

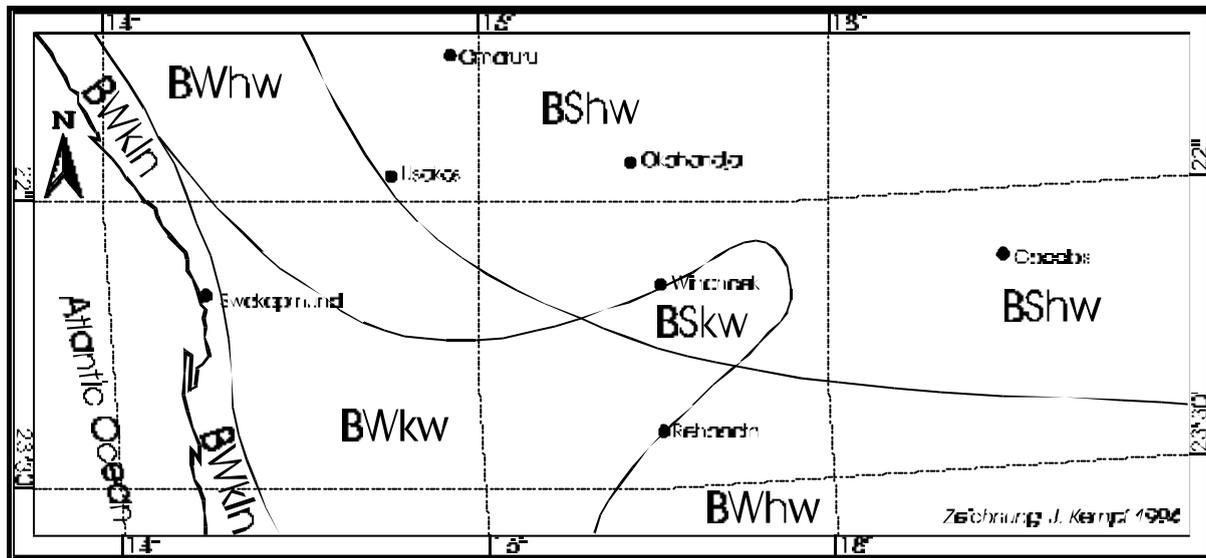
3.3 Charakteristische Parameter des aktuellen Klimas in Zentral-Namibia

Bei der Betrachtung des rezenten Morphomilieus und seiner Ökosysteme im zentral-namibischen Transekt spielen die aktuellen Klimaparameter als Ausdruck der Summe aller atmosphärischen Vorgänge eine tragende Rolle. Diese sind maßgebend für aktuelle Prozesse der Geomorphologie, Verwitterung und Bodenbildung, Stofftransport sowie Flora, Fauna und menschliche Besiedlungsgeschichte. Deshalb folgt hier eine kurze Charakterisierung des aktuellen Klimas anhand seiner meßbaren Parameter. Abgesehen von gelegentlichen Temperatur- und Niederschlagsmessungen wurden keine eigenen Messungen durchgeführt. Die hier vorgestellten Daten beziehen sich auf die Auswertungen verschiedener Landnutzer und des *Department of Water Affairs* sowie des namibischen *Weather Bureau (Department of Transport)* in Windhoek. Die Datenreihen vieler Landnutzer sind dabei oft über Jahrzehnte hinweg so detailliert, daß sie insgesamt einen sehr guten Einblick in die klimatische Situation, insbesondere was die Niederschläge betrifft, ermöglicht.

Eine synoptische Klimatologie Namibias existiert in der Literatur bisher leider nicht. Deshalb wird auch hier auf die umfassenden Studien von WALTER (1940), GELLERT (1955, 1962, 1966), SCHULZE (1969), TYSON (1969, 1980, 1986, 1990) und PRESTON-WHITE & TYSON (1988) verwiesen. Einen Überblick mit zahlreichen Karten gibt der Nationalatlas Namibias (VAN DER MERWE 1983). Daneben liegen einige lokale Studien vor, z. B. von PIKE (1971) für die Kalahari, HÜSER (1976) für den Erongo, BREUNIG (1990) für den Brandberg oder ENGERT (1992 unpubl.) für die Etosha-Region.

Der größte Teil des Untersuchungsraumes wird nach der Klassifikation von KÖPPEN (1923) von den heißen Steppen- bzw. Savannenklimate „BShw“ mit Sommerniederschlägen und einem Jahrestemperatur-Durchschnitt von über 18°C eingenommen (Karte 4). Nur in den höchsten Lagen des Khomas-Hochlands liegt das Temperaturmittel unter 18°C. Dort kommen auch regelmäßig heftige Fröste vor (s. u.). Nach Westen und Süden gehen diese Klimate in die Trocken- oder Wüstenklimate „BWh“ oder „BWk“ über, in denen nur in ein bis zwei Monaten die klimatische Trockengrenze überschritten wird. An der Küste herrschen die charakteristischen Klimatypen der Namib-Nebelwüste vor („BWkln“ mit Jahresdurchschnitt unter 18°C und einer Differenz von 10°-22°C zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Monatsmittel [„J“] sowie regelmäßigen Nebelvorstößen [„n“]). Die Namib-Klimate wurden von BESLER (1972) nochmals untergliedert (Kap. 4.2.1) in die Nebelwüsten-, Nebelwechselwüsten- und Vornamibklimate. Problematisch an der Klassifikation ist, daß von einfachen Parametern ausgegangen wird und dadurch etwa Orte wie

Rehoboth (Becken im Hochlandsbereich mit ca. 250 mm Jahresniederschlag und gelegentlichen Winterfrösten) und Arandis (in der Vollwüste mit ca. 50 mm Jahresniederschlag und absolut frostfrei) in die gleiche Klimazone eingeordnet werden. Ähnliches gilt für Paare wie Usakos und Dordabis oder Khorixas und Gobabis, die sich in klimatischer Ausstattung und Morphomilieu so stark unterscheiden, daß sie eigentlich nicht gleich zu klassifizieren sind.



Karte 4: Klimaregionen in Zentral-Namibia nach KÖPPEN (1923), vgl. VAN DER MERWE (1983: 23).

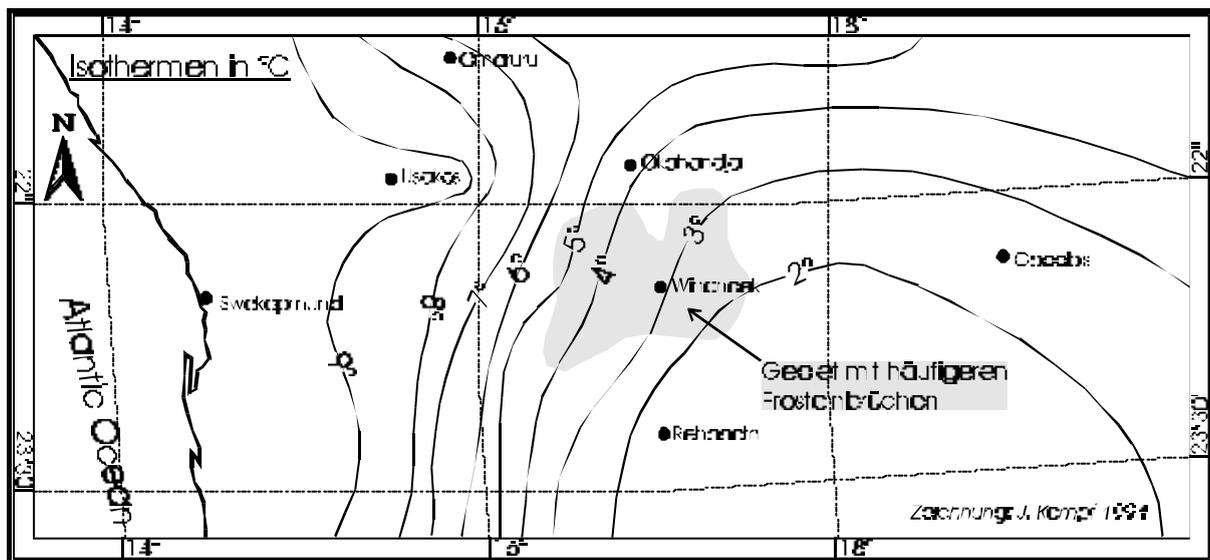
1.3.5 Temperatur

Nach LESER (1982: 89) treten die thermischen Verhältnisse in Namibia nirgendwo als limitierender Faktor auf. Kurze, aber bisweilen starke Nachtfroste bis zu -15°C werden von der Hochland-Vegetation vertragen. Extreme Fröste können aber in manchen Jahren in der Kalahari die Gehölzvegetation schädigen. So verloren während eines Feldaufenthalts in der Epukiro-Region (Mai 1993) bei einem Nachtfrost von -11°C (im Mikroklima) die Gelbholz-Bäume (*Terminalia sericea*) in einer kleinen Senke innerhalb weniger Stunden sämtliche Blätter, während die Vegetation außerhalb der Senke unbeeinflusst schien. Die Grenze für verstärkten Laubfall in der Kalahari liegt also bei ein- oder mehrmaligem Unterschreiten von Temperaturen um -8°C bis -10°C . Das Mikroklima hat also auch in der Kalahari gewisse Auswirkungen auf die organische Produktion und somit auf den Gehalt an mineralisiertem Humus im Boden.

Auf dem Hochland muß Frostsprennung als Verwitterungsprozeß einkalkuliert werden, obwohl die Beteiligung von Wasser gering ist. In manchen Jahren, wie z. B. im Winter 1994, gibt es bis zu 30 Frostwechsel mit relativ hohen Tagestemperaturen. Auch wenn es nicht zu Frost kommt, sind die Schwankungen im Tagesgang der Temperatur enorm. Die Schwankungsbreite kann im Windhoeker

Raum bis über 30°C betragen. Sie nimmt zum ozeanischen Bereich hin ab und mit zunehmender Kontinentalität noch zu. So beträgt zum Beispiel in Gobabis die gemessene absolute Minimaltemperatur -9,9°C und die absolute Maximaltemperatur 40,5°C (vgl. VAN DER MERWE 1983: 18; Schwankungsbreite über 50°C).

In ähnlicher Weise verhält sich der Monatsgang der Temperaturkurve, die in kontinentalen Einflußbereich eine ausgeprägte Saisonalität aufweist (Gobabis: Monatsdurchschnitt im Dezember 25,2°C und im Juli 12,9°C). In Swakopmund schwanken die Monatsmittel dagegen nur um etwa 4°C (14,0°C im August, 18,2°C im Februar).

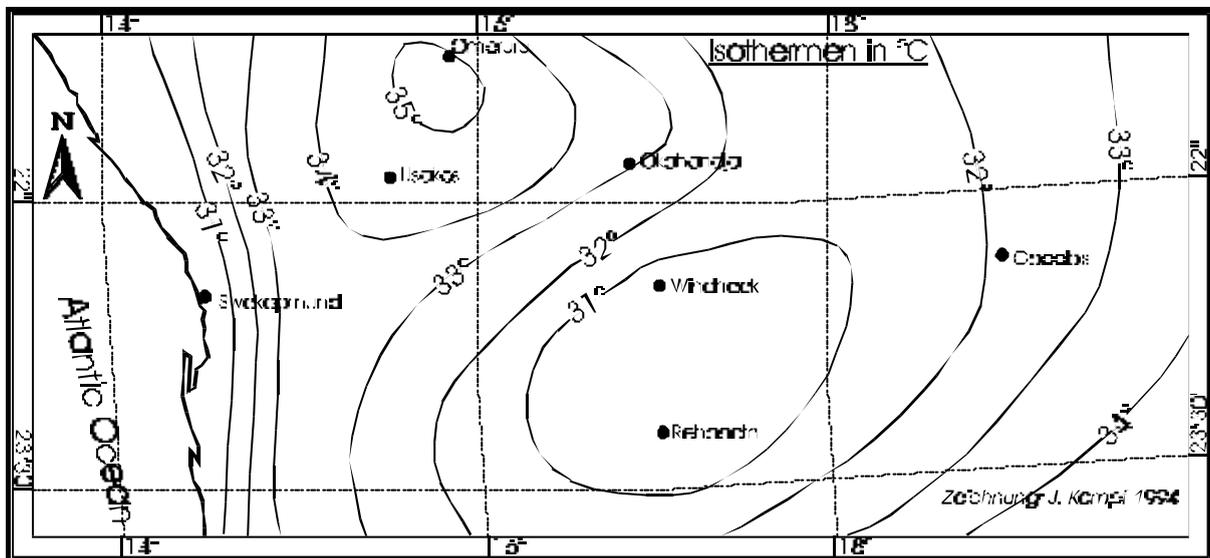


Karte 5: Durchschnittliches Tagesminimum im kältesten Monat in Zentral-Namibia (vgl. VAN DER MERWE 1983: 19). Die Isothermen zeigen eine deutliche Kontinentalität im Hinterland (Kalahari) mit zunehmendem ozeanischem Einfluß an der Küste. Im Bereich der sog. Randstufenlücke reicht der ozeanische Einfluß weit nach Osten. Die höchsten Regionen des Khomas-Hochlands weisen häufigere winterliche Nachtfröste auf.

Das Minimum der Tagesdurchschnittstemperatur beträgt im kältesten Monat (im Hochland Juni und Juli, an der Küste August) in den kontinentaleren Bereichen des östlichen Untersuchungsgebiets unter 2°C (Windhoek ca. 4°C), im ozeanischen Bereich etwa 10°C (Swakopmund ca. 9°C, vgl. Karte 5). An der Küste unterschreiten die tiefsten gemessenen Temperaturen den Gefrierpunkt nur extrem selten (tiefste jemals in Walvis Bay gemessene Temperatur: -3,9°C), während die Höchsttemperaturen 40°C überschreiten können (insbesondere bei Bergwind).

Bei den durchschnittlichen Tagesmaxima wirkt sich zusätzlich zur Kontinentalität die Höhenlage des Geostandorts aus. Insbesondere gilt dies für die heißesten Monate des Jahres. An der Namib-Küste liegt dann das Tagesmaximum durchschnittlich unter 31°C. Es steigt dann von der inneren Namib bis zu 34°C an und nimmt ab dem Bereich der Randstufe und auf dem Hochland wieder auf unter 31°C

ab, ehe ein erneuter Anstieg bis in die innere Kalahari erfolgt (Karte 6). Die Botswana-Grenzstation Buitepos in der Kalahari weist also im heißesten Monat durchschnittlich das gleiche Tagesmaximum auf wie die Namib-Station Gobabeb. Noch stärker sind diese doppelten Gradienten im Bereich der sog. Randstufenlücke, wo bei Omaruru die Tagesmaxima über 35°C betragen.



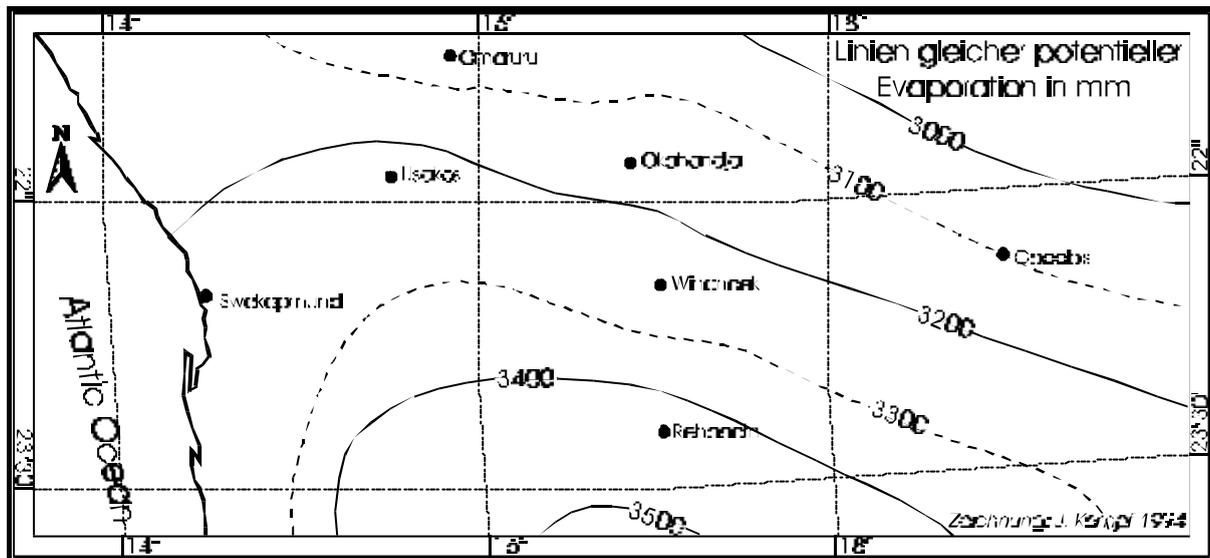
Karte 6: Durchschnittliches Tagesmaximum im heißesten Monat in Namibia (vgl. VAN DER MERWE 1983: 18). Die Kontinentalität kommt hier wesentlich schwächer zur Geltung wie bei den Minimaltemperaturen im kältesten Monat (vgl. Karte 5). Stattdessen spielt die Höhenlage eine gewichtigere Rolle.

Als Trockengebiet hat Namibia naturgemäß in allen Monaten eine lange durchschnittliche Sonnenscheindauer und damit hohe Strahlungsintensität und Energiezufuhr aufzuweisen. Dies wird nur durch die häufigen Nebelbrüche an der Küste modifiziert. Abseits der Küste werden lediglich in den Monaten der Regenzeit die durchschnittlichen Sonnenscheinwerte von ca. 10 Stunden pro Tag unterschritten.

1.3.6 Potentielle Evaporation und Evapotranspiration

Nach den Angaben des Department of Water Affairs (Windhoek) beträgt die potentielle Verdunstung von einer offenen Wasserfläche im Untersuchungsgebiet zwischen 2900 und 3500 mm jährlich (vgl. Karte 7 und Messungen bei LÜCK 1996: 42). Diese hohen Werte können von den Jahresniederschlägen in keiner Weise kompensiert werden. Nur wo der Niederschlag eine einigermaßen perennierende Vegetation ermöglicht (ab etwa 250 mm jährlich) werden diese Werte abgesenkt, so daß von einer etwas niedrigeren Evapotranspiration ausgegangen werden muß. Insgesamt weisen die Werte starke jahreszeitliche Schwankungen auf, mit sommerlichem Maximum

(Oktober bis Januar) und winterlichem Minimum (Mai bis Juli) auf dem Hochland (vgl. ZELLE in BOSS 1953: 8).

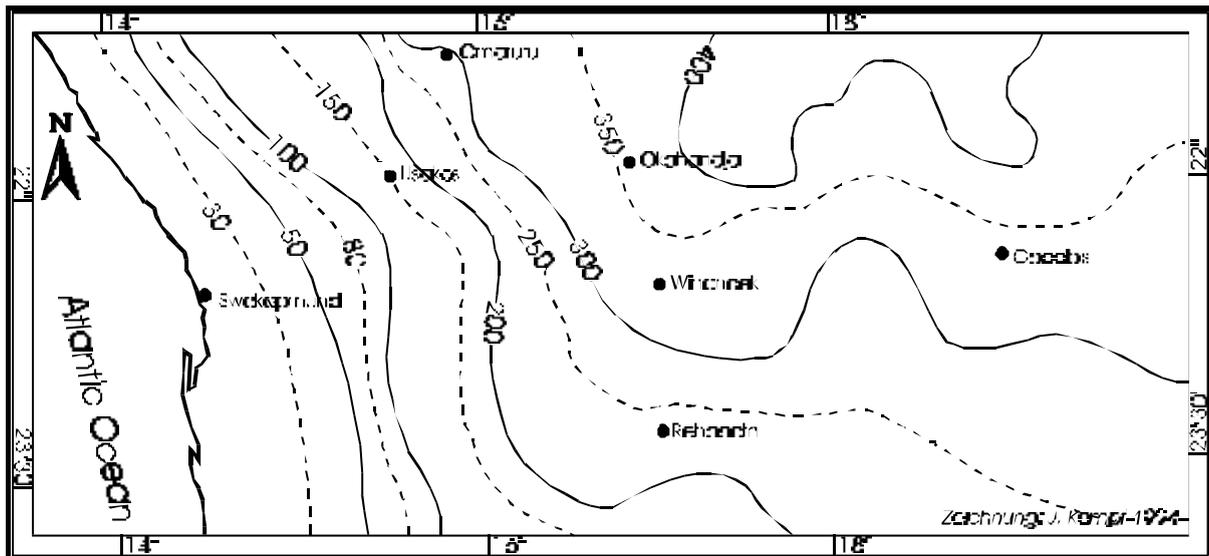


Karte 7: Potentielle Evaporation in Zentral-Namibia (vgl. VAN DER MERWE 1983: 15). Die Karte zeigt eine graduelle Zunahme der Evaporation von NW nach SE.

LÜCK (1997a: 39) ermittelte auf Basis von Class-A-Pan-Messungen des Department of Water Affairs, welche eine potentielle Evapotranspiration von $pETP \geq 3300 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ im Bereich des östlichen Omaruru-Einzugsgebiets ergaben, einen Ariditätsquotienten nach THORNTHWAITE & MATHER (1955) von $r = 5,1$. Daraus wird deutlich, daß nur ein relativ geringer Anteil aller Niederschläge überhaupt als Agens dem Morphomilieu zur Verfügung steht. Da in weiten Teilen des Untersuchungsgebiets Sommerniederschläge vorherrschen, ist die Wirkung der Evapotranspiration noch verstärkt. Zum einen ist die Infiltrationskapazität der Böden für intensive Zenitalregen zu gering, so daß es oft zu Oberflächenabfluß und stehendem Wasser kommt, zum anderen bewirken die hohen Temperaturen nach den Niederschlagsereignissen sofortige Verdunstung. In der Pedosphäre ist deswegen mit ab- und aufsteigenden Bodenwasserströmen zu rechnen.

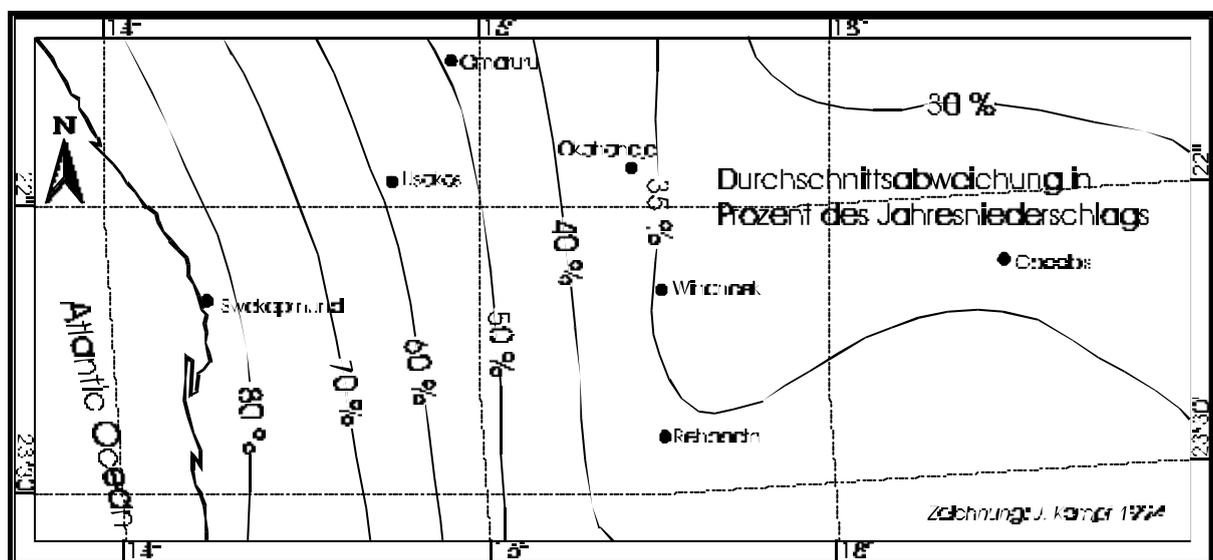
1.3.7 Niederschläge

In den Trockengebieten Namibias kommt dem Faktor Niederschlag besonders hohe Bedeutung zu. Das Untersuchungsgebiet reicht von der vollariden Namib im Westen mit nur wenigen Millimetern Niederschlag pro Jahr (davon das meiste als Nebelfeuchte) bis zur semi-ariden Kalahari mit durchschnittlich bis 450 mm saisonalem Regen. Die Isohyeten verlaufen in der Namib küstenparallel, biegen aber auf dem Hochland etwa ab dem Wendekreis in eine West-Ost-Richtung um (Karte 8).



Karte 8: Durchschnittlicher saisonaler Niederschlag in Zentral-Namibia (verändert nach VAN DER MERWE 1983: 10 und DEPARTMENT OF WATER AFFAIRS 1992).

Damit reichen die Niederschlagsregime von eremäisch (12 Trockenmonate) im Westen über hemoeremäisch in der Prä-Namib (8-11 Trockenmonate) bis zu xerochimienisch (1-8 Trockenmonate im Winter) auf dem Hochland und in der Kalahari. Entsprechend haben sich unterschiedliche Vegetationsformationen ausgebildet, deren Arten gemäß der Niederschlagsgradienten zunehmend an Trockenheit angepasst sind.



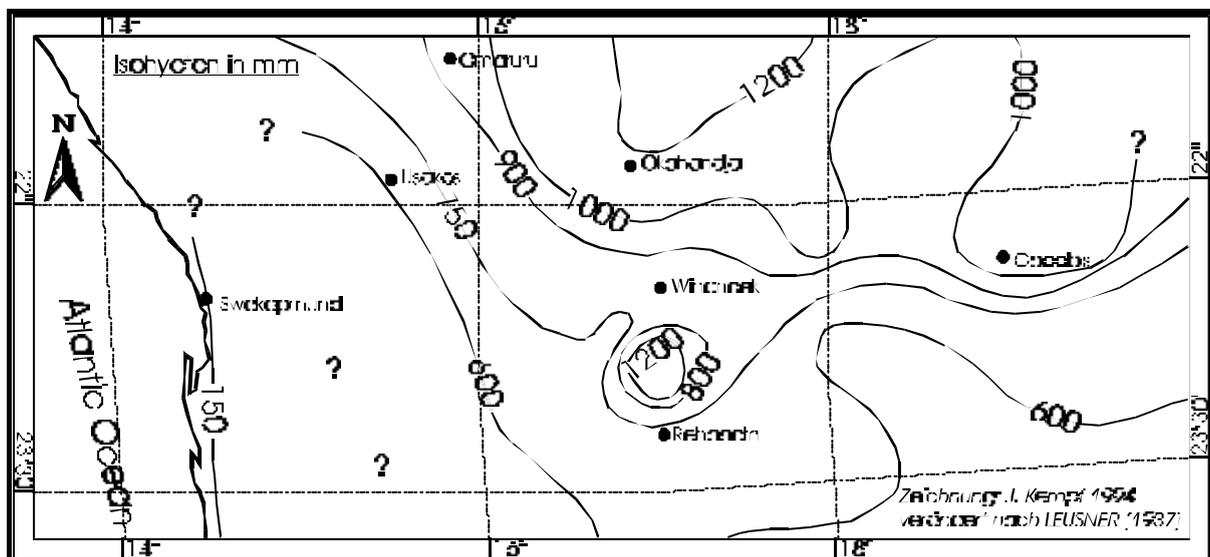
Karte 9: Niederschlagsvariabilität in Zentral-Namibia (vgl. VAN DER MERWE 1983: 12). Mit abnehmendem saisonalen Durchschnittsniederschlag nimmt die Variabilität (Abweichungsprozente vom Jahresdurchschnitt) zu. Diese mittleren Niederschläge sind einer hohen Variabilität unterworfen (Karte 9), das heißt sie weichen mengenmäßig sehr häufig und sehr hoch vom ermittelten statistischen Durchschnitt und auch vom Median ab. Beispielhaft sei dies anhand von Tabelle 3 dargestellt, die für einige Stationen in

Zentral-Namibia mit langjährigen Datenreihen den Durchschnittsniederschlag sowie Jahresminimum und -maximum auflistet (in mm):

Station	Meß-jahre	Jahresdurchschnitt [mm]	minimaler Jahresniederschlag	maximaler Jahresniederschlag
Swakopmund	95	15,8	0,0	158,9
Gobabeb	30	19,1	0,3	107,3
Usakos	51	145,5	20,5	367,1
Otjimbingue	82	166,7	36,6	809,6
Okahandja	104	359,0	138,1	1108,9
Rehoboth	112	244,1	43,5	716,4
Windhoek	108	365,9	112,0	763,8
Gobabis	96	369,1	124,3	1036,0

Tabelle 3: Durchschnittswerte des Niederschlags (nur komplette Meßjahre) und absolute Abweichungen (trockenste und feuchteste Jahressummen). [Quelle: Weather Bureau, Windhoek]

Die hohe Niederschlagsvariabilität hat zur Folge, daß das saisonale Wasserangebot extremen Schwankungen unterliegt und somit kein typisches Jahr oder „Normaljahr“ definiert werden kann. Besonders deutlich wird dies anhand von Karte 10, die den Isohyetenverlauf in einem extremen Feuchtjahr darstellt (vgl. Karte 8). In der Regenzeit 1933/34 trafen starke zenitale Niederschläge und starke ozeanisch-antizyklonale Niederschläge zusammen.



Karte 10: Isohyeten der extremen Regenzeit 1933/34 in Zentral-Namibia (verändert nach LEUSNER 1937: 423). In allen Regionen wurde der Jahresdurchschnittsniederschlag um über 200% überschritten, in der Namib teilweise sogar um 1000%.

In dieser Regenzeit kamen alle Riviere des Untersuchungsgebiets in mehreren Wellen über Monate hinweg kontinuierlich ab. Der Strand vor der Swakopmündung wurde um über 500 Meter nach

Westen verschoben, so daß die Swakopmunder Landungsbrücke mehrere Monate komplett auf dem Festland stand. Erst 1937 erreichte der Ozean wieder die Strandlinie von 1933 (vgl. STENGEL 1976). Solche extremen Überschreitungen des Mittelwertes sind aber sehr selten. An den meisten Niederschlagsmeßstationen östlich der 150-mm-Isohyete wird das langjährige Mittel in 80 bis 90 % aller Meßjahre um mehr als 10% verfehlt 10% Plus oder Minus gilt als Stabilitätsindiz in der Ökosystementwicklung, vgl. KEMPF 1994, 1988:13). Das bedeutet, daß das errechnete Mittel keinen aussagekräftigen Wert bildet, was die Niederschlagservartung betrifft. In den meisten dieser Jahre (je nach Station 60-70%) wird der Mittelwert erheblich unterschritten, jedes dritte bis vierte Jahr gilt als mehr oder weniger starkes Dürrejahr (Abb. 5).

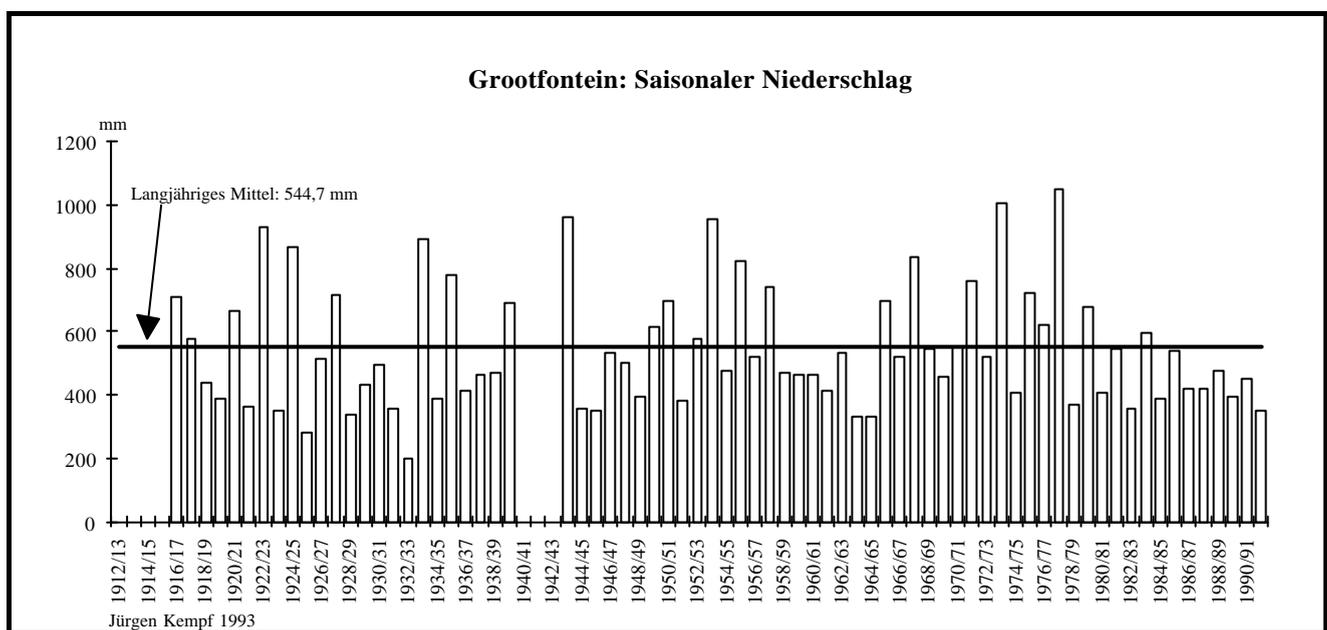


Abbildung 5: Langjähriger saisonaler Niederschlag, Station Grootfontein (Datenquelle: *Weather Bureau, Department of Transport, Windhoek*). In den meisten Jahren wird das Mittel deutlich unterschritten, in wenigen Jahren deutlich überschritten und in nur etwa 10% aller Jahre +/-10% erreicht.

Für die Ökosystementwicklung ist vor allem die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge von Bedeutung. So kann der Verlauf der Regenzeit die Ausbildung der Vegetation und damit auch die Morphodynamik nachhaltig beeinflussen. Niederschläge wirken besonders erosiv, wenn sie mit großer Intensität auf unbedeckten Boden treffen. Beginnt jedoch die Regenzeit im Oktober mit schwächeren Landregen, die ausreichen um die annuellen Gräser zu etablieren, so fallen die heftigen Sommer-niederschläge auch vegetationsbedeckten, gut durchwurzelten Boden. Dadurch wird der Abtrag erheblich behindert.

Der „ideale“ Verlauf einer Regenzeit ergibt sich durch die Zusammenstellung der mittleren Monatsniederschläge. Abb. 6 zeigt diese Monatsmittel zusammen mit den in den langjährigen Datenreihen verzeichneten absoluten Monatsmaxima und -minima.

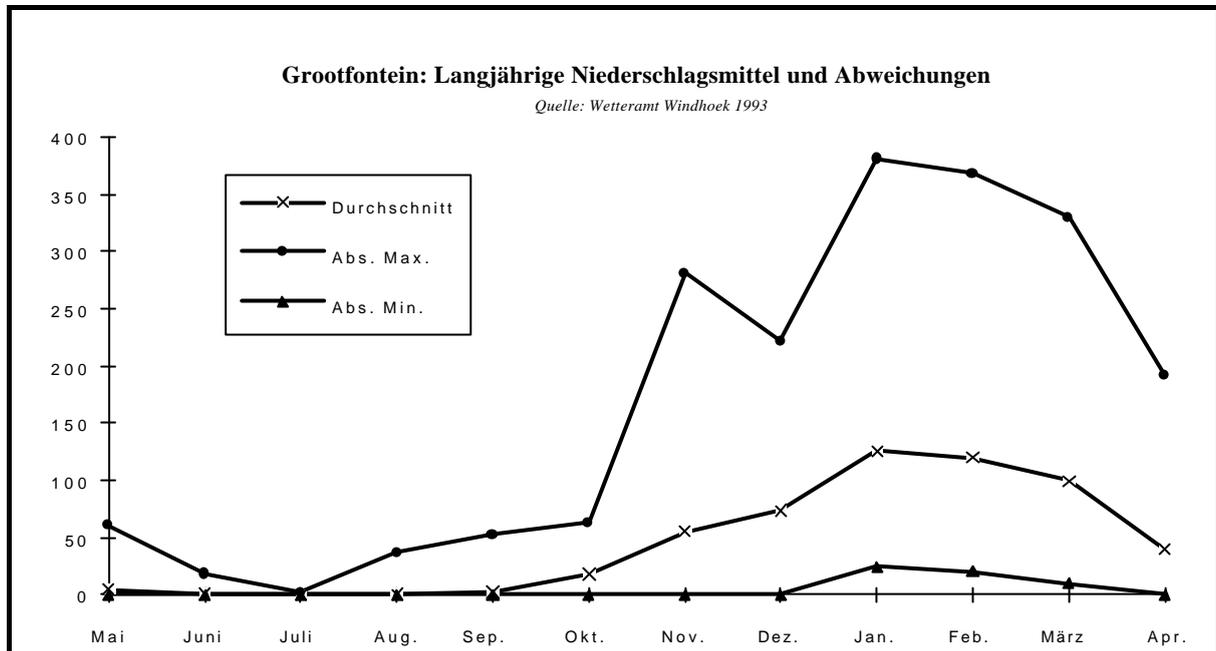
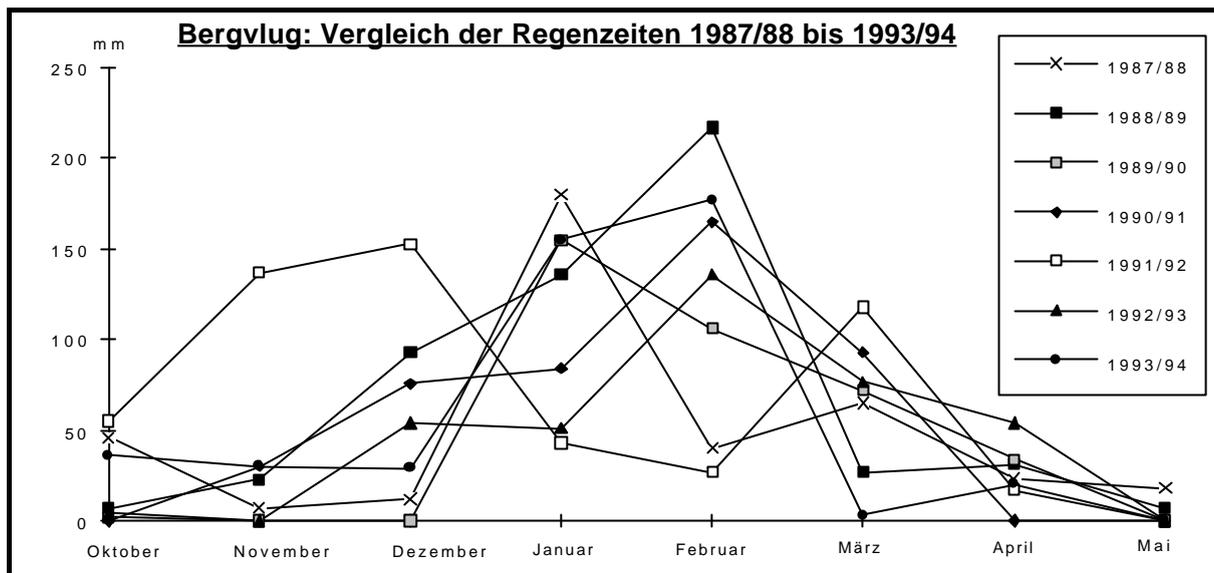


Abbildung 6: Idealverlauf der Niederschlagskurve (mittlere Linie), Station Grootfontein. Die obere Linie zeigt zum Vergleich die von 1912 bis 1994 gemessenen Monatsmaxima, die untere die Monatsminima. Im Jahr 1995 muß bei der Minimalkurve eine Korrektur angebracht werden, da im Januar 1995 kein Niederschlag in Grootfontein gemessen wurde. Alle Kurven zeigen die typische namibische Saisonalität mit einer „kleinen Regenzeit“ im Oktober und November, der großen Sommerregenzeit von Januar bis März und der langen Trockenzeit von April bis September.

Die aus Abb. 6 zu erschießende typische Saisonalität mit „kleiner“ und „großer“ Regenzeit sowie Trockenzeit ist in den wenigsten Jahren ausgeprägt. Sie manifestiert sich fast ausschließlich in den Mittelwerten. Zum Vergleich wurde in Abb. 7 der tatsächliche Verlauf einiger Regenzeiten dargestellt. Es zeigt sich, daß in allen betrachteten Stationen der Verlauf der jeweiligen Niederschlagssaison nur in groben Zügen mit der „idealen Regenzeit“ übereinstimmt. Dabei wurde festgestellt, daß die Monate Oktober bis April generell jeweils die niederschlagsreichsten sein können. In (fast) allen dieser Monate kann aber auch in manchen Jahren gar kein Niederschlag fallen, obwohl sie statistisch die feuchtesten sind. Dann gehören sie zu den niederschlagsärmsten Monaten.

So fielen an der Beispielstation Grootfontein z. B. im November 1967 mit 281,3 mm die höchsten Niederschläge von allen Monaten, während 1936 oder 1994 kein Novemberrniederschlag verzeichnet wurde. Wenn die Regenzeitmonate aber in manchen Jahren zu den regenreichsten in anderen Jahren zu den regenärmsten Monaten gehören, so ergeben sich für die Ökosystementwicklung beträchtliche Anpassungsprobleme.



Datenquelle: WeatherBureau, Department of Transport, Windhoek

Abbildung 7: Verlauf der Monatswerte von 7 aufeinanderfolgenden Jahren, Station Bergflug. Die Regenzeit 1988/89 verlief etwa in einer „Idealkurve“ mit kleiner und großer Regenzeit. Völlig konträr verlief dagegen die Niederschlagsperiode 1991/92, die bereits ein frühes Maximum im November und Dezember erreichte, in den statistisch regenreichsten Monaten Januar und Februar aber selbst hinter den Oktoberniederschlägen zurückblieb. Die ökologisch wichtige Hauptregenperiode war auf März beschränkt, als die früh aufkommende Bodenbedeckung wegen des Mangels zu Jahresbeginn bereits wieder erhebliche Dürreschäden aufwies. Die Folge war, daß trotz des weit überdurchschnittlichen Gesamtniederschlags von 550 mm (Durchschnitt: 387,8 mm, Median 376,0 mm) die Regenzeit 1991/92 an der Station Bergflug nur als mäßig eingestuft werden kann, weil die Vegetation aufgrund der Niederschlagsverteilung sich nicht ideal entwickeln konnte. Die starken Märznieerschläge wirkten zudem sehr erosiv auf den Boden der Hänge, weil die Vegetationsperiode im Januar unterbrochen wurde.

Die Station Bergflug bei Neudamm zeigt das gleiche Muster wie andere Stationen des Hochlands. Einheitliche Regenzeiten sind nicht ausgebildet. Stattdessen schwanken in allen Meßjahren die regenzeitlichen Monatsmittel um über 100-150 mm. Dabei fällt bei Abb. 7 auf, daß kaum jemals gleiche Monatssummen zustandekommen, sondern eine breite Streuung innerhalb der gesamten Schwankungsbreite auftritt. Zumindest für die Hauptregenzeit von Dezember bis März kommt also die ausgedehnte, uneinheitliche Schwankung nicht durch einzelne „Ausreißer“ (Extremjahre) zustande. Selbst bei längeren Meßreihen korrigiert sich dieses Bild nicht wesentlich als eine Konzentration in Richtung der Mittelwerte. Eine relative Glättung der Kurve tritt kaum auf. Dies bedeutet, daß selbst bei Durchsicht der längsten vorliegenden Datenreihen (Station Windhoek) im Einzeljahr kaum eine statistische Häufung der tatsächlichen kumulativen Monatsniederschläge in einem 20%-Intervall um den langjährigen Monatsmittelwert erkennbar ist. Abb. 8 belegt für einige Monate sogar das Gegenteil: Monatsniederschläge, welche in das 20%-Intervall um den langjährigen Durchschnitt fallen, sind vergleichsweise selten. Selbst Jahre, in denen der Mittelwert um über 100% überschritten wird, sind häufiger als „Normaljahre“. Noch wesentlich häufiger kommt es in allen Monaten zu weit unterdurchschnittlichen Niederschlägen, denn bei Einzelbetrachtung der Monate

müssen ca. 50-60% aller Jahre als extreme Dürrejahre gelten, in denen weniger als 50% des Jahresdurchschnittsniederschlags fällt. Ganz besonders gilt dies für die Monate, welche nicht direkt zur Hauptregenzeit zu rechnen sind (Oktober, November, April), da sie in ca. 10-30% aller Jahre keinen Regen erhalten.

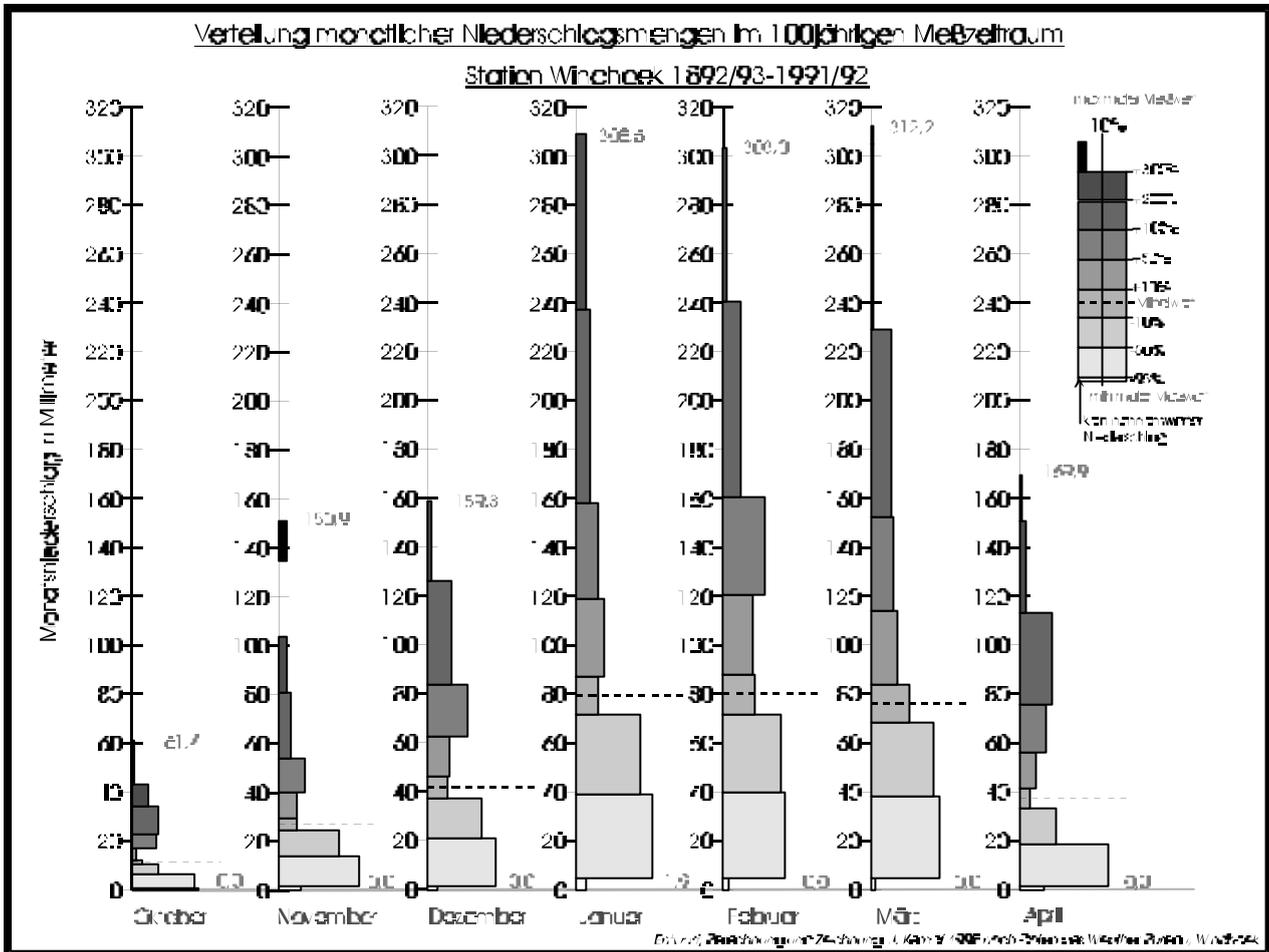


Abbildung 8: Verteilung monatlicher Niederschlagsmengen im 100jährigen Meßzeitraum (Station Windhoek). Die Balken geben die Häufigkeit an, in der bestimmte Niederschlagsmengen gemessen wurden. Der unterste Balken markiert die Anzahl der Jahre, in denen im jeweiligen Monat keinerlei nennenswerte Regenmengen gemessen wurden (Oktober < 0,5 mm, November und April < 1,0 mm, Dezember < 2,0 mm, Januar bis März < 5,0 mm). Der zweite Balken gibt die Anzahl der Jahre an, in denen weit unterdurchschnittliche Regen gefallen sind (weniger als 50% des langjährigen Mittelwertes). Der dritte Balken kennzeichnet unterdurchschnittliche Regenmengen, der vierte das 20%-Intervall um den Mittelwert und der fünfte mäßig überdurchschnittliche Regenjahre mit bis zu fünfzigprozentiger Überschreitung des Mittelwerts. Der sechste Balken gibt die Häufigkeit von Feuchtjahren an, in denen der langjährige Durchschnitt um 50-100% übertroffen wurde. Die weiteren Balken stehen für extreme Feuchtjahre mit über 100-, 200- und 300prozentiger Überschreitung. Die Ziffern am Kopf der jeweiligen Monatssäule geben den in den 100 Meßjahren ermittelten maximalen Monatsniederschlag an, diejenigen an der Basis den minimalen. Auffallend ist, daß in allen Monaten (außer Januar im Meßzeitraum) absolute Niederschlagslosigkeit vorkommt (im Januar 1995 fiel allerdings in Windhoek kein Regen).

Dieses Phänomen der „Mittelwerts-Irrelevanz“ scheint sich zu verstärken, je niedriger die durchschnittlichen Niederschläge liegen. So können nach obigen Berechnungen aus Daten der Windhoeker Wetterstation und den hier verwendeten Kriterien lediglich 4 % der Windhoeker

Oktoberniederschläge als „durchschnittlich“ bezeichnet werden, während gleiches immerhin für 13-15 % der Februar- und März-niederschläge gelten kann. Selbst das Intervall zwischen 50 % weniger und 50 % mehr Niederschlag als der Mittelwert, was einer sehr weit (zu weit) gefaßten Definition von „Normaljahr“ entsprechen dürfte, wird im Oktober nur in 17 % aller Jahre getroffen (dabei 11 % unterdurchschnittlich und nur 2 % überdurchschnittlich), gegenüber 51 % aller Jahre im März (48 % im Februar, 47 % im Januar). Dagegen müssen 53 % aller Oktober als Dürremonate gelten, da sie weniger als 50 % des langjährigen Durchschnittsniederschlags (oder gar keinen) erhalten. Selbst bei den Hauptregenmonaten Januar, Februar und März müssen 28-35 % aller Jahre als „extrem trocken“ und weitere 25 % als „trocken“ gelten. Oben erläuterte Daten begründen die Annahme, daß es sich in Namibia gegenwärtig um ein extrem „akzentuiertes“ Niederschlagsregime handelt. Es fällt (vereinfacht) entweder kein nennenswerter (ökologisch wirksamer) oder aber weit überdurchschnittlicher Regen. Ein ähnliches Muster, wenn auch etwas abgeschwächt, spiegelt sich neben den Monatsdaten auch in den Jahresdaten wieder (vgl. Abb. 9).

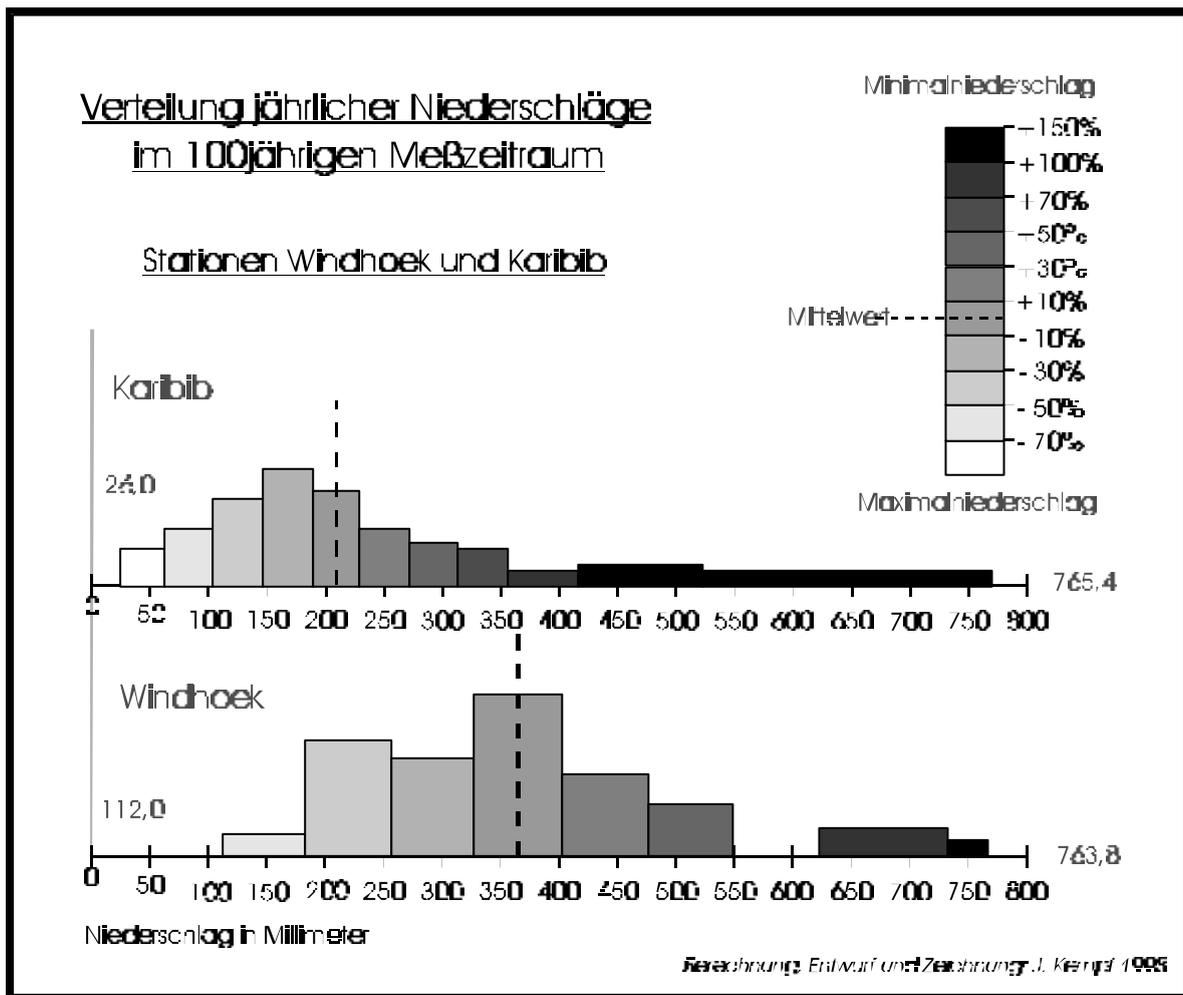
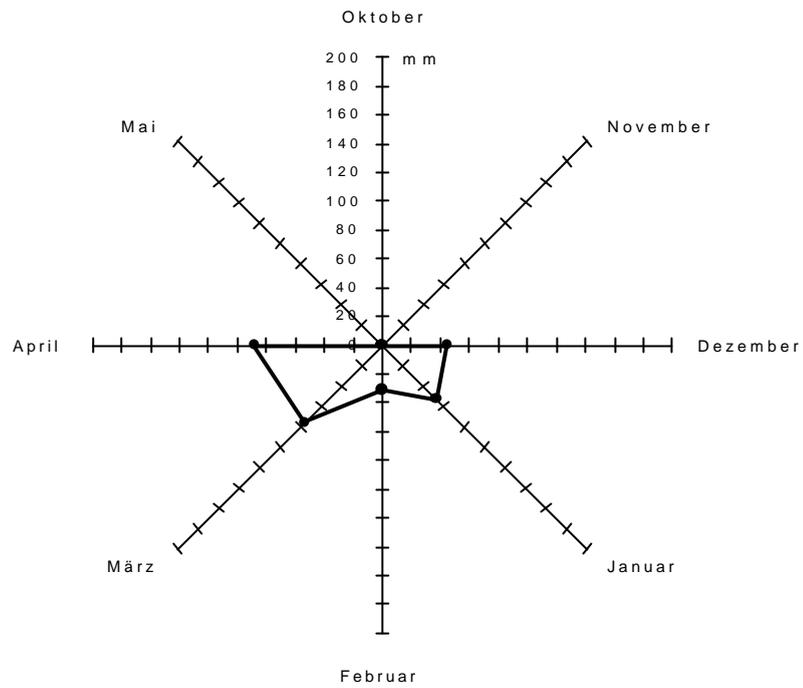
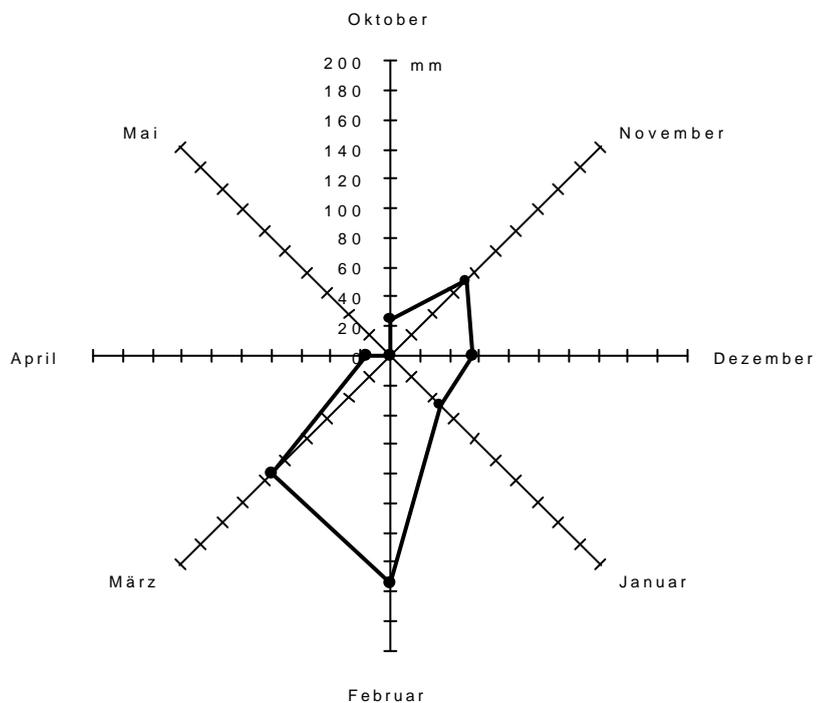


Abbildung 9: Verteilung jährlicher Niederschläge im 100jährigen Meßzeitraum an den Stationen Windhoek und Karibib. Normalverteilung ist nur angedeutet. Anteil der Trockenjahre überwiegt deutlich.



Entwurf und Zeichnung: Jürgen Kempf, 1996

Abbildung 10: Station Bergvflug, Niederschlagsdaten der Regenzeit 1954/55 (gesamt: 293 mm). Diese Niederschlags-saison ist gekennzeichnet durch den Ausfall der „kleinen Regenzeit“ in Oktober und November. Auch die Hauptniederschläge im Januar und Februar fielen schwach aus. Erst gegen Saisonende kam es zu ergiebigen Niederschlägen, die allerdings das ökologische Defizit der mangelhaften vorangegangenen Monate kaum kompensieren konnten und sehr erosiv wirkten, da sie auf kaum vegetationsbedeckten Boden trafen.



Entwurf und Zeichnung: Jürgen Kempf, 1966

Abbildung 11: Station Bergvflug, Niederschlagsdaten der Saison 1955/56 (gesamt: 482 mm). Typischer Verlauf einer überdurchschnittlichen Niederschlags-saison mit günstiger „kleiner Regenzeit“ und ergiebigen Hauptniederschlägen, die auf bereits gut bedeckten Boden fallen und daher gering erosiv wirken.

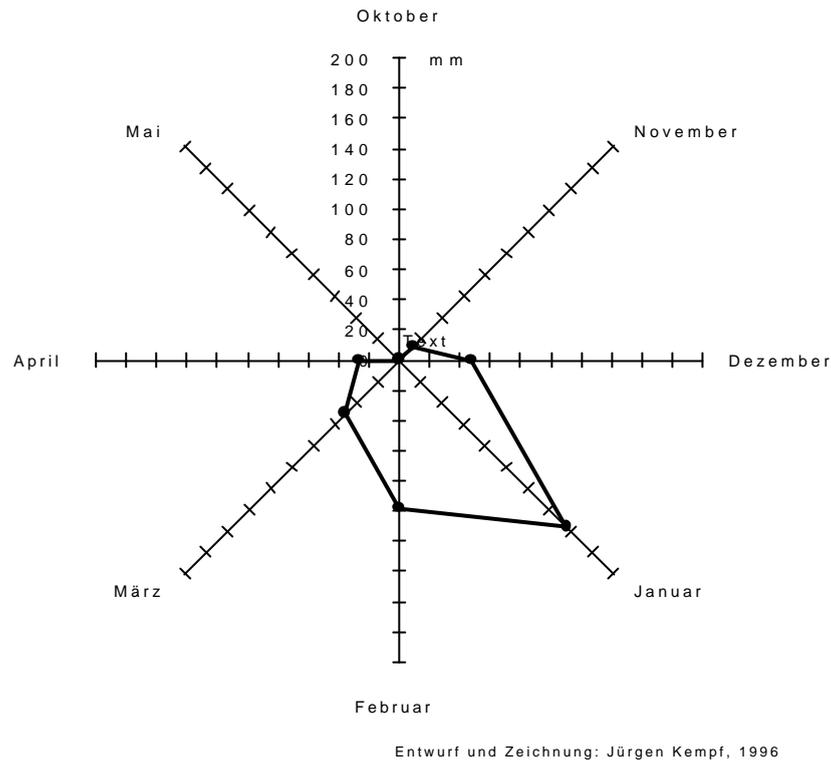


Abbildung 12: Station Bergflug, Niederschlagsdaten der Regenzeit 1956/57 (gesamt: 393 mm). Sehr erosiv wirkende, starke Januarniederschläge nach kaum ausgeprägter „kleiner Regenzeit“. Die extreme Ausprägung der Hauptperiode hatte nur geringen ökologischen Nutzen, da es zu starkem Oberflächenabfluß kam und nicht die gesamte Vegetationsperiode mit ausreichend Feuchtigkeit versorgt wurde.

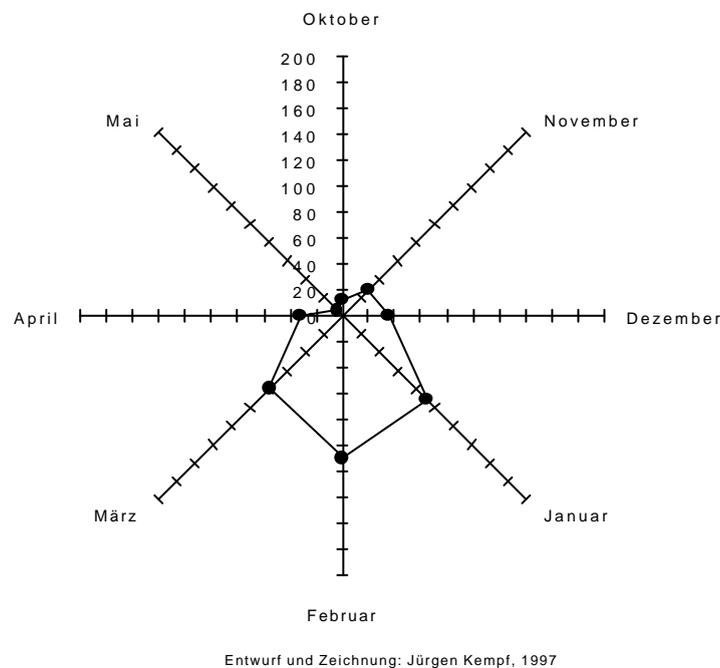


Abbildung 13: Station Bergflug, langjährige Niederschlagsmittelwerte der Einzelmonate (Gesamtdurchschnitt 394 mm). Typisch ist die „kleine Regenzeit“ im Oktober und November und die ausgeprägte Hauptregenzeit von Januar bis März. Ein ähnliches Niederschlagsmuster, das die durchschnittlichen Verhältnisse wiederspiegeln würde, war bisher in keinem Meßjahr annähernd zu verzeichnen. Das definierte „Normaljahr“ ist demnach rein hypothetisch zu betrachten.

Die Abbildungen 10 bis 12 stellen den Verlauf dreier zufällig ausgewählter aufeinanderfolgender Regenzeiten (1954/55, 1955/56 und 1956/57) dar. Sie unterscheiden sich sowohl im Verlauf als auch in den daraus folgenden morpho- und ökodynamischen Prozeßdeterminanten erheblich (vgl. auch Abb. 7). Tatsächlich weichen alle Regenzeiten von dem durch seine Mittelwerte definierten „Normaljahr“ (Abb. 13) erheblich ab und führen letztlich diese Definition *ad absurdum*. Die erheblichen Auswirkungen dieser Variabilität wurden bereits bei KEMPF (1994: 16-22) erläutert. Neben der typischen Variabilität wird die extreme Akzentuierung der Niederschläge in den Monatsdatenreihen besonders deutlich.

Auch bei Betrachtung der saisonalen Gesamtniederschläge in Abbildung 9 treten vergleichsweise selten Niederschlagssummen auf, die dem langjährigen Mittelwert grob entsprechen (vgl. KEMPF 1994: 20ff, 1998: 13f). Dies gilt vor allem für die „trockenen“ Stationen in Zentral-Namibia, also westlich des Escarpments. Allerdings erfolgt hier schon weit eher die zu erwartende Normalverteilung um den Mittelwert, als bei den Monatsniederschlägen. Der Scheitel der normalverteilten Niederschläge ist dabei vor allem bei den „trockeneren“ Stationen unter ca. 250 mm Jahresniederschlag (z. B. denjenigen westlich des Escarpments) durchweg deutlich zur trockeneren Seite verschoben. An der Station Karibib liegt er bei 167,3 mm (gegenüber 209,0 mm im langjährigen Durchschnitt). Dieser Medianwert liegt im Bereich des Niederschlags-Planungswerts, der nach der Methode von KEMPF (1994: 21 + Tab. 10 in Anh.) für Karibib 153,0 mm erbrachte (vgl. Tab. 4). Bei den Hochlandstationen, die generell höhere saisonale Niederschläge erhalten, ist auch der Medianwert stärker in Deckung mit dem tatsächlichen langjährigen Mittel. Auch diese Fakten lassen auf eine sehr starke Akzentuierung des Regenfalls schließen.

Tabelle 4 gibt für 64 ausgewählte Meßstationen Namibias mit langjährigen Datenreihen die Berechnung des Niederschlags-Planungswerts wieder. Dieser beruht auf der Berechnung eines „korrigierten Mittelwertes“ (KM), indem der übermäßige Oberflächenabfluß in Starkregenjahren bei der Mittelwertberechnung nur mit dem langjährigen Durchschnitt plus 10% berücksichtigt wird. Von KM wird noch ein Abweichungsquotient abgezogen, der die mittlere negative Abweichung in den Jahren angibt, in denen KM um mehr als 10% unterschritten wird (Dürrejahre). Aus dem Verhältnis von Planungswert zu langjährigem Mittel ergibt sich ein vereinfachtes Maß für die Niederschlagsvariabilität (RQ), das die wichtigsten steuernden Funktionen enthält (Anzahl der Dürrejahre, mittlere negative Abweichung bei Dürrejahren, Feuchtjahre mit übermäßigem Oberflächenabfluß und ökologischer Ungunst). So wird ein relatives Maß zur ökodynamischen Bewertung des Niederschlagsfaktors in Namibia gegeben.

Im einzelnen wird dieser Niederschlagsplanungswert (PW) wie folgt berechnet:

- Bestimmung des korrigierten Mittelwertes, der übermäßigen Oberflächenabfluß in Feuchttjahren nicht berücksichtigt, also aus der ökologischen Verfügbarkeit herausnimmt. Pauschal wird angenommen, daß in Jahren, welche mehr als 110 % des langjährigen Durchschnitts erhalten, der Überschuß als Oberflächenabfluß das Ökosystem verläßt. 10 % Schwankung um den Mittelwert gelten als ökologisch akzeptabel. Deswegen gehen Jahressummen dieser Feuchttjahre nur mit dem 1,1fachen des Durchschnitts in die Berechnung ein. Es läßt sich also folgende Formel zur Bestimmung des korrigierten Mittelwertes (P_K) in Tab. 4) aufstellen:

$$P_K = \frac{\sum_{i=1}^r P_i + \sum_{j=1}^u 1,1 \cdot P_j}{n} \quad \text{(Formel 1)}$$

Dabei ist: P = langjähriger Durchschnitt
 n = Anzahl der Meßjahre
 p = tatsächlicher Niederschlag im Meßjahr
 P_K = korrigierter Mittelwert
 p^- = tatsächlicher Niederschlag in Meßjahren mit $p \leq 1,1 \cdot P$
 p^+ = $P \cdot 1,1$ in Meßjahren mit $p > 1,1 \cdot P$

- Berechnung der mittleren negativen Abweichung (MNA) vom Mittel in Jahren mit $p \leq P_K$: Es fallen Meßjahre ins Gewicht, die um mehr als 10 % negativ von P_K abweichen. Diese werden als „Trockenjahre“ bezeichnet. Es gilt folgende Formel:

$$MNA = \frac{\sum_{i=1}^r (P_K - p_i)}{n^-} \quad \text{(Formel 2)}$$

Dabei ist: n^- = Anzahl der Meßjahre, in denen $p < 0,9 \cdot P_K$

- Berechnung der mittleren negativen Gesamtabweichung (MNGA, bezogen auf alle Meßjahre):

$$MNGA = MNA + \frac{MNA}{n} \quad \text{(Formel 3)}$$

- Berechnung des Planungswerts (PW):

$$PW = P_K - MNGA \quad \text{(Formel 4)}$$

- Berechnung des Variabilitätsindex (RQ):

$$RQ = \frac{MNA}{P_K} * 100 \quad \text{(Formel 5)}$$

- Bestimmung des Variabilitätsindex (RV):

$$RV \approx 100 - RQ \quad \text{(gerundet auf ganze Zahlen).}$$

Es gilt: Je höher RV, desto größer die Niederschlagsvariabilität.

Station	MJ	NS-Mittel	M + 10%	KM	KM - 10%	neg. J	% Tr. J.	MNA	MNGA	PW	RQ	RV
Andara Mission	51	598,0	657,8	540,8	486,7	18	35,29	68,5	24,2	516,6	86,39	14
Aranos	44	207,2	227,9	176,4	158,8	14	31,82	57,6	18,3	158,1	76,29	24
Ariamsvlei	65	124,2	136,6	102,2	92,0	26	40,00	25,9	10,4	91,8	73,95	26
Aroab	64	167,5	184,3	139,1	125,2	25	39,06	34,9	13,6	125,5	74,91	25
Aus (WR)	72	85,3	93,8	66,1	59,5	26	36,11	26,6	9,6	56,5	66,23	34
Berseba	51	140,6	154,7	114,3	102,9	21	41,18	35,9	14,8	99,5	70,78	29
Bethanien (z. T. WR)	91	115,1	126,6	92,2	83,0	34	37,36	27,3	10,2	82,0	71,24	29
Bunja	39	534,0	587,4	480,9	432,8	13	33,33	91,0	30,3	450,6	84,38	16
Diaz Point (WR)	69	17,1	18,8	12,3	11,1	31	44,93	5,0	2,2	10,1	58,79	41
Dordabis	66	313,4	344,7	270,5	243,5	22	33,33	72,2	24,1	246,4	78,63	21
Gibeon	76	171,0	188,1	136,2	122,6	30	39,47	37,1	14,6	121,6	71,08	29
Gibeon Reserve	54	177,5	195,3	142,9	128,6	20	37,04	37,2	13,8	129,1	72,74	27
Gobabeb	30	19,1	21,0	12,7	11,4	13	43,33	5,6	2,4	10,3	53,79	46
Gobabis	90	369,1	406,0	327,8	295,0	27	30,00	81,6	24,5	303,3	82,18	18
Gochas	44	190,8	209,9	164,5	148,1	17	38,64	33,3	12,9	151,6	79,47	21
Grootfontein	73	544,7	599,2	486,8	438,1	26	35,62	68,3	24,3	462,5	84,90	15
Hochfeld	43	412,8	454,1	369,5	332,6	12	27,91	67,1	18,7	350,8	84,97	15
Kalkfeld	49	377,7	415,5	325,3	292,8	19	38,78	79,1	30,7	294,6	78,01	22
Kalkrand	39	157,8	173,6	127,0	114,3	15	38,46	38,9	15,0	112,0	71,00	29
Kamanjab	52	311,7	342,9	277,5	249,8	17	32,69	53,7	17,6	259,9	83,40	17
Karasbura WR	70	121,2	133,3	97,8	88,0	26	37,14	28,5	10,6	87,2	71,96	28
Karibib	82	209,0	229,9	172,0	154,8	29	35,37	53,7	19,0	153,0	73,21	27
Katima Mulilo	38	708,4	779,2	645,0	580,5	13	34,21	93,9	32,1	612,9	86,52	13
Keetmanshoop	43	160,2	176,2	129,5	116,6	17	39,53	37,1	14,7	114,8	71,68	28
Khorixas	37	216,4	238,0	191,5	172,4	10	27,03	58,5	15,8	175,7	81,19	19
Koes	44	162,8	179,1	129,8	116,8	16	36,36	36,1	13,1	116,7	71,67	28
Leonardville	62	239,2	263,1	200,8	180,7	22	35,48	43,9	15,6	185,2	77,43	23
Maltahöhe	88	168,3	185,1	132,5	119,3	36	40,91	40,7	16,7	115,9	68,84	31
Neudamm	36	377,7	415,5	344,1	309,7	10	27,78	67,2	18,7	325,4	86,16	14
Nkurenkuru	48	597,6	657,4	566,0	509,4	16	33,33	67,9	22,6	543,4	90,92	9
Okahandja	92	359,0	394,9	314,3	282,9	33	35,87	66,2	23,7	290,6	80,93	19
Okandiose	32	381,0	419,1	347,0	312,3	10	31,25	58,6	18,3	328,7	86,27	14
Okatiho	64	367,0	403,7	313,5	282,2	26	40,63	66,9	27,2	286,3	78,02	22
Okaukuejo	60	380,7	418,8	346,0	311,4	19	31,67	58,9	18,7	327,3	85,99	14
Omatienne	51	428,9	471,8	384,1	345,7	15	29,41	78,8	23,2	360,9	84,15	16
Ombalantu	51	453,1	498,4	389,8	350,8	16	31,37	102,9	32,3	357,5	78,90	21
Oniipa	52	458,7	504,6	412,9	371,6	16	30,77	73,5	22,6	390,3	85,08	15
Oranienmund (WR)	52	51,6	56,8	41,7	37,5	17	32,69	18,0	5,9	35,8	69,41	31
Oshakati	24	412,3	453,5	365,3	328,8	6	25,00	132,1	33,0	332,3	80,59	19
Oshiqambo	49	436,1	479,7	407,9	367,1	16	32,65	50,4	16,5	391,4	89,76	10
Otavi	64	532,5	585,8	488,7	439,8	17	26,56	74,6	19,8	468,9	88,05	12
Otlimbinque	75	166,7	183,4	134,6	121,1	29	38,67	41,9	16,2	118,4	71,02	29
Otiwarongo	68	451,8	497,0	412,8	371,5	20	29,41	80,9	23,8	389,0	86,10	14
Otiwasandi	25	311,7	342,9	276,2	248,6	10	40,00	36,1	14,4	261,8	83,98	16
Otiwasando	25	411,9	453,1	372,8	335,5	9	36,00	32,3	11,6	361,2	87,68	12
Otjio	88	418,8	460,7	376,6	338,9	29	32,95	78,0	25,7	350,9	83,79	16
Rehoboth	85	244,1	268,5	203,8	183,4	32	37,65	62,0	23,3	180,5	73,93	26
Rohrbeck	31	213,2	234,5	179,9	161,9	10	32,26	50,0	16,1	163,8	76,82	23
Rundu	51	589,3	648,2	548,4	493,6	14	27,45	94,4	25,9	522,5	88,66	11
Sandveld Versuchsfl.	23	421,6	463,8	374,4	337,0	9	39,13	58,3	22,8	351,6	83,39	17
Sesfontein	24	95,4	104,9	71,7	64,5	10	41,67	24,6	10,3	61,5	64,41	36
Stampriet	34	114,7	126,2	79,0	71,1	19	55,88	22,9	12,8	66,2	57,72	42
Swakopmund	73	15,8	17,4	10,7	9,6	36	49,32	4,6	2,3	8,4	53,36	47
Tses	59	125,9	138,5	96,7	87,0	21	35,59	36,3	12,9	83,8	66,54	33
Tsumeb	75	524,5	577,0	479,4	431,5	23	30,67	82,8	25,4	454,0	86,56	13
Tsumkwe	25	482,6	530,9	426,9	384,2	11	44,00	56,4	24,8	402,1	83,32	17
Usakos	44	145,5	160,1	120,8	108,7	16	36,36	36,6	13,3	107,5	73,88	26
Warmbad	73	89,1	98,0	73,0	65,7	29	39,73	20,0	7,9	65,1	73,01	27
Wilhelmstal	60	310,0	341,0	266,9	240,2	19	31,67	79,5	25,2	241,7	77,98	22
Windhoek	101	365,9	402,5	326,3	293,7	31	30,69	72,0	22,1	304,2	83,14	17
Windhoek-Airport	26	378,3	416,1	343,6	309,2	8	30,77	87,7	27,0	316,6	83,69	16
Windhoek Convent	52	367,4	404,1	332,0	298,8	18	34,62	62,8	21,7	310,3	84,45	16
Windhoek Wasserw.	20	251,8	277,0	221,6	199,4	5	25,00	65,0	16,3	205,4	81,55	18
Witvlei	52	320,8	352,9	289,0	260,1	16	30,77	65,3	20,1	268,9	83,82	16

Tabelle 4: Berechnung des Niederschlagsplanungswerts nach KEMPF (1994: 21 + Tab. 10 im Anh.) für 64 ausgewählte Stationen Namibias, für die langjährige Datenreihen vorliegen. MJ = Meßjahre, NS-Mittel = langjähriger Durchschnittsniederschlag, KM = korrigiertes Mittel, neg. J. = Anzahl Jahre, die KM um mehr als 10 % unterschreiten, % Tr. J. = Anteil der Trockenjahre, MNA = mittlere negative Abweichung, PW = Planungswert, RQ = Abweichungskoeffizient von NS-Mittel (vgl. auch Abb. 24 im Anhang).

Der ermittelte Planungswert repräsentiert wesentlich häufiger eintretende Werteklassen als das langjährige Mittel. Dabei fällt auf, daß die „trockeneren“ Stationen sowohl eine häufigere als auch eine dann jeweils stärkere negative Abweichung vom korrigierten Mittelwert aufweisen als „feuchtere“ Stationen (Abb. 14). Sie gleichen in ihrem Verteilungsmuster also demjenigen der „trockenere“ Regenzeitmonate (in allen Stationen). Vereinfacht: „Trockene“ Meßstationen (unter ca. 250 mm im Jahr) weisen ein ähnliches Verteilungsmuster der Niederschläge auf wie die Oktober- oder Aprilverteilung in Abb. 8; die „Mittelwerts-Irrelevanz“ und damit die Akzentuierung der Niederschläge nimmt erheblich zu. Bei einer Verschiebung des Großklimas zur trockenen Seite hin, etwa in pleistozänen oder holozänen Trockenphasen, ist im Sommerregenbereich mit einer erheblichen Zunahme der Akzentuierung zu rechnen.

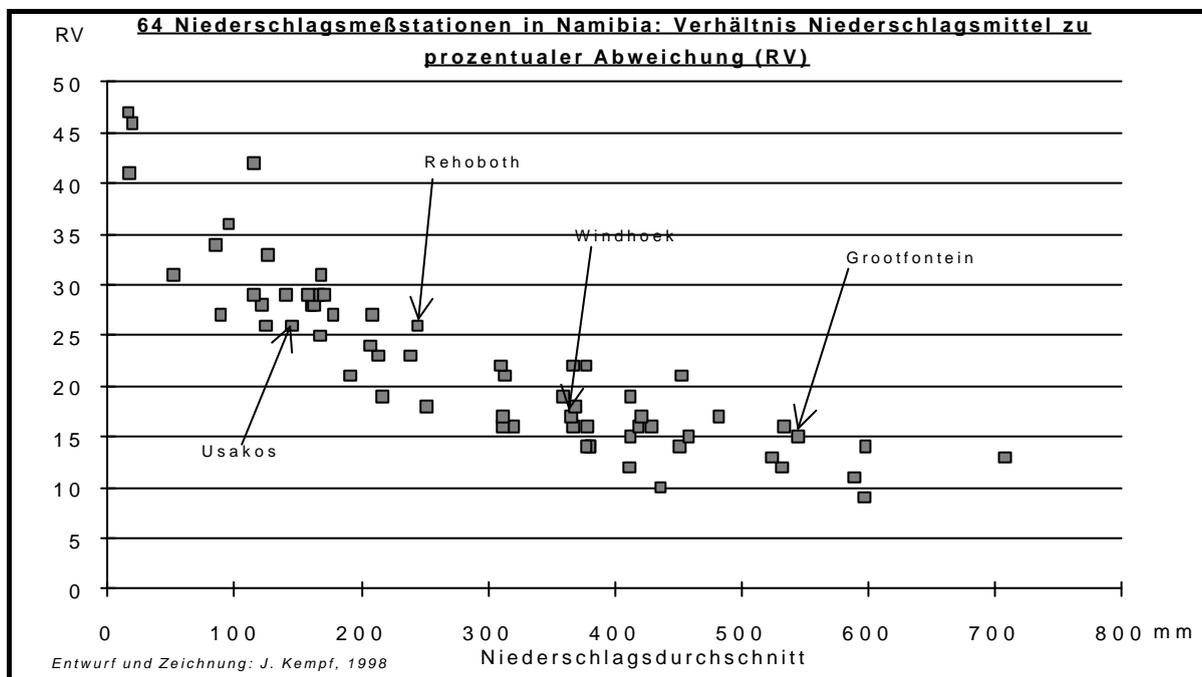


Abbildung 14: Verhältnis von langjährigem Niederschlagsmittel zu prozentualer Abweichung des Niederschlags-Planungswerts (RV, vgl. Tab. 4). „Trockenere“ Stationen zeigen eine stärkere Abweichung von RV zu NS-Mittel und damit eine höhere Variabilität und stärkere Akzentuierung im Niederschlagsregime. Bei feuchteren Stationen ist dagegen auch die Akzentuierung abgeschwächt. Sie erhalten mit höherer Regelmäßigkeit eine bestimmte Regenmenge, die vergleichsweise nahe am Mittelwert liegt.

Für die Betrachtung der Morphodynamik in den folgenden Kapiteln kann dieses Faktum hinsichtlich der Abschätzung von Prozessen der Bodenbildung, Materialtransport und Sedimentation von Bedeutung sein. Das gilt sowohl für die Extrapolation einer veränderten (abgeschwächten oder verstärkten) Akzentuierung des Niederschlagsregimes in Pleistozän und Holozän, wie auch für eine hypothetische Verschiebung von klimatischen Zonen. Ohne die Berücksichtigung des klimatischen Faktors mit thermischer Komponente und den Niederschlagsmustern ist eine morphologische Klassifizierung nicht denkbar.

So schließen beispielsweise u. a. EITEL et al. (1999: 26) anhand der grobklastischen Ablagerungen im Ugab-Tal, welche die sog. Ugab-Terrassen aufbauen, auf stark akzentuierte Niederschläge mit hochturbulenten Abflußereignissen im Hinterland der Namib zur Zeit der Ablagerung. Aufgrund der oben ausgeführten Analysen ist aber festzustellen, daß eine noch stärkere Akzentuierung als beim gegenwärtigen Regime kaum mit erheblich höheren Niederschlägen einhergehen kann. Stattdessen geht anscheinend starke Akzentuierung eher mit einer Verschiebung zur trockenen Seite einher (seltene, aber heftige Zenitalregen mit turbulentem Abfluß). Bei Erhöhung der Anzahl heftiger Niederschläge, wie heute in Namibia bei einem West-Ost-Transekt zu beobachten, kommt es infolge einer Abschwächung der Variabilität zu einer positiven Anpassung der Vegetationsdecke und zur Verringerung der Intensität von Abflußereignissen. Dieser Fragenkreis wird bei der paläoklimatischen Deutung der entsprechenden Ablagerungen diskutiert. Im folgenden wird anhand der Tagesdaten der tatsächliche akzentuierte Energie-Input durch Niederschlagsereignisse erläutert. Als „akzentuiert“ wird ein Niederschlagsregime bezeichnet, wenn bezogen auf einen langen Zeitraum ein großer Anteil des Regens mit hoher Intensität fällt. Je mehr vom Gesamtniederschlag einer Station in Form von intensiven Gewitterregen gemessen wird, desto akzentuierter ist das Regime. Für Namibia liegen einige Datenreihen zur Niederschlagsintensität vor.

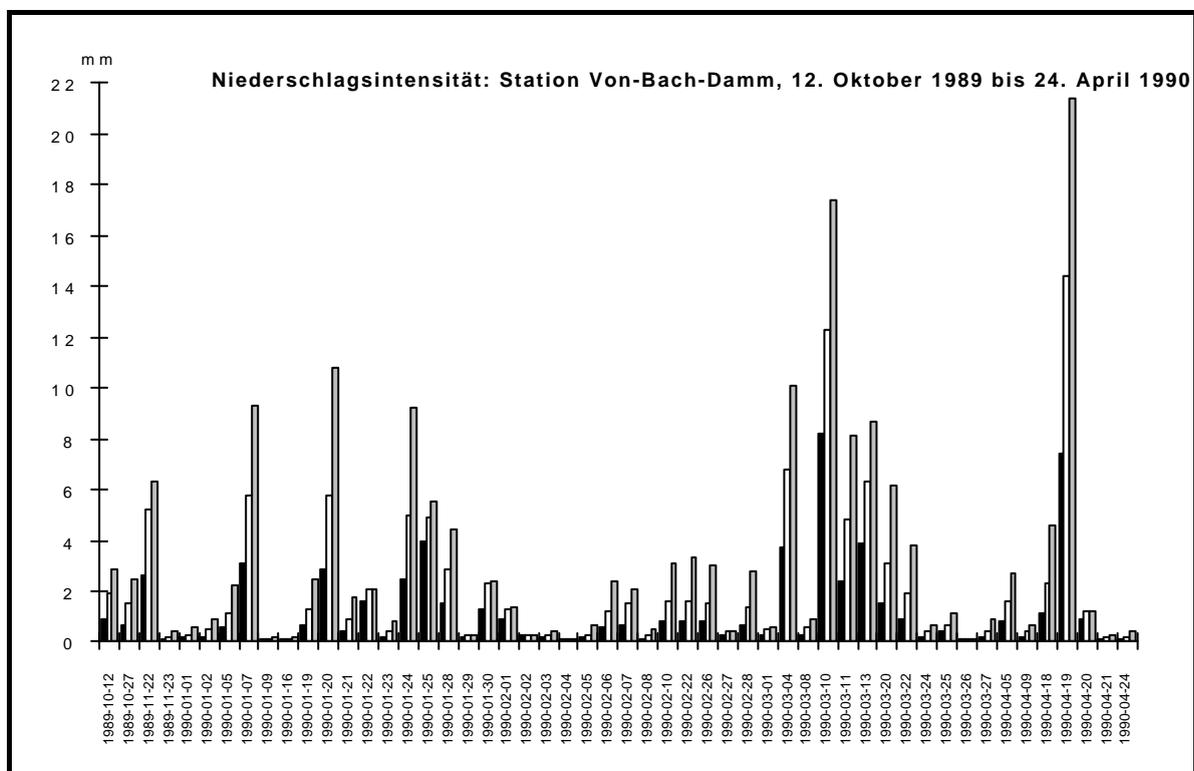


Abbildung 15: Gemessene Niederschlagsintensität an der Station Von-Bach-Damm bei Okahandja in der Regenzeit 1989/90. Die Balken geben die Regenmenge nach 15 Minuten (schwarz), nach 30 Minuten (weiß) und nach 60 Minuten (grau) an [Datenquelle: *Department of Water Affairs, Windhoek*].

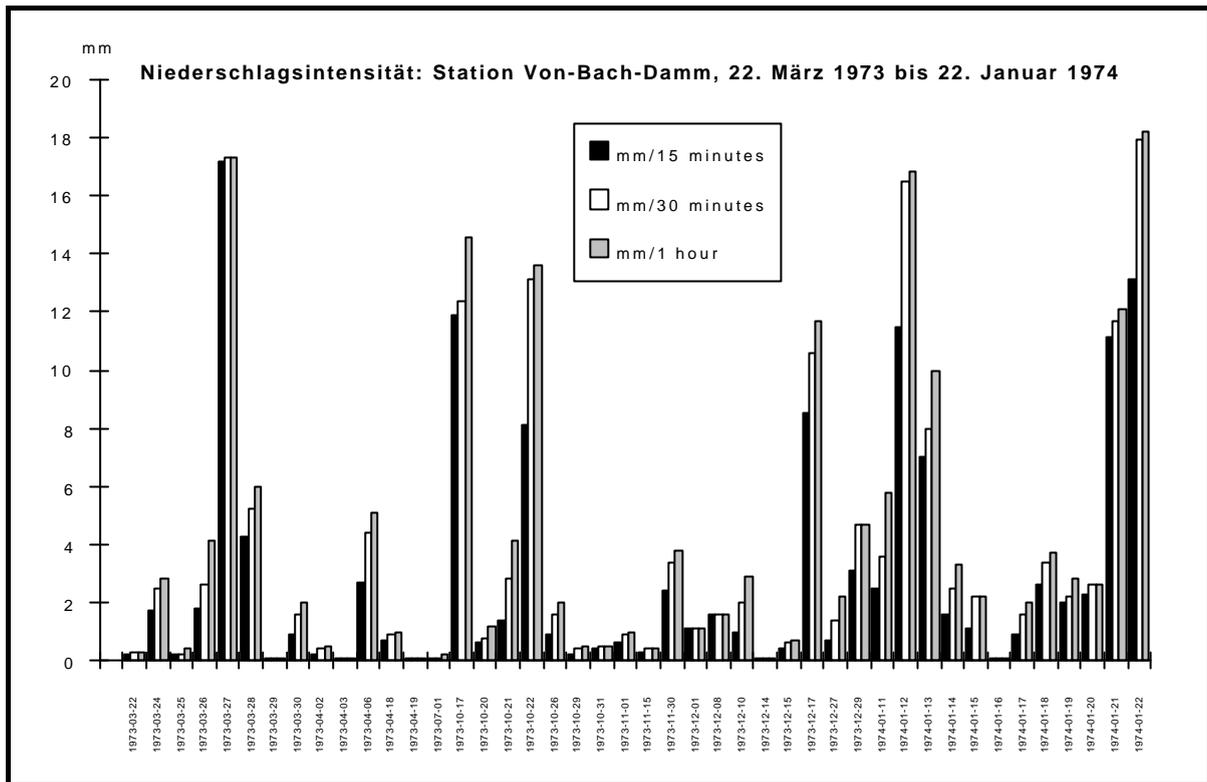


Abbildung 16: Gemessene Niederschlagsintensität an der Station Von-Bach-Damm in der späten Regenzeit 1973 und der „kleinen Regenzeit“ 1973/74. Besonders deutlich wird, daß außerhalb der Hauptregenzeit in der Regel bei allen Niederschlagsereignissen mehr als drei Viertel der Regenmenge in den ersten 15 Minuten fallen.

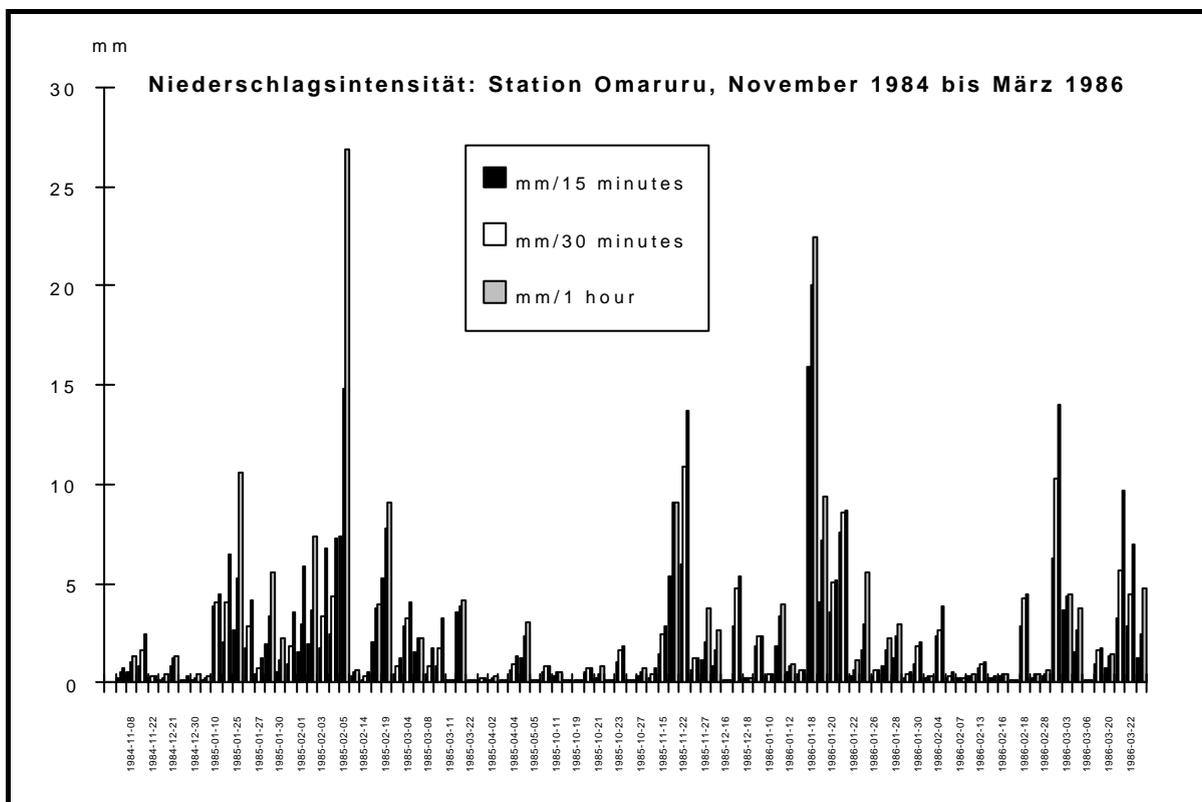


Abbildung 17: Gemessene Niederschlagsintensität an der („trockeneren“) Station Omaruru in den Regenzeiten 1984/85 und 1985/86 nach Daten des *Department of Water Affairs* (Windhoek). Sowohl in Hauptregenzeit, wie auch in „kleiner Regenzeit“ ist der Großteil der Niederschläge als sehr intensiv bis intensiv zu bezeichnen.

In Abb. 15, 16 und 17 ist jeweils das intensivste Niederschlagsereignis eines Regentages im Meßzeitraum dargestellt. Weniger intensive Regen am gleichen Meßtag blieben unberücksichtigt. Abb. 15 zeigt, daß weniger als die Hälfte aller Niederschlagsereignisse als besonders intensiv bezeichnet werden können. Typische Gewitterregen weisen eine Intensität von über 10 mm in der ersten halben Stunde auf. Extremereignisse mit einer Intensität von über 20 mm in den ersten 15 Minuten treten vergleichsweise selten auf, tragen dann aber erheblich zum kumulativen Jahresniederschlag bei. Schwache Gewitterregen sind zwar häufiger, fallen aber bei der saisonalen Gesamtsumme nicht ins Gewicht. Sie werden meist durch ein einziges heftiges Zenitalregenereignis übertroffen. So fielen z. B. im März 1995 in Tsumeb 149 mm Regen innerhalb von 45 Minuten (Kap. 3.2, S. 40 und KEMPF 1998: 14), was nach STOCKING (1987: 24) einem Energie-Input von über $2,8 \text{ kJ} \cdot \text{m}^2$ entspricht.

Abb. 16 zeigt, daß die Akzentuierung am Beginn („kleine Regenzeit“) und am Ende der Regenzeit noch zunimmt. Hier treten ein noch größerer Anteil der Niederschläge als heftiger Gewitterregen auf, andere Niederschlagsereignisse sind hinsichtlich der gefallenen Gesamtsumme zu vernachlässigen. Wie bei der Analyse der jährlichen und monatlichen Daten tritt also auch bei den Tagesdaten eine Zunahme der Akzentuierung zur „trockenen Seite“ hin auf. Dies wird durch Abb. 17 bestätigt, die ein gleiches Muster anhand der Daten von zwei Regenzeiten einer „trockeneren“ Station (Omaruru: langjähriger Durchschnitt 265 mm) darstellt. Die „feuchtere“ Station Gobabis (langjähriger Durchschnitt 369,1 mm) zeigt in Abb. 18 dagegen keine wesentliche Zunahme der Intensität der Einzelereignisse, sondern nur eine leichte Zunahme der Regentage pro Saison (Omaruru im Mittel 42 Regentage, Gobabis 49). Die Zunahme der Regentage bei feuchteren Stationen bedingt keine stärkere Akzentuierung der Niederschläge, denn es treten bei den Einzelereignissen die gleichen Intensitäten auf wie bei Ereignissen an den „trockeneren“ Stationen. Diesen Zusammenhang verdeutlicht Abb. 19, in der das Verhältnis der durchschnittlichen Regentage im Jahr zu langjährigem Jahresdurchschnittsniederschlag dargestellt ist. Es ergibt sich eine lineare Regression mit der Steigung 0,0946. Dabei fällt auf, daß die Abweichung von der Regressionsgeraden im feuchteren Bereich (etwa ab 350 bis 800 mm) eher nach oben ausfällt, d. h. die Anzahl der Regentage ist höher, als stochastisch zu prognostizieren. Demnach ist an feuchteren Stationen mit weniger Niederschlag pro Regentag zu rechnen als bei trockeneren Stationen. Tatsächlich ist das Auftreten von Niederschlägen an trockeneren Stationen stärker akzentuiert als an feuchteren. Der mehr oder weniger lineare Zusammenhang zwischen Anzahl der Regentage und Niederschlag läßt die Vermutung zu, daß auch in anderen Zeitaltern keine Änderung in der Niederschlagsakzentuierung auftritt.

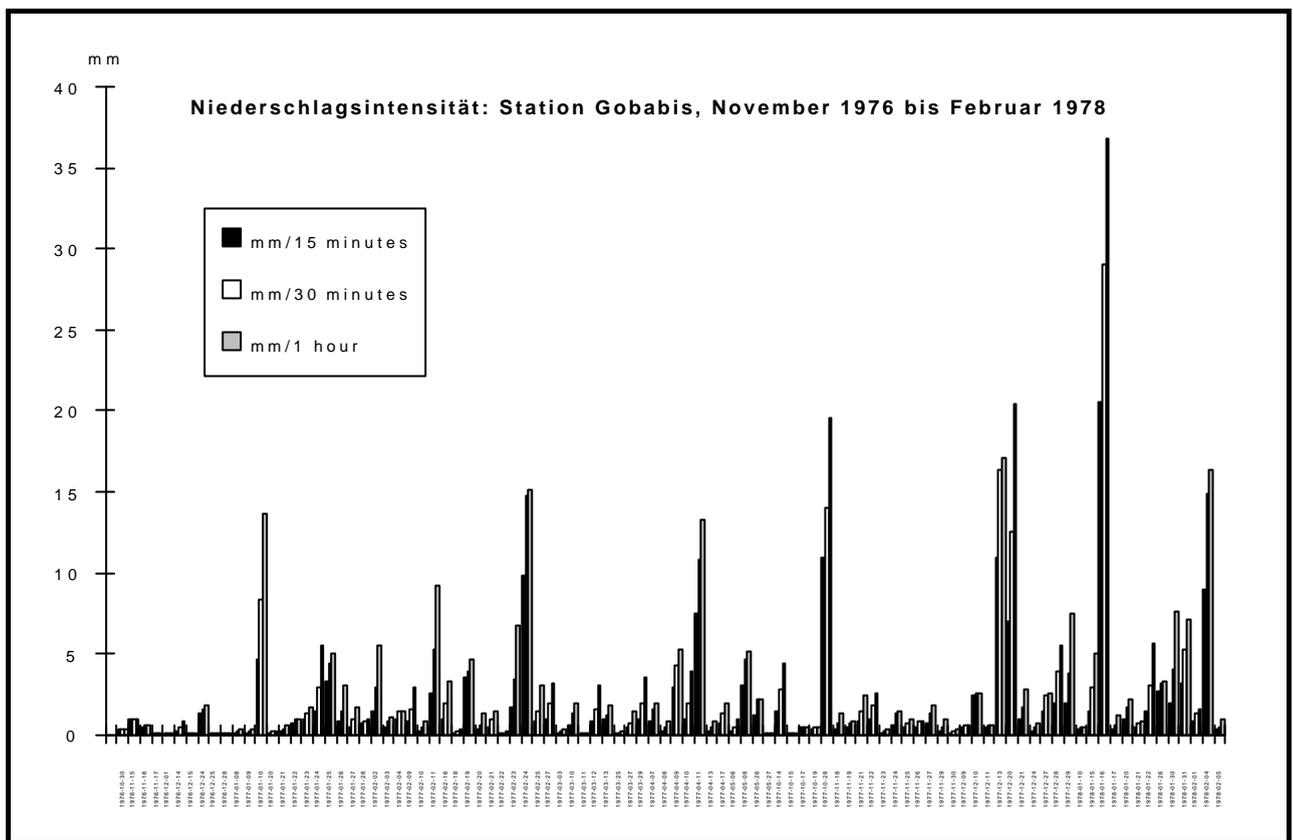


Abbildung 18: Gemessene Niederschlagsintensität an der („feuchteren“) Station Gobabis in den Regenzeiten 1976/77 und 1977/78 nach Daten des *Department of Water Affairs* (Windhoek). Gegenüber den trockeneren Stationen ist eine Zunahme der Regentage festzustellen, jedoch keine stärkere Akzentuierung der Niederschläge.

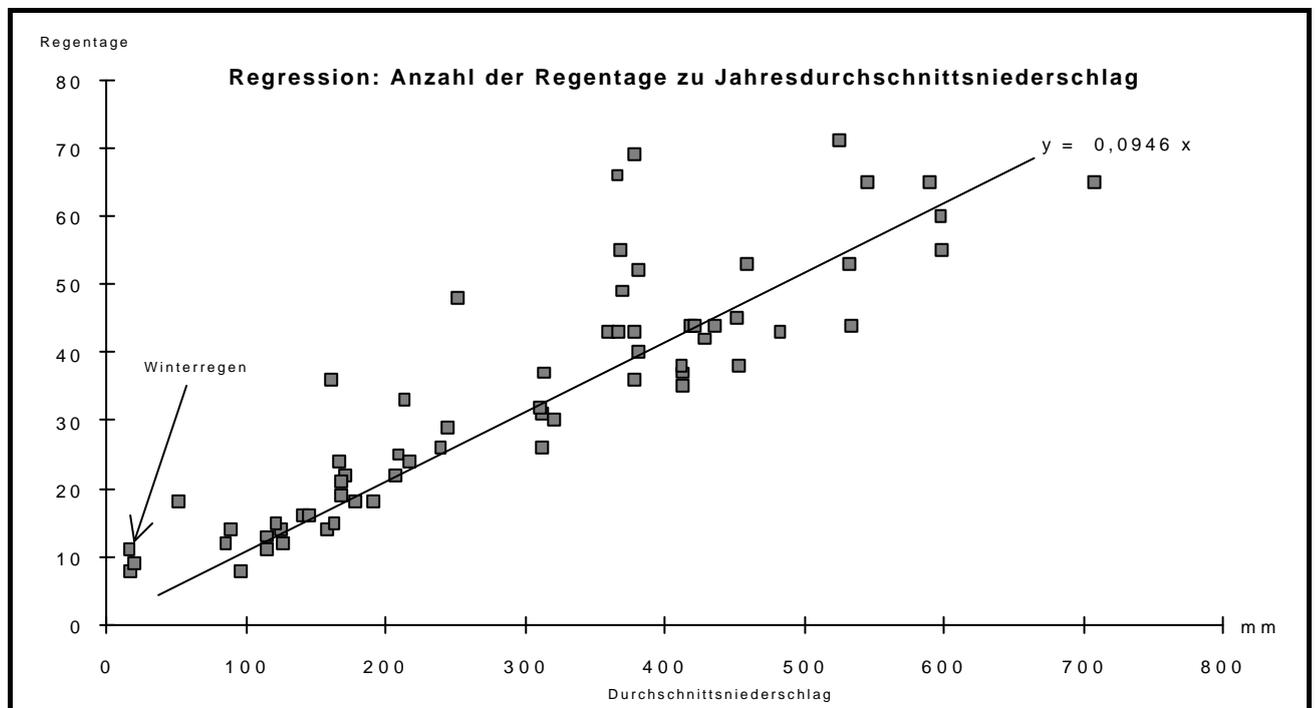


Abbildung 19: Verhältnis der durchschnittlichen Anzahl jährlicher Regentage zu langjährigem Jahresdurchschnittsniederschlag, anhand von 64 ausgewählten Niederschlagsmeßstationen. Die Punktwolke zeigt eine Korrelation zwischen Regentagen und Niederschlägen. Eine relative Abnahme der Regentage bei steigenden Niederschlägen als Folge einer eventuellen Akzentuierungszunahme ist nicht zu konstatieren. Die Regressionsanalyse ergab die Regressionsgerade $y [\text{Regentage}] = 0,0946 \cdot x [\text{Niederschlag}]$.

Die Regressionsanalyse der Niederschlagsdaten ergab einen statistischen Erwartungswert von ca. 8,56 mm Niederschlag pro Regentag (bezogen auf alle Stationen, $x = 8,559 \cdot y$) Bei Nicht-Berücksichtigung der Winterregenstationen (z. B. Oranjemund, Diaz Point) dürfte dieser Wert bei ca. 9-10 mm pro Regentag liegen. Die tatsächlichen Meßwerte an einer Sommerregenstation zeigen beispielhaft die Abbildungen 20 und 21.

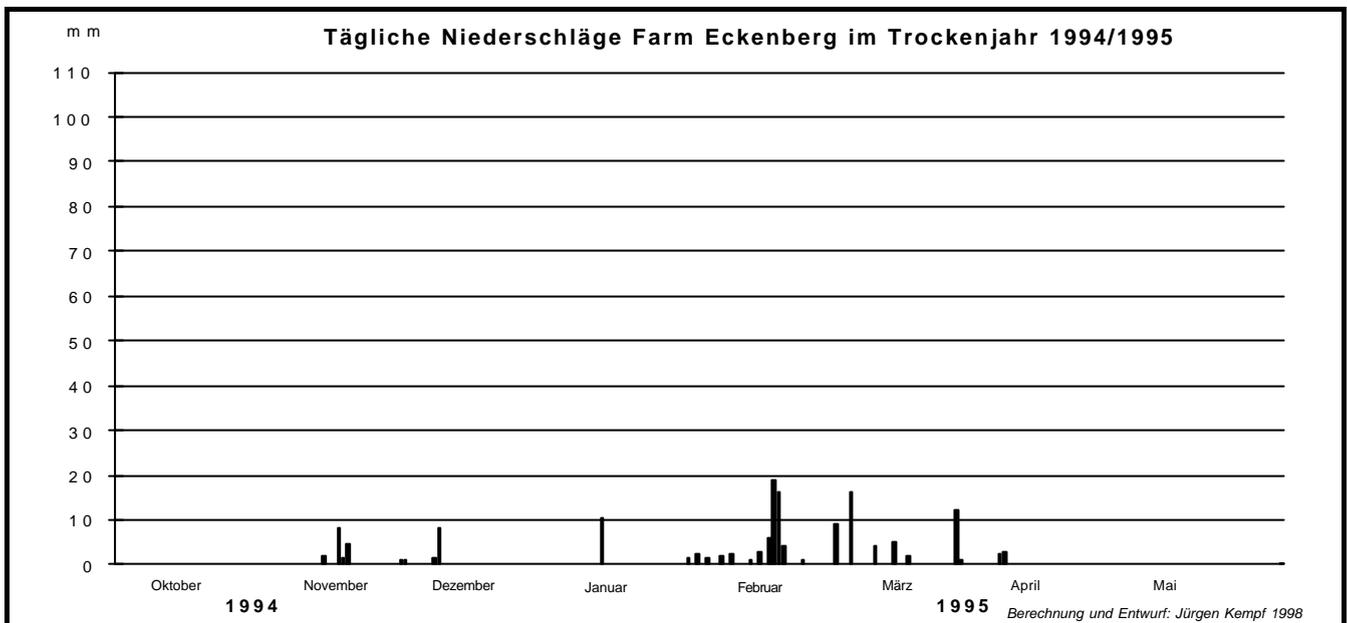


Abbildung 20: Gemessene Tagesniederschläge der Station Eckenberg in einem ausgewählten Trockenjahr. Die Gesamtniederschläge der Saison 1994/95 betragen 152,5 mm bei einem langjährigen Mittel von 384,9 mm. Tagesniederschläge von 20 mm wurden nicht erreicht. Die Intensität der Einzelereignisse entspricht der in Abb. 15 bis Abb. 18.

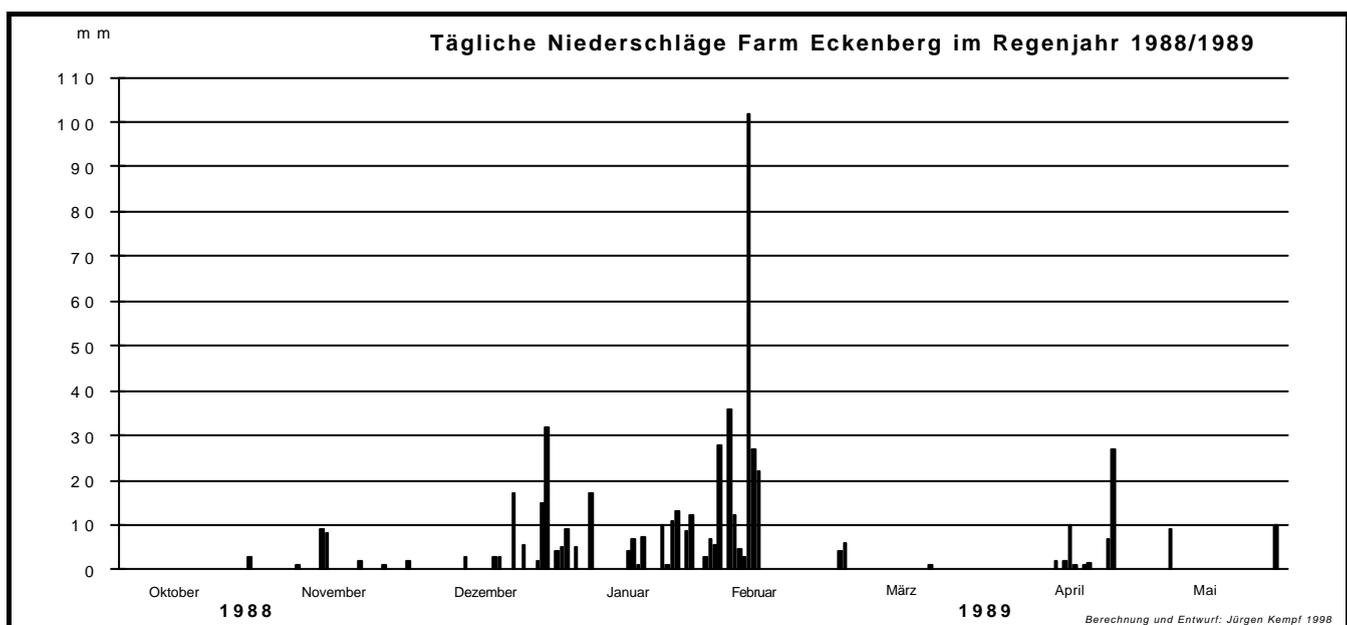


Abbildung 21: Gemessene Tagesniederschläge der Station Eckenberg in einem ausgewählten Feuchtjahr. Die Gesamtniederschläge der Saison 1988/89 betragen 521,0 mm, eine über 35prozentige Überschreitung des langjährigen Mittels. Erkennbar ist eine Zunahme der Regentage, insbesondere in den Hauptregenmonaten. Die Niederschläge des Feuchtjahres müssen als stark akzentuiert gelten.

Aufgrund der hohen Niederschlagsvariabilität spiegelt sich das aus der Analyse mehrerer Datenreihen ermittelte Bild nicht unbedingt bei Betrachtung der Einzelstation wieder. Hier unterscheiden sich feuchtere und trockenere Jahre nicht nur in der Niederschlagsmenge erheblich, sondern die Tagesdaten lassen auch einen Schluß auf stärkere Akzentuierung zu (vgl. Abb. 20 und 21 auf S. 65, sowie Abb. 22 und 23 im Anhang).

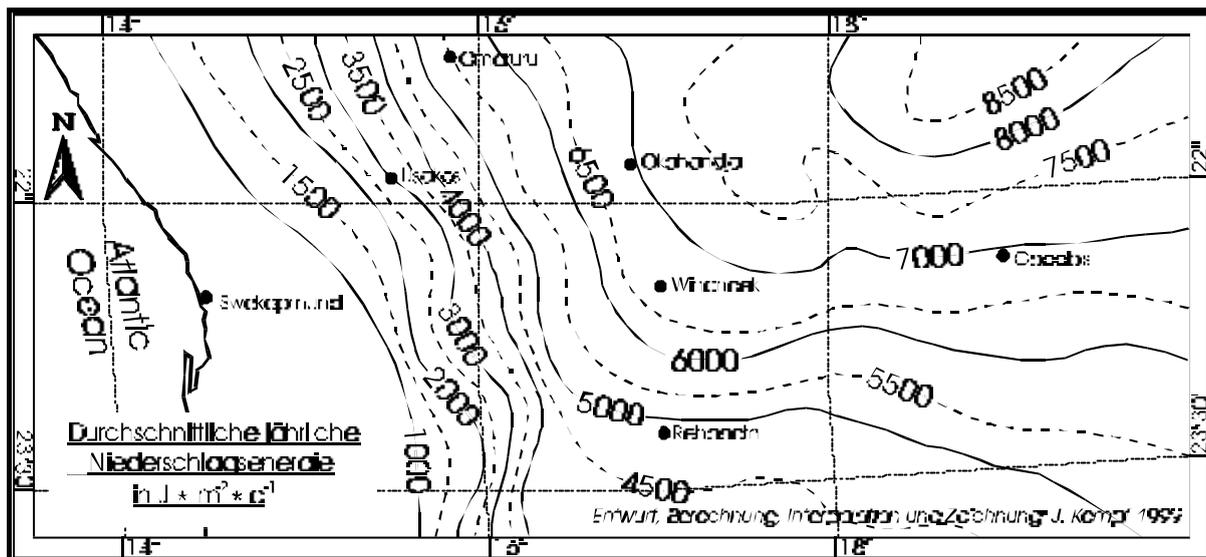
Die höheren Tageswerte in Abb. 21 beruhen auf der Tatsache, daß es an einigen Tagen mehrere Niederschlagsereignisse normaler Intensität gab. Zusätzlich traten einige Extremereignisse auf. Die stark akzentuierten Niederschläge des Feuchtjahres lassen keine generelle Tendenz bei der Frage der Akzentuierung erkennen. Dafür können nur lange Datenreihen herangezogen werden. Die Abflußereignisse im Feuchtjahr waren häufiger, aber mit Ausnahme des Extremereignisses von 102,0 mm Tagesniederschlag am 09.02.1989 nicht heftiger. Bei dem Extremereignis war die erosive Wirkung durch Interzeption abgeschwächt, da aufgrund des günstigen Verlaufs der Regenzeit eine gut entwickelte Vegetationsdecke vorlag. Dagegen trafen die 19 mm Niederschlag am 15.02.1995 auf einen nahezu unbedeckten Boden mit schwer dürrebeschädigter Vegetation.

Ein wichtiger Faktor bei der Betrachtung der Niederschlagsakzentuierung ist der energetische Input in das morphodynamische System, da hiervon die wesentlichen Stofftransportprozesse (insbesondere die Materialmobilisierung und die Transportfähigkeit) abhängen. STOCKING (1987: 24) hat bei der empirischen Erarbeitung des SLEMSA-Modells (*Soil Loss Estimation Model for Southern Africa*) eine enge Korrelation zwischen Niederschlagsmenge und Niederschlagsenergie (über Niederschlagsintensität) festgestellt (vgl. auch STOCKING et al. 1988: 174f). Demnach läßt sich je nach Niederschlagsregime der Jahresdurchschnittsniederschlag mit folgenden Gleichungen umrechnen:

- nen: (1) $E = 18,846 \cdot P$ für Gebiete mit überwiegend Zenitalregen
 (2) $E = 17,368 \cdot P$ für Gebiete mit signifikanter Menge an Landregen

Dabei ist: $E =$ mittlere saisonale Niederschlagsenergie in Joule pro Quadratmeter [$J \cdot m^{-2}$]
 $P =$ langjähriger Jahresdurchschnittsniederschlag [mm]

VAN DER POEL (1980) sowie ABEL & STOCKING (1987: 464) geben für Botswana die Gleichung (3) $E = 18,107 \cdot P$ an. Da der Starkregenanteil (mit Ausnahme der küstennahen Bereiche) in Namibia eher höher ist (vgl. KEMPF 1994: 146), ist hinsichtlich der kinetischen Niederschlagsenergie im Untersuchungsgebiet von Gleichung 1 auszugehen. Eine stärkere Akzentuierung der Niederschläge würde vermutlich auch den Umrechnungsfaktor zum Energie-Input erhöhen, eine schwächere Akzentuierung denselben erniedrigen. Karte 11 gibt die saisonale Niederschlagsenergie als Isoenergeten in Zentral-Namibia an.



Karte 11: Durchschnittliche jährliche Niederschlagsenergie auf Basis des langjährigen saisonalen Niederschlagsmittels in Zentral-Namibia (ohne die Küstenregion) nach eigenen Berechnungen und Interpolation. Als Grundlage zur Datenermittlung dienten die Umrechnungsfaktoren nach STOCKING (1987: 24), s. o.

Der höchste Niederschlagsenergie-Input wird im Nordosten des Untersuchungsgebiets mit über $8,5 \text{ kJ} \cdot \text{m}^2$ pro Jahr erreicht. Gleichzeitig ist dort aber aufgrund einer weitgehend perennierenden dichten Vegetationsdecke ein relativ hohes Interzeptionsvermögen vorhanden, das die Auswirkungen der Niederschlagsenergie (*splash*) auf die Morphosphäre erheblich mindert. Ihre erosive Wirkung am stärksten entfalten die Niederschläge im Bereich lückenhafter, vorwiegend annueller Vegetation, also im Bereich der stärksten Akzentuierung (zwischen ca. 100 und 300 mm Jahresdurchschnitt), obwohl die kinetische Energie dort nur ca. $1,8$ bis $5,5 \text{ kJ} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ beträgt.

Die Karten 8-11 zeigen Isolinien aus interpolierten punktuell erhobenen Datensätzen. Ein Abriß über die klimatische Ausstattung Namibias kann jedoch ohne die Erwähnung der kleinräumlichen Variabilität nicht komplett sein. Schließlich wird darauf hingewiesen, daß die festgestellte „Mittelwerts-Irrelevanz“ die auf eben diesen Mittelwerten beruhenden Isohyetenkarten in ihrer Aussagekraft extrem einschränkt. Dies verdeutlicht Abb. 25 (im Anhang), wo zwei eng benachbarte Stationen verglichen werden. Obwohl die Mittelwerte im gleichen Bereich liegen, treten sowohl in der Gesamtmenge, wie auch im jahreszeitlichen Verlauf erhebliche Unterschiede auf (HÜSER 1976: 16-19).

Fazit: Das Niederschlagsregime des untersuchten Raumes muß als extrem akzentuiert und hoch variabel angesehen werden. Eine noch größere Akzentuierung ist im semi-ariden Rahmen kaum vorstellbar. Mit zunehmender Feuchtigkeit nimmt die Akzentuierung eher ab. Der Großteil aller Niederschläge fällt als Starkregen mit hoher Intensität in wenigen Einzelereignissen. Mit zunehmenden Niederschlägen steigen die Intensitäten kaum, sondern lediglich die Anzahl der Einzelereignisse. Die Niederschlagsaison verläuft unprognostizierbar, eine Art „Normaljahr“ kann nicht auf Basis der Durchschnittsniederschläge definiert werden.

1.3.5 Wind

Als wichtiges morphodynamisches Agens im Trockenraum Namibia muß die äolische Aktivität gesondert betrachtet werden. Windrichtungen und Windstärke der Großsysteme werden dabei von der Lage des Untersuchungsgebiets innerhalb der jahreszeitlichen Zirkulationsdynamik bestimmt (Kap. 3.1). Innerhalb des Großsystems, welches vom Wechselspiel der relativ stabilen südatlantischen Antizyklone mit den saisonalen kontinentalen Luftdrucksituationen (SCHULZE 1969: 503ff + 544ff; TYSON 1987: 123ff) dominiert wird, treten charakteristische lokale Windsysteme auf. Diese können topographische oder thermische Sonderbedingungen repräsentieren, z. B. küstennahe Land-Seewind-Systeme (vgl. TYSON & SEELY 1980). Auf Ursprung und Dynamik dieser Bedingungen kann hier nicht vertieft eingegangen werden. Es sei auf die Literatur, insbesondere die umfassenden Studien von TYSON (1987) und PRESTON-WHITE & TYSON (1993) verwiesen.

Für Namibia liegen insgesamt nur wenige Langzeit-Winddatenreihen vor, doch geben v. a. die Aufnahmen des Wetteramtes (Windhoek), des Hafenamtes (Walvis Bay), der Wüstenforschungsstation (Gobabeb) sowie des Etosha Ecological Institute (Okaukuejo) anscheinend ein gutes Bild der Windverhältnisse in Zentralnamibia und dem zentralen Nordnamibia wieder.

Im Hinterland, der Kalahari und dem zentralen Hochland überwiegen den Daten zufolge im Jahresverlauf Winde aus nordöstlichen Richtungen bei weitem. Es folgen die Ost- und Nordwinde (Abb. 26). Andere Windrichtungen nehmen nur etwa ein Viertel der Zeit ein (ENGERT 1992: 9, unpubl.).

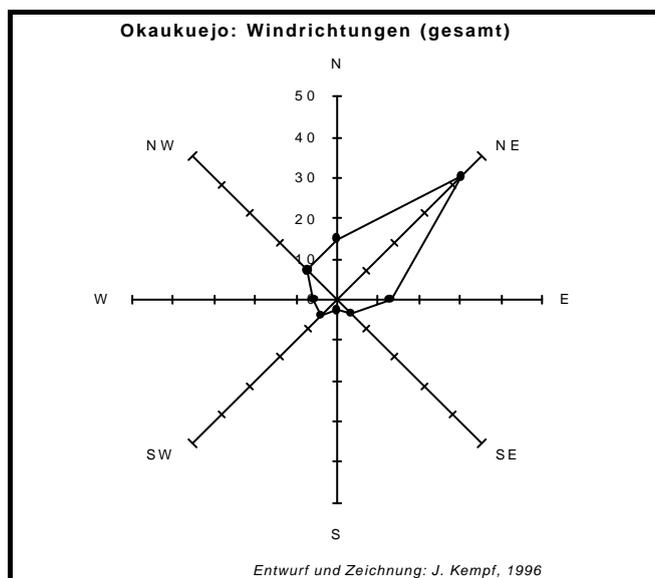


Abbildung 26: Windrichtungen an der Station Okaukuejo (Etosha National Park), gemessen täglich um 14.00 Uhr im Zeitraum von Januar 1982 bis Januar 1991 nach ENGERT (1992: 9, Datenquelle: *Etosha Ecological Institute*, Okaukuejo). Die nordöstlichen Winde dominieren mit über 43 % deutlich.

Die Daten des *Etosha Ecological Institute* wurden durch BERRY (1980: 31) jahreszeitlich untergliedert (Abb. 27-29, vgl. ENGERT 1992: 10f, unpubl.):

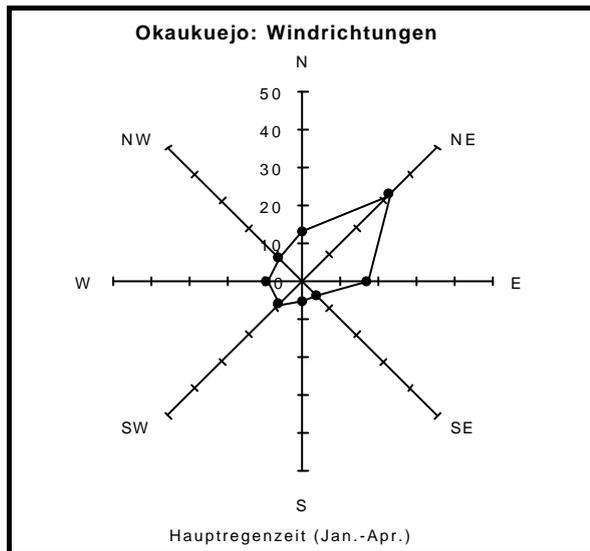


Abbildung 27: Hauptregenzeit (Januar bis April)

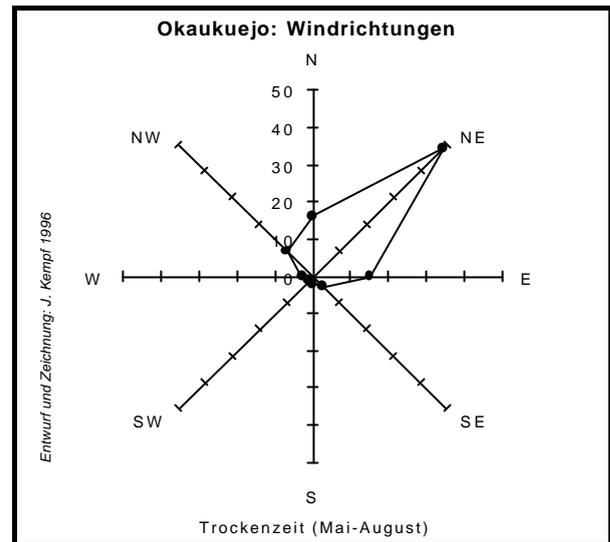
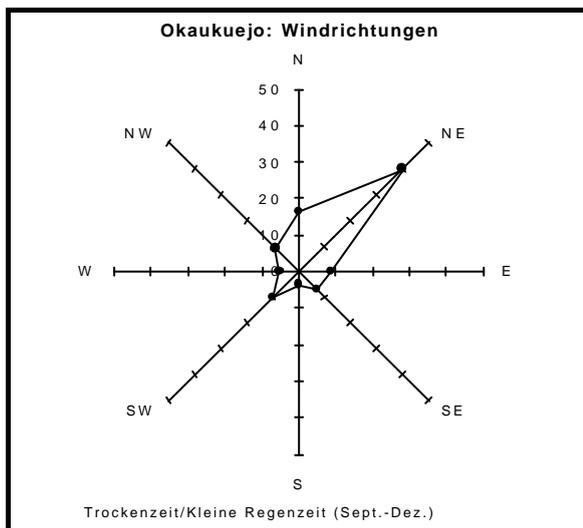


Abbildung 28: Trockenzeit (Mai bis August)

Abbildung 29: Trockenzeit bis Kleine Regenzeit



Entwürfe und Zeichnungen: J. Kempf, 1996

Abbildungen 27-29: Windrichtungen an der Station Okaukuejo (Etosha National Park), gemessen täglich um 14.00 Uhr im Zeitraum von Januar 1982 bis Januar 1991 nach ENGERT (1992: 10f) und BERRY (1980: 31f) auf Basis der Daten des *Etosha Ecological Institute*, Okaukuejo. Trockenzeitlich ist der in Abb. 26 erkennbare starke NE-Trend noch verstärkt. Lediglich in der Hauptregenzeit spielen westliche Winde eine, wenn auch untergeordnete, Rolle. Insgesamt ist ein starker passatischer Einfluß an dieser kontinentalen Station erkennbar.

Die jahreszeitliche Gliederung zeigt keine gravierenden Unterschiede zum Windregime des gesamten Jahres. Lediglich im Verlauf der Trockenzeit ist der Anteil von Winden aus nordöstlichen Richtungen noch höher. Regenzeitlich nimmt er zugunsten des Anteils westlicher Winde ab. Selten sind Winde aus südlichen Richtungen in allen Jahreszeiten. Dies unterscheidet die kontinentaleren Meßstationen von den küstennahen (s. u.). In einigen Monaten, insbesondere im November können nach BERRY (1980: 42) auch Nordwinde vorherrschen. Daneben gibt es auch tageszeitliche Unterschiede. So wird um 08.00 Uhr und um 20.00 Uhr nach BERRY (1980: 42f) in vielen Monaten eine dominante südwestliche Windrichtung gemessen, wobei hier aber die Windstärke erheblich schwächer sein soll (vgl. auch HERDTFELDER 1984: 17). Ein vergleichbares Windregime verzeichnen die Stationen Grootfontein und Gobabis (VAN DER MERWE 1983: 21).

Die Dominanz der nordöstlichen bis östlichen Windrichtungen wird noch durch die besondere Stärke dieser Winde unterstrichen. Nach BERRY (1980: 42) wurde im Meßzeitraum 1974-1978 in der Trockenzeit (Juni-August) an bis zu 5 Tagen monatlich eine Windstärke von 9 Beaufort-Graden ($> 20 \text{ m/s}$) überschritten. Windböen können gelegentlich auch Orkanstärke erreichen, insbesondere wenn sich am frühen Vormittag im Zuge der täglichen Erwärmung lokale Luftdruckdifferenzen entwickeln. Dieses trockenzeitliche Geschwindigkeitsmaximum hat erhebliche Auswirkungen auf den äolischen Materialtransport von den dann kaum vegetationsbedeckten Flächen. Als Charakteristikum sind dann in ganz Namibia Staubtromben in einer allgemein sehr aerosolreichen Luft zu beobachten, die sich bis an die jeweilige Luftmassenobergrenze ausdehnt (nach Erfahrungen der eigenen Anflüge auf den Flughafen Windhoek bis zu einer Höhe über 2000 m ü. GOF).

Anders ist dies bei den gelegentlich auftretenden antizyklonalen Höhenwestwinden (Kap 3.2, S. 39), die bis zum Auftreffen in der entsprechenden Höhenlage staubarm sind und nur lokal zur Materialmobilisierung führen. Außer bei diesen Ereignissen muß von einem Staubtransport in südwestliche bis westliche Richtungen ausgegangen werden (s. u.). So haben sich z. B. an der Westseite der Etosha-Pfanne Lunette-Dünen entwickelt (vgl. BUCH 1996: 11). Dabei beschränkt sich die Transportfähigkeit nicht nur auf Saltation von sandigen Komponenten, sondern vor allem auf suspensiven Ferntransport feiner und feinsten Korngrößen. Die Transportfähigkeit der trockenzeitlichen Ostwinde ist nicht zu unterschätzen. Der hohe Aerosolgehalt kann selbst zu Beeinträchtigungen bei der spektrometrischen Analyse von Fernerkundungsdaten führen (freundl. Information Dr. A. LÜCK, vgl. auch LÜCK 1996: 46), da Veränderungen der Reflexionseigenschaften auftreten können.

Auch bei Meßstationen auf dem zentralen Hochland überwiegt die östliche Komponente bei den Windrichtungen (Abb. 30), wenngleich andere Richtungen häufiger vorkommen, da zyklonale Westwindeinbrüche nicht auszuschließen sind. Auch hier sind jedoch die stärksten Winde aus östlichen Richtungen während der Trockenzeit zu erwarten. Etwa 14 % repräsentieren die antizyklonalen nordwestlichen bis westlichen Höhenwinde, die zu allen Jahreszeiten auftreten können. Nach VAN DER MERWE (1983: 21) sind 17,8 % aller Tage windstill.

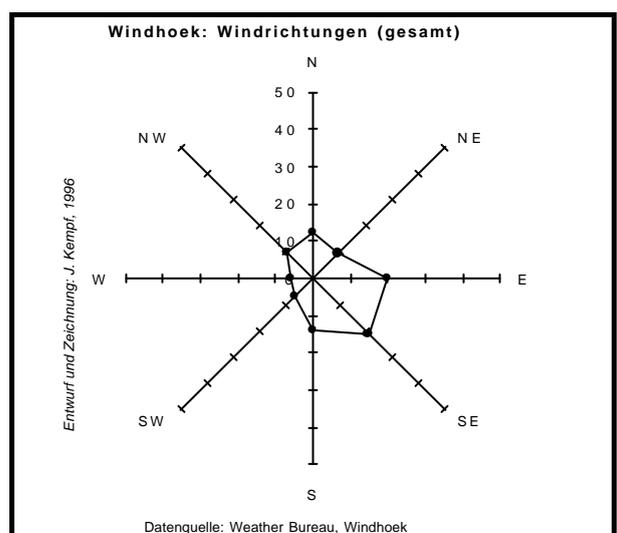


Abbildung 30: Windrichtungen an der Station Windhoek nach Daten des *Weather Bureau*. Östliche Windrichtungen (NE-E-SE) dominieren mit über 50 %.

Etwas anders als bei den Meßstationen des Hochlandes verhält es sich bei den Stationen der Namib. Hierzu liegen einige Studien vor, die sich im Hinblick auf den Materialtransport mit den Winden beschäftigen, z. B. BESLER (1980: 104f), TYSON & SEELY (1980), LAN-CASTER et al. (1984), WHITAKER (1984), LANCASTER (1985, 1989: 15ff). Demnach überwiegen in der Namib schwache bis mäßig starke, aber konstante südliche bis südwestliche Winde von der ozeanischen Antizyklone (s. o.). In Küstennähe werden sie lokal überlagert von einem Land-Seewind-Wechsel (Tag-Nacht), der von den Temperaturunterschieden zwischen der kühlen Meeresoberfläche und der warmen Landfläche verursacht werden soll (LANCASTER 1989: 15). Diesen täglichen Zyklus, der sich auch in den charakteristischen regelmäßigen Nebelbrüchen der Küstennamib manifestiert, haben TYSON & SEELY (1980) beschrieben.

Die ganzjährigen südlichen bis südwestlichen Winde erreichen eine Maximalhäufigkeit und -stärke im namibischen Frühling und Frühsommer (Ende September bis Mitte Januar, wenn die Druckunterschiede über dem Südatlantik am größten sind (LANCASTER et al. 1984). Sie werden von einigen Autoren für die rezente Verbreitung von Namib-Dünen verantwortlich gemacht. Zur Verdeutlichung der klimatischen Situation an der Küste der Dünen-Namib folgt ein Auszug eines unpublizierten Berichts von GROSSARTH (1932), der von Oktober 1926 bis Februar 1931 ununterbrochen das Klima im Gebiet zwischen Meob Bay und Conception Bay aufgezeichnet hat.

Das Klima ist das übliche an der Namibküste. Morgens und nachts herrschen häufig Seenebel. Tagsüber kann es zuweilen sehr heiß werden. Die auf den Südfeldern so gefürchteten Südwestwinde treten hier weniger stark auf. Nach Osten hin scheinen aber die stärkeren Winde mehr aus Süden zu kommen, wie z. B. die breiten Sandgräben mit kleinen Grobkerndünen, die Süd-Nord verlaufen, auf den großen Sandflächen des nördlichen Abbaugebiets beweisen. Dieses Allandigwerden des Südwestwinds hat auch Prof. Kaiser auf den Südfeldern festgestellt. Die Hauptwindzeit ist von September bis Dezember. Dann herrschen die Südwestwinde, die einige Stunden nach Sonnenaufgang leise anfangen, mittags zum Sturm anwachsen, von gegen 4 Uhr ab schwächer werden und gegen Mitternacht aufhören. Doch dauern die stärkeren Winde selten über drei Tage - mit dem zweiten Tag als Höhepunkt. Dann tritt wieder etwas ruhigeres Wetter ein.

Von April bis Juli treten zuweilen Ostwinde auf. Diese fangen meist bald nach Mitternacht an und hören gewöhnlich mittags auf. Nach kurzer Windstille setzt dann regelmäßig ein leichter Südwestwind ein. Der Ostwind bringt, besonders nach guten Regenjahren im Inneren, große Mengen an Grassamen von Aristida-Arten, so daß es zuweilen wie Schneetreiben aussieht. Insbesondere ist dies der Fall, wenn nachmittags der Südwestwind die Samen wieder vor sich hertreibt. Auch bringt der Ostwind große Mengen an Insekten aus dem Inneren [...].

Nordwinde können in jedem Monat auftreten. Sie beginnen auch nachts und drehen meist von Nordost über Nord nach West und nachmittags nach Südwest. Sie sind aber selten so stark wie die Südwestwinde, aber oft feuchter als diese. Frost tritt nie auf. Regen ist ansich garnicht so selten und häuft sich in den Regenmonaten des Inneren. Meist sind es nur wenige Tropfen (0,0 bis 0,2 mm). Nur ein Gewitterregen mit ca. 15 mm Niederschlag im April 1928 war der einzige stärkere Regen meines fast 4 ½-jährigen ununterbrochenen Aufenthaltes [...].

Tau tritt dagegen häufiger auf, da die Nebel besonders nach der Küste hin sehr tief ziehen. Die Nebel gehen aber nicht weit in das Innere, selten über die Ostgrenze unseres Gebiets, die festliegenden Dünen, hinaus. Mit Sonnenaufgang beginnen von Osten her sich die Nebelwolken aufzulösen und dann ist das Dünengebiet schon in hellem Sonnenschein, während über das Vorland von der Küste her noch dicke Nebelschwaden ziehen. Ich möchte sogar die Grenze der Dünenstauung direkt als Klimagrenze betrachten, also der Grenze zwischen dem heißen und trockenen Klima der Binnennamib und dem etwas feuchteren Klima der Küstennamib. [...].

Quelle: unpublizierter Bericht von GROSSARTH (1932) für die Anglo-American Corp.

Es ist dies der längste lückenlos beobachtete Zeitraum im genannten Gebiet. Der zitierte Bericht gibt ein gutes Bild der aktuellen Witterungsphänomene an der Küste der Dünen-Namib und nennt die charakteristischen Elemente:

1. im Tagesverlauf anhebender und abflauernder, mäßiger bis starker Südwestwind,
2. Land-Seewind-System mit Nebeleinbruch im Tag-Nacht-Wechsel,
3. starker ablandiger Ostwind,
4. gelegentlicher feuchter Nord- bis Nordwestwind.

Neben den südlichen Winden wird v. a. dem Ostwind besondere morphologische Wirkungskraft zugesprochen, wobei zwischen der östlichen Komponente des halbtäglich wechselnden Land-Seewind-Systems und dem Luftmassenferntransport (sog. „Bergwind“) klar zu unterscheiden ist. Ersterer tritt ausschließlich im direkten Küstenbereich auf, indem er mit maximalen Windstärken von 4 Beaufort-Graden (< 8 m/s), zumeist aber nur mit einer leichten Brise gegen Nachmittag den Küstennebel aufs Meer zurücktreibt.

Der Bergwind gehört dagegen als heißer Föhn- oder Fallwind, der Sturmstärke erreicht, genetisch zum regionalen Passatsystem. Er tritt sehr häufig in den namibischen Wintermonaten, v. a. im August und September, gelegentlich auch von April bis Juli auf, wenn das kontinentale Hoch über der Kalahari und das küstennahe Tiefdruckgebiet besonders gut ausgebildet sind. Dabei summieren sich nach TYSON (1964) folgende Faktoren:

1. trockenadiabatische Fallerwärmung aus den Höhenlagen des zentralen Teils des Kontinents, bzw. den Randstufenhochländern,
2. Divergenz und Verstärkung der Druckunterschiede durch präfrontales Absinken der Luftmassen,
3. Advektion warmer, kontinentaler Luftmassen im Hinterland.

Nach PRESTON-WHITE & TYSON (1993: 219) würden sie ohne die topographische Konfiguration (Luftmassenbewegung von zentralem Hochlandbecken über Hochländer, Randstufe und Vorland bis auf Meereshöhe) nicht ausgebildet werden. Die absteigende Bewegung dieser Bergwinde führt zu der bereits erwähnten paradoxen thermischen Situation, daß an der Küste die höchsten Tagestemperaturen im Winter gemessen werden können. Die kontinentalen, im bis über 1800 m ü. NN gelegenen Hochland und im Tagesverlauf bis zu 20° - 25° C erwärmten Luftmassen zeigen beim Absinken eine Zunahme der Temperatur bis auf 35° - 40° C auf Meereshöhe. Charakteristisch bei Anheben eines Bergwindeinbruchs ist ein sehr rascher Abfall der Luftfeuchtigkeit. So senkte sich z. B. am 25.06.1993 in Swakopmund-Kramersdorf um 7.20 Uhr die Hygrometeranzeige von 96 % auf unter 20 % innerhalb von knapp 10 Minuten. Die oberflächennahe Lufttemperatur

stieg von 18° C auf 29°C. Es erfolgte eine schnelle Austrocknung der Substrat- und Bodenoberflächen sowie der oberen Bodenhorizonte. Zusätzlich zur Erwärmung werden hohe Windgeschwindigkeiten erreicht. Nach WHITAKER (1984: 16) sind Geschwindigkeiten von 50-60 km/h bei Bergwinden, auch in der inneren Namib, nicht selten.

Auch das inverse Ereignis, das Zusammenbrechen des Bergwinds und das schnelle Einsetzen eines starken Seewinds konnte vielfach beobachtet werden. Insbesondere im küstennahen Bereich ist dieser Übergang häufig extrem ausgeprägt. Er kann sich in Sekundenschnelle vollziehen, wie z. B. am 19.08.1999 um 21.40.10^u Uhr, als bei Mile 108 eine südwärts laufende Windschere den vorher tagelang wehenden, heftigen, böigen Ostwind (etwa Beaufort-Stärke 8-9: deutliches weites Abwehen der Gischt von über 3 m hohen Wellenkämmen) plötzlich durch eine kühl-feuchte nordwestliche Meeresbrise ersetzte, in deren Gefolge sich die See beruhigte und dichter Nebel einbrach. Solche küstensenkrecht Nord-Süd verlaufenden Windscheren wurden im Beobachtungszeitraum häufig wahrgenommen.

Ihre besondere ökodynamische Bedeutung besteht v. a. in der extrem schnellen Zunahme der Taupunkttemperatur im bodennahen Bereich, wodurch eine hohe Wasserdampfübersättigung eintritt und sich ein großer Teil des Kondenswassers an den durch den staubbeladenen Ostwind aerosolreichen Luftmassen niederschlägt. So tritt eine Bodenbefeuchtung (Tau) auf, die derjenigen von einigen Millimetern Regen entspricht. Die tiefreichendste Befeuchtung (mit bis über 3 cm) des Bodens wurde stets nach solchen raschen Windwechseln beobachtet, während „normale“ Nebelvorstöße im Rahmen des täglichen Land-Seewind-Wechsels in der Regel keine so tiefreichende Durchfeuchtung bewirkten. Morphodynamische Konsequenz ist ein sofortiger Abbruch des seewärtigen Materialtransports; eine gleichzeitige starke Verminderung des Aerosolgehaltes der Luft ist anzunehmen.

Bei einsetzendem Bergwind dagegen fällt der Taupunkt teilweise bis in den negativen Temperaturbereich ab; jegliche Kondensation wird unterbunden und der Aerosolgehalt der Luft erhöht sich ständig. Das Ausmaß dieses Materialtransports vom Festland auf das Meer hat u. a. WHITAKER (1984) untersucht. Die Analyse der Winddaten aus der Namib in den Jahren 1978-1983 und der jüngsten Schelf- und Meeresbodensedimente belegt demnach, daß eine große Menge terrigenes Material mit nordöstlichen bis östlichen Bergwinden auf den Ozean transportiert wird und daß diese Winde hinsichtlich der äolischen Transportvorgänge rezent bei weitem vor anderen Winden dominieren (WHITAKER 1984: 27).

Die Ablagerungen der „*dust plumes*“ (Staubfahnen) können bis über 100 km westlich der Küste nachgewiesen werden (vgl. auch Satellitenbilder bei PRESTON-WHITE & TYSON 1993: 221 und

bei LÜCK 1996: 126). Nach WHITAKER (1984: 10) traten im genannten Untersuchungszeitraum jährlich 13-19 Bergwindereignisse mit *dust plumes* auf. Dies entspricht etwa der durchschnittlichen Anzahl von Tagen mit vom Westwind gesteuerten Nebelvorstößen im Bereich der Nebelwechselwüste östlich von Gobabeb (vgl. Kap. 4.2.1.5 und OLIVIER 1995: 131). Daraus kann geschlossen werden, daß die Annahme eines auflandigen Materialtransports unter gegenwärtigen Bedingungen nicht sehr wahrscheinlich ist. Auflandige Transportgradienten dürften durch das im Jahresverlauf dominierende Bergwind-System überkompensiert werden.

Hypothese: Hinsichtlich der Transport- und Formungskraft müssen in rezenten Morphomilieu die östlichen bis nordöstlichen (Berg-) Winde als das wirksamste äolische Agens angesehen werden. Die im Jahresverlauf häufigeren westlichen und südwestlichen Winde erreichen keine vergleichbare Wirkungskraft. Der Gradient des äolischen Stofftransports ist scheinbar ablandig. Auch im Hinterland dominieren eher östliche Winde. Insgesamt ist eine westwärts gerichtete äolische Aktivität im Untersuchungsgebiet zu postulieren.

3.3.5 Nebel

Da es in der küstennahen Namib nur sehr selten regnet, kommt hier für Verwitterungs- und pedochemische sowie ökodynamische Prozesse vor allem dem Nebelniederschlag eine hohe Bedeutung zu (vgl. MARTIN 1963a, GOUDIE 1972, GOUDIE et al. 1997 u. a.). Die charakteristischen Küstennebel der Namib-Nebelwüste entstehen vorwiegend an der Untergrenze einer Temperaturinversion, die sich in ca. 100-500 m Höhe als Abstrahlungsfläche eines relativ stabil geschichteten Kaltluftpakets über den kühlen Benguela-Auftriebswässern regelmäßig und dauerhaft ausbildet. Diese Inversion ist durch ihren hohen Aerosolanteil auch aus größerer Entfernung deutlich sichtbar. Oberhalb der Abstrahlungsgrenzfläche werden in der Regel ablandige warme Luftmassen herangeführt. Die Temperaturverhältnisse mit Warmluftzustrom über kühler Unterlage führt zu typischem Advektionsnebel an der Untergrenze der Inversion. Dabei wird jede weitere Konvektion unterbunden. Stattdessen treibt der tageszeitliche Seewind den Nebel landwärts.

Je nach Ausprägung der Luftdruck- und Temperaturunterschiede ist die Inversionsobergrenze in unterschiedlichen Höhen ausgebildet, so daß bisweilen der direkte Küstenbereich nebelfrei bleibt, während das küstennahe Hinterland in dichtem Hochnebel (Garùa) liegt. Zumeist ist aber der Nebel im gesamten Kaltluftpaket ausgebildet und betrifft daher weite Teile der Namib-Küste. So verzeichnet z. B. Swakopmund jährlich weit über 100 Nebeltage (OLIVIER 1995). Landwärts nimmt die Zahl der Tage mit Küstennebel schnell ab. Die Auswirkungen der Nebelphänomene werden in Kap. 4.2.1.5 und 4.2.1.6 diskutiert. Es sei hier auf die Literatur bei LOGAN (1960), BESLER (1972), LANCASTER et al. (1984) und OLIVIER (1995) verwiesen (Karte 21, S. 239).