

3 Rezente klimatisch-ökologische Ausstattung und Morphomilieu

3.1 Zur Frage von Aktualismus und Paläoklima

Der in Kapitel 1 erwähnte 1. Ansatz der Aufgabenstellung war daraufhin ausgerichtet, einen Beitrag zur Beurteilung der anthropogen beeinflussten naturräumlichen Prozeßdynamik in Relation zur charakteristischen natürlichen Prozeßdynamik von Trockengebieten zu leisten. Es handelte sich also um die Behandlung eines aktuellen Problems. Aus den genannten Gründen wurde im Feld festgestellt, daß dies ohne landschaftsgeschichtliche Kenntnisse nicht lösbar ist. Der 2. Ansatz verfolgte in Konsequenz das Ziel der Erarbeitung einer Landschaftsgeschichte. Dabei stellt sich die Frage, ob historischen Formen, deren Entstehung durch rezent beobachtbare Prozesse theoretisch erklärt werden könnten, logischerweise als Indikatoren des gleichen oder vergleichbaren (rezentem) Morphomilieus dienen könnten. Falls dies der Fall wäre, folgt in gleicher Weise die Frage, ob dann gleiche Morphomilieus in Gegenwart und Vergangenheit in Namibia auf vergleichbares (Paläo-) Klima schließen lassen. Dies ist das in der Geomorphologie häufig auftretende Problem des Aktualismus bei der Extrapolation von Prozessen in die Vergangenheit (vgl. z. B. BREMER 1989: 118ff). Das Morphomilieu wird im wesentlichen vom Klima bestimmt. Rezent feststellbare öko- und morphodynamische Prozesse lassen sich dem aktuellen Klima zuordnen. Dabei muß allerdings der sog. anthropogene Faktor berücksichtigt werden, der heute in quasi allen (land-) wirtschaftlich genutzten Gebieten die morphodynamischen Prozesse nachhaltig mitbeeinflußt und der ja in früheren Zeiten nicht (oder regional auch in anderer Weise) vorhanden war. Hier bietet Namibia ein außerordentlich günstiges Untersuchungsgebiet, weil im Gegensatz zu den meisten anderen Trockenräumen der Welt eine wirtschaftliche Nutzung in nennenswertem Umfang erst im 20. Jahrhundert eingesetzt hat und diese Nutzung unter gängigen Maßstäben als extensiv bezeichnet werden kann. Weite Regionen Namibias verblieben sogar bis heute vollständig ohne landwirtschaftliche Nutzung (von Wildbeutertum abgesehen). Es wird demzufolge davon ausgegangen, daß auf rezent ungenutztem Veld die festgestellten Prozeßgefüge grob denjenigen „natürlichen“ Prozeßgefügen entsprechen, welche gemäß dem zonalen Klima zu erwarten wären. Zentral-Namibia darf also hinsichtlich der Beziehung „semi-arides Morphomilieu - Klima“ insgesamt als „Naturraum“, zumindest aber als sehr „naturnaher Raum“ betrachtet werden. In dieser Hinsicht ist das Untersuchungsgebiet mit ähnlichen semi-ariden bis ariden Räumen z. B. des Sahel oder

Vorderasiens, welche auf eine mindestens 6000 bis 8000 Jahre lange Agrikulturgeschichte zurückblicken, nicht vergleichbar.

Trotzdem werden bei der Betrachtung der morphodynamischen Prozesse die Nutzungshistorie und eventuelle anthropogene Veränderungen des Prozeßgefüges oder seiner Determinanten berücksichtigt. Dabei kommt zu Hilfe, daß das Untersuchungsgebiet im Rahmen der Arbeiten des 1. Ansatzes eingehend untersucht wurde. Teile der Erkenntnisse aus diesen Arbeiten wurden publiziert (KEMPF 1994, 1996b, 1997). Es kann demnach z. B. nie als besonders sinnvoll erachtet werden, natürlichen Hangabtrag und Sedimentation in semi-ariden Gebieten auf Basis von Erkenntnissen zu beurteilen, welche auf überweideten Kommunalgebieten gewonnen wurden. Dann muß die Beurteilung stets unter der Prämisse „weidewirtschaftlich genutztes semi-arides Gebiet“ ausfallen. Ähnliches gilt für Gebiete, die eindeutig nutzungsbedingte Vegetationsveränderungen aufweisen.

Bezüglich der Abschätzung von Prozessen in der Vergangenheit, etwa des Frühholozäns oder des Pleistozäns, sind die in rezent stark genutzten Regionen ermittelten Prozeßgefüge oft nur von geringem Nutzen. Für die meisten semi-ariden Gebiete gilt: öko- und morphodynamische Prozesse und Prozeßintensitäten sind partiell anthropogen gesteuert. Diese Prozesse können nur unter Vorbehalt als charakteristische Ausprägungen des herrschenden Klimas angesehen werden. Je länger die Nutzungsgeschichte des Geostandorts Schlüsse auf Veränderungen der naturräumlichen Prozesse begründet, desto größer werden diese Vorbehalte. Die relativ junge Nutzungsgeschichte Zentral-Namibias mit extensiver Weidewirtschaft auf eingegrenzten Flächen seit weniger als 100 Jahren und seit maximal 400 Jahren einem räumlich sehr flexiblem, mit geringem Degradationspotential behaftetem Wirtschaftssystem (vgl. KEMPF 1994: 51ff) erlaubt problemlos die Einstufung als „naturnahen Raum“.

Folglich können die Formengesellschaften und ihre determinierenden Prozesse, wie z. B. Stofftransport, Abtrag und Sedimentation, Verwitterung und Bodenbildung, Hydrodynamik, Vegetationsformationen und deren Dichte, Oberflächenbedeckungen etc. als Ausprägungen des rezenten zentralnamibischen Klimas interpretiert werden. Deshalb ist es wichtig, vor der Formanalyse das gegenwärtige Klima in seiner Gesamtheit zu betrachten.

Schwierig wird es bei der für eine morphogenetische Betrachtungsweise notwendigen Extrapolation, da ja neben dem Klima, nach den Ausführungen in Kapitel 2.1, auch der historisch-genetische Ablauf der Landschaftsgeschichte die aktuellen Prozesse beeinflusst. Dieser Ablauf war bei einer zurückliegenden Periode ja noch nicht so weit fortgeschritten wie heute. Es herrschten also, selbst wenn das Klima dem heutigen tatsächlich ähnlich war, dennoch für die damaligen morphogenetischen

Prozesse andere Ausgangsbedingungen. Dieser Faktor wird in vielen Arbeiten zum Paläoklima Namibias nur wenig oder gar nicht berücksichtigt. Er betrifft vor allem die Determinante Materialbereitstellung aber daraus resultierend auch Hydro-, Pedo-, Bio- und letztlich Morphodynamik.

Aus diesem Grunde bergen auch in Namibia, wo kaum quartäre und endtertiäre paläontologische Befunde vorliegen, paläoklimatische Aussagen oft ein schwer abschätzbares Interpretationsrisiko. Dies ist weniger bei vergleichsweise eindeutigen Formen gegeben: tief-greifender Saprolit oder Silcrete unter einer Latosoldecke steht z. B. recht eindeutig für ein tropisch feucht-warmes Bildungsmilieu, vergipste kreuzgeschichtete Dünensande können als Indikator für ein (hyper-) arides Milieu gelten. Doch schon bei stratifizierten Auen- oder Schwemmfächersedimenten, lakustrinen Ablagerungen, schwachen Paläobodenbildungen, Sinterkegeln oder Krustenbildungen wird ein Analogieschluß auf aktualistischer Basis problematisch, vor allem wenn es sich um Einzelbefunde außerhalb des großräumigen Zusammenhangs handelt. Werden im Großraum aber ähnliche Reliefgenerationenfolgen (z. B. Sedimentstraten oder Terrassen) an mehreren unterschiedlichen Stellen gefunden, so darf mit hoher Wahrscheinlichkeit auf Milieuwechsel und daraus folgend auf Klimawechsel geschlossen werden. Dann sollten auch Rückschlüsse auf Paläoklimate erlaubt sein, die den heutigen ähneln oder auch solche, welche in bestimmten Faktoren unterschiedlich eingestuft werden müssen.

3.2 Allgemeine klimatische Charakterisierung des Untersuchungsgebiets

Die klimatologischen Grundlagen Namibias und ihre Entwicklung innerhalb des südafrikanischen Raums war bereits häufiger Gegenstand von Monographien und Studien. Frühe Arbeiten, z. B. von DOVE (1888), SANDMANN (1901), HEIDKE (1919), SCHWARZ (1919), JAEGER & WAIBEL (1920), BARTH (1921), WALTER (1940) und GELLERT (1948b, 1950a/b, 1955, 1962, 1966, 1968) ermangelten allerdings an einer aussagekräftigen Grundlage an verarbeiteten Meßdaten, so daß allenfalls Tendenzen wiederzugeben waren. Letztere wurden gelegentlich über- oder fehlinterpretiert, was zur ehemals verbreiteten Theorie des „fortschreitenden Austrocknens“ des südlichen bzw. südwestlichen Afrikas führte. Geomorphologisch wurde diese These erstmals durch KORN & MARTIN (1937) infrage gestellt.

Zwar sammelten schon ab den 1860er Jahren vereinzelte Missionare oder Händler Klimadaten (v. a. Niederschlagsdaten) und förderte die ehemalige Kolonialverwaltung Berichte mit diesbezüglichen Aufzeichnungen der frühen Farmer, aber durchgehende Datenreihen über einen zwanzigjährigen

Mindestzeitraum in einem einigermaßen flächenhaft abgedeckten Gebiet standen erst in den 20er und 30er Jahren zur Verfügung (z. B. VON THÜMEN 1919). Erst ab diesem Zeitpunkt konnten verlässliche Isohyetenkarten gezeichnet werden. Im Mittelpunkt stand dabei stets die Frage nach Periodizität von Feucht- und Trockenphasen im Rahmen des Klimawandels sowie die Suche nach einem Maß für die Variabilität der Niederschläge (z. B. JUNG 1932). Auch jüngere Forschungen setzen hier die Schwerpunkte. Beispielhaft seien die zusammenfassenden Arbeiten von TYSON (1969, 1978, 1980, 1981, 1986, 1990), GELLERT (1955, 1962, 1966), SCHULZE (1969), VINES (1980), PRESTON-WHITHE & TYSON (1988), JURY & PATHACK (1993), ZUCCHINI et al. (1992), und NICHOLSON (1994) genannt, die als Literatur für vorliegendes Kapitel herangezogen wurden. Dabei steht in jüngerer Zeit die mathematisch-statistische Modellentwicklung im Vordergrund (z. B. TYSON 1986, 1993, ZUCCHINI et al 1991, 1992, JOUBERT 1995, ENGERT & JURY 1995). Auf die dort behandelten Fragen kann hier nicht vertieft eingegangen werden. Eine allgemeine synoptische klimatologische Zusammenfassung der namibischen Verhältnisse existiert (noch) nicht.

In der agro-ökologischen und häufig auch in der geomorphologischen Literatur über Namibia wird der Faktor Klima zumeist auf den Faktor Niederschlag reduziert. Aus agro-ökologischer Sicht ist dies verständlich, gilt doch die Temperatur im tropisch-subtropischen Namibia nirgends als limitierender Faktor. Deshalb wurde und wird besonderer Wert auf die Erforschung der Niederschlagsverteilung in räumlicher und zeitlicher Auflösung gelegt (z. B. KATSIAMBIRTAS 1989, ENGERT & JURY 1995, OLSZEWSKI & MOORSOM 1995, u. a.), um die prognostischen Möglichkeiten zu verbessern. Im geomorphologisch-paläo-klimatologischen Kontext muß aber auch die Temperatur mit einbezogen werden, da sie eine Milieudeterminante darstellt.

Für die Verwitterungsformen und -intensität spielt z. B. die Anzahl der jährlichen Frosttage oder die Auslenkung der täglichen Temperaturkurve auch in Namibia eine Rolle. Vom Standpunkt der Ökosystementwicklung aus gesehen ist es keinesfalls gleichwertig, ob in einem semi-ariden Raum saisonal 500 Millimeter sommerliche Zenitalregen oder winterliche Landregen fallen. Es ist zu erwarten, daß Vegetationsausprägung (Artenspektrum, Oberflächenbedeckung etc.), Bodenbildung und Abflußverhalten (Stofftransport) bei beiden Niederschlagsformen erheblich differieren. Beispielhaft seien dazu die Verhältnisse im namibischen „Winterregengebiet“ (vgl. auch WAIBEL 1922) auf der Tsausvlakte südöstlich von Aus mit dem Sommerregengebiet um Palmwag verglichen (Tab. 1). Beide Regimes erhalten im langjährigen Durchschnitt ca. 80-90 Millimeter Regen pro Jahr. Die Distanz zwischen der Tsausvlakte und dem Palmwag-Becken beträgt ca. 820 Kilometer.

	Aus	Palmwag
Koordinaten	26°45' S, 16°20' E	19°50' S, 13°50' E
Entfernung zum Meer	ca. 120 km	ca. 90 km
Höhenlage über NN	ca. 1450 m	ca. 1100 m
Klimatyp nach KÖPPEN (1923)	BWkx'	BWhw
Durchschn. Niederschlag (NS)/Jahr	80-90 mm	80-90 mm
Anteil von Winterregen am NS	50-60 %	5-10 %
Anteil von Sommerregen am NS	40-50 %	90-95 %
Temperatur im Jahresdurchschnitt	< 18°C	> 18°C
maximale Tagesdurchschnittstemperatur im heißesten Monat	32°C	32°C
minimale Tagesdurchschnittstemperatur im kältesten Monat	4°C	9°C
Monate mit über 50 mm NS	< 1	1-2
Niederschlagsvariabilität	50 %	50 %
durschnittl. Anzahl von Regentagen	10-20	10-20
Wind	häufig sehr starke, konstante Winde aus Süd bis Südwest	gelegentlich schwächere Westwinde und im Winter seltener starke Bergwinde aus östlichen Richtungen
Fröste	regelmäßig von Juni bis September	extrem selten
potentielle Evaporation/Jahr	3200 mm	2900 mm
Einzugsgebiet	Arasab/Kubub, endorhëisch	Uniab (zum Atlantik)
Oberflächenabfluß	sehr selten Schichtfluten, hohe Infiltrationskapazität	gelegentlich heftiger Oberflächenabfluß, Infiltrationskapazität gering
Böden	Steppenböden: Cambisols, cambic Arenosols, Leptosols, Regosols, Schaumböden vorkommend	Savannenböden: Lithic Leptosols, vereinzelt Calcisols
Humusform	Mull vorkommend aber Rohhumus dominant	Rohhumus und unmineralisiertes organisches Material
C _{org} - Gehalt im Boden	1-3 %	meist < 1 %
Zonobiom (ZB)	Zono-Ökoton III/II: Übergang vom ariden ZB II zum humido-ariden ZB III; Namaland Domäne des Nama-Karoo-Areals	Zono-Ökoton II/III: Übergang vom tropischen humido-ariden ZB II zum ariden ZB III; Grenzbereich des Sudano-Sambesischen Areals
Vegetationsformation	Sukkulentensteppe	Mopane-Savanne im Übergang zur Halbwüste
Oberflächenbedeckung im Winter	40-85 %	6-10 %
Oberflächenbedeckung im Sommer	20 %	40-70 %
Anteil von Gehölzbedeckung an Gesamtoberfläche	< 1 % (ohne Zwergsträucher)	5 %
Anteil an C ₄ -Gräsern	80-85 %	97-100 %
Anteil an CAM-Pflanzen (Sukkul.)	hoch	sehr niedrig
dominante Lebensform Flora	Chamaephyten	Phanerophyten und Hemikryptophyten

Tabelle 1: Vergleich von Umweltparametern im namibischen Winterregengebiet bei Aus (Tsausvlakte) und im Sommerregengebiet des Palmwag-Beckens. Beide Gebiete gelten als (sub-) arid mit 80-90 mm Niederschlag im Jahresmittel. Klimatische Parameter unterscheiden sich kaum, Landschafts- und Lebensformen dagegen stark.

Die Zusammenstellung von Tabelle 1 zeigt deutlich die gravierenden Unterschiede bei Landschaftsdynamik und Morphomilieu innerhalb Namibias, obwohl im langjährigen Mittel die gleichen Durchschnittsniederschläge verzeichnet werden. Diese Unterschiede werden allein durch das

differierende Niederschlagsregime verursacht. Dies ist eine Konsequenz der geographischen Lage Namibias im Grenzbereich des tropisch-subtropischen Passatsystems zum außertropischen Westwindssystem.

Einige wichtige klimasteuernde Elemente dieses Grenzbereichs sollen hier genannt werden:

1. Namibia liegt im Bereich des relativ stabilen Hochdruckgürtels um den Wendekreis.
2. Dieser Gürtel ist nicht breitenparallel durchgängig, sondern gliedert sich über dem Ozean in zwei großräumige, sehr stationäre Antizyklonen über dem Südatlantik (West-Hoch) und über dem Indischen Ozean südwestlich Madagaskars (Ost-Hoch).
3. Über dem östlichen Südafrika und Moçambique entwickelt sich saisonal ein kontinentales Hochdruckgebiet, das ebenfalls zum subtropischen Hochdruckgürtel gehört.
4. An der Westküste des südlichen Afrikas ist über der Namib häufig im Zusammenhang mit der Aktivität des ozeanischen Benguela-Auftriebssystem ein stabiles Tiefdruckgebiet, der sog. Westküstentrog, ausgebildet.
5. Über dem Kontinent dringt saisonal die innertropische Konvergenzzone (ITC) weit nach Süden vor. Das Kalahari-Hitzetief trägt zur Ausbildung einer sITC im Südsommer bei.
6. Aus den hohen Breiten südlich des Kontinents dringen saisonal weit nach Norden auslenkende Zyklonen des Westwindgürtels vor (vgl. auch DIEM 1977).

Aus diesen Grunddeterminanten folgt bei graduell wechselnder Intensität der Einzelemente theoretisch eine große Fülle möglicher Wetterlagen für Namibia. Für genauere Ausführungen sei auf die zusammenfassende Literatur von TYSON (1986: 121-143) und PRESTON-WHITE & TYSON (1988: 207-249) verwiesen.

Daß diese große Fülle möglicher Wetterlagen häufig nicht zum tragen kommt, sondern über weite Strecken des Jahres ein konstant trockenes Klima herrscht, liegt an dem Faktum, daß insbesondere zwischen Südherbst und Südfrühling (April bis Oktober) relativ stabile Luftdruckverhältnisse vorliegen. Durch die starke Nordverschiebung der ITC im Nordsommer gerät das südwestliche Afrika nämlich weitgehend in eine Position außerhalb des Passateinflusses. Greift der Südostpassat dennoch weit nach Westen durch, so haben sich eventuelle feuchtigkeitsbeladene Luftmassen vom Indischen Ozean in der Regel bereits in den Randstufenhochländern der Kontinentostseite weitgehend abgeregnet und erreichen das Kalahari-Becken als Föhnwinde. In den seltenen Fällen, in denen sie nicht von den äquatornahen Tiefdruckzellen über den Kontinent nach Norden und Nordosten umgelenkt werden, steigen sie als heiße Fallwinde auf der Westseite des Kontinents ab

und werden vom küstennahen Tiefdruckgebiet angesaugt. Das führt zur typischen winterlichen Bergwind-Wetterlage in der Namib (s. Kap. 3.3.4). Niederschläge bringt das nicht.

Zyklonale Auslenkungen des Westwindbereichs erreichen in den allermeisten Jahren nur Südnamibia und sorgen vor allem im Escarpment-Vorland und auf den Hochländern für Winterregen, in Extremfällen bei rückseitigem Zufluß antarktischer Kaltluft auch für Schneefall.

Beispiel für extremen Zykloneinfluß: Im Untersuchungszeitraum wurde Ende Juni 1994 eine extrem weit nach Norden auslenkende Tiefdruckzelle beobachtet, als die Nordspitze der Kaltfront das zentrale Hochland noch erreichte und am 27.06.1994 in Windhoek für Schneefall sorgte. Folgende Einzelbeobachtungen mögen die außergewöhnliche Wetterlage verdeutlichen:

- Kapp's Farm: geschlossene Schneedecke bis 20 cm mächtig um 07.00 Uhr bei -12°C
- Temperatur um 08.00 Uhr in Epukiro (Kalahari): -10°C
- Aris: 2 cm Schneedecke bis auf die Hänge der Auas-Berge bei -10°C
- Helmeringhausen: Schneedecke bis 10 cm mächtig
- Der Theronsbergpaß an der Karoopforte zwischen Ceres und Calvinia (Kapprovinz) wurde bei einer Schneehöhe von 150 cm gesperrt, Lawinengefahr
- Die Tagestemperatur überschritt an diesem Tag in Aus den Nullpunkt nicht. Das Thermometer zeigte um 15.00 Uhr -4°C
- Lüderitz und Keetmanshoop: 7,5 mm Regen
- Swakopmund: 5 mm Regen
- Gobabeb: 2 mm Regen

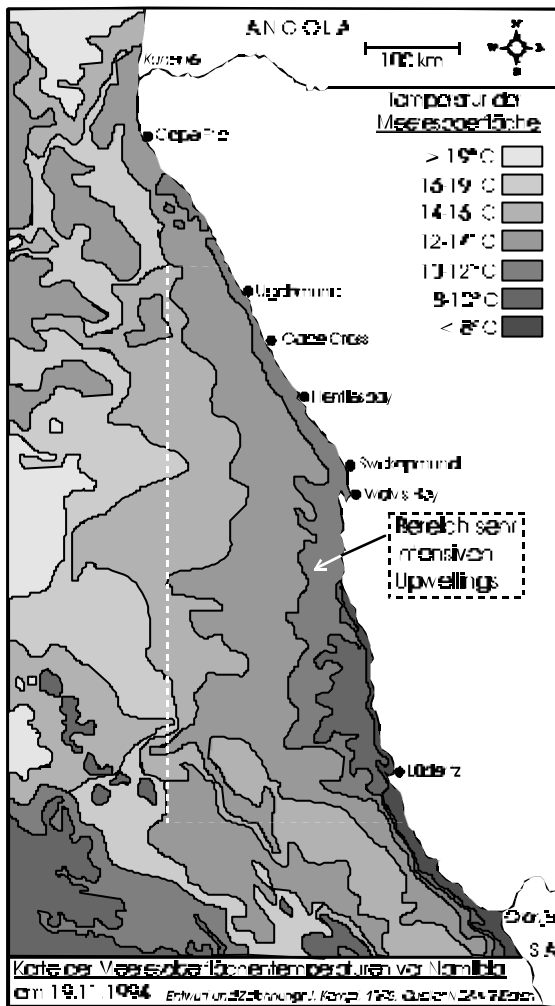
Eine ähnliche Wetterlage wurde zuletzt am 02.07.1982 aufgezeichnet.

Quelle: Eigene Beobachtungen, Berichte von Farmern, Aufzeichnungen des Weather Bureau, Windhoek

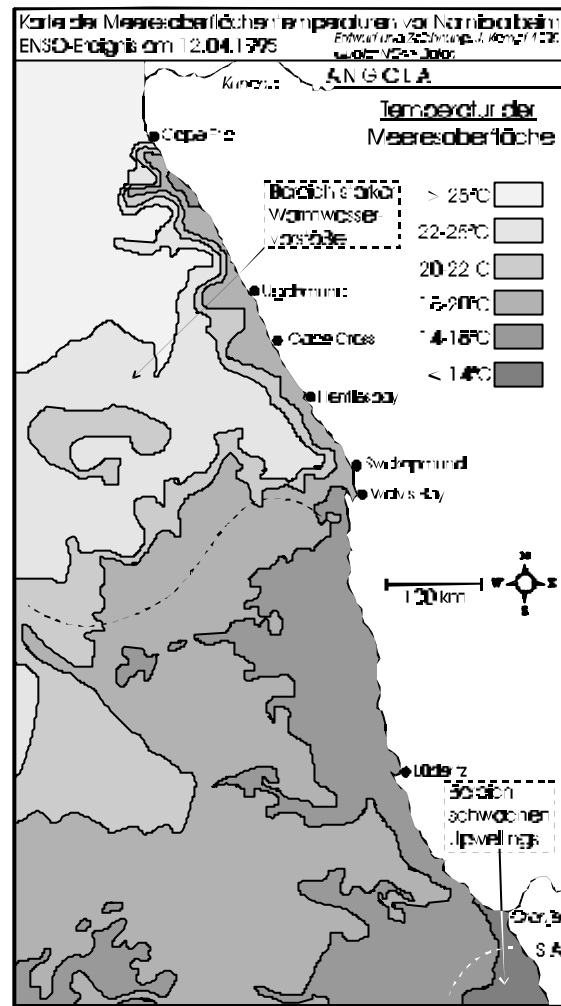
Als regelmäßige Feuchtigkeitsquelle für das Untersuchungsgebiet fallen die zyklonalen Vorstöße aber aus. Gleiches gilt für die südatlantische Antizyklone, deren potentieller Einfluß vom Westküstentrog geblockt wird. Die Ursache für die Ausbildung des stabilen Tiefs wird in den starken Land-Meer-Temperaturgegensätzen gesehen, die vom Benguela-Auftriebssystem (*upwelling*) vor der Namib-Küste verursacht wird. Das kalte antarktische Tiefenwasser führt zu Abkühlung westlicher Luftmassen und verhindert so trotz hoher Feuchtigkeit Aufstieg und Kondensation, während die trockenen kontinentalen Luftmassen aufsteigen können. Durch warme tageszeitliche ablandige Winde, etwa bei Bergwind-Witterung, wird die Stabilität noch verstärkt, so daß sich über dem küstennahen Ozean eine mächtige Inversionsschicht bildet, welche jegliche Konvektion über dem Ozean weiter unterbindet. Diese Inversion kann aufgrund ihres hohen Staubgehalts bei Ostwind noch von der Spitzkoppe und vom Erongo aus wahrgenommen werden. Starke Bergwinde treiben zusätzlich noch das Upwelling an.

Dieser, sich selbst treibende Prozeß wird als Hauptursache für die küstennahe Trockenheit gesehen. Ohne die Blockade würde die Namib vermutlich unter monsonalen Einfluß geraten, der

saisonal aus Südwesten konvektionsfähige feuchte Luftmassen heranführen könnte. Begründet wird dies mit den Witterungsverhältnissen bei schwachem oder zusammenbrechendem Auftriebssystem. In manchen Jahren, so auch von April bis Juni 1995, tritt im Ozean eine (zyklische ?) Südverschiebung der Angola-Benguela-Front auf, was zu einem Warmwassereibbruch durch südwärtiges Vordringen des Angola-Stroms führt. Die Karten 2 und 3 zeigen dieses Phänomen auf der Basis von NOAA-AVHRR-Satellitendaten.



Karte 2: Meeresoberflächentemperaturen im südwestlichen Atlantik unter Normalbedingungen. Starkes Upwelling der Benguela-Strömung vor der namibischen Küste mit Kaltwasser-Filamenten bis ca. 300 Kilometer westlich der Küste. Die Angola-Benguela-Front (ABF) liegt etwa auf der Breite der Kunene-Mündung. Die Wassertemperaturen betragen lediglich bis 12°C vor der Küste Zentral-Namibias und bis 16°C vor Cape Fria. Es bildet sich über den Auftriebszellen eine Inversion aus, die jegliche Konvektion verhindert. An der Küste kommen Nebelbrüche vor, im küstennahen Hinterland fallen keinerlei Niederschläge.



Karte 3: Meeresoberflächentemperaturen im südwestlichen Atlantik während des starken El-Niño-Ereignisses von März bis Juni 1995. Vor der Küste Namibias herrscht kein Upwelling. Statt-dessen sind die Auftriebszellen zusammengebrochen oder weit nach Süden verlagert. Südlich des Oranje zeigt die Karte Ausläufer eines Kaltwasser-auftriebs. Selbst vor Lüderitz herrschen Meerestemperaturen von 16-18°C. Das warme Wasser des Angola-Stroms reicht bis südlich von Walvis Bay. Es ist keine küstennahe Inversionsschicht ausgebildet, was zu starken Niederschlägen im Bereich des küstennahen Hinterlandes und der Randstufe führt.

[Quelle für die NOAA-Daten: Maritime Research Centre, Department of Fisheries, Swakopmund]

Diese Warmwassereinbrüche sind mit ähnlichen Vorgängen im Ostpazifik vergleichbar und werden daher El Niño/Southern Oscillation (ENSO) genannt. Wie im südlichen Ostpazifik gehen sie mit einer Verschiebung der WALKER-Zirkulation einher (PRESTON-WHITE & TYSON 1988: 203). Sie bewirken jeweils durch die Nicht-Ausbildung der Benguela-Inversion eine Veränderung der regionalen Zirkulation, von der hauptsächlich Seewinde betroffen sind (vgl. v. a. SHANNON et al. 1986 und Kap. 3.4).

Beispiel für ein ENSO-Ereignis: Im Untersuchungszeitraum brach von April bis Juni 1995 das Benguela-Auftriebssystem ab etwa der Region Walvis Bay fast vollständig zusammen. Der von Norden vordringende warme Angola-Strom brachte küstennah Wassertemperaturen von 29°C an der Kunene-Mündung, 27°C vor Cape Cross und 26°C vor Swakopmund. Am 11.04.1995 um 23.30 Uhr wurden vor der Omaruru-Mündung noch 24°C gemessen. Die Meeresoberflächentemperaturen lagen im Mittel um 9°C über dem für die Jahreszeit üblichen Durchschnitt. Folgende Beobachtungen aus dem genannten Zeitraum werden berichtet:

- Durch die nährstoffarmen Warmwässer kam es zu einem Aussetzen der Plankton-Produktion, was zum Abwandern von Fischschwärmen und zu einem großen Robbensterben führte.
- Das Westküstentieflagerungssystem verlagerte sich südwärts und förderte so die Zufuhr feuchter monsunaler Luftmassen aus südwestlichen bis nordwestlichen Richtungen.
- Das ehemalige Damaraland etwa ab der Breite des Brandberggebiets geriet dadurch in zonale Klimaeinflüsse, die unter Normalbedingungen denen von der Breite Lubangos und Lobitos (Angola) entsprechen (6 Breitengrade nördlicher).
- Die monsunalen Luftmassen konnten ungehindert aufsteigen und regneten sich vorwiegend im Randstufenbereich des Damaralandes ab.
- In Palmwag wurden 440 mm Niederschlag gemessen, in Warmquelle 510 mm. Insgesamt dürften die Niederschläge in diesem Bereich rund 500 mm und damit 500 % des in dieser Zone üblichen betragen haben.
- Selbst langjährig trockene Riviere erreichten bei mehr als 10 Einzelflutereignissen den Ozean mit Scheitelhöhen von bis zu mehreren Metern.
- Hoanib und Uniab flossen über mehrere Wochen hinweg dauerhaft.
- Riviere wie der Hoarusib, Khumib, Sechomib und Nadas, deren Lauf normalerweise von breiten Dünegürteln blockiert ist, durchbrachen die Barrieren und transportierten riesige Sedimentmassen ins Meer.

Die Gebiete östlich der Randstufenhochländer waren von den geschilderten Wetterlagen nicht betroffen. Stationen im Einflußbereich der Kalahari-Sommerkonvektion verzeichneten eher unterdurchschnittliche Niederschläge im Spätsommer und Herbst 1995.

Quelle: Eigene Beobachtungen, Informationen von A. LÜCK, Department of Water Affairs

Vergleichbare Witterungseinflüsse, die auf ENSO-Ereignisse zurückzuführen sind (oder ihre Auswirkungen) wurden seit Beginn der Aufzeichnungen mehrfach festgestellt (SCHENCK 1901, BORN 1930, LOGAN 1960, DEVEREUX et al. 1993). ARNTZ & FAHRBACH (1991: 46) nennen die Jahre 1934, 1963, und 1984 mit sehr starken „Benguela-Niños“ und führen Anomalien

geringerer Intensität in 1909/10, 1923/24, 1937, 1949/50 und 1972-74 auf. Zusammen mit 1995 ergeben sich im 20. Jahrhundert also 9 ENSO-Ereignisse vor der südwestafrikanischen Küste. Nach WALTER (1936: 610) und GELLERT (1950: 229) spiegelt sich dieser 9- bis 11-Jahreszyklus auch im Dickenwachstum von bestimmten Baumarten (vor allem *Acacia erioloba*) wieder. Statistisch gesehen wären die nächsten weiträumigen Namib-Regenfälle mit kontinentaler Dürre etwa in den Jahren 2004 bis 2007 zu erwarten. Parallel zu den ENSO-Fluktuationen wurde von TYSON (1980) eine „Quasi-20-Jahres-Oszillation“ (*Quasi Biennial Oscillation*, QBO) festgestellt, die sich zwar überwiegend an der Ostküste des südlichen Afrikas auswirken soll, sich aber mit dem 10-Jahreszyklus der ENSO überlagern kann (vgl. auch JURY & PATHACK 1993). Hierauf kann allerdings nicht weiter eingegangen werden.

Durch das Modell der WALKER-Zirkulation (vgl. PRESTON-WHITE & TYSON 1988: 202ff) ist der Effekt der Hinterland-Trockenheit bei ENSO-Ereignissen erklärbar. Vereinfacht ist dabei der absteigende Ast der südatlantischen WALKER-Zelle vom küstennahen Ozean auf den Kontinent verschoben, was die Ausbildung eines kontinentalen Hitzetiefs über der Kalahari unterdrückt und so einer Konvektion entgegenwirkt. Die entsprechenden Konvektionsbereiche sind dann an die Ostküste des südlichen Afrikas oder auf den Indischen Ozean verlagert (vgl. JURY & PATHACK 1993 und OLIVIER & VAN RENSBURG 1995). Die Ursache solcher Verschiebungen liegt wahrscheinlich in großräumigen Telekonnexionen des WALKER-Systems im Zusammenhang mit dem globalen Strahlungshaushalt. Es sei bei der Diskussion auf die El-Niño-Literatur und auf TYSON (1969, 1986) verwiesen. Auswirkungen auf Namibia von ENSO-Ereignissen werden in HUTCHINSON (1995), DEVEREUX et al. (1993), LEUSNER (1937) u. a. geschildert.

Das Zusammenbrechen der Benguela-Zirkulation vor Walvis Bay und die damit verbundenen Witterungseinflüsse stellen im rezenten Klima eine (zyklische?) Anomalie dar. Diese Anomalie deutet, da bei allen nachgewiesenen ENSO-Ereignissen quasi über Deckungsgleichheit bei Wirkungsphänomenen berichtet wird, mit relativ hoher Sicherheit an, welche Auswirkungen die Sommerzirkulation bei Nicht-Existenz des Benguela-Upwellings haben könnte. Demnach sind bei Phasen, in denen dauerhaft kein Upwelling vorhanden, das Upwelling abgeschwächt oder weit nach Süden verlagert war, hohe ganzjährige oder zumindest Sommer- bis Herbstniederschläge im Randstufenbereich und Randstufenvorland zu vermuten. Gleichzeitig dürfte im Hinterland und in der Kalahari eher mit trockeneren Verhältnissen als heute zu rechnen sein (zumindest unter der Prämisse, die WALKER-Zirkulation existiert in solchen Phasen in ähnlicher Weise).

Extrapoliert man die heutigen atmosphärischen Verhältnisse in die Vergangenheit, so kann für die Betrachtung des namibischen Raums die Lage und Intensität des Benguela-Systems als Indikator für die Position der entsprechenden WALKER-Zelle dienen. Es ist also von Bedeutung, die Intensität des Upwellings in anderen Zeitaltern als heute zu kennen. Als Extrema seien die Verhältnisse zu den nordhemisphärischen Glazialzeiten genannt. So haben z. B. MORLEY & HAYS (1979) im Südatlantik die Verteilung von klimatypischen Radiolarien untersucht und daraus Rückschlüsse auf Paläotemperaturen der Meeresoberfläche gezogen. Aus den Ergebnisse postulieren sie ein nordwärtiges Vordringen der antarktischen Kaltwasserfront im letzten Hochglazial (18.000 BP) und eine Intensivierung von ozeanischer und atmosphärischer Zirkulation (verstärkte Winde, verstärktes Upwelling). Daraus wäre auf stärkere Aridität im küstennahen Bereich und/oder eine Nordverschiebung der Zone von Winterregeneinflüssen zu schließen.

RUST (1981) kritisiert dieses Postulat aufgrund terrestrischer Befunde, die im selben Zeitraum auf höhere Feuchte in denjenigen Gebieten hindeuten, welche heute weniger als 500 mm Jahresniederschlag erhalten. Als Belege nennt er ^{14}C -datierte Bildungen von Calcretes, Höhlensintern, fluvialen Sedimenten und Seen. Allerdings wird nach GEYH (1995) die Validität der meisten Carbonatdatierungen heute bezweifelt, so daß die Erkenntnisse von MORLEY & HAYS (1979) und den darauf aufbauenden Forschungen (vgl. auch Kap. 4.1) durchaus bedeutsam sein können. Es besteht aber auch die Möglichkeit, Hypothesen zu formulieren, die klimatisch den beiden an sich kontraproduktiven Resultaten (Hochglazial eher trockener als heute oder eher feuchter?) Rechnung trägt:

Hypothese 1: Bei den von RUST (1981: 163) genannten Befunden aus der Zeit von 19.000 bis 13.000 BP, die auf erhöhte Grundfeuchte im Namib-Pränamib-Bereich hindeuten, handelt es sich (vorausgesetzt die Datierung kann akzeptiert werden) um Ausprägungen, die auf eine nordwärts verschobene Winterregenzone zurückzuführen sind. Bei niedrigem Meeresspiegelstand kann küstennah trotzdem starke Aridität geherrscht haben.

Hypothese 2: Die Auslenkungen der Paläoklimakurve können nicht an Meeresspiegelhoch- oder -tiefstandsphasen geknüpft werden, sondern sind „dynamischer“ zu interpretieren, im Sinne von Transgressions- und Regressionsphasen. Bei einer Assoziierung von Regressionsphasen mit zunehmender Trockenheit auf dem küstennahen Kontinent und von Transgressionsphasen mit zunehmender Feuchte, sind die sich scheinbar widersprechenden Befunde überraschend deckungsgleich. Der jeweilige Tief- oder Hochstand wäre dann nicht mehr als ein (relativ kurzer) Zeitpunkt, der einen Wandel einleitet, für den aber keine genauen Aussagen getroffen werden können.

Für die Verifizierung von Hypothese 2 ist zu prüfen, ob ozeanische Befunde in Kombination mit der Küstengeomorphologie (z. B. Terrassenabfolgen) mit Milieuaussagen aus dem Hinterland sinnvoll

argumentativ verbunden werden können. Eine der grundsätzlichen Fragen lautet denn auch: Können die Etablierung des Benguela-Upwellings und seine Schwankungen in verschiedenen Regionen Namibias geomorphologisch belegt werden?

Die Etablierung des Benguela-Upwellings erfolgte nach SIESSER (1980) erstmals im Endmiozän bis Frühpliozän (s. Kap. 4.1.1), allerdings vermutlich nicht mit der heutigen Intensität. Dies geht aus der nachgewiesenermaßen höheren organischen Produktion in Bohrkernschichten des entsprechenden Alters hervor (nach SIESSER 1980, höher als im Mittelmiozän, aber nur etwa 20% der heutigen Produktion). Im Verlauf von Pliozän und Pleistozän sind mehrere Schwankungen in der Upwelling-Intensität dokumentiert, die aber möglicherweise auch auf räumliche Verlagerung von Auftriebszellen hindeuten können (vgl. DINGLE et al. 1983, DIESTER-HAAS 1987, u. a.). Gleichzeitig schwankt die Oberflächentemperatur des südlichen (zirkumantarktischen) Ozeans (SHACKLETON & KENNET 1975, MORLEY & HAYS 1979, u. a.). Außerdem muß das Upwelling stets im Zusammenhang mit den weltweiten Meeresspiegelschwankungen betrachtet werden, weil untermeerische Schwellen, v. a. die Walvis-Schwelle, die Position der Zellen und den Verlauf der Strömung beeinflussen können (DIESTER-HAAS 1987: 66). Alle diese Schwankungen sprechen gegen eine Persistenz des heutigen Klimaregimes im südwestlichen Afrika seit dem Neogen.

Zur Begründung: Die meisten dieser Autoren (vgl. Diskussion bei WILKINSON 1990: 20ff) verknüpfen die stetigen Südwestwinde vor Afrikas Südwestküste als eigentlichen „Antrieb“ der Benguela-Strömung mit der Existenz und Lage der Antizyklonen im subtropischen Hochdruckgürtel. Aus der Existenz der Paläo-Benguela-Strömung wird deshalb aktualistisch auf die frühere Existenz der heutigen Luftdruckverhältnisse geschlossen. Eine veränderte Benguela-Strömung wäre, dieser Argumentation folgend, demnach als Indiz für andere Luftdruckverhältnisse zu werten (vgl. auch GUILCHER 1982).

Die Komplexität des Zusammenspiels aller 6 o. g. „Grunddeterminanten“, die wie anhand der geschilderten Extremwetterlagen gezeigt, zur hohen Klimavariabilität in Namibia führt, läßt folgende Annahme als realistisch erscheinen: Die vielen aus den Witterungen theoretisch ableitbaren Klimate verursachen bei den endtertiären und quartären Schwankungen auch erhebliche Auslenkungen zur feuchten Seite. Letztere wären unter aktualistischen Gesichtspunkten genau dann zu erwarten, wenn (1) - wie beim ENSO-Ereignis - durch Warmwassereinbruch der ozeanische, „monsunale“ Einfluß verstärkt wird, (2) der Einfluß der ITC nach Süden verschoben ist oder (3) der zyklonale Einfluß nach Norden verlagert wird. Möglichkeit (1) würde wohl mit kontinentaler Trockenheit einhergehen und die Möglichkeiten (2) und (3) würden saisonal erhöhte Feuchtigkeit bringen: bei Zykloneinfluß

Winterregen mit Sommer-trockenheit, bei ITC-Einfluß längere Sommerregenzeiten. Humide bis perhumide Verhältnisse in allen Teilen Namibias kann vermutlich nur mit einer Aufhebung der Blockade von Antizyklonaleinfluß, also der Nicht-Existenz des Benguela-Systems einhergehen.

Das Klimasystem über dem südwestlichen Afrika muß aber nicht nur als komplexes Wirkungsgefüge von unterschiedlichen Determinanten gesehen werden, sondern kann unter Beachtung derselben auch auf die Grundmuster „ozeanischer Einfluß“ und „Kontinentalität“ reduziert werden. Unter aktuellen Bedingungen bewirkt der kontinentale Einfluß im jahreszeitlichen Verlauf Sommerregen und Winter-trockenheit. Dieses kontinentale System (im folgenden mit „K“ bezeichnet) beeinflusst vorwiegend das Innere des südlichen Afrikas mit einer graduellen Abnahme zu den Küsten hin. Erklärt wird dies durch die sommerliche Auslenkung der äquatorialen Tiefdruckzone über dem Kontinent.

Dem gegenüber steht der ozeanische Einfluß („O“) der küstennahen Bereiche - in Namibia also der (weiter gefaßten) Namib. Dieser ist (vereinfacht) bimodal zu verstehen: (1) bei Zyklonaleinfluß Winterregen und Sommertrockenheit („OZ“), (2) bei Antizyklonaleinfluß („OA“) Regen zu allen Jahreszeiten möglich, mit Spitzen im Sommer und Herbst („Monsun“). Variante (2), Antizyklonaleinfluß, wird im aktuellen Klima durch die Aktivität des Benguela-Systems geblockt und kommt demnach nur bei (zyklischen?) ENSO-Ereignissen zum tragen. Daraus ergibt sich eine vereinfachte Systemmatrix, aus der die Grundmuster des variablen Klimasystems in Namibia erklärt werden können (Tabelle 2):

Einfluß	Abk.	Sommer	Winter	gradueller Abnahme
kontinental	K	Regen	Trockenheit	E-W bzw. NE-SW
ozeanisch-zyklonal	OZ	Trockenheit	Regen	SW-NE bzw. S-N
ozeanisch-antizyklonal	OA	Regen	Regen (?)	W-E bzw. NW-SE

Tabelle 2: Einfache Systemmatrix der klimabestimmenden Einflüsse in Namibia mit Angabe der Abnahme-Gradienten

Alle Geostandorte Namibias zeigen eine graduell unterschiedliche Verteilung dieser drei Einflüsse und können in einem Dreiecksdiagramm zumindest relativ eingeordnet werden (Abb. 3).

Eine absolute Zuordnung ist nur schwer möglich, da als einziges leicht meßbares Kontrollkriterium der Zeitpunkt bestimmter Niederschlagsmengen (Sommer, Winter) bzw. der jeweilige Anteil am Gesamtnieder-schlag in Frage kommt. Der Anteil

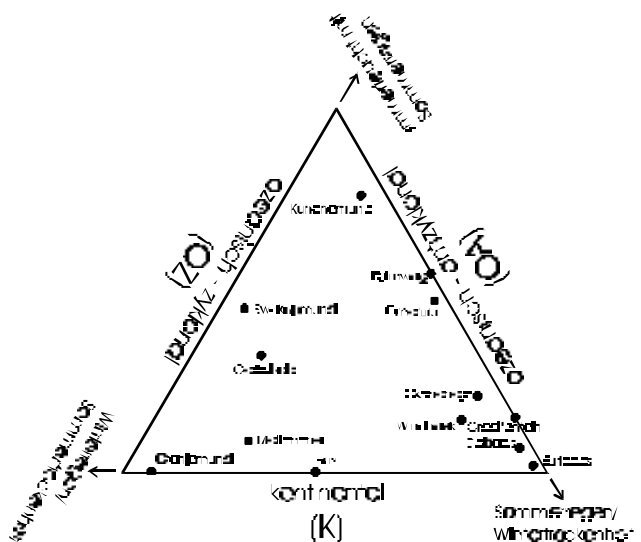


Abbildung 3: Relative klimatische Position verschiedener Geostandorte in Namibia

an antizyklonal-ozeanischem Niederschlag geht dabei rezent gegen Null, weil die Benguela-Zirkulation solche Niederschläge weitgehend verhindert (zumindest in Zentral-Namibia). Weiter nördlich, etwa ab dem Kunene, muß mit einem saisonal höheren Anteil von OA-Regen gerechnet werden (kein Upwelling), während vom Wendekreis aus nach Süden der Anteil von OZ-Regen zunimmt.

In den Breiten um den Wendekreis, also im Untersuchungsgebiet, ist eine Besonderheit festzustellen. Dort nimmt der OA-Einfluß von der Küste her zunächst ab, dann ab einer Höhenlage von ca. 800-1000 m wieder leicht zu. Das ist dadurch zu erklären, daß der Einfluß der Benguela-Inversion ab einer bestimmten Höhe schwächer zu werden scheint, so daß feuchte Luft von antizyklonalen westlichen Winden aus dem zentralen Südatlantik (außerhalb des Upwelling-Bereichs) per Ferntransport über der Inversion zum Hochland transportiert wird. Solche OA-Wetterlagen wurden im Untersuchungszeitraum auf dem Hochland häufig beobachtet. Sie manifestieren sich in kontinuierlich starken und kühlen Westwinden, die oft bis weit in die Kalahari hineinreichen. Sie werden nicht durch zyklonale Westströmungen mit Frontdurchgängen verursacht, wie der Winterregen in Südnamibia. Charakteristisch sind Westwindstaubstürme in der Usakos-Karibib-Omaruru-Region mit und ohne Hochnebelvorstoß. Gelegentlich kommt es zu weiterer Konvektion am Hochlandsscheitel mit typischem kühlen Landregen im Frühjahr oder Herbst, seltener im Sommer:

Einige Beispiele für typischen OA-Einfluß im zentralen Hochland:

- 24.07.1994: stürmische, kühle Höhenwestwinde (ab ca. 600 m Höhe) während des Erkundungsflugs Gobabis-Swakopmund-Gobabis, Staubstürme, entwurzelte Gehölze, Wellblech-hütte auf Flughafen Gobabis vom Wind umgeworfen. Im küstennahen Bereich (Swakopmund) dagegen kühl aber fast windstill, kein Nebel; Brandberg über 1500 m Höhe dicht in Wolken verhüllt, Windhoek feucht-kühl, kein Regen.
- 28.01.1995: dauerhaft kühler Westwindeinbruch mit leichtem Nieselregen in der Omaruru-Region.
- 17.02.1995: kühler Westwindeinbruch in Windhoek mit 14-16 mm Nieselregen, schwaches Abkommen des Klein-Windhoek Riviers.
- 17.09.-19.09.1995: dauerhaft kühler Westwind stößt auf dem zentralen Hochland auf warme östliche Luftmassen. Vereinzelt leichte Gewitter bei Windhoek, gefolgt von anhaltendem Nieselregen (18 mm am 17.09.).
- 12.10.1995: starke kühle Westwinde mit Staubsturm und nachfolgendem Hochnebel bei Usakos.
- 17.10.1996: heftige dauerhafte Westwinde zwischen Namibrand (ca. 30 km westlich von Usakos) und Wilhelmsthal, starker Starker Staubsturm zwischen Usakos und Karibib.

Quelle: eigene Beobachtungen

In den Sommermonaten kommen solche ozeanischen Einflüsse ebenfalls vor, wobei oft Wolken aus westlichen bis nordwestlichen Richtungen herangeführt werden. Sie bringen aber nur selten Niederschläge und werden auf dem östlichen Hochland oder der Kalahari aufgelöst (*Alto cumulus*

lenticularis-Wolken). Insgesamt sind diese Wetterlagen aber höchstens in etwa 5 % des Jahres zu beobachten. Sie scheinen aber, wenn sie auftreten durchaus stabil und über evtl. mehrere Tage anzudauern. Noch geringer ist ihr Beitrag zum rezenten jährlichen Gesamtniederschlag einzuschätzen. Im Falle der Nicht-Existenz der Benguela-Blockade dürften diese Einflüsse auch im Hochland sehr wirkungsvoll auftreten.

Der Hauptteil der Niederschläge von der zentralen Kalahari bis zum Namibrand, fällt als sommerlicher Zenitalregen bei schweren Gewitterstürmen. Dies ist den Ausläufern des sommerlichen kontinentalen Hitzetiefs im Zentrum des südlichen Afrikas zuzuschreiben und wird deswegen als K-Regen bezeichnet. Charakteristisch sind die hohen Niederschlagsintensitäten. So erhielt zum Beispiel Tsu-meb am 10.03.1995 innerhalb von 45 Minuten 149 mm Regen (KEMPF 1998: 14). Typisch sind Anfangsintensitäten von ca. 20 mm in den ersten 15 Minuten des Gewittersturms (Kap. 3.3.3).

Der kontinentale Einfluß nimmt in Namibia zur Küste hin ab. Trockenzeitlich ist er auf die östlichen bis nordöstlichen Bergwinde beschränkt, die sehr hohe Windgeschwindigkeiten erreichen. Vor allem im August und September haben Bergwinde auch Auswirkungen auf das Klima an der Küste. Paradoxerweise sind sie als heiße Fallwinde (Föhn) nach trockenadiabatischem Abstieg ausgerechnet im Südwinter für die höchsten Tagesmitteltemperaturen des Jahres verantwortlich (z. B. Swakopmund 40°C gemessen am 23.06.1993 bei sehr starkem konstantem Ostwind; transportierte Kornfraktion bis Grobsand).

Mit Hilfe der Reduktion auf drei klimabestimmende Determinanten können einfache paläoklimatische Szenarien entwickelt werden. Dabei wird davon ausgegangen, daß sich die kontinentalen, ozeanisch-zyklonalen und ozeanisch-antizyklonalen Einflüsse gemäß den aus den aktuellen Witterungen abgeleiteten Determinanten entwickeln. Demnach ist z. B. kaum denkbar, daß bei Nicht-Existenz einer Benguela-Inversion immerwährende küstennahe Aridität herrscht, sondern daß dann der antizyklonal-ozeanische Einfluß (als Monsun?) voll zur Geltung kommt, da von der südatlantischen Hochdruckzelle zumindest jahreszeitlich ungehindert feuchte Luftmassen zugeführt werden können und die Konvektion nicht unterbunden wird.

Ähnliches gilt für eine zonale Nordverschiebung des Westwindgürtels, wie er von zahlreichen Autoren für das Pleistozän angenommen wird. Dann würde die Bedeutung des zyklonalen Winterregeneinflusses vermutlich erheblich ansteigen, weil häufiger Tiefdruckgebiete die niedrigeren Breiten erreichen würden. Das Niederschlagsregime würde sich dann aber sicher erheblich ändern. Der kontinentale Tiefdruckeinfluß mit seinen Sommerregen wäre dann vermutlich abgeschwächt, oder aber die Temperaturgegensätze auf dem Hochland verstärkt.

Die Position der aktuellen Geostandorte ist also für beide paläoklimatischen Szenarien zu verschieben (Abb. 4a und Abb. 4b):

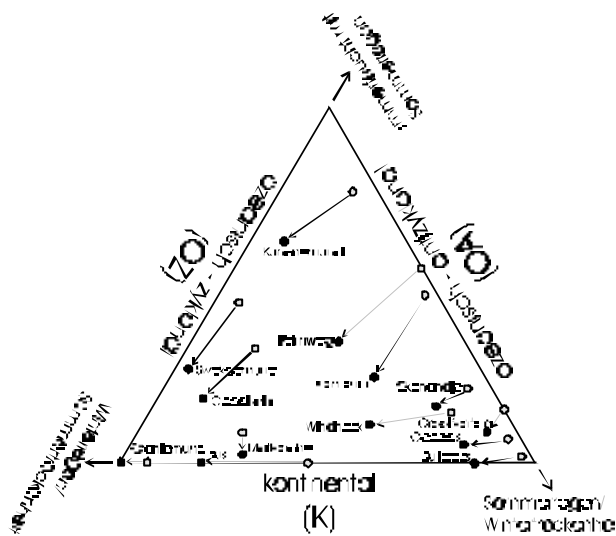


Abbildung 4a: Paläoklimatisches Szenarium 1. Dargestellt ist die relative klimatische Position verschiedener Geostandorte in Namibia bei verstärktem Zykloneinfluß in Bezug zur aktuellen Position (vgl. Abb. 2, S. 37).

Der erhöhte Winterregeneinfluß führt bei küstennahen Stationen zu einer stärkeren Verschiebung in Richtung ozeanisches Klima als bei den kontinentalen, aber vermutlich werden auch letztere häufigere Winterregen erhalten als rezent.

Besonders schwierig ist der Ausfall der Benguela-Zirkulation zu beurteilen, da ja hier keine leicht kalkulierbare zonale Verschiebung zugrundeliegt, sondern die hypothetische Annahme, daß das Klima ungefähr in der Art ausgeprägt ist, wie rezent bei ENSO-Witterung. Dies mag ein Dimensionsproblem darstellen, bildet aber wohl die einzige Möglichkeit, überhaupt Aussagen über Paläoklimate derartiger Determinanten zu begründen.

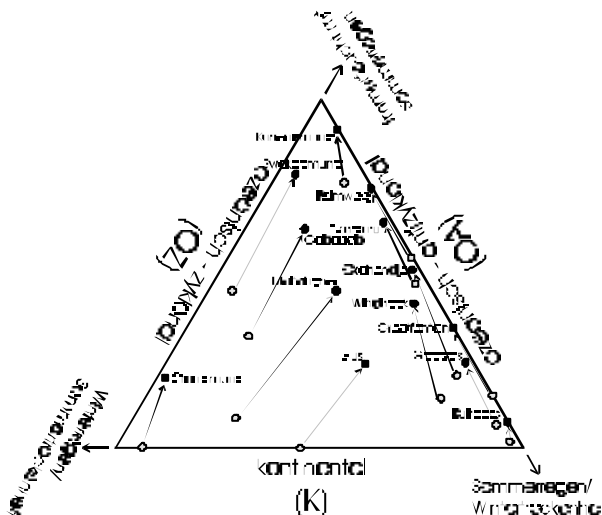


Abbildung 4b: Paläoklimatisches Szenarium 2. Dargestellt ist die relative klimatische Position verschiedener Geostandorte in Namibia bei verstärktem Antizykloneinfluß infolge einer Abschwächung oder des Zusammenbruchs der Benguela-Zirkulation. Auch bei diesem Szenarium ist Bezug zum aktuellen Klima herzustellen (Abb. 2, S. 37).

Bei den küstennahen Stationen nimmt der kontinentale Einfluß in stärkerem Maße ab als bei den aktuellen Gradienten. Vermutlich ist dann ein Hauptteil aller Niederschläge auf ozeanische Einflüsse zurückzuführen, auch bei ausgesprochen kontinental geprägten Stationen.

Mit Unterstützung der Matrix von Tab. 2 lassen sich auch Annahmen zu anderen Szenarien begründen. Auch folgendes Szenarium könnte mit gewisser Wahrscheinlichkeit im Pleistozän zugefallen sein: Starkes Benguela-Upwelling bei weit nach Westen verschobener Küstenlinie. Dabei wäre auf stärkere Kontinentalität der Hinterlandsstationen zu schließen, wodurch auch das zentrale Hochland und evtl. sogar das Randstufenvorland mehr zenitale Sommerniederschläge als rezent

erhalten haben könnte. Darauf ist zu schließen, weil die Entwicklung des Kalahari-Hitzetiefs dann gefördert würde. Dadurch würde das Passatsystem im Sommer stabilisiert und die ITC könnte über dem Kontinent evtl. weiter nach Süden auslenken.

Die Ausführungen dieses Kapitels haben gezeigt, daß in Namibia mehrere Grundwetterlagen mit unterschiedlichen Varietäten vorkommen und daß diese nicht allein vom ozeanischen Benguela-Auftriebssystem bestimmt werden. Vielmehr wirkt letzteres rezent als wichtiger Modifikator und beeinflußt vor allem die küstennahe Zirkulation nachhaltig. Dieser Einfluß wirkt hauptsächlich im Gefüge der WALKER-Zirkulation, indem er den Zustrom feuchter Luftmassen zu den konvektiven Bereichen behindert. Für die Hinterland-Trockenheit ist die Benguela-Strömung nur sekundär verantwortlich. Hier spielt eine wichtige Rolle, daß das Untersuchungsgebiet im Winter oft außerhalb des monsonalen Einflusses liegt und im Sommer außerhalb des zyklonalen.

So können Sommerniederschläge nur vorkommen, wenn die Ausläufer der äquatorialen Tiefdruckzone die Nähe ihrer maximalen Südauslenkung erfahren und diese Ausläufer sich stabilisieren (wichtigste Monate für Zenitalregen: Januar und Februar). Mit wenigen Ausnahmejahren sind Winterniederschläge auf das südliche Namibia beschränkt, da nur wenige Zyklonen weiter nach Norden auslenken.

Als Hypothese folgt: Der relativen Position innerhalb der atmosphärischen Zirkulationssysteme über dem südlichen Afrika kommt hinsichtlich von Morphomilieu und Landschaftsdynamik zumindest die gleiche Bedeutung zu wie der Niederschlagsmenge. Das bedeutet: bei einer Verlagerung der Zirkulationssysteme, wie sie z. B. im Pleistozän mehrfach weltweit angenommen wird, sind auch in Namibia Wandel im Morphomilieu zu erwarten.

Für diese Hypothese der Verlagerung der Milieubedingungen im Pleistozän sprechen auch biologische Indizien. So sieht JÜRGENS (1991: 33) in den Expansions- und Kontraktionszyklen (respektive der Verschiebung von Grenzbereichen) der Florenzonen mögliche Erklärungen für die Evolution von extrazonalen Taxa der südnamibischen Sukkulentenkaroo-Flora. Tatsächlich ist die evolutive Entwicklung dieses Phänomens kaum anders zu erklären.

Das Untersuchungsgebiet Zentral-Namibia liegt genau zwischen den beiden oben (Tab. 1, S. 29) synoptisch gegenübergestellten Beispielsstationen. Die Verhältnisse im Namib-Randbereich dürften also im wesentlichen zwischen diesen beiden Extrema „pendeln“. Indizien für ehemals stärkeren Zylkonaleinfluß könnten demnach z. B. in Reliktfloraen gesehen werden. Ein höherer Anteil von gut mineralisiertem organischem Material in einem Reliktboden, z. B. unter einem Kolluvium könnte ebenfalls Hinweise auf zonale Verschiebungen bringen.