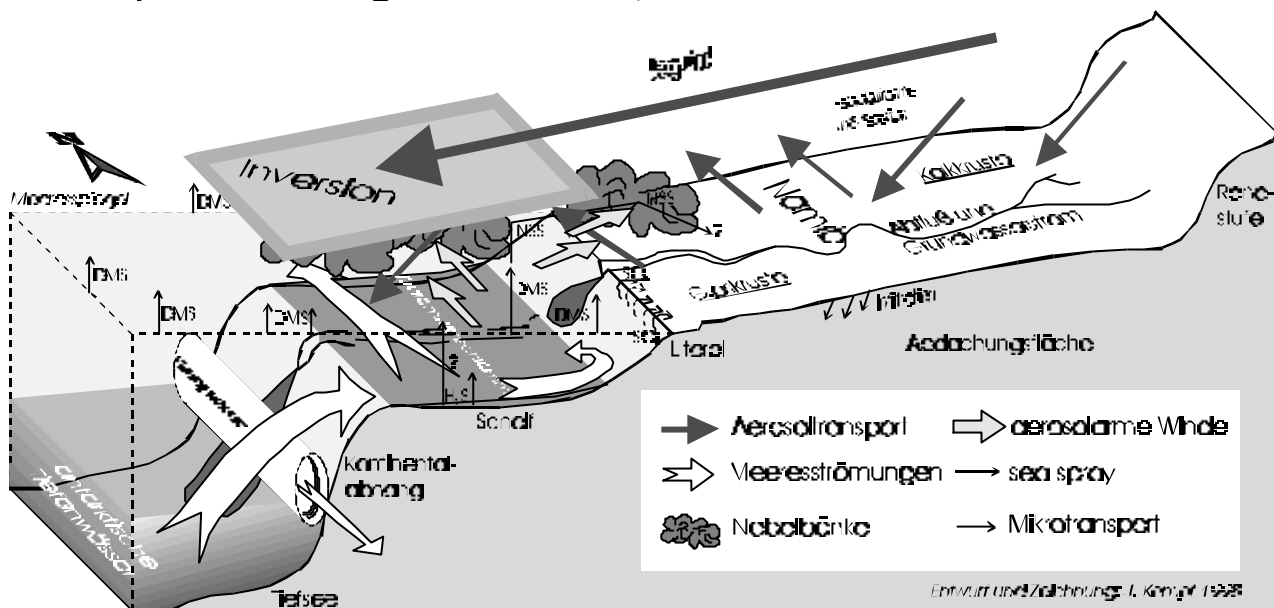


Abbildung 32: Stofftransportmodell im System Benguelo-Küstenwüste (Zentralnamib). Besonders deutlich wird der vorwiegend ablandige Aerosoltransport bei Bergwind, also dem Transportvektor mit der höchsten Transportleistung. Dabei handelt es sich vorwiegend um gröbere Partikel aus der Ferntransportsuspension und das korrosive Namib-Äolium (vgl. Kap. 4.2.1.5 und ANNEGARN et al. 1983). Landwärts werden lediglich Meersalz-Verbindungen transportiert. Dies geschieht überwiegend im *sea spray* und vermutlich im Nebelwasser gelöst (s. Diskussion in Kap. 4.2.1.5). Der Transportweg anderer Verbindungen (v. a. Dimethylsulfid, DMS) und NSS (*non-sea-salt sulfate*) ist weitgehend ungeklärt. DMS stammt aus dem anoxischen Abbau von organischem Material im planktonreichen Wasser. Es gast weltweit aus den Ozeanen in die Atmosphäre aus, wobei die Regionen starker organischer Produktion die Gesamtbilanz positiv beeinflussen. NSS entsteht vermutlich unter bestimmten Bedingungen durch Oxidation von Schwefelionen am metallischen Aerosol in der Gasphase (s. Kap. 4.2.1.5). Es liegen Berichte über eine spontane episodische Ausgasung von H_2S aus dem Upwelling-Bereich des Ozeans vor (z. B. O'TOOLE 1996: 53, SAKKO 1998: 190). Dieses Gas soll aus den Schelfablagerungen stammen, welche überwiegend aus einem Diatomeenschlamm bestehen. Letzterer enthält bis zu 15 % an organischem Kohlenstoff (SHANNON 1989: 12). Nach MARTIN (1963a) soll H_2S im Nebel oxidiert und als Sulfat auf dem Festland niederschlagen werden.

Die Grundrichtungen der Transportlinien dürften unstrittig sein, doch über die chemischen Prozesse beim landwärtigen Transport, insbesondere von Schwefelverbindungen und deren Bedeutung für die Landschaftsdynamik und -geschichte, besteht keine Klarheit. Das betrifft v. a. die Entstehung von Gipskrusten und hier vor allem die Herkunft des Schwefelanteils im Gips. Schwefelherkunft und Gipskrustenentstehung in der küstennahen Namib wird in Kap. 4.2.1.5 ausführlich diskutiert.

Die komplizierten chemischen Wechselwirkungen und Nährstoffzyklen innerhalb des Benguelo-Ökosystems haben zuletzt v. a. CHAPMAN & SHANNON (1985) und BAILEY & ROGERS (1997) im Rahmen einer forschungsgeschichtlichen Darstellung zusammengefasst. Für vorliegende Arbeit ist dieser Nährstoffzyklus insofern wichtig, als daß er zu charakteristischen Ablagerungen auf dem Schelf- und dem Tiefseeboden (z. B. des Walvis-Rückens) führt. Er soll hier nur sehr stark

verkürzt erläutert werden. Vereinfacht existieren Nährstoffe, wie Nitrat, Phosphat, Stickstoff oder auch Silikate im Ozeanwasser in bestimmten (niedrigen) Konzentrationen. An der Meeresoberfläche oder in den obersten Wasserschichten werden diese Nährstoffe von Phytoplankton (v. a. Algenarten, dominant Diatomeen) konsumiert und photosynthetisch umgewandelt. Bei den Stoffwechselfvorgängen wird Kohlendioxid absorbiert und Sauerstoff ins Wasser freigesetzt. Es kommt zur Algenblüte und Vermehrung, die nach intensivem Upwelling und bei zusätzlichem Warmwasserzustrom (z. B. bei ENSO-Ereignis) so umfassend sein kann, daß sich das Oberflächenwasser verfärbt. Dann blühen besonders die Rotalgen (*Heterocapsa triquetra*, *Noctiluca scintilans*, *Mesodinium rubrum*, *Gymnodinium spp.*, *Scrippsiella spp.*, *Gongaulax spp.* und andere Dinoflagellaten), was zu typischen Rotfärbungen (*red water*, *red tides*) führt. Ein Foto der *red tides* zeigt SCHOEMAN (1996: 23).

Das Phytoplankton ist Nahrungsgrundlage der Zooplankton- und Fischfauna. Da jedoch im Benguela unter Normalbedingungen ein Ungleichgewicht zwischen Flora und Konsumenten besteht, sinkt ein Großteil des abgestorbenen Materials zusammen mit den Abfallprodukten der Fauna auf den Meeresboden, wobei sie organisch zersetzt werden. Während der Fäulnis- und Zersetzprozesse wird Sauerstoff der tieferen Wasserschichten und der Schelfsedimente verbraucht und Nährstoffe wieder in die (tieferen Teile der) Wassersäule entlassen. Nach CHAPMAN & SHANNON (1985) resultiert die Gesamtbilanz des Prozesses in einer relativen Absenkung der Nährstoffkonzentrationen mit Sauerstoffanreicherung in den oberen Wasserschichten bei gleichzeitiger Nährstoffanreicherung und Sauerstoffverarmung in den bodennahen (vgl. Tab. 5).

Konzentrationen [μM]	Nitrat	Phosphat	Silikate	Sauerstoff
Schelf und tiefe Wasser	10-30	2-3	20-50	< 1,5 ml/l
Auftriebswasser	15-25	1,5-2,5	5-20	< 2 ml/l
Oberflächenwasser	< 5	< 2	< 1	4,8-5,2 ml/l

Tabelle 5: Nährstoff- und Sauerstoffkonzentrationen in Teilen der Wassersäule auf dem namibischen Schelf nach SHANNON & O'TOOLE (1998: 15). Schon während der „Meteor-Expedition“ 1925-1927 wurden in Tiefenwässern Sauerstoffgehalte von unter 0,5 ml/l gemessen (WATTENBERG 1938), was extrem anoxischen Bedingungen entspricht. Deutlich wird der Nährstoffreichtum der tiefen Wasserschichten und des Auftriebswassers.

Die Funktion des Upwellings im Ökosystem besteht in der Zufuhr von Nährstoffen für den Beginn der Nahrungskette in den thermoklinen Wässern der Meeresoberfläche. Die Relikte sammeln sich am Schelfboden an und bilden einen typischen Diatomeen-Faulschlamm, dessen Komposition paläoökologisch ausgewertet werden kann. Über die Sedimente erfolgen daher auch Rückschlüsse auf die Geschichte des Benguela-Upwellings.

ENSO-Ereignisse, sog. „Benguela-Niños“, stellen eine bedeutende Veränderung des komplexen Systems dar (Kap. 3.2). Durch die Südverschiebung der Angola-Benguela-Front kommt es zu einem südwärts gerichteten Warmwasserzustrom (Angola-Gegenströmung), wodurch die stabile Kaltluftschichtung mit der abschließenden Inversionsschicht über dem küstennahen Ozean gestört wird. Dadurch wird die Konvektion der feuchten, antizyklonal-ozeanischen Luftmassen nicht unterbunden und die Okklusion über der heißen Namib-Luft gefördert. Es kommt zu Niederschlägen als Steigungsregen, insbesondere im Bereich der Randstufe (Abb. 33).

Stofftransportmodell im Benguela-Küstenwüstensystem bei ENSO-Witterung

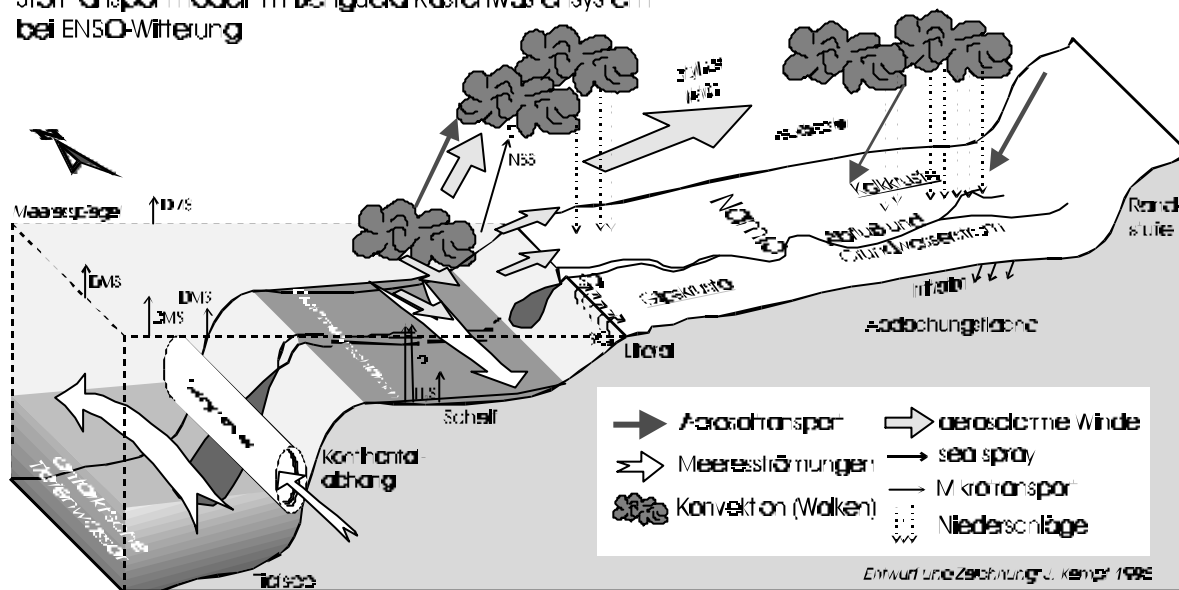


Abbildung 33: Stofftransportmodell im Benguela-Küstenwüstensystem bei ENSO-Wetterlage (Benguela-Niño). Das Upwelling ist zusammengebrochen bzw. nach Süden oder Südwesten verlagert. Es ist keine Inversionsschicht ausgebildet, was zu Steigungsregen führt. Daraus folgt verstärkter Oberflächenabfluß und Infiltration (Grundwasser-Interflow). Aerosol wird überwiegend deponiert. Im Übergangsstadium vom Normalsystem kommt es durch verstärkten organischen Abbau zu erhöhter Ausgasung von Abbauprodukten (H_2S -Exhalation?) und Faulschlammdeposition auf dem Schelfboden. Dies führt zu extremem Sauerstoffmangel in den bodennahen Wässern und im Folgestadium auch zu einem Defizit in den Oberflächenwässern, da aufgrund des Absterbens von Phytoplankton kein Kompensationssauerstoff mehr ausgeschieden wird. Die verbreiteten Fisch- und Robbensterben werden auf diese zyklischen (?) Prozesse zurückgeführt. Wann sich eine Neustabilisation oder die Etablierung eines Ersatzsystems einstellt, ist unbekannt, da ENSO-Ereignisse nur kurzfristige Änderungen darstellen und sich das Benguela-System offenbar nach Ende des Benguela-Niño wieder schnell regeneriert.

Ob die aktualistische Argumentation zulässig ist, wonach die Verhältnisse bei (kurzfristigen, zyklischen) ENSO-Ereignissen repräsentativ für das Stofftransportsystem bei (dauerhaft) zusammengebrochenem oder verlagertem Auftriebssystem sein kann, ist nicht abschließend zu klären. Dazu muß auch die jeweilige Paläozirkulation der Atmosphäre in ihren weitreichenden Telekonnexionen berücksichtigt werden. Es sprechen aber immerhin einige physikalische Argumente dafür, daß bei Existenz einer südatlantischen Antizyklone die Nicht-Existenz eines Auftriebssystems die extreme Aridität der Namib aufhebt (Kap. 3.2, S. 37f).

3.5 Klimavariabilität, Morphomilieu- und Ökosystemstabilität: ein Arbeitsmodell

1.5.4 Die Rolle der Primärdeterminanten im ökodynamischen System

Für jede Modellierung der Entwicklung von Ökosystemen und Morphomilieus ist eine differenzierte Betrachtung der vorgegebenen Standortbedingungen unumgänglich. Diese Standortbedingungen sind bis zu bestimmten Grenzbereichen anhand ihrer Prozeßdeterminanten approximierbar. Als wichtigste Primärdeterminanten wirken hinsichtlich der Standortbedingungen neben der in Kap. 3.2 u. 3.3 betrachteten klimageographischen Ausstattung (energetischer Input, Transportagentien) vor allem die geologisch-geomorphologisch-pedologische Ausstattung (Gesteins- und Mineralgrundlage, Formungsprozesse, Verwitterungsmilieu, Stofftransport und Reliefenergie). Zusammen mit der Determinante Zeit stecken diese rückgekoppelt verbundenen physischen Primärdeterminanten den Rahmen (das Morphomilieu) ab, in dem die Prozesse des ökodynamischen Systems als Formungsmechanismus evolutiv (algorithmisch) ablaufen. Die klimatisch-hydrogeographische Primärdeterminante ist dabei anhand von Meßreihen für aktuelle oder sub-aktuelle Zeiten mathematisch-statistisch hinreichend exakt darstellbar (Kap. 3.3).

Gänzlich anders verhält es sich mit der in dieser Arbeit zu behandelnden geologisch-geomorphologisch-pedologischen Primärdeterminante. Hier ist eine quantifizierende Beschreibung der prozessualen Verknüpfungen zur Charakterisierung der Formungsmechanismen nur unzureichend möglich. Allgemein auf die namibischen Trockengebiete exakt anwendbare mathematische Modellvorstellungen, die als Teilsysteme in ein ökodynamisches Modell eingearbeitet werden könnten, sind nicht bekannt und wurden für diese Abhandlung auch nicht entwickelt. Dafür wären sehr lange Beobachtungs- und Meßzeiträume notwendig gewesen. Ursächlich zu nennen sind dabei vor allem der hohe Grad an Komplexität (d. h. das unterschiedlich dimensionierte Zusammenwirken von zahlreichen Prozeßdeterminanten an unmeßbar vielen *topoi*). Natürlich gibt es in gängigen Lehrbüchern Modellansätze zur mathematischen Beschreibung geomorphodynamischer Prozesse (z. B. zum Hangabtrag etc.), die vielleicht auch ökosystemdynamisch ausgewertet werden könnten. Allerdings sind sie für die hier betrachteten Zusammenhänge empirisch kaum überprüfbar und bilden außerdem nur Teilaspekte ab, was nicht im Sinne der gegebenen Fragestellung (Gesamtdarstellung der Morphogenese mit Interpretation des Milieublaufs) sein kann.

Diese Primärdeterminante gleicht somit einem *Black-Box*-Modell, bei dem momentan nur die Endzustände (Boden und Relief) beobachtbar sind. Letztere sind als „exogene Realform“ (BÜDEL 1971: 13) Produkte einer „synthetisch-historischen“ Entwicklung, die nur mittels eines „logisch-

historischen Indizienbeweises“ auf raum-zeitlicher Ebene erklärbar werden und intersubjektive Befunde liefern. Als Bezugsrahmen der Intersubjektivität dient in dieser Arbeit das System der Klimageomorphologie (BÜDEL 1971, 1981), das ein geeignetes Instrumentarium für die Erklärung des Formenschatzes in den namibischen Untersuchungsgebieten bereitstellt. Demnach sind die wesentlichen Züge des Formungsmechanismus aus der Analyse der von ihm erzeugten Reliefgestalt erkennbar (BÜDEL 1971: 6).

Es wird allerdings weniger versucht, durch absolute Datierungen zu einem Verständnis des chronologischen Ablaufs zu kommen und so bestimmte Prozesse einzuordnen. Leider sind in Namibia angewandte Datierungsmethoden aus vielerlei, exemplarisch bei GEYH (1995) angeführten Gründen manchmal fragwürdig, so daß sie allenfalls mit Vorbehalten Argumente stützen oder ablehnen können. Das gilt insbesondere für die ^{14}C -Methode, da nach GEYH (1995: 81f) der Verdacht besteht, daß ein Großteil des bisher aus Namibia datierten Materials aus „offenen“ oder zeitweise offenen Systemen entnommen wurde und somit keine zuverlässigen radiometrischen Alter ermittelt werden konnte. Stattdessen erfolgte eine relative Einordnung der Reliefgenerationen, die eine ungefähre Altersabschätzung erlaubt.

Zur Umsetzung der Reliefanalyse wurden in den Untersuchungsgebieten formbeschreibend vorgegangen und der Formenschatz mit aus der Literatur bekannten historisch-genetisch interpretierten Indizien abgeglichen. Dafür dienten unterstützend insbesondere publizierte Erkenntnisse zur Sedimentgeschichte und der dadurch indizierten biologisch-ökologischen Entwicklung aus Bohrkernanalysen vom ostatlantischen Schelf, zur Klimageschichte aufgrund terrestrischer Befunde, aber auch zur Geoarchäologie und Paläontologie Namibias.

Bemerkenswert an Namibias Großlandschaften ist die Beobachtung, daß sie im wesentlichen aus Rumpfflächen verschiedener Niveaus bestehen. Die Rumpfflächenbildung oder ihre Weiterbildung wird von BÜDEL (1971, 1981) u. a. mit einem bestimmten charakteristischen Morphomilieu verknüpft, das zu tiefgründiger chemischer Verwitterung des Ausgangsgesteins (tropische Bodenbildung) und durch den Mechanismus der „doppelten Einebnungsfläche“ zur gesteinsunabhängiger Flächentieferlegung führt („alteritisches Tiefschalten“ bei RUST 1970). Dieses Modell und seine reale Wirkungsweise stehen hier nicht zur Diskussion. Vielmehr kann die in dem Modell implizit enthaltene typische Bodenbildung (z. B. Oxisol- oder Latosolprofil über Saproлит) als charakteristische Ausprägung eines (feucht-) tropischen „flächenbildenden“ Milieus angesehen werden. Sie stellt einen Extremfall (zur feuchten Seite hin) der im Untersuchungstransect feststellbaren (Boden-) Form dar.

Andere Bodentypen, wie Regosole oder andere Rohböden, sowie eine Reihe pedogener Formen, wie z. B. Profilkappungen, Krustenbildungen, Kolluvienbildungen etc., weisen auf andere, energetisch unterschiedlichere Milieus hin. Damit bietet der Formenschatz im Transekt Zentral-Namibia ein breites Spektrum an möglichen Milieus im zeitlichen Ablauf. Die zugehörigen Ökosysteme dürften zwischen dichten Feuchtwäldern und Extremwüsten pendeln. Gegenstand der Untersuchung ist hier in erster Linie die Milieudynamik seit der letzten durchgreifenden Flächenbildungsphase, soweit dies nachgewiesen werden kann.

In Kapitel 2.1 (S. 6) wird die axiomatische Einheit von Reliefgenese und ökologischer Ausstattung eines Raumes formuliert und das Gesamtsystem unter dem Begriff „Morphomilieu“ zusammengefaßt. Das Morphomilieu wird neben den (eher langfristigen) endogenen Kräften vor allem vom Klima und dem Geoökosystem in seiner Gesamtheit bestimmt. Bei Betrachtung der formbildenden Prozesse in einem bestimmten Ökosystem oder einer Geoökochore fällt auf, daß Materialbereitstellung und Stofftransportprozesse, welche zur Formbildung führen, mit Ausnahme des äolisch und zoogen (physikalisch) transportierten Materials fast immer mit der Verfügbarkeit von flüssigen Agentien in Verbindung zu bringen sind. Diese scheinbare Trivialität unterstreicht aber gerade in Trockenräumen, wie dem Untersuchungsgebiet die Bedeutung aller Faktoren, die mit der Bereitstellung von Wasser als Formungsagens zu tun haben. Der wichtigen Rolle von Niederschlagsmenge und -verteilung für Ökosystem und Morphodynamik wurde mit den Ausführungen in Kap. 3.3 Rechnung getragen. Es wurde dabei festgestellt, daß die Bereitstellung von Wasser für die Formungsdynamik und die Ökosystementwicklung an den einzelnen *topoi*, wie auch im Rahmen chorischer Prozeßvergesellschaftungen extrem variablen Bedingungen unterliegt. Vereinfacht: Regen ist ein zeitlicher, räumlicher und mengenmäßiger Unsicherheitsfaktor für das Geoökosystem und deshalb ein Stabilitätskriterium.

Hypothese: Hohe Klimavariabilität beeinflusst die Stabilität von Ökosystemen und ist demnach eine wichtige Determinante des Morphomilieus.

1.5.5 Ökosystemstabilität

Vor der modelltheoretischen Betrachtung der Ökosystemzusammenhänge im jeweiligen Morphomilieu ist es unumgänglich, eine kurze Definition des Begriffs der Ökosystemstabilität zu geben, da der Stabilitätsbegriff scheinbar uneinheitlich verwendet wird. Er ist zunächst klar zu unterscheiden vom morphodynamischen Stabilitätsbegriff, wie ihn etwa ROHDENBURG (1970) verwendet. Nach ROHDENBURG (1989: 120) ist letzterer ein *„Zustand mit sehr schwacher fluvialer Geomorphodynamik an mit dichter Vegetation bestandenen, und durch relativ starke Bodenbildung ausgezeichneten Hängen.“* Die Stabilität eines Ökosystems gilt dagegen vor allem bei der Trag-

fähigkeitsbestimmung eines Raumes als sehr bedeutsame Größe. Aus Sicht des Landnutzers ist beispielsweise ein Nutzungsraum dann stabil, wenn seine ökonomische Leistungsfähigkeit (landwirtschaftliche Produktion; im Fall Namibias weidewirtschaftliche Produktion) dauerhaft gesichert ist (Konstanz). Es dürfen also keine irreversiblen Störungen des Naturpotentials auftreten. Demnach ist Ökosystemstabilität definiert als

„das Bestehenbleiben eines ökologischen Systems und seine Fähigkeit, nach Veränderung in die Ausgangslage zurückzukehren“ (GIGON 1984: 14).

Ökosystemlabilität ist daher die *„Neigung eines Ökosystems, verändert zu werden“*, Instabilität *„das Fehlen der Fähigkeit, in die Ausgangslage zurückzukehren“ (GIGON 1984: 15).* REMMERT (1992: 291) betont jedoch, daß diese „Konstanz“ nicht mit „Stabilität“ und „Inkonstanz“ nicht mit „Labilität“ (Empfindlichkeit) gleichgesetzt werden dürfen. Vielmehr sind stabile Systeme dann solche, die bei exogenen Einflüssen keine wesentliche Änderung erfahren; labile Systeme reagieren dagegen mit Veränderung auf Störfaktoren. Demgegenüber ist ein konstantes System *„ein System, in dem nur relativ geringe Veränderungen bei den herrschenden klimatischen Bedingungen zu beobachten sind“*. Inkonstant ist dagegen *„ein System, welches beim Vergleich jeweils der gleichen Jahreszeit über viele Jahre hinweg mehr oder weniger deutliche Unterschiede zeigt“ (REMMERT 1992: 290f).*

Diese Begriffsdefinitionen aus der agroökologischen Sichtweise können auf die Verhältnisse der Morphomilieus übertragen werden, da sie nicht zwingend den Faktor „Nutzung“ enthalten. Daraus ist aber nicht zu schließen, daß nach diesen Definitionen stabile oder instabile Ökosysteme ebenso stabile oder instabile Morphomilieus repräsentieren. Das instabile Morphomilieu ist charakterisiert durch hohe Transportleistungen, ein Indiz, das über die Stabilität des zugehörigen Ökosystems allein noch keine Wertung erlaubt, da sich ein Ökosystem auch an hohe Transportleistungen anpassen kann. Trotzdem kann ein Bezug zwischen dem Morphomilieu und dem Ökosystem hergestellt werden. Die wechselseitige Verbindung beider Begriffe besteht bei der Fragestellung dieser Arbeit hauptsächlich im Energie-Interzeptionsvermögen der Vegetationsformation (s. u.).

HABER (1979) unterscheidet eine ökozentrische Sichtweise mit Stabilitätskriterien des natürlichen Prozeßablaufes von einer anthropozentrischen Sichtweise mit Stabilitätskriterien der Nutzungsansprüche. Besonders komplex erscheint die Definierung eines Zielzustands mit festgelegten ökologischen Zielkriterien und Toleranzgrenzen. In dieser Arbeit soll (sowohl im ersten als auch im zweiten Ansatz, vgl. Kap. 1) der Zielzustand der Ökosystemstabilität über den Geostandort definiert werden; es herrscht also eine rein morphozentrische Sichtweise vor. Dafür ist es notwendig, die inhärenten

Stabilitätsdeterminanten des Ökosystems am Geostandort von außenbestimmten Determinanten (Störfaktoren) und der Fähigkeit zu deren Pufferung (Abschwächung oder Regeneration) zu unterscheiden. Das unterliegt in einem genutzten Raum mit Berücksichtigung der Aktualismusproblematik erschwerten Bedingungen.

Sowohl Stabilitäts- wie auch Labilitätsdeterminanten sind systemimmanent. Aufgrund der hohen naturräumlichen Variabilität in Namibia sind beide besonders ausgeprägt (KEMPF 1996b: 267). Deshalb befinden sich die untersuchten Geoökosysteme bzw. Geobiozönosen auch ohne exogene Störfaktoren durch häufige naturbedingte Über- oder Unterschreitung inhärenter Toleranzgrenzen stets in einem mehr oder weniger dynamischen Zustand. KEMPF (1994) lehnt darum für solche Ökosysteme am hochvariablen Geostandort das Prinzip von Sukzession und Klimax mit „potentieller natürlicher Vegetation“ ab (zur Kritik des Klimax-Begriffs s. auch REMMERT 1992: 216). Besonders gilt dies, wenn die Klimaxstruktur als „*Bereich im Zustandsraum*“ definiert wird, „*auf den das System zuläuft und in dem es dann verbleibt, unter der Voraussetzung, daß die durch die Milieuparameter beschriebenen exogenen Einflüsse sich nicht ändern, stationär sind*“ (SCHWEGLER 1981: 130).

Tab. 6 gibt eine Typisierung der Ökosystemstabilität (basierend auf GIGON 1984: 17) mit ausgewählten namibiabezogenen Beispielen:

	Dynamik	ohne Störfaktoren	mit Störfaktoren
Stabilität	Keine bis vernachlässigbare Veränderungen und Schwankungen	Konstanz: (<i>innere</i>) <i>Stabilität der Namib</i>	Resistenz: <i>Widerstandsfähigkeit der Caprivi-Trockenwälder gegenüber natürlichen Bränden</i>
Instabilität	elastische Schwankungen (Zyklen)	Zyklizität: <i>regelmäßig wiederkehrende Großtierwanderungen in Savannen</i>	Elastizität: <i>Erhalt der Savanne trotz regelmäßiger saisonaler Brände</i>
	unregelmäßige Fluktuationen (azyklisch, algorithmisch)	Endogene Fluktuation: <i>Unregelmäßiger Heuschreckeneinfall; ephemere Flutereignisse oder Extremdürren</i>	Exogene Fluktuation: <i>Verbuschung infolge Über- oder Unterschreitung der Tragfähigkeitsgrenzen</i>
	irreversible, mehr oder weniger große Veränderungen	Endogene Veränderung: <i>exponentielles Wachstum einer Tribulus terrestris-Gesellschaft auf Pionierstandort; Klimaveränderung</i>	Exogene Veränderung: <i>Dünenmobilisierung infolge Überweidung von Grasland; Bodenerosion</i>

Tabelle 6: Ökosystemstabilität: Einteilung verändert nach GIGON (1984: 17).

In Tab. 6 wird eine Generalisierung der Ökosystemdynamik vorgenommen. Sie wird in vier Grundmuster unterteilt:

- (1) keine Veränderung der Systemdeterminanten, allenfalls schwache Schwankungen,

- (2) elastische Schwankungen mit regelmäßig wiederkehrenden, zyklischen (z. B. saisonalen) Veränderungen,
- (3) unregelmäßige, azyklische, starke Fluktuationen,
- (4) irreversible, erhebliche Veränderung (Umbruch).

(1) und (2) sind dabei charakteristisch für stabile Ökosysteme. Sie sind so elastisch, daß auch Störfaktoren nicht zum Zusammenbruch, zu gravierender Veränderung oder Ausbildung eines anderen Systems führen; (3) und (4) charakterisieren eher labile Ökosysteme. Eine solche Generalisierung in vier Stufen ist unumgänglich, will man das komplexe Problem überhaupt angehen. Die Beurteilung von Geoökosystemen nach Stabilitätskriterien steht in engem Zusammenhang mit dem ökologischen Gleichgewicht. Letzteres ist gekennzeichnet durch ein ausgewogenes Niveau des Energie- und Stofftransports zwischen den Systemen und den jeweiligen Organisationsstufen. Für geographische Fragestellungen ist vor allem das ökologische Gleichgewicht höherer Stufen relevant; insbesondere die landschaftsökologische Stabilität erfordert eine chorologische Betrachtung. Von untergeordneter Relevanz sind Ökosystemstabilität im engeren Sinne sowie Biozönosenstabilität, die eher topologisch betrachtet werden (vgl. BASTIAN 1992). Stabilitätsdimensionen unterhalb der Biozönose (biologische Fragestellungen) werden in dieser Arbeit nicht berücksichtigt und spielten auch bei den Feldaufnahmen keine Rolle. Vielmehr wurde gemäß der Fragestellung des zweiten Ansatzes ein Schwerpunkt auf die Ökodynamik innerhalb des jeweiligen Morphomilieus gelegt.

3.5.3 Morphomilieu

In Kapitel 3.5.2 wurde der Begriff der Ökosystemstabilität definiert als der Grad, in dem Ökosysteme zu Veränderungen ihrer inneren Struktur neigen, wobei stabile Systeme die Fähigkeit besitzen, nach Veränderungen in ihre Ausgangslage zurückzukehren. Da die Hauptdeterminanten des Ökosystems, Energie-Input durch Klima (Temperatur, Niederschläge etc.), Relief, Stoffumsatz (z. B. Verwitterung, Mineralisierung) und Stofftransportleistung, gleichzeitig Hauptdeterminanten des Morphomilieus sind, kann letzteres unter ähnlichen Gesichtspunkten betrachtet werden. Innerhalb eines klimageomorphologischen Ansatzes haben erstmals RUST & WIENEKE (1973, 1976), RUST (1975) und WIENEKE (1975) die Reliefgenese innerhalb eines Ausschnitts (künstennahe Zentral-Namib) des Untersuchungstransekts als Abfolge unterschiedlicher „geomorphologischer Milieus“ (hier zusammengezogen „Morphomilieu“) erklärt.

In Anlehnung an ROHDENBURG (1970) unterschieden die o. g. Autoren dabei zwischen „Aktivitätsphasen“ und „Stabilitätsphasen“ der Reliefbildung und gliederten vertiefend vier geomorpho-

logische Milieus aus - „Feucht-Stabilität“, „Feucht-Aktivität“, „Trocken-Stabilität“ und „Trocken-Aktivität“. Von diesen Milieus konnten sie die letzten drei in der Zentral-Namib nachweisen (z. B. RUST & WIENEKE 1973: 20). Sie sind in Tab. 7 dargestellt:

Geomorphologisches Milieu			Indizien		
Reliefbildung	Bodenbildung alternativ	„Prozesse“	Relief	Sediment	Böden
---	Feucht-Stabilität ^{*)}	„alteritisches Tieferschalten“ (RUST 1970)	Flachmuldentäler und Inselberge	?	vermutlich Kaolinprofile Latosole
Feucht-Aktivität	---	autochthone Regenflächen- Spülung	Haupttal mit Nebentälern; Schwemmfächer	fluviale Sedimente	---
---	Trocken-Stabilität	Allochthonie der Regenflächen- Spülung	Canyon im allochthonen Vorfluter; Schwemmfächer im Vorfluter	fluviale Sedimente	Gips-Horizonte Kalk-Horizonte Regosole Lithosole Takyre
Trocken-Aktivität	---	Dünenbildung	Barchane	Barchan- Sedimente	---

^{*)} diese Zeile wurde in die Originaltabelle eingefügt (vgl. RUST & WIENEKE 1976: 27f)

Tabelle 7: Klimageomorphologische Phasen in der Zentralen Namib nach RUST & WIENEKE (1973: 20, 1976: Tab. 3.1 im Anhang) in Anlehnung an die Modellvorstellung von ROHDENBURG (1970). Aus der Abfolge von Terrassen, Schwemmfächern, Tälern und Böden in der Zentral-Namib und dem unteren Swakop wird auf die Abfolge abgrenzbarer klimageomorphologischer Phasen und Milieus im Spätquartär geschlossen.

Nach dieser Vorstellung werden bei „Feucht-Aktivität“ die Niederschläge am Standort (*topos*) reliefwirksam und es bilden sich Täler. Die Ausbildung von Tiefenlinien und den darauf ausgerichteten Hängen wird von den Standortgegebenheiten gesteuert (Petrovarianz, vorgegebenes Relief etc.) und wird als autochthone fluviale Formung definiert (RUST 1975: 102). Beim trocken-stabilen Milieu soll dagegen das Niederschlagsangebot nicht zur Talbildung, sondern lediglich zur Bodenbildung ausreichen (Wüstenrohböden, Verkrustungen). Ausgenommen sind Fremdlingsflüsse, die als „isolierte Aktivitätsbezirke“ betrachtet werden (RUST 1975: 102) und in deren Gerinnebett Formbildung (Sedimentation, Transport, Erosion) stattfinden kann (allochthone fluviale Formung). Das Milieu der Trocken-Aktivität wird von äolischer Aktivität bestimmt, da die Niederschläge am *topos* so gering sind, daß Wind formbildend wird, sofern transportable Korngrößen (Barchansande, Riviersande, trocken-gefallene Schelfablagerungen etc.) vorliegen (RUST 1975: 104). Für Fremdlingsflüsse gelten ähnliche Überlegungen wie beim trocken-stabilen Milieu. Das vierte geomorphologische Milieu (feucht-stabil; in Tab. 7 mit Asterisk versehen) wurde innerhalb des gesteckten Zeitrahmens o. g. Arbeiten (¹⁴C-Datierungsbereich) im entsprechenden Untersuchungsgebiet nicht nachgewiesen. Dieses Milieu soll durch großklimatisch feuchtzeitliche Bodenbildung gekennzeichnet sein (vermutlich Kaolinit- bzw. Latosolprofile, vgl. Tab. 7).

RUST (1975: 107) und RUST & WIENEKE (1976: 28) leiten aus der Abfolge der so charakterisierten „geomorphologischen Milieus“ (gefaßt als „klimageomorphologische Phasen“) bestimmte regelhafte Relieftypen her:

1. Tumasisches Relief: Produkt des Wechsels zwischen feucht-aktiven und trocken-stabilen Phasen mit Formungsruhe auf Hängen und in Gerinnebetten bei Trocken-Stabilität (Bsp.: Gipskrustenbildung am mittleren Tumas) sowie autochthoner „Regenflächenspülung“ (Begriff definiert bei RUST 1970: 154; vgl. Kap. 3.6.3 und Karte 15) bei Feucht-Aktivität. Als Idealtypus wird das Tumas-Rivier der zentralen Namib gesehen.
2. Gramadullarelief: Produkt des Wechsels von trocken-stabilen und feucht-aktiven Phasen mit Auswirkungen der allochthonen Regenflächenspülung aus dem Hochland in den Gerinnebetten (isolierte Aktivitätsbezirke), die dadurch quasi dauerhaft weiter eingetieft werden. Die autochthonen Seitentäler sollen sich dabei in den feucht-aktiven Phasen erneut auf den auch in trocken-stabilen Zeiten allochthon weitergeformten Hauptvorfluter einstellen (engständige V-Täler, „Gramadullas“ nach RUST & WIENEKE 1974). Als Beispiele für diesen Relieftypus nennen RUST & WIENEKE (1976: 28) Swakop und Kuiseb.
3. Tsondabisierungs-Relief: Produkt einer Phasensukzession von trocken-stabilem oder feucht-aktivem zu trocken-aktivem Milieu. Dabei kann nach RUST & WIENEKE (1976: 29) das Ausreten äolischer Transportformen zur Laufversperrung der Riviere führen, wie aktuell bei Tsondab, Tsams, Tsauchab, Tumas oder den Rivieren des Skelettküsten-Ergs.

Für den Relieftyp (Rumpffläche mit) „Inselberglandschaften“ und seine Weiter- oder Umbildung liefert das Modell der klimageomorphologischen Phasen auf Basis des Aktivitäts-Stabilitäts-Begriffspaares dagegen keine hinreichende Erklärung, wie auch RUST & WIENEKE (1976: 29) feststellen. Gerade dieser Relieftyp dominiert jedoch weite Teile der Zentral-Namib und des Untersuchungstransekts. Deshalb muß die Konzeption der geomorphologischen Milieus einer kritischen Betrachtung unterzogen werden.

Kritik am Modell der klimageomorphologischen Phasen: Es ist unklar, ob das Begriffspaar Aktivitäts-Stabilität der Morphodynamik und die daraus abgeleiteten Milieus der reliefgenetischen Untersuchung innerhalb des gewählten Transekts genügen kann. Kritikpunkte wurden bereits von BÜDEL (1971: 78ff u. 93ff), LOUIS (1973) u. a. geäußert und vielseitig diskutiert. Hier sollen aber nur Punkte vorgebracht werden, die sich aus den Vorarbeiten zur eigenen Arbeitsmodellbildung ergeben haben.

1. Das aus den Überlegungen ROHDENBURGs (1970, 1989) entwickelte Modell stellt eine *black box* dar, die derzeit nicht in mathematisch begründbare Nomogramme umgesetzt werden kann, welche in der Lage wären, eine bestimmte exogene Realform (BÜDEL 1971) zielsicher einem bestimmten Morphomilieu zuzuordnen. Es wird auch bezweifelt, ob eine solche mathematische Modellierung angesichts der tatsächlichen Komplexität der Reliefgenese überhaupt anzustreben ist oder durchgeführt werden kann. Beim Fehlen konkreter Indizien, wie zum Beispiel Fossilien oder pollenführender Ablagerungen, können aber begründbare paläoklimatische Aussagen nur über das definierbare Paläo-Morphomilieu erfolgen. Ansonsten verbleiben paläoklimatische Aussagen in (von Fall zu Fall möglicherweise gut indizierter) Spekulation.
2. An Tab. 7 ist auffallend, daß keine Angaben zum jeweils vorliegenden Ökosystem aufgeführt werden (auch nicht zum rezenten), obwohl gerade hier ROHDENBURG (1970) einen zentralen Verknüpfungspunkt sah. Milieuaussagen beschränken sich dagegen ausschließlich auf Reliefformen und (eingeschränkt) auf Böden.
3. Mit seiner These der grundsätzlichen Trennung von morphodynamischer Aktivität und Bodenbildung wollte ROHDENBURG (1970: 93) „die verbreitete Vorstellung eines zeitlichen Alternierens von ‘Pluvialen’ [...] hinfällig machen“. Mit der Unterscheidung zwischen „trocken“ und „feucht“ kommt aber der Pluvialbegriff gewissermaßen durch die Hintertür wieder ins Modell hinein. Anscheinend kommt jegliche Modellierung ohne die Vorstellung von klimatischen Phasen nicht aus.
4. Die postulierte Verknüpfung von Bodenbildung mit Oberflächenstabilität widerspricht dem Cate-na-Prinzip, wonach Bodentypen reliefabhängige Verteilungsmuster zeigen. Die Bodenbildung am Hang zeigt abwärts gerichtete Stoffströme, die für die Ausbildung des jeweiligen Bodentyps einen wichtigen Faktor darstellen. Pedologisch kann dies jedoch nicht als „Stabilität“ angesehen werden.
5. Problematisch ist die Realisierung des Stabilitätsbegriffs im so bezeichneten feucht-stabilen geomorphologischen Milieu: Konsens dürfte darüber zu finden sein, daß es sich um ein Milieu handelt, in dem Bodenbildung infolge tiefgründiger (chemischer) Verwitterung vorherrscht, doch ob dabei morphodynamische Stabilität erreicht wird, ist zumindest fraglich. Tatsächlich ist so kaum ein System zu charakterisieren, in dem keine Transportprozesse stattfinden. Schon die Komponente „feucht“ impliziert selbst bei geringem Gefälle irgendwelche Transportprozesse, sei es von Stoffen in gelöster Form oder feinen Korngrößen. Statt der morphodynamischen Stabilität dürfte also eher ein hohes Maß an ökodynamischer Stabilität bei geringer Variabilität (Kap. 3.5.4) herrschen.

6. In den Stabilitätsbegriff wird eine Vielzahl pedogener Prozesse eingeschlossen, die sehr unterschiedliche Dynamiken zeigen. Aus Sicht der Arbeiten in Namibia ist besonders zu kritisieren, daß echte Pedogenese (Bodenbildung durch Verwitterung von verschiedenen Ausgangsgesteinen) begrifflich nicht getrennt wird von den „bodenmodifizierenden“ Prozessen, wie zum Beispiel Krustenbildung. Tatsächlich läßt sich etwa die Vorstellung der Kalkkrusten-Automultiplikation nach EITEL (1993, 1994a) keinem der in Tab. 7 vorgeschlagenen geomorphologischen Milieus eindeutig zuordnen, da zum einen „pedogene Prozesse“ (Krustenbildung), zum anderen Transportprozesse (Verkarstung, Carbonatfreisetzung, äolischer Transport) postuliert werden. Trocken-Stabilität oder Trocken-Aktivität? Beides schließt sich nach obigem Modell eigentlich aus. Auch die Einführung eines Begriffs der „Teilaktivität“ (ROHDENBURG 1989: 121) mit „korngrößenselektiver Verlagerung“ löst das Problem nicht. Selbst unter feucht-aktiven und feucht-stabilen Aspekten könnten Kalkkrustenbildungen betrachtet werden.
7. Ähnliches gilt für die Gipskrustenbildung der Namib: auch sie werden in Tab. 7 als pedogene Ausprägung eines stabilen (rezenten) Milieus gesehen, obwohl von den meisten Autoren (Kap. 4. 2.1.5) Transportprozesse zur ihrer Bildung als notwendig erachtet werden (kein autochthoner Gips im Ausgangsgestein) und eine äolische Reliefbildung vorherrscht.
8. Mit der Zuordnung von Kalk- und Gipskrustenbildungen zum gleichen (trocken-stabilen) Milieu wird den unterschiedlichen tatsächlichen Bildungsmilieus (völlig unterschiedliches Löslichkeitspotential) keinerlei Rechnung getragen. Eine Einordnung von Salzkrusten (Salcrete), Eisenkrusten (Ferricrete) oder Silikatkrusten (Silcrete) wird gar nicht erst versucht.
9. Auch Lithosole und Takyre lassen sich oft nicht sinnvoll in das gleiche Milieu einordnen, wie Krustenbildungen, da es sich bei vielen Bodenbildungen der Namib nicht um autochthone Lithosolbildungen handelt, sondern um durch Transportprozesse veränderte (z. B. gekappte) ältere Bodenbildungen bzw. deren skelettreiche Residuen. Sie sind also keinesfalls in einem stabilen Milieu entstanden, sondern tragen erst später teilweise zu einer Stabilisierung bei.
10. Beim stabilen Milieu wird die Geschwindigkeit der Bodenbildung, also die Bodenneubildungsrate nicht berücksichtigt, obwohl es gerade hier graduelle Unterschiede gibt, die nicht zuletzt klimatische Ursachen zeitigen (Verfügbarkeit von chemischen Agentien, Hydrolyse oder Ligandenverwitterung, Milieuazidität, physische Materialaufbereitung durch Frost etc. pp). Auch hier liegt mit der Subsummierung unter einen Stabilitätsbegriff eine wenig hilfreiche Vereinfachung zugrunde.
11. Kritisiert wird auch die Begriffswahl zum „Gegensatzpaar Stabilität - Aktivität“, die etymologisch nicht begründet werden kann. Gemeinhin gilt „Stabilität“ als Gegensatz von „Labilität“ oder

„Instabilität“ und wird so auch in der Ökosystemforschung angewandt (s. o.). Der komplementäre Begriff zur „Aktivität“ wäre „Passivität“ oder allenthalben „Nicht-Aktivität“. Die Gleichsetzung von „Stabilität“ mit „Nicht-Aktivität“ ist ausschließlich in der Morphodynamik möglich, nicht in der Ökodynamik, denn dort beinhaltet der Stabilitätsbegriff keineswegs eine „Nicht-Aktivität“ (Kap. 3.5.2). Im Konstrukt „Morphomilieu“ sind aber *per definitionem* beide Dynamiken (u. a.) enthalten. Deshalb wird es als problematisch angesehen, das Begriffspaar für Morphomilieus zu verwenden.

Aufgrund der gravierenden Kritikpunkte kann das zu stark vereinfachende System von morphodynamischer Stabilität und Aktivität für die Untersuchung im zentralnamibischen Transekt allenfalls vereinzelt argumentativ auf einzelne Prozesse angewandt werden. Insgesamt bietet das Modell keine ausreichenden Lösungsansätze bei der Betrachtung von Groß- oder Gesamtsystemen.

Hypothese: Das Konzept „Morphomilieu“ ist unter Vorbehalt als Arbeitsbegriff auf die reliefgenetische Analyse des Untersuchungsstransekts anwendbar. Die Bildung eines Arbeitsmodells muß Modifizierungen enthalten, die den auf Namibia bezogenen Kritikpunkten gerecht werden.

3.5.4 Modellbildung

Zur Verifizierung der unter 3.5.1 und 3.5.3 genannten Hypothesen im Untersuchungsgebiet wurde in der Literatur nach einem verwendbaren Modell gesucht, das die Zusammenhänge zwischen Klimavariabilität und Ökosystemstabilität darlegt. Leider war diese Recherche erfolglos, so daß es nötig war, ein eigenes Arbeitsmodell zu erstellen. Folgende unterstützende Überlegungen waren Hauptkriterien:

1. Aus Gründen der Darstellung und Anwendbarkeit sollte das Modell zweidimensional aufgebaut sein. Es war das Morphomilieu in Relation zur Variabilität zu betrachten.
2. Morphogenetische Prozesse wie Verwitterung, Abtrag, Stofftransport und Deposition werden in erheblicher Weise vom Energie-Input beeinflusst. Neben der Reliefenergie und der solaren Energie, die zunächst generalisiert betrachtet werden sollten, spielte vor allem die kinetische Energie des Niederschlags eine hervorgehobene Rolle. Sie wird beim Aufschlag des Regentropfens in (Wärme- und) Transportenergie umgesetzt.
3. In allen gängigen Modellvorstellungen, die eine Quantifizierung des Bodenabtrags zum Ziel haben, z. B. der USLE (SMITH & WISCHMEIER 1957, WISCHMEIER & SMITH 1978) oder SLEMSA (STOCKING 1972, 1984, 1987; ELWELL 1978, 1981, 1984; vgl. auch KEMPF 1994: 142ff), tritt die Niederschlagsenergie als ein empirisch überprüfter mathematischer

Umrechnungsfaktor der Niederschlagsmenge auf. Die von der Bodenoberfläche empfangene kinetische Energie entspricht diesem Wert abzüglich der Interzeption (STOCKING et al. 1988: 179), also des Prozentsatzes, welcher durch die Vegetationsdecke absorbiert wird. Daher ist die Vegetationsdichte einer Formation am jeweiligen *topos* der wichtigste Faktor des Modells.

4. Da der Vegetationsbedeckungsgrad im saisonalen Verlauf generell eine schwer zu verallgemeinernde Größe darstellt, ist er nicht einfach modelltheoretisch betrachtbar.
5. Abgesehen von azonalen Sonderstandorten unterliegt aber der Bedeckungsgrad einer Vegetationsformation im wesentlichen der gleichen Variabilität wie die Niederschläge, kann also in theoretischen Überlegungen gekürzt werden.

Aus den Überlegungen 1-5 folgte: Das Morphomilieu eines Raumes in einem bestimmten Zeitrahmen spiegelt sich im Phänotyp „Ökosystem dieses Raumes im gleichen Zeitrahmen“ wider. Der Phänotyp ist gleichzeitig Hauptkomponente des Morphomilieus. Stabilitätsaussagen über das Ökosystem können also (meist) auf das Morphomilieu übertragen werden, sofern Reliefenergie- und solarer Energie-Input generalisiert oder nicht berücksichtigt werden. Es war aufgrund dieser Vorüberlegungen daher sinnvoll, zur Ordinate „Klima- oder Naturraumvariabilität“ in einem zweidimensionalen Grundmodell die Ordinate „Ökosystemstabilität“ in Bezug zu setzen. Gegenstand der Betrachtung im Grundmodell waren die (potentiellen) natürlichen Vegetationsformationen des Untersuchungsgebiets. Eine Quantifizierung konnte nicht gegeben werden. Dafür wären umfangreiche jahrelange Untersuchungen sowie Vergleichsmessungen aus anderen Gebieten notwendig gewesen. Folgende Hilfsmittel und Erfahrungen dienten der Konkretisierung des Grundmodells (Abb. 34):

1. Die Variabilitäts-Ordinate war einfach relativ untergliederbar: für einzelne *topoi* mit langjährigen Niederschlagsdaten konnten Angaben zur Variabilität statistisch ermittelt werden. Sie war mit Karte 9 in interpolierter Form für das Untersuchungsgebiet und ganz Namibia verfügbar (vgl. VAN DER MERWE 1983: 12). Zusätzlich lag für die gleichen *topoi* ein Variabilitätsindex RV vor (Kap. 3.3.3, S. 58ff), der zu einer relativen Einordnung herangezogen werden konnte.
2. Zur Zuordnung einer Vegetationsformation am jeweiligen *topos* mußten Feldüberprüfungen durchgeführt werden, wobei die allgemeine Vegetationskarte nach GIESS (1971) und die vegetationskundliche Literatur unterstützend herangezogen wurde (Kap. 3.6).
3. Die relative Einschätzung der Stabilität konnte nur als Erfahrungswert auf Basis von pedologischen Indizien und bei bekannter Vegetationshistorie erfolgen. Dabei waren Formationen, die sich v. a. im Bedeckungsgrad nicht leicht verändern als relativ stabil einzustufen, solche bei denen Ver-

änderungen bekannt sind, als relativ instabil. Als weitere Hilfsmittel zur Abschätzung wurden ältere Landschaftsbeschreibungen und Fotovergleiche herangezogen.

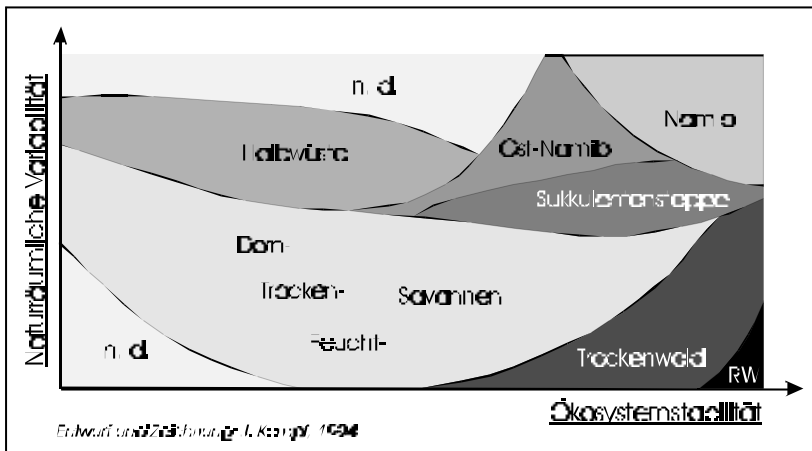


Abbildung 34: Grundmodell der Beziehungen zwischen Naturraumvariabilität und Ökosystemstabilität. Relativ stabile Ökosysteme gibt es sowohl im Bereich geringer naturräumlicher Variabilität (Trocken- und Feuchtwälder) als auch im Bereich hoher Variabilität (v. a. Namib und Sukkulentensteppen). Die Savannen- und Halbwüstenökosysteme sind dagegen in dem im Text genannten Sinne als weniger stabil einzustufen (RW = rezent nicht vorkommende Feuchtwälder; n. d. = nicht definiert).

Das Grundmodell (Naturraumvariabilität - Ökosystemstabilität) sollte von einer vereinfachten morphodynamischen Matrix überlagert werden, deren Elemente zunächst hypothetischen Charakter hatten und bei den Feldaufnahmen zu verifizieren waren (Abb. 35). Eine Trennung in ein Zweischichtmodell mit Grundmodell und Überlagerungsmatrix war die einzige Möglichkeit, den Bereich Morphodynamik gemäß der Fragestellungen sinnvoll mit Variabilität und Stabilitätskriterien des Ökosystems zu verbinden.

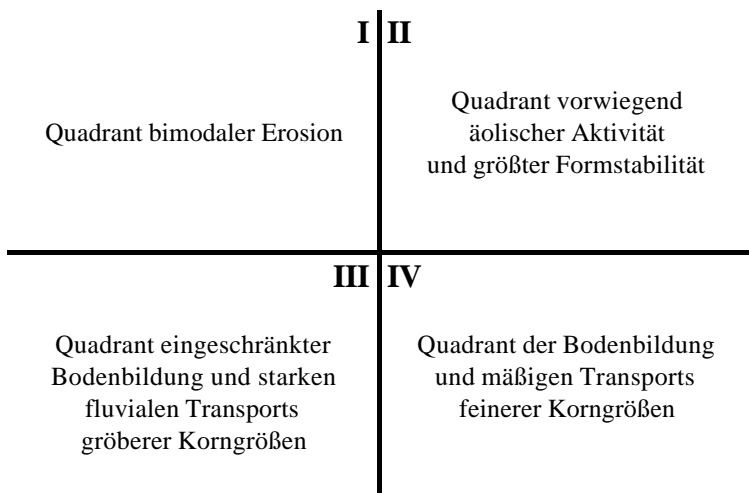


Abbildung 35: Einfache Überlagerungsmatrix der Morphodynamik zum Grundmodell der Ökosystemstabilität (Abb. 34). Die Matrix besteht aus 4 Quadranten mit charakteristischen Dynamiken, wie sie im Untersuchungsgebiet empirisch ermittelt wurden. Zusammen mit Abb. 34 ergibt sich das Gesamtmodell von Abb. 36 als Arbeitshypothese für die geomorphologisch-pedologischen Untersuchungen im zentralnamibischen Transekt.

Die Überlagerungsmatrix gliedert sich in 4 Quadranten charakteristischer Formungsdynamik. Quadrant I (mittlere bis hohe Naturraumvariabilität, niedrige bis mittlere Ökosystemstabilität) kennzeichnet Morphomilieus mit hoher bimodaler, also fluvialer und äolischer Abtragungsrate. Er umfaßt überwiegend Halbwüsten-Ökosysteme sowie die trockeneren Savannenformationen (v. a. Dornbuschsavanne). Quadrant II (mittlere bis hohe Naturraumvariabilität, mittlere bis hohe Ökosystemstabilität) ist gekennzeichnet durch ein Morphomilieu mit überwiegend äolischer Aktivität und insgesamt relativ hoher Formenkonstanz. Hier sind wesentlich die Ökosysteme der Sukkulentensteppen (im Bereich

geringer Reliefenergie), der Ost- oder Prä-Namib und Namib-Übergangszone sowie der inneren Namib eingeschlossen. Es wird besonders deutlich, daß die Stabilität der Ökosysteme nicht zwangsläufig allein mit der durchschnittlichen Niederschlagsmenge in Verbindung steht, sondern auch regenarme Ökosysteme relativ stabil i. o. S. sein können. Im Fall der Namib liegt das vor allem an der Tatsache, daß die Vegetation Feuchtigkeitsquellen nutzt, welche einer erheblich niedriger variablen Bereitstellung unterliegen, z. B. regelmäßige Nebel oder konstant fließender Grundwasserströme (durch Abflußverzögerung und Pufferwirkung der Aquifere).

Quadrant III (niedrige bis mittlere Variabilität, niedrige bis mittlere Stabilität) repräsentiert Morphomilieu mit eingeschränkter (verlangsamter, abgeschwächter oder kolluvialer) Bodenbildung und starkem fluvialem Transport aller (vor allem größerer) Korngrößen. Hier sind vor allem (trockenere) Savannenökosysteme eingeschlossen. Quadrant IV (niedrige bis mittlere Naturraumvariabilität, mittlere bis hohe Ökosystemstabilität) kennzeichnet Morphomilieu mit ausgeprägter Bodenbildung (hoher Anteil an chemischer Verwitterung und Lösungsprozessen) und mäßigem Transport vor allem der feineren Korngrößen. Er umfaßt eine hohe Bandbreite von (meist eher feuchteren) Savannen- und Wald-Ökosystemen.

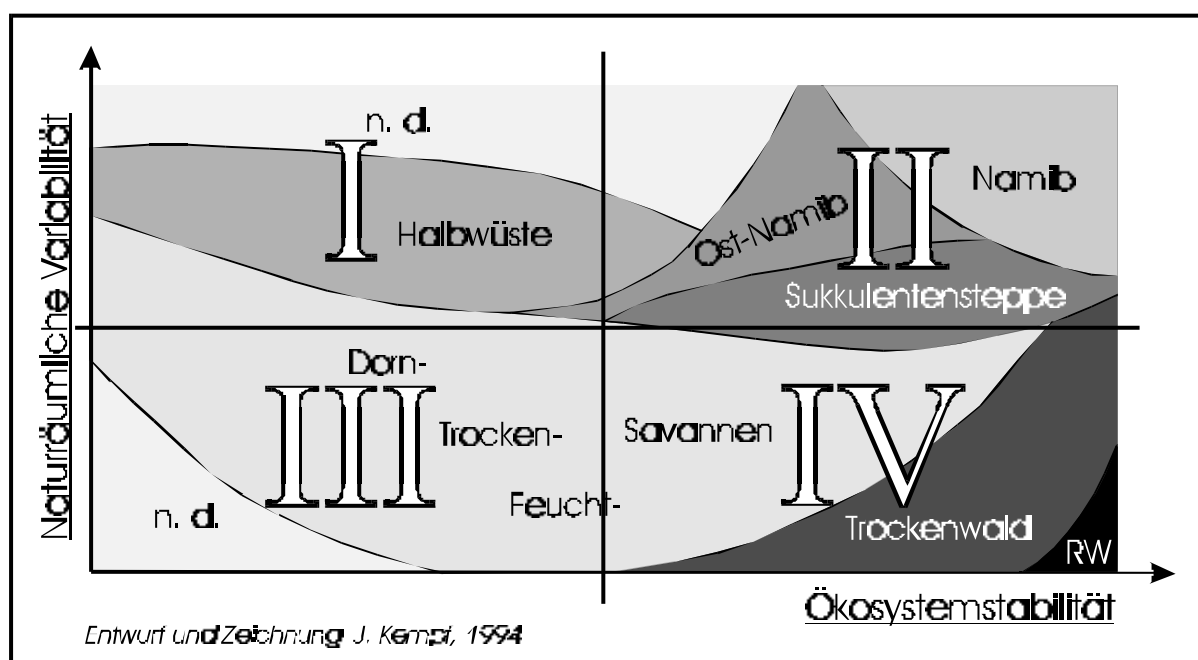


Abbildung 36: Morphomilieu-Arbeitsmodell für namibische Ökosysteme aus der Synthese von Abb. 34 (Ökosystem-Grundmodell) und Abb. 35 (Überlagerungsmatrix Morphodynamik). Sämtliche namibischen *topoi* sollen in das Modell eingetragen werden können. Bei der Betrachtung von Paläomilieu erfolgt eine Verlagerung des jeweiligen *topos* innerhalb des Modells.

Die weitere Unterteilung der Kompartimente von Abb. 36 wäre zwar zur Verbesserung der Genauigkeit wünschenswert, würde aber eine große Anzahl von Detailaufnahmen erfordern, ohne zu

einer wesentlichen Verdichtung der kalibrierbaren Information hinsichtlich der Fragestellung zu führen. Letztlich soll ja nicht nur das rezente Morphomilieu beschrieben, sondern vor allem über die Relikte von früheren Stofftransportprozessen auf Paläomorphomilieu geschlossen werden.

Das in Abb. 36 präsentierte Arbeitsmodell stellt gegenüber früheren Vorstellungen eine wesentliche Erweiterung dar. So wird zwar seit BÜDEL (1971: 5, 1981: 21) das Pflanzenkleid bzw. die Biosphäre als ein Formungselement im „Natürlichen System der Geomorphologie“ betrachtet, doch eine konzeptionelle Modellierung der geoökologischen Zusammenhänge im klimageomorphologischen Rahmen wurde weder für eine der klimamorphologischen Zonen, noch für Prozeßgefüge erarbeitet. Das v. a. in den englischsprachigen Erdwissenschaften verbreitete Fachgebiet der *biogeomorphology* liefert einige hilfreiche Modelle zu Teilprozessen und der aktuellen Wirkung verschiedener biologischer Elemente auf Verwitterung, Hydrodynamik und Erosion, ist aber schwerpunktmäßig auf die Erforschung der Degradationsproblematik ausgerichtet (vgl. zusammenfassend die Sammelbände von VILES 1988 und THORNES 1990). Langfristige Prozesse in geomorphologischen Zeiträumen werden dort kaum berücksichtigt. Auf die aktuelle Erosionsproblematik kann hier nicht weiter eingegangen werden (vgl. THORNES 1985, 1987; DIECKMANN et al. 1985; VILES 1990). In die Modelle zur Abschätzung von Bodenabtrag fließt die Interzeptionswirkung der Vegetation als Meßgröße mit ein (für SLEMSA vgl. z. B. ELWELL & STOCKING 1976, KEMPF 1994: 150f).

Einige generelle Wirkungskreise zwischen Vegetationsveränderung und Abtragsverhalten in geomorphologischen Zeiträumen hat ROHDENBURG (1989: 112ff) anhand eines Modells der „Positiven Rückkopplung“ dargelegt, ohne dies jedoch auf konkrete Morphomilieu zu beziehen. Komponenten des Modells konnten mit dem Morphomilieu-Arbeitsmodell bereits in den Vorarbeiten bestätigt werden. So geht auch ROHDENBURG (1989: 112) von einer Schwächung der Vegetation unter anderem durch erhöhte Niederschlagsvariabilität aus.

Insgesamt dient das Arbeitsmodell als Hilfestellung zur Konkretisierung von Milieuaussagen mittels einer Analyse der exogenen Realformen des Reliefs. Mit dem Ansatz der klimageomorphologischen Phasen von Tab. 7 hat es gemein, daß die aktuelle Realform als Abfolge von diskreten Morphomilieu gesehen wird. Somit erhält das Modell dynamischen Charakter, da eine Anwendbarkeit auf Paläomilieu angenommen wird. Der Stabilitätsbegriff ist kritisch zu überprüfen.

Zur Kritik des Morphomilieu-Arbeitsmodells: Ein Schwachpunkt der hier vorgelegten Modellvorstellungen könnte darin gesehen werden, daß dem Faktor Bedeckungsgrad einer zonalen Vegetationsformation eine hohe Bedeutung für die Erklärung der Reliefgenese beigemessen wird, obwohl

dieser Faktor einerseits rezent starken saisonalen Schwankungen unterworfen ist und andererseits aufgrund einer bekannten typischen Patch- oder Mosaik-Dynamik lokal erhebliche Dichteunterschiede vorkommen. Gerade deshalb stellt die Vegetationsformation mit ihren systemimmanenten Schwankungen bei Betrachtung größerer Areale aber eine zulässige Generalisierungsebene dar. Diese Generalisierungsebene beinhaltet nicht nur das Interzeptionsvermögen als eine Determinante des Stofftransports, sondern kontrolliert u. a. auch Abflußmenge und Abflußgeschwindigkeit über Oberflächenrauigkeit, Infiltrationsvermögen und Retentionsvermögen durch Wurzelhaltefähigkeit.

Keinesfalls wird der Versuch unternommen, die exogene Realform des Reliefs allein auf Basis des Modells zu erklären. Stattdessen ist es eher als ein konkretisierender Aspekt im Rahmen der synaktiven Geomorphologie i. S. BÜDELS (1971: 82ff) zu verstehen. Seine Gültigkeit ist zunächst auf die Räume beschränkt, für die es konzipiert wurde, nämlich die Untersuchungsgebiete im südwestlichen Afrika. Infolge der Lage an der mathematischen Grenze zwischen Tropen und Subtropen und damit im Bereich zeitlich wechselnder Großklimaeinflüsse und Zirkulationssysteme bietet dieses Gebiet eine außerordentlich günstige natürliche Versuchsanordnung, da rezent der Übergang von Trockenwäldern über Savanne, Sukkulenteppen und Halbwüsten bis zur Vollwüste untersucht werden kann (s. Transektkonzept). Wird das Transekt über die Randstufenlücke gelegt, so lassen sich die Ökosysteme sogar in rein zonaler Sichtweise betrachten, da dort keine azonale Reliefierung (z. B. in Form eines „Hochland-Blocks“, wie beim Khomas-Hochland) vorkommt. Es stellt damit quasi eine ideale Anordnung zur Ökosystemzonalität auf einer (fast) homogenen Rumpffläche dar (die Höhenlage von max. 1500 m bedingt hier noch keine thermische Differenzierung).

Das Arbeitsmodell könnte als *black box* angesehen werden, deren tatsächliche Wirkungsweise nicht mathematisch kalkulierbar ist. In der Tat sind quantitative Aussagen zum Stofftransport mit dem Arbeitsmodell nicht möglich. Dies kann auch gar nicht angestrebt werden (vgl. die Diskussion bei RUST & WIENEKE 1976: 21ff). Über den Ansatz der Transektanalyse wird aber eine relative Einordnung der (aktuellen) Milieudynamik möglich. Unter der Annahme, daß keine wesentlich anderen Milieus in der Landschaftsgeschichte seit dem mittleren Tertiär vorkommen und diese Paläomilieus nicht grundsätzlich anderen Determinanten unterliegen, ist das Modell auf diese Zeitalter extrapolierbar. Läßt sich das Arbeitsmodell verifizieren, so bedeutet dies einen Schritt von der *black box* zur *grey box*.