

**Regionale Niederschlagsänderungen in Namibia  
bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt  
–  
Abschätzungen mit statistischem Downscaling**

**Dissertation zur Erlangung des  
naturwissenschaftlichen Doktorgrades  
der Bayerischen Julius–Maximilians–Universität  
Würzburg**

**vorgelegt von  
Ulrike Beyer  
aus Augsburg**

**Würzburg 2001**



# Inhaltsverzeichnis

<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>1 Der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt</b>	<b>3</b>
1.1 Treibhausgase . . . . .	4
1.2 Auswirkungen des verstärkten Treibhauseffekts . . . . .	9
1.3 Erfassen des zukünftigen Klimawandels . . . . .	12
<b>2 Statistisches Downscaling</b>	<b>17</b>
2.1 Downscaling mit Wettergeneratoren . . . . .	20
2.2 Synoptisches Downscaling . . . . .	21
2.3 Transferfunktionen . . . . .	24
<b>3 Rezent es und zukünftiges Niederschlagsgeschehen</b>	<b>31</b>
3.1 Zirkulationsdynamik im südlichen Afrika . . . . .	31
3.2 Verlauf der Sommerregenzeit in Namibia . . . . .	37
3.3 Bisherige Niederschlagsabschätzungen für das südliche Afrika . . . . .	38
<b>4 Datenbasis und Datenbearbeitung</b>	<b>41</b>
4.1 Niederschlagsdaten . . . . .	41
4.1.1 Stationsdaten Namibia . . . . .	41
4.1.2 Gitterdaten Namibia . . . . .	42
4.2 Zirkulationsdaten . . . . .	44
4.2.1 Reanalyse-Geopotentialdaten . . . . .	44
4.2.2 GCM-Daten . . . . .	46
4.3 Datenbearbeitung vor der Modellbildung . . . . .	48
4.3.1 Hauptkomponentenanalyse der Geopotentialdaten . . . . .	49
4.3.2 Hauptkomponentenanalyse der Niederschlags-Gitterdaten . . . . .	59
4.3.3 Korrektur der thermischen Anhebung der GCM-Daten . . . . .	61
<b>5 Modellbildung für Namibia</b>	<b>63</b>
5.1 Multiple Regression . . . . .	63
5.2 Kalibrierung der Regressionsanalysen . . . . .	66

5.3	Transformation der Zirkulationsdaten . . . . .	70
5.4	Verifikation der Regressionsmodelle . . . . .	73
5.5	Hauptkomponentenanalytische Bearbeitung der Prädiktanden . . . . .	78
<b>6</b>	<b>Ergebnisse der Regressionsanalysen</b>	<b>81</b>
6.1	Stationsbasierte Abschätzungsergebnisse . . . . .	83
6.1.1	November . . . . .	84
6.1.2	Dezember . . . . .	87
6.1.3	Januar . . . . .	91
6.1.4	Februar . . . . .	95
6.1.5	März . . . . .	98
6.2	CRU-Gitterfeld-/CRU-PC-Modellierung . . . . .	103
6.2.1	Dezember . . . . .	105
6.2.2	Januar . . . . .	108
6.2.3	Februar . . . . .	110
6.3	Transiente Simulation (ECHAM4) . . . . .	113
6.3.1	Dezember . . . . .	116
6.3.2	Januar . . . . .	119
6.3.3	Februar . . . . .	123
6.4	Zirkulationsdynamische Interpretation . . . . .	128
6.4.1	November . . . . .	129
6.4.2	Dezember . . . . .	133
6.4.3	Januar . . . . .	136
6.4.4	Februar . . . . .	139
6.4.5	März . . . . .	143
<b>7</b>	<b>Modellierung mit Kanonischen Korrelationen</b>	<b>147</b>
7.1	Kanonische Korrelation . . . . .	147
7.2	Unterschied der beiden Modellbildungen . . . . .	149
7.3	Analyse und Resultate der kanonischen Korrelationen . . . . .	157
<b>8</b>	<b>Schlussfolgerungen</b>	<b>165</b>
<b>9</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>169</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>175</b>
	<b>Anhang</b>	<b>195</b>
A.1	Stationsliste der Niederschlagsdaten . . . . .	196
A.2	Varianzerklärungsanteile der Geopotential- Hauptkomponenten . . . . .	198
A.3	Ergebnisse der Geopotential-Hauptkomponentenanalysen 1951-80 . . . . .	201
A.4	Normalverteilttheit der monatlichen Niederschlagssummen . . . . .	201

---

A.5	Multiple Korrelationskoeffizienten der Kalibrierungsperiode . . . . .	204
A.6	Korrelationskoeffizienten in der Verifikationsperiode . . . . .	207
A.7	Abschätzungen für PC-Regionen . . . . .	209
A.8	Partielle Regressionskoeffizienten der Modellgleichungen . . . . .	216
A.9	Quotienten - Niederschlagsänderung/STD im Kontrolllauf . . . . .	222

# Einleitung

In den letzten Jahrzehnten ist die Frage nach den Auswirkungen des anthropogen verstärkten Treibhauseffektes zunehmend Gegenstand des öffentlichen Interesses geworden. Nicht nur die Anzeichen der fortschreitenden Erhöhung der globalen Mitteltemperatur, sondern auch die Zunahme von klimatischen Extremereignissen alarmierte unsere Gesellschaft, die eigene Einflussnahme auf das komplexe Klimasystem, in dem Ursache und Wirkung nicht immer den gleichen räumlichen und zeitlichen Skalen zuzuschreiben sind, zu erforschen. Die aktuellsten Bestrebungen, die vielfältigen Resultate weltweit tätiger Forschungsgruppen zusammenzufassen, manifestieren sich in dem dritten Gutachten des internationalen Ausschusses zur Klimaänderung (IPCC 2001), das Abschätzungen zur globalen Erwärmung ebenso präsentiert wie die Prognosen globaler wirtschaftlicher Entwicklung im Zeitalter des Klimawandels. Der “global climate change” wirkt sich nicht auf alle Geozonen gleich aus, deswegen ist es von besonderer Wichtigkeit, eventuelle klimatische Veränderungen, die durch Erhöhungen der Treibhausgas-Emissionen bedingt sind, auch auf regionaler Ebene zu erfassen.

Eingebettet in das Graduiertenkolleg zur Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsforschung in Afrika und die Arbeitsgruppe Klimaforschung der Universität Würzburg, sollen in der vorliegenden Arbeit die Veränderungen des Niederschlagsgeschehens in Namibia bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt untersucht werden. Der regionale Focus auf Namibia ergibt sich zum einen durch das Bestreben, eine räumliche Einheit für die interdisziplinären Projekte des Graduiertenkollegs zu schaffen, zum anderen handelt es sich bei Namibia um einen klimasensitiven Raum im südlichen Afrika, der bezüglich zukünftiger klimatischer Entwicklungen enormen Forschungsbedarf hat.<sup>1</sup> Da das Land zu weiten Teilen in den Subtropen liegt, stellt der Niederschlag den limitierenden Faktor für die wirtschaftenden Menschen in der semiariden bis ariden Umwelt dar. Der Niederschlag ist ein klimatischer Parameter, der sehr stark von der geographischen Lage und den lokalen Gegebenheiten abhängt und sich durch die Erhöhung der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration nicht nur temporal, sondern auch regional verändert. Aufgrund der hohen raum-zeitlichen Variabilität der Sommerregen Namibias genügen bisher eingesetzte allgemeine Zirkulationsmodelle mit ihrer geringen horizontalen Auflösung nicht, um das regionale Niederschlagsgeschehen unter den veränderten Klimabedingungen des anthropogen verstärkten

---

<sup>1</sup>Hinsichtlich zukünftiger Niederschläge existieren für Namibia ausschließlich Abschätzungen, die aus Resultaten globaler Zirkulationsmodelle extrahiert wurden. Der seit wenigen Jahren bestehende Regionalmodellentwurf für die Republik Südafrika lässt sich schlecht auf die Klimaverhältnisse des maßgeblich vom Benguelastrom und der tropischen Zirkulation beeinflussten Namibias übertragen.

Treibhauseffekts zu erfassen.

Zielsetzung dieser Arbeit ist es, mithilfe statistischer Downscaling-Methoden regional hochaufgelöste Abschätzungen für Namibia zu ermöglichen, die bedingte Prognosen über mögliche Änderungen im Verlauf zukünftiger namibischer Sommerregen zulassen. Es werden Szenarien erstellt, deren Ergebnisse von der Qualität der verwendeten Datenbasis und der Güte der aufgestellten Modelle abhängen. Dabei sollen gleichzeitig die potentiellen Stärken und Schwächen dieser vergleichsweise jungen Methode des Downscaling und dessen verschiedene Ansätze kritisch beleuchtet und hinsichtlich ihrer Einsatzmöglichkeiten zur Modellierung im Spannungsfeld zwischen tropischer und außertropischer Zirkulation beurteilt werden. Es geht weniger darum, exakt bezifferbare Änderungsraten zu errechnen, es sollen vielmehr - wie es schon aus dem Titel der Dissertation hervorgeht - Abschätzungen vorgenommen werden, die den generellen Trend der Niederschlagsänderungen beschreiben. Um auch intrasaisonale Änderungen berücksichtigen zu können, ist es von großer Bedeutung, die Sommerniederschläge nicht saisonal gemittelt, sondern auf einzelmonatlicher Basis zu analysieren.

Die Ausführungen sind wie folgt gegliedert: Nach einer kurzen Einführung in die Wirkungsweise und Problematik des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts werden verschiedene Möglichkeiten vorgestellt, wie die Auswirkungen des "climatic change" modellhaft berechnet werden können. In Kapitel 2 wird das breite methodische Spektrum von synoptischem, dynamischem und statistischem Downscaling mit Schwerpunkt auf dem letzteren, jeweils mit entsprechenden Beispielen aus der Literatur erläutert. Kapitel 3 beinhaltet Beschreibungen des rezenten Niederschlagsgeschehens in Namibia und einen Überblick zur Zirkulationsdynamik des südlichen Afrikas, die für das Verständnis der späteren Modellbildung potentiell bedeutsam ist. Anschließend ist die Erläuterung der Datenbasis und der Datenbearbeitung mit dem Ziel der Vorbereitung zur Modellbildung anhand schrittweiser Regressionen dargelegt. Darauf folgt in Kapitel 5 die ausführliche Erklärung der vorgenommenen Modellierung für Namibia, deren Ergebnisse in Kapitel 6 dargestellt werden. Hier stehen Resultate verschiedener Treibhauseffekt-Szenarien und alternativer methodischer Vorgehensweisen zur Diskussion, die in einem kurzen Exkurs in Kapitel 7 den Ergebnissen kanonischer Korrelationen gegenüber gestellt werden.

Forschungsergebnisse, die zukünftige Klimaabschätzungen für Zeitspannen mehrerer Dekaden zum Thema haben, sind inhaltlich natürlich schwer verifizierbar, solange nur wenig Interesse an dem Zielgebiet besteht und die Zahl der entsprechenden Veröffentlichungen gering ist. MITCHELL & HULME betiteln ihre Publikation von 1999 diesbezüglich sehr treffend mit: "Predicting regional climate change: living with uncertainty". Innerhalb der vorhandenen Möglichkeiten soll diese Arbeit - trotz aller verbleibenden Unsicherheit - dazu beitragen, die Auswirkungen des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts auf einen Raum zu erfassen, der nur langsam in den Blickpunkt des Interesses rückt.<sup>2</sup>

---

<sup>2</sup>Eine Publikation zum "African climate change" von 1900-2100 von HULME et al. (2001 accepted) erscheint demnächst.

## Kapitel 1

# Der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt

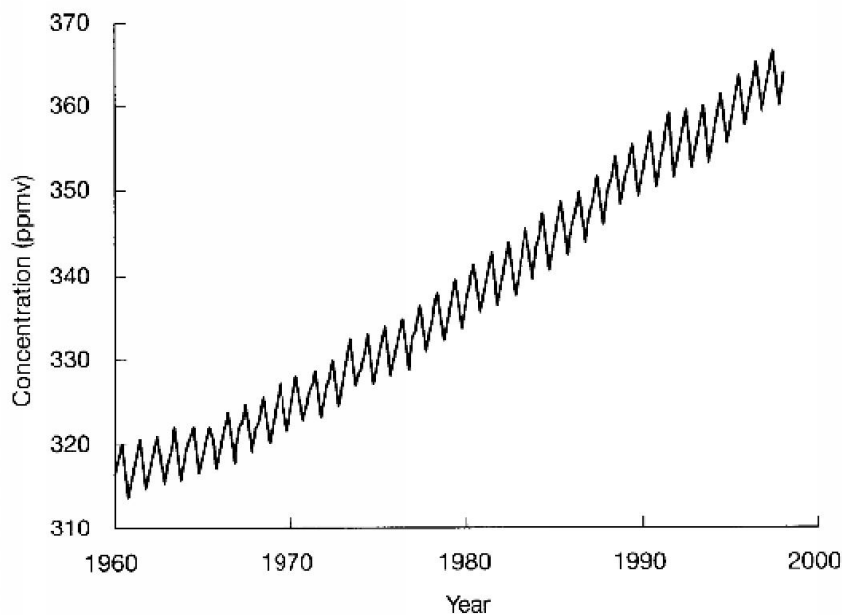
Die absorbierende Eigenschaft von Wasserdampf, CO<sub>2</sub> und anderen Spurengasen auf die von der Erdoberfläche emittierte Wärmestrahlung wird wegen des ähnlichen Ergebnisses der Wirkungsweise dieser Gase und den Glasscheiben eines Treibhauses als Treibhauseffekt bezeichnet. Dieser Prozess ist als natürlich anzusehen, da die verantwortlichen Gase schon lange vor der Einwirkung des Menschen wirksam waren. Ohne diesen natürlichen Treibhauseffekt betrüge die globale Mitteltemperatur statt ca. 15° C eisige -18° C. Da zunehmende menschliche Aktivitäten in den letzten Jahrhunderten zu Veränderungen der atmosphärischen Gas-Konzentrationen führten, die einen globalen Klimawandel zur Folge haben, gewinnt die Abschätzung der Auswirkungen des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts an Bedeutung.

“Das CO<sub>2</sub>-Klima-Problem” und die Frage: “Wo bleibt das Erwärmungssignal?” (FLOHN 1983 und 1989, S.31) beschäftigte Klimawissenschaftler schon lange vor der Einrichtung internationaler Kommissionen zur “Klimapolitik”. Seit 1995 ist bekannt, dass die rezente globale Erwärmung mit 95%-iger Wahrscheinlichkeit auf die menschliche Einflussnahme zurückzuführen ist (HASSELMANN 1995). Es ist jedoch nach wie vor umstritten, wie groß das anthropogene Signal ist bzw. wie es im Kontext der natürlichen Variabilität zu beurteilen ist. Folglich sind kontradiktäre Schlagzeilen wie “Der Treibhauseffekt **ist ein Märchen**” (DIE ZEIT 25/7/1997) oder “Der Treibhauseffekt **ist kein Märchen**” (FRANKFURTER RUNDSCHAU 5/8/1997) nicht verwunderlich. Chemische und physikalische Prozesse, die dem anthropogen verstärkten Treibhauseffekt zu Grunde liegen, sowie ein kurzer Überblick zu dessen möglichen Auswirkungen sind Gegenstand der nächsten zwei Abschnitte. Das Kapitel schließt mit der Darstellung verschiedener Ansätze, den Klimawandel zu erfassen.



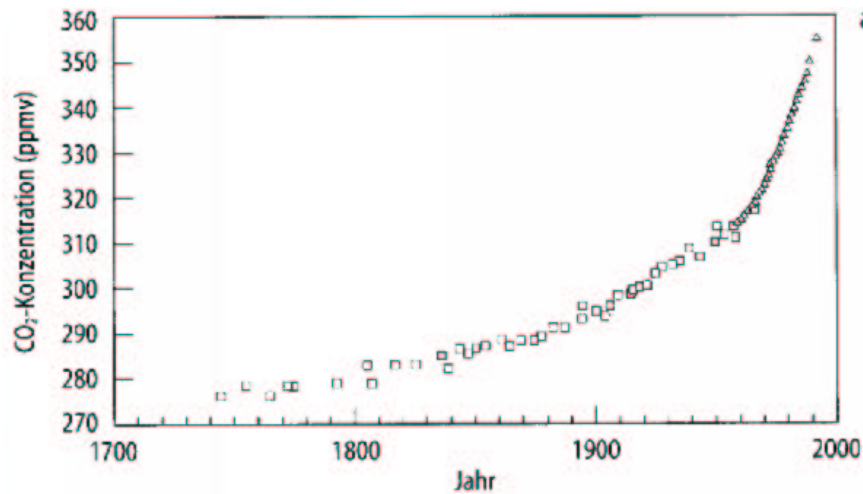
## 1.1 Treibhausgase

Während Politiker und Wissenschaftler tagen, um neue Maßnahmen zum Klimaschutz wie vertragliche Verpflichtungen verschiedener Nationen zur Emissionsminderung auszuhandeln, steigen die Kohlendioxid-Emissionen jedes Jahr um bis zu 1,8 ppmv (HOUGHTON 1997, S.27). Der Anstieg dieses klimawirksamen Spurengases ist, im Gegensatz zum anthropogen bedingten Anteil an der gegenwärtigen Klimaerwärmung, messtechnisch nachweisbar. Allein zwischen 1960 und 2000 ist eine Zunahme der CO<sub>2</sub>-Konzentration von 315 ppmv auf 367 ppmv zu verzeichnen, die in Abbildung 1.1 dargestellt ist.



**Abbildung 1.1:** Anstieg der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration seit 1960. Der jahreszeitliche Zyklus der CO<sub>2</sub>-Konzentration mit hohen winterlichen und niedrigeren sommerlichen Werten ist aus der Messreihe des Mauna Loa Observatoriums (Hawaii) ersichtlich (Quelle: HOUGHTON 1997, S.28).

Abbildung 1.1 zeigt zudem die jahreszeitliche Schwankung der CO<sub>2</sub>-Konzentration, die durch CO<sub>2</sub>-Entzug während der Vegetationsperiode sinkt und im Winter wieder Maximalwerte erreicht. Diese Variabilität verdeutlicht die Wechselwirkungen von Atmosphäre und Biosphäre und lässt die negativen Auswirkungen zunehmender Entwaldung und Landnutzungsänderungen auf das Klima erahnen. Die Wirkungsweise der Ozeane als CO<sub>2</sub>-Senke sowie die positiven und negativen Rückkopplungseffekte im Kohlenstoffkreislauf werden hier nicht ausgeführt, eine ausführliche Erläuterung dieser Zusammenhänge findet sich bei HOUGHTON (1997, Kapitel 3.2. bis 3.5). Vielmehr soll der Anstieg des Treibhausgases während der letzten Jahrhunderte beschrieben werden. Aus Messungen in Eisbohrkernen ist bis zum Jahr 1700 ein über mehrere tausend Jahre relativ konstanter atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Gehalt von ca. 280 ppmv abzuleiten (HOUGHTON 1997, S.26). Erst mit Einsetzen der Industriellen Revolution Mitte des 18. Jahrhunderts stieg dieser Gehalt bis auf den heuti-



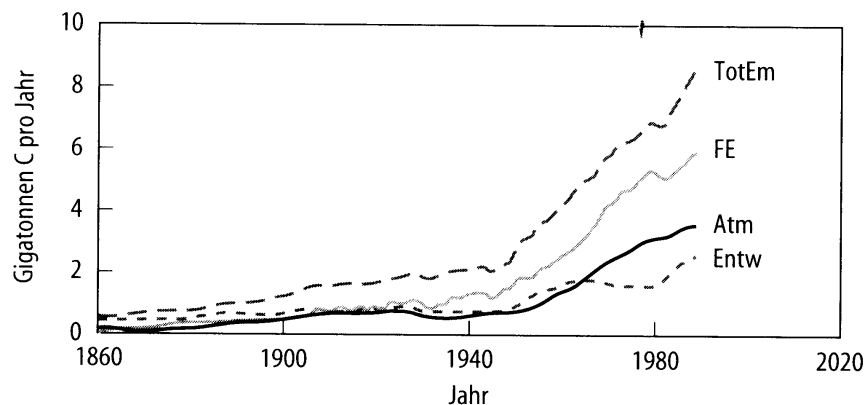
**Abbildung 1.2:** Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentration seit 1700. Quadrate zeigen Abschätzungen der CO<sub>2</sub>-Konzentration aus Eisbohrkernen, Dreiecke markieren instrumentelle Messwerte, die seit 1957 am Mauna-Loa-Observatorium aufgezeichnet werden (Quelle: HOUGHTON 1997, S.28).

gen Wert über 360 ppmv, wie es Abbildung 1.2 zeigt. Diese Zunahme von Kohlendioxid ist vor allem auf die steigenden Emissionen durch die Verbrennung fossiler Energieträger in Industrieanlagen und Verkehrsmitteln zurückzuführen<sup>1</sup>, wie es Abbildung 1.3 veranschaulicht. Bei den Verbrennungsprozessen wird gleichzeitig Schwefeldioxid freigesetzt, das nach Gas-Partikel-Konversion als atmosphärisches Aerosol einfallendes Sonnenlicht reflektiert und damit der globalen Erwärmung entgegenwirkt. Allerdings muss bei diesen Prozessen die unterschiedliche atmosphärische Verweilzeit von CO<sub>2</sub> (Größenordnung 10 Jahre) und SO<sub>2</sub> (einige Tage) beachtet werden (HANSEN 1990).

Das quantitativ bedeutsamste Treibhausgas ist der Wasserdampf, dessen Anteil in der Atmosphäre sich nicht direkt durch anthropogenen Einfluss verändert, aber infolge zunehmender Erwärmung ansteigt. Die terrestrische Wärmestrahlung wird vom Wasserdampf vor allem bei Wellenlängen zwischen 5 und 8  $\mu\text{m}$  und  $>18\mu\text{m}$  modifiziert. Eine Wärmestrahlungskurve mit den Absorptionsbanden der wichtigsten Treibhausgase im Infrarotbereich ist in Abb.1.4 zu sehen.

Auch andere Treibhausgase wie z.B. Methan sind trotz geringerer Konzentration in der Atmosphäre (ca. 2 ppmv) keineswegs unbedeutend, da das Treibhauspotential eines Methan-Moleküls etwa 7,5-fach stärker ist als das eines CO<sub>2</sub>-Moleküls. Die größte natürliche Methanquelle sind Feuchtgebiete. Zusätzliche Freisetzung durch anthropogene Einflussnahme (Reisfeldbau, Erdgasabbau, Viehhaltung, Abfallzersetzung auf Mülldeponien, Verbrennung von Biomasse) erhöhen die CH<sub>4</sub>-Konzentrationen um etwa 1 Prozent pro Jahr.

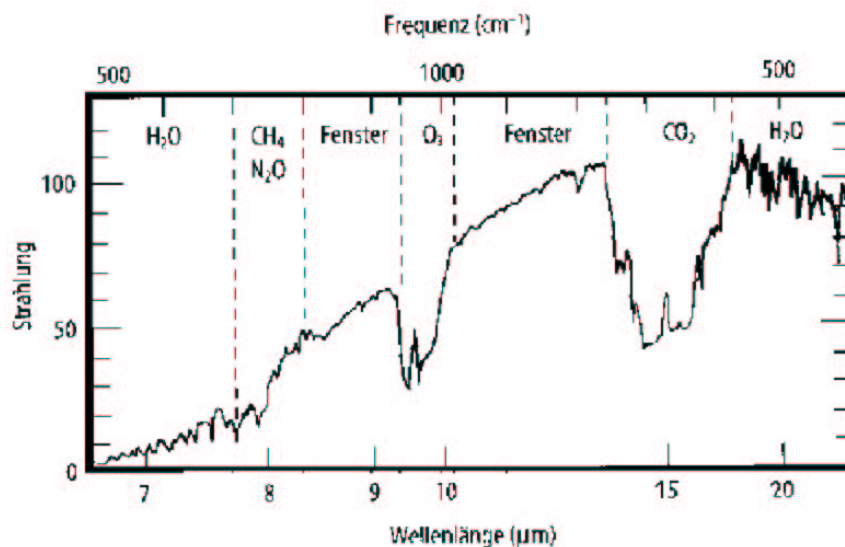
<sup>1</sup>Die Verbrennung von 1kg Kohle erzeugt etwa 2,5 kg CO<sub>2</sub>.



**Abbildung 1.3:** Der jährliche Anstieg der  $\text{CO}_2$ -Menge in der Atmosphäre (Atm) zusammen mit Schätzungen der Emissionen aus der Verbrennung fossiler Energieträger (FE) und aus Landnutzungsänderungen sowie Entwaldungen (Entw), deren Summe die Gesamtemission (TotEm) in Gigatonnen ergibt (Quelle: HOUGHTON 1997, S.29).

Die langlebigen Fluorchlorkohlenstoffe (FCK), deren Einsatz als Kühlmittel und in Sprühdosen v.a. in den 80er-Jahren rapide zunahm, sind eindeutig anthropogenen Ursprungs. Trotz des Produktionsstops (ab 1996 für Industrieländer und ab 2006 für Entwicklungsländer), der 1987 im Montreal-Protokoll vereinbart wurde, und trotz des Einsatzes weniger schädlicher Fluorkohlenstoffe wird aufgrund der langen Verweildauer bereits emittierter Moleküle von 100-200 Jahren der FCK-Gehalt in der Atmosphäre mittelfristig nur geringfügig sinken. Obwohl auch dieses Schadgas in vergleichsweise geringen Konzentrationen auftritt, verursacht es einen beträchtlichen Treibhauseffekt. Ein FCK-Molekül wirkt im Vergleich zu  $\text{CO}_2$  fünf- bis zehntausendmal stärker, weil es in einem Bereich des Strahlungsspektrums absorbiert, der als sogenanntes "atmosphärisches Fenster" (zwischen ca. 8 und  $14 \mu\text{m}$ , siehe Abbildung 1.4) bei wolkenlosem Himmel außerhalb der Absorptionsbande des bodennahen Ozons ungehinderte Ausstrahlung zulässt. Mit einem Anstieg von etwa 7% pro Jahr bei einem insgesamt sehr geringen atmosphärischen Mischungsanteil von 140 ppt gewinnen auch die teilhalogenierten (HFKW) und perfluorierten Fluorkohlenwasserstoffe (PFKW) an Bedeutung, die seit dem Verbot der FCKW durch das Montreal-Protokoll vermehrt als Substitute eingesetzt werden.

Gleichzeitig mindert die Anwesenheit von FCK aber auch den Treibhauseffekt, da es ein weiteres Treibhausgas, das troposphärische Ozon, zerstört. Eine durch das Chlor-Atom der Fluor-Chlor-Kohlenstoff-Moleküle angetriebene katalytische Reaktion reduziert Ozon zu Sauerstoff. Der Prozess läuft vorwiegend in höheren atmosphärischen Niveaus ab. Gelangen Fluorchlorkohlenstoffe in die Stratosphäre, führt diese chemische Reaktion zum Abbau der stratosphärischen Ozonschicht und ermöglicht so eine verstärkte UV-Einstrahlung, die seit der Entdeckung des frühjährlichen "Ozonlochs" über der Antarktis 1985 weltweit problematisiert wurde.



**Abbildung 1.4:** Spektralbereiche, in denen die Treibhausgase Wasserdampf, Methan, Distickstoffoxid und Ozon Einfluss auf die Strahlung ausüben. Zwischen 8 und 14  $\mu\text{m}$ , aber außerhalb des Ozonbandes liegen die als "atmosphärische Fenster" bezeichneten Spektralbereiche, in denen die Atmosphäre bei Fehlen einer Wolkenschicht nahezu völlig durchlässig ist (verändert nach HOUGHTON 1997, S.17).

Ozon gelangt durch Luftmassenaustausch zwischen Troposphäre und Stratosphäre<sup>2</sup> in die Troposphäre oder wird direkt durch photochemische Prozesse dort gebildet. Dabei spielt die menschliche Einflussnahme durch zunehmende Stickoxid- und Kohlenmonoxid-Freisetzung eine große Rolle. Die Ozonbildung folgt mit zeitlicher Verzögerung der Intensität der Sonnenstrahlung, was sich in einem nachmittäglichen Ozon-Maximum äußert, das ein späteres Nebenmaximum aufweist, wenn ozonreiche Luft aus höheren Luftschichten absinkt. Besonders starke Ozon-Belastung und generelle Zunahme der Ozonkonzentration ist in Gebieten mit hoher Luftverschmutzung und regem Verkehrsaufkommen festzustellen. Neben der Wirksamkeit als Treibhausgas im Spektralbereich zwischen 9 und 10  $\mu\text{m}$  schädigt das bodennahe Ozon die Bevölkerung der jeweiligen Region auch direkt durch die Verursachung des "photochemischen Smog".<sup>3</sup> Ozon kann nach WANG et al. (1993, S.1568) auch in der oberen Troposphäre zum Treibhauseffekt beitragen, beispielsweise durch Neubildung aus den Stickoxidemissionen von Flugzeugen. Die Wirkung dieses zusätzlichen Ozons ist vergleichbar stark wie die des mit Flugzeugabgasen freigesetzten Kohlendioxids (JOHNSON et al. 1992). Der Beitrag von indirekt wirksamen Vorläufersubstanzen der troposphärischen Ozonbildung, wie Stickoxide, Kohlenmonoxid oder Kohlenwasserstoffe zum Treibhauseffekt, ist bisher noch schwer abzuschätzen. Das aus chemischen Prozessen

<sup>2</sup>Dieser Transport findet vorwiegend in den mittleren und hohen Breiten beider Hemisphären statt und ist beispielsweise im Frühjahr auf der Nordhalbkugel besonders stark ausgeprägt.

<sup>3</sup>Photochemischer Smog führt z.B. zu Schleimhautreizungen und Schädigungen der Atemwege.

resultierende CO<sub>2</sub> macht dabei einen vergleichsweise geringeren Anteil aus als das direkt emittierte CO<sub>2</sub> und Methan. Chemische Grundlagen der Ozonproblematik sind bei KONDRATYEV & CRACKNELL (1998) näher erläutert.

Ein weiteres Treibhausgas ist das Distickstoffoxid (N<sub>2</sub>O), dessen atmosphärische Konzentration gegenwärtig ca. 0.3 ppmv beträgt, jedoch jährlich um etwa 0.25% ansteigt. N<sub>2</sub>O besitzt eine vergleichsweise lange atmosphärische Verweildauer von ca. 120 Jahren und wird hauptsächlich durch landwirtschaftliche Anbauverfahren und Düngung<sup>4</sup> oder die chemische Industrie freigesetzt. Zusätzliche anthropogene Quellen, die zur Konzentrationserhöhung des Lachgases führen, wie beispielsweise Verbrennung von Biomasse, sind noch nicht sicher identifiziert. Trotz der untergeordneten Bedeutung gegenüber der Wirksamkeit anderer Gase, ist Distickstoffoxid im Kyoto-Protokoll von 1997 ebenfalls als relevantes Schadgas eingestuft worden, dessen Emissionen verringert werden sollen. Zusätzliche Klimarelevanz bekommt Distickstoffoxid durch seine indirekte Wirkung als Ozonzerstörer. Diese Prozesse laufen vorwiegend in der Stratosphäre ab, wo durch photolytische Zersetzung des N<sub>2</sub>O reaktive Stickoxide entstehen. Einzelheiten der oben dargestellten Zusammenhänge sind ausführlich in der Veröffentlichung der Enquete-Kommission zum Schutz der Erdatmosphäre (Hrsg.) diskutiert. Insgesamt sind im Kyoto-Protokoll die sechs folgenden Verbindungen aufgenommen, denen im Rahmen der Klimaschutzkonvention besondere Bedeutung beigemessen wird:

- Kohlendioxid (CO<sub>2</sub>)
- Methan (CH<sub>4</sub>)
- Distickstoffoxid (N<sub>2</sub>O)
- teilhalogenierte Fluorkohlenwasserstoffe (H-FKW)
- perfluorierte Kohlenwasserstoffe (PFKW)
- Schwefelhexafluorid (SF<sub>6</sub>)

Schwefelhexafluorid (SF<sub>6</sub>) wird als Dielektrikum in Hochspannungsanlagen, elektrischen Geräten und in Transformatoren benutzt. Die Gefährdung besteht, wie bei den Fluorkohlenwasserstoffen, vorwiegend durch die Langlebigkeit der Substanz in der Atmosphäre, die zu potentiell steigenden atmosphärischen Konzentrationen aus den Freisetzungen vergangener Jahre führen kann.

Im Kyoto-Protokoll verpflichteten sich die Industrieländer rechtsverbindlich, ihre Treibhausgasemissionen im Zeitraum 2008-2012 um mindestens fünf Prozent unter das Niveau von 1990 zu senken. Die Bundesrepublik Deutschland hat sich Ziele gesetzt, die über diese Forderungen hinausgehen und plant eine Emissionsminderung von Kohlendioxid bis

<sup>4</sup>Seit 1960 stieg der weltweite industrielle und organische Stickstoff-Düngereinsatz jährlich um ca. 6,8%, zwischen 1977 und 1987 um ca. 50%. Etwa 3,5% des Düngerstickstoffs werden in Form von N<sub>2</sub>O wieder freigesetzt.

Treibhausgas	Konzentration 1860 [ppm]	Konzentration 1998 [ppm]	Anstieg seit 1860 [%]	Geschätzte Konzentration 2050 [ppm]	Anteil an der Zunahme des Treibhauseffekts [%]
CO <sub>2</sub>	280	365	28.6	539	70
CH <sub>4</sub>	0.7	1.75	150	3.24	23
N <sub>2</sub> O	0.275	0.312	13.5	0.369	7

**Tabelle 1.1:** Konzentrationen der verschiedenen Treibhausgase in der Atmosphäre (1998) mit Angaben des prozentualen Anstiegs seit Beginn der Industrialisierung nach HUPFER ET AL. (1998a, S. 421) und geschätzte Treibhausgaskonzentrationen für das Jahr 2050 unter der Annahme weiterer Freisetzung ohne Maßnahmen zur Emissionsreduktion (KONDRATYEV & CRACKNELL 1998, S.432).

2005 gegenüber 1990 um 25%. Die anderen Treibhausgas-Emissionen sollen zwischen 2008 und 2012 um 21% gesenkt werden.<sup>5</sup> Durch diese quantitativ stärkste Reduktion von Schadgasen übernimmt Deutschland eine Vorreiterrolle innerhalb der EU. Nationale und internationale politische Maßnahmen zum Klimaschutz und die Strategie des Bundesumweltministers sind im Internet auf der Seite <http://www.bmu.de/fset1024.htm> unter dem Link "Klimaschutz" abrufbar.

Angaben über gegenwärtige und geschätzte Anteile der wichtigsten Treibhausgase in der Atmosphäre und deren Anstieg seit Beginn der Industrialisierung sind in Tabelle 1.1 aufgeführt.

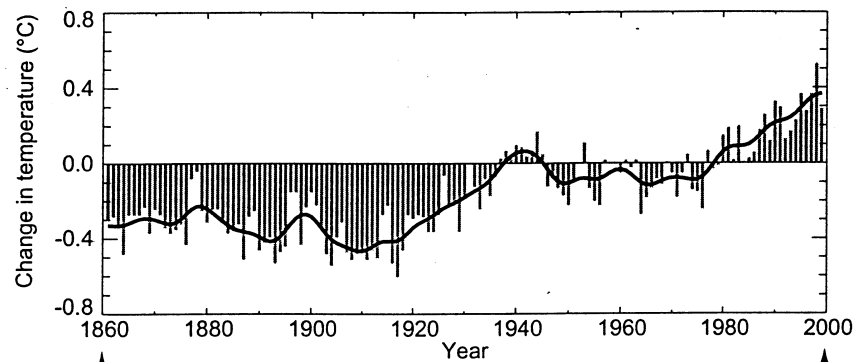
Die Auswirkungen der ansteigenden Konzentrationen verschiedener Treibhausgase manifestieren sich am direktesten in der Erwärmung der bodennahen Atmosphäre durch die Absorption der ausgehenden Wärmestrahlung und die erhöhte atmosphärische Gegenstrahlung. Das "global warming" und dessen weitere Konsequenzen werden im Folgenden kurz erläutert.

## 1.2 Auswirkungen des verstärkten Treibhauseffekts

Der Treibhauseffekt wird vielfach als Ursache für den rezenten globalen Klimawandel genannt. Wie groß der anthropogene Anteil am Klimawandel ist und ob die natürliche Schwankungsbreite des klimatischen Geschehens statistisch signifikant überschritten wird, ist seit Jahren vieldiskutierter Gegenstand der Forschung (SCHÖNWIESE 1995, 1997b, HASSELMANN 1993, 1995, 1997). Die Erhöhung der globalen Mitteltemperatur ist, unabhängig vom anthropogen verursachten Anteil an der Klimaänderung, nicht zu widerlegen. Zahlreiche Untersuchungen, die zuletzt im IPCC<sup>6</sup>-Report (2001 in press) zusammen-

<sup>5</sup>Für CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> und N<sub>2</sub>O bezogen auf das Basisjahr 1990, für H-FKW, FKW und SF<sub>6</sub> bezogen auf 1995.

<sup>6</sup>Intergovernmental Panel on Climate Change



**Abbildung 1.5:** Anstieg der mittleren globalen bodennahen Lufttemperatur von 1860-1999 in Bezug auf das Mittel des Referenzzeitraumes 1961-90. Nach unterdurchschnittlichen Temperaturverhältnissen bis ca. 1920, steigen die globalen Mittelwerte bis ins Jahr 2000 deutlich an. Das größte Ausmaß der Erwärmung ist im Vergleich der letzten tausend Jahre im 20. Jh. zu verzeichnen. (Quelle: IPCC-REPORT 2001 in press).

gefasst sind, belegen bereits die vielfachen Auswirkungen auf die Umwelt. Einige Titel sind in Tabelle 1.2 aufgeführt. Gegenstand ist dabei nicht nur die Änderung von Klimamittelwerten, sondern auch die Zunahme der Häufigkeit und Intensität von Extremereignissen, wie z.B. Dürren, Starkregen oder Stürme und deren regionale Verbreitungsmuster. Nach Schätzungen des obengenannten IPCC-Berichtes beträgt das Ausmaß der Erwärmung, für verschiedene Treibhausgas-Szenarien (mit politischen Maßnahmen zur Emissionsminderung oder bei ungebremster Zunahme der  $\text{CO}_2$ -Konzentration), unter Berücksichtigung gleichzeitiger Kühlungseffekte durch Sulfatmissionen zwischen  $1,4^\circ\text{C}$  und  $5,8^\circ\text{C}$  bis zum Jahr 2100, wobei nach aktuellen Schätzungen die globale Mitteltemperatur seit 1860 um  $0,4^\circ\text{C}$  bis  $0,6^\circ\text{C}$  anstieg, wie es die Graphik 1.5 veranschaulicht. Die globale Erwärmung wirkt sich in den verschiedenen Geozonen unterschiedlich stark aus. Am stärksten betroffen sind polare Regionen und, bei hemisphärischer Betrachtung, die Südhalbkugel, deren mittlerer Lufttemperaturanstieg zwischen 300hPa und Bodenniveau in den letzten Jahrzehnten größer war als der der Nordhemisphäre (HARVEY 2000, S.60). Generell ist über Landflächen und dabei vor allem im nordhemisphärischen Winter und Frühjahr mit größeren positiven Temperaturänderungen zu rechnen als über den Ozeanen, die aufgrund ihrer hohen Wärmespeicherkapazität im Vergleich zu den Kontinenten etwas schwächer auf die rezente globale Erwärmung reagieren. Allerdings stellen die Ozeane als  $\text{CO}_2$ -Senke und bedeutendes Energietransportmedium eine extrem wichtige Komponente im Klimasystem dar. Für Afrika wird bis zum Jahr 2050 eine regional unterschiedlich starke Erwärmung von ca. zwei Grad Celsius erwartet (PERRY 1996, S.479) und speziell für Namibia wird eine Temperaturzunahme von  $2^\circ$  bis  $3^\circ\text{C}$  vorhergesagt (HUTCHINSON 1993, S.28).

Im Folgenden soll ein kurzer Einblick in die möglichen Konsequenzen der globalen

Temperaturzunahme unter Annahme einer CO<sub>2</sub>-Verdoppelung<sup>7</sup> gegeben werden, ohne diese im einzelnen zu diskutieren.

Eine Auswirkung des Treibhauseffekts, die v.a. Küstengebiete betrifft, ist der mittlere Anstieg des Meeresspiegels durch die thermische Ausdehnung der Ozeandeckschicht und durch das partielle Abschmelzen des arktischen Inlandeises<sup>8</sup> bzw. der Gebirgsgletscher von ca. 5mm/Jahr (HUPFER et al. 1998a, S.424). Die größten thermischen und hygri-schen Konsequenzen, die regional sehr unterschiedlich ausfallen können, entstehen durch Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation. Durch die Intensivierung des hydrologischen Zyklus erhöhen sich beispielsweise die Gegensätze zwischen ariden und humiden Klimazonen, da sich der Wasserkreislauf vorwiegend über niederschlagsreichen Gebieten und in höherer geographischer Breite verstärkt, wogegen in subtropischen Trockengebieten die Tendenz zu geringerem Niederschlag besteht (JACOB 1998, S.177). Verschiedene globale Modelle<sup>9</sup> simulieren für den Fall der Verdoppelung der CO<sub>2</sub>-Konzentration einen 10%-igen Anstieg der mittleren Niederschlagsmenge, mit weniger Regentagen in mittleren Breiten zwischen 20° und 60° N bzw. 30° und 50° S und gleichzeitiger Zunahme der Regentage in den Tropen und höheren Breiten (HENNESSY et al. 1997, S.671). Zudem steigt die Wahrscheinlichkeit global verstärkt auftretender Konvektivität und damit verbundener Starkregenereignisse in manchen Regionen um bis zu 50% (NODA & TOKIOKA 1989). Diese Szenarien zeigen, dass die Abhängigkeit des Niederschlags von geographischen lokalen Gegebenheiten eine hohe räumliche Auflösung für zukünftige Abschätzungen erfordert, die in den Untersuchungen der vorliegenden Arbeit durch die starke regionale Orientierung auf namibische Klimastationen oder 0.5° -Gitterboxen gegeben ist.

Ein aus den Medien allgemein bekanntes Phänomen ist die Veränderung der ENSO<sup>10</sup>-Variabilität, die durch die stärkere Erwärmung der Meeresoberfläche im Ostpazifik<sup>11</sup> gegenüber der des Westpazifiks<sup>12</sup> häufigere El-Niño-Ereignisse mit Dürren, Starkniederschlägen und Überschwemmungen und den entsprechenden Auswirkungen auf die Gesellschaft zur Folge hat (GLANTZ 1996, LATIF 1998). Extreme Auswirkungen, die sich aufgrund der globalen Erwärmung durch stärkere Stratifikation der Ozeane (STOCKER & SCHMITTNER 1997) und Änderungen der thermohalinen Zirkulation ergeben könnten, wie z.B. das Ausbleiben oder eine erhebliche Ablenkung des Golfstroms bei gravierender Steigerung des CO<sub>2</sub>-Gehaltes der Atmosphäre (SCHMITTNER & STOCKER 1999)<sup>13</sup> und damit einhergehende Folgen für die Umwelt, verdeutlichen die Komplexität der Rückkopplungsmechanismen im Klimasystem. Da der Mensch direkt von den durch den Treibhauseffekt ver-

---

<sup>7</sup>in Bezug auf das Jahr 1992

<sup>8</sup>Die Massenbilanz des Antarktis-Eisschildes ist durch verstärkte Niederschläge und Eisakkumulation im Fall einer CO<sub>2</sub>-Verdoppelung in etwa ausgeglichen.

<sup>9</sup>Hier das UKHI (United Kingdom Meteorological Office High resolution) Modell im Vergleich mit dem der australischen CSIRO (Commonwealth Scientific Industrial Research Organisation).

<sup>10</sup>El-Niño-Southern-Oscillation

<sup>11</sup>ca. 3° C bis zum Jahr 2100

<sup>12</sup>ca. 1° bis zum Jahr 2100

<sup>13</sup>Schmittner und Stocker gehen von einer Erhöhung der CO<sub>2</sub>-Konzentration auf 750ppm aus.



Parameter	Region	Autor(en)
Niederschlag	global	NODA & TOKIOKA 1989
Niederschlag	Europa	SCHÖNWIESE & BIRRONG 1990
Temperatur, Meeresspiegelhöhe	global	CUBASCH et al. 1992
Klimavariabilität	global	KATZ & BROWN 1992
Mitteltemperatur	global	SCHÖNWIESE 1993
Temperatur, Strahlung	global	TAYLOR & PENNER 1994
Mitteltemperatur	global	HULME 1991, 1993, 1994, 1996a, 1997, 1998, 1999
Atmosphärische Zirkulation	Außertropen	JACOBET 1994b
Niederschlag	global	HULME 1995b
Temperatur u. Niederschlag	Afrika	HULME et al. 1995b
Starkniederschlag	Global	FOWLER & HENNESSY 1995
Trockenperioden	Südafrika	JOUBERT & MASON 1996
Thermohaline Zirkulation	global	STOCKER & SCHMITTNER 1997
Niederschlag, Temperatur	USA	GIORGI et al. 1998
Starkniederschlag	Europa	FREI et al. 1998

**Tabelle 1.2:** Auswahl von “Climate Change”-Publikationen gegliedert nach verschiedenen Vorhersage-Variablen und Regionen.

ursachen Umweltveränderungen betroffen ist, wird versucht, die physikalischen und chemischen Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Ozean, Landoberfläche, Kryosphäre und Biosphäre zu erfassen und deren Konsequenzen auf den menschlichen Lebens- und Wirtschaftsraum abzuschätzen. “Die Klimaforschung hat somit nicht nur eine wissenschaftliche, sondern auch eine öffentliche, ökonomisch-politische Perspektive” (SCHÖNWIESE 1997a, S.1077). Tabelle 1.2 zeigt eine Auswahl von Publikationen zum rezenten globalen Klimawandel, gegliedert nach verschiedenen Vorhersage-Variablen und Regionen. Um ein möglichst realitätsnahes Abbild des sich ändernden Klimasystems zu erhalten, existieren verschiedene Modellansätze, mit denen das zukünftige Klimageschehen simuliert werden soll. Einige davon werden im nächsten Abschnitt kurz vorgestellt.

### 1.3 Erfassen des zukünftigen Klimawandels

In Publikationen zu neueren Ansätzen und Erkenntnissen der Klimaforschung werden neben den Wechselwirkungen der atmosphärischen Zirkulation mit diversen Klimaparametern auch verschiedene Modelle vorgestellt, die zum Erfassen der Prozesse des Klimawandels eingesetzt werden können, wie es Veröffentlichungen von KLAUS (1999) und KLAUS & LAUER (1999) zeigen. Es gibt verschiedene Werkzeuge, die künftige Klimaentwicklung

vorherzusagen. Diese lassen sich nach JACOBET (1993b) grob in drei Gruppen unterteilen:

- Analogieschlüsse
- Klimamodelle
- Downscaling

Zum einen besteht die Möglichkeit, aus paläoklimatologischen Rekonstruktionen Analogieschlüsse zwischen vergangenen Klimaverhältnissen und potentiell wiederkehrenden analogen Zuständen unter den veränderten Bedingungen eines "Treibhaus-Klimas" zu ziehen. "Auf der anderen Seite werden gerade die Rahmenbedingungen während früherer und heutiger oder künftiger Zeitabschnitte meist zu unterschiedlich für eine prognostische Übertragung sein" (HAGEDORN 1992, S.88), und "überdies sind auch bei Klimaänderungen gleichen Vorzeichens verschiedene Verursachungsmomente durchaus in Rechnung zu stellen, die abweichende Verlaufsformen oder Verteilungsstrukturen nach sich zu ziehen vermögen" (JACOBET 1993b, S.421). Ergebnisse aus Analogiebildungen in klimatisch sehr verschiedenen Epochen sollten deshalb sehr kritisch betrachtet werden. Vertrauenswürdiger und geeigneter zur Analogon-Suche ist paläoklimatisches Datenmaterial aus historischen Zeitabschnitten, wie es beispielsweise von GLASER (2001) vorgestellt wird.

Demgegenüber steht die häufig angewandte Alternative zur Abschätzung des zukünftigen Klimageschens anhand von Simulationen numerischer Klimamodelle, die v.a. für Parameter wie Luftdruck oder Temperatur großskalig sehr zuverlässige Ergebnisse liefern. Nach vergleichsweise einfachen Energiebilanzmodellen werden mit steigender Computerkapazität v.a. allgemeine Zirkulationsmodelle<sup>14</sup> eingesetzt, die sowohl in zeitlicher als auch räumlicher Auflösung immer weiter verfeinert werden und insbesondere mit angekoppelten Ozeanmodellen<sup>15</sup> eine realitätsnahe Simulation des Klimasystems erreichen.

Trotz der begrenzten horizontalen Auflösung, die zwischen 2° und 5° liegt, wird versucht, auch Auswirkungen auf regionaler Ebene zu fassen, indem Modelle, die für den lokalen Maßstab konstruiert sind, von einem großskaligen GCM angetrieben werden (so genannte "nested models"). Die Verfahrensweise ist jedoch mit hohem computertechnischem Aufwand verbunden. Dieser Modellierungsansatz wird als Dynamisches Downscaling bezeichnet, da es auch auf die höhere Auflösung der abzuschätzenden Variablen unter Verwendung großskaliger Parameter abzielt. Es existieren zahlreiche Arbeiten, in denen nested models zur Abschätzung zukünftiger regionaler Klimata eingesetzt werden, wie z.B. die monatlichen Temperatur- und Niederschlagsabschätzungen für Europa im Januar und Juli von MURPHY (2000), der ein Regionalmodell von 50 km Auflösung in ein geringer aufgelöstes (ca.300km) GCM einbettet. Das einzige Regionalmodell mit Focus auf das südliche Afrika entwarfen JOUBERT et al. (1999), das jedoch mit einer Auflösung von 125 km und nur 10 Modelljahren keine ideale Basis für die dieser Arbeit zu Grunde liegende

---

<sup>14</sup>"general circulation models" (GCM)

<sup>15</sup>Ocean atmosphere general circulation model (OAGCM)

Zielsetzung ist. Eine aktuelle Übersicht mit den jeweiligen Eigenschaften und Fähigkeiten der übrigen eingesetzten Regionalmodelle findet sich in Kapitel 10 des neuesten IPCC-Berichts (IPCC, 2001).

Weltweit beschäftigen sich Wissenschaftler in Klimarechenzentren mit Verbesserungen bestehender GCMs, deren Modellphysik ständig durch die Aufnahme neuer, für das Klimasystem wichtige Parameter ergänzt wird. Vom Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI) in Hamburg wurden verschiedene ECHAM<sup>16</sup>-Versionen entwickelt, die die klimatischen Veränderungen für Equilibriums- wie transiente Simulationen des CO<sub>2</sub>-Anstiegs in verschiedenen räumlichen Auflösungen berechnen. Die Gleichgewichts-Simulation beruht auf Modellierungen, die Treibhausszenarien gegenüber einem Kontrollfall (mit konstanter rezenter Treibhausgaskonzentration) berechnen und dabei eine plötzliche CO<sub>2</sub>-Vervielfachung annehmen. Aus diesen Zeitscheiben-Experimenten werden für den jeweiligen "Klimazustand", mit oder ohne Treibhauseffektwirkung, modellierte Ergebnisse der untersuchten Parameter gewonnen. Auch wenn aus GCMs für klimatische Größen wie Luftdruck oder Temperatur, die überregional eine vergleichsweise homogene Struktur aufweisen, zuverlässige Modelldaten resultieren, darf bei deren Verwendung und Interpretation nicht vergessen werden, dass diese lediglich eine mathematische Annäherung an die Realität darstellen, die Komplexität des Klimasystems jedoch (noch) nicht vollständig erfassen können. Das gleiche gilt für die transienten Simulationen, in denen die Auswirkungen kontinuierlich zunehmender Treibhausgas-Konzentrationen modelliert werden. Einige Ergebnisse jener Modelle werden auch in dieser Arbeit verwendet und in Kapitel 4.2.2 explizit vorgestellt.

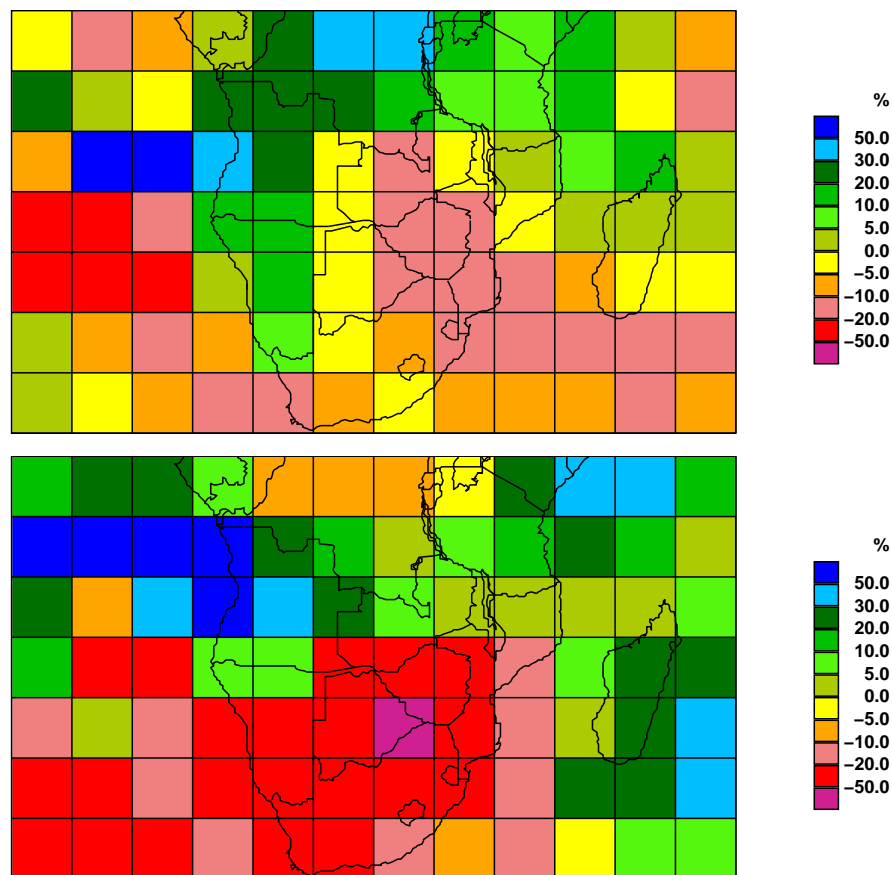
Je nach Startbedingungen und Berechnungsverfahren der klimatischen Grundzustände in diversen GCMs resultieren bei der Betrachtung regional stark beeinflusster Größen unterschiedliche, z.T. sogar gegensätzliche Aussagen über mögliche zukünftige Klimazustände, wie es die Beispiele in Abb. 1.6 zeigen.

Die Ergebnisse von Berechnungen hoch aufgelöster Variablen durch GCMs, die komplizierte Parametrisierungen<sup>17</sup> erfordern - wie es beispielsweise auch bei künftigen Niederschlagsabschätzungen der Fall ist - werden bisher nicht als vertrauenswürdig erachtet (GIORGI & FRANCISCO 1999, 2000). Einerseits ergibt sich diese Unsicherheit aus der groben Auflösung allgemeiner Zirkulationsmodelle, die zwar in den vergangenen Jahren mit steigender Leistungsfähigkeit der Computer von Gitterpunktabständen um 500km auf Gitterfelder von etwa 100x100km verfeinert wurde, die jedoch zum Erfassen der Niederschlagsbildung immer noch nicht ausreicht, besonders wenn es sich um Regionen hoher saisonaler und interannueller Variabilität und räumlicher Diversität handelt. Zum ande-

---

<sup>16</sup>Für die European Center of Medium Range Weather Forecasting Hamburg-Version wurde das Wettervorhersage-Modell des ECMWF extensiv modifiziert und mit dem LSG (large scale geostrophic) Ozeanmodell des MPI gekoppelt. Die in dieser Arbeit verwendeten ECHAM-Daten wurden vom Deutschen Klimarechenzentrum (mit Genehmigung von L. Bengtsson und Unterstützung von M.Esch) freundlicherweise zugänglich gemacht.

<sup>17</sup>Die Parametrisierung der Wolken z.B. ist seit Jahren ein großes Problem der Modellphysik.



**Abbildung 1.6:** Prozentuale Niederschlagsänderungen im Vergleich zum Referenzzeitraum von 1961-90 für den Monat März im Modelljahr 2100 für das business-as-usual-Szenario (uneingeschränkt ansteigende Treibhausgas-Emissionen), modelliert mit dem deutschen ECHAM3tr (oben) bzw. mit dem UKtr-Modell des englischen Wetterdienstes (unten). Die Abschätzungen für Namibia umfassen jeweils 3-4 Kästchen, wobei je nach verwendetem GCM 10-20-prozentige Zunahmen (ECHAM) oder 30-40-prozentige Abnahmen (UKtr) resultieren. Die Modellierung wurde mit MAGICC/SCENGEN (Quelle: HULME 1995a, HULME et al. 1995a) unter Annahme einer globalen Temperaturerhöhung von 2,5 Grad bis zum Jahr 2100 realisiert.

ren ist es schwierig, den unterschiedlichen Zeitskalen gerecht zu werden, auf denen die ausschlaggebenden physikalischen Prozesse ablaufen, wie beispielsweise die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre, die von besonderer Bedeutsamkeit für das Klimageschehen und gleichzeitig problematisch bei der Simulation von Niederschlägen sind. Die Durchführung ausreichend langer Modellläufe ist nur mit langen Rechenzeiten und hohem technischem Aufwand möglich. Deswegen liegt es nahe, v.a. für Parameter mit starker räumlicher Variabilität andere Methoden anzuwenden.

Dafür eignet sich die dritte Variante der oben unterteilten Gruppen, die in der Übertragung empirischer Zusammenhänge aus rezentem Datenmaterial besteht. Dabei kann einer-

seits aus Anomaliestudien auf vergleichbare klimatische Verhältnisse im Fall des verstärkten Treibhauseffekts geschlossen werden, oder es werden statistische Downscaling Methoden eingesetzt, die in rezentem Datenmaterial Beziehungen zwischen groß- und kleinskaligen Klimaparametern herstellen. Die diversen methodischen Möglichkeiten werden in Kapitel 2 ausführlicher behandelt. Diese "statistische Modellierung" nutzt zur Prognose zukünftigen Klimageschehens die Ergebnisse der Treibhauseffekt-Szenarien von GCMs für die großskaligen Parameter, um von diesen auf den jeweiligen lokalen Parameter zu schließen. Es resultieren zuverlässige Abschätzungen, die allerdings nur unter der Voraussetzung gelten, dass die empirischen Zusammenhänge im Fall einer Klimaänderung erhalten bleiben. Die Bedingungen an die die Anwendung statistischer Downscaling-Ansätze geknüpft sind, werden ebenfalls im folgenden Kapitel 2 diskutiert.

Die Schwierigkeit beim Erfassen des Klimawandels besteht also v.a. darin, die regionalen Besonderheiten der Auswirkungen des Treibhauseffekts abzuschätzen. Deswegen fordert beispielsweise der wissenschaftliche Klimabeirat der Bundesregierung, dass "[...] verschiedene Downscaling-Verfahren (Zeitscheibenrechnungen, genestete Modelle, statistische Verfahren) verstärkt eingesetzt werden" (BMBF 1996, S.36). Genau diese Regionalisierung soll mit dieser Arbeit in Bezug auf das zukünftige Niederschlagsgeschehen in Namibia erreicht werden. Es wurde schon gezeigt, dass gerade für stark lokal beeinflusste Größen wie den Niederschlag allgemeine Zirkulationsmodelle horizontal zu gering aufgelöst sind, um die regionalen Besonderheiten zu repräsentieren. Über die Probleme bei der Validierung solcher Modelle gegenüber anderen Methoden zur Niederschlagssimulation berichten AIREY & HULME (1995) und AIREY et al. (1996) am Beispiel des UK Hadley Center Modells. Zur Erhöhung der horizontalen Auflösung werden alternativ Regionalmodelle eingesetzt, die allerdings auch nicht ohne Schwierigkeiten zur Niederschlagsprognose herangezogen werden können. Eine Diskussion der dabei auftretenden Probleme wie die Wiedergabe der hohen Variabilität dieses Parameters oder rechnerische Maßnahmen zur Vermeidung systematischer Fehler, finden sich in der Literatur bei CHRISTENSEN et al. (1997), NOGUER et al. (1998) oder ZORITA (1999). Das Problem, kleinerskalige Prozesse oder Phänomene nicht aus GCM-Ergebnissen erklären zu können, treibt auch Wissenschaftler anderer Disziplinen wie Biologie und Hydrologie (XU 1999) zur Anwendung statistischer Prozeduren, um die Lücke zwischen GCM und lokaler Skala zu überbrücken (KENNEDY 1997, S.119). MAAK & v. STORCH (1997) untersuchten mithilfe des statistischen Downscaling z.B. den Zusammenhang zwischen phänologischen und meteorologischen Daten. Auch in Fragen des Wassermanagements unter veränderten Klimabedingungen werden, nicht zuletzt wegen der computertechnischen Effizienz, raumzeitliche Downscaling-Modelle aufgestellt (VENUGOPAL et al. 1999).

Die Technik des Statistischen Downscaling bildet den methodischen Kern dieser Arbeit und ist im folgenden Kapitel 2 genauer beschrieben.

## Kapitel 2

# Statistisches Downscaling

Mit der Methode des Statistischen Downscaling werden aus großskaligen atmosphärischen Zustandsgrößen räumlich hoch aufgelöste Klimavariablen abgeschätzt. Auf der Grundlage möglichst langer beobachteter Datenreihen von groß- und kleinskaligen Parametern werden statistische Zusammenhänge hergestellt, die benutzt werden, um unter Einsatz von modellierten großskaligen Parametern, den Prädiktoren, die kleinskalige Zielgröße, den so genannten Prädiktand abzuleiten. In den meisten Forschungsarbeiten ist der Niederschlag oder die Temperatur die Zielgröße der Berechnungen. Die Anwendung des Statistischen Downscaling zur Abschätzung regionaler Klimaänderung ist nur unter Beachtung der zwei folgenden Voraussetzungen möglich.

Erstens wird angenommen, dass die aufgestellten statistischen Beziehungen auch unter veränderten Klimabedingungen weiter bestehen. Die Erfüllung dieser Prämisse ist schwer nachzuweisen, da die Modellierung der Zustände und Prozesse eines potentiellen Treibhausklimas ebenso mit Unsicherheiten behaftet ist wie die regionale Berechnung selbst. Alle Ergebnisse, die mit der Methode des Statistischen Downscaling erzielt werden, gelten folglich nur für den Fall eines grundsätzlich stabilen Klimasystems. CONWAY (1998) und WILBY et al. (1998) beurteilen in ihren Arbeiten die infolge des regionalen Klimawandels auftretenden Veränderungen innerhalb der synoptischen Verhältnisse als relativ gering gegenüber den Auswirkungen der nicht-synoptischen Prozesse unter veränderten Klimabedingungen, wie z.B. der direkten thermischen Beeinflussung durch die Steigerung treibhausgaspezifischer Emissionen. Von daher kann angenommen werden, dass die rezenten klimatischen Zusammenhänge auch zukünftig existieren. Diese Annahme wird auch von WILBYS & WIGLEYS (2000) Ergebnissen bestätigt, die bei den Untersuchungen zweier Zeitreihen, 1980-99 und 2080-99, konsistente Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen feststellten.<sup>1</sup> Untersuchungen von CHARLES et al. (1999) zur Validierung von Downscaling-Modellen am Beispiel des Niederschlagsgeschehens in Südwest-Australien zeigen, dass eine gute Anpassung des Downscaling-Modells in einem rezenten Zeitraum nicht bedeuten

---

<sup>1</sup>Da es sich bei der zweiten Zeitreihe um Modellsimulationen handelt, die vermutlich ausgehend von bekannten physikalischen und klimatischen Zusammenhängen errechnet wurden, ist die Stabilität in den analysierten Zusammenhängen weniger erstaunlich.

muss, dass das gleiche Modell auch das Klima bei verdoppelter CO<sub>2</sub>-Konzentration gut beschreibt. Eine exakte Validierung von Abschätzungen von Klimavariablen unter veränderten atmosphärischen Bedingungen ist bisher schwer zu erreichen, da jeweils nur “modellierete” Daten verglichen werden können. Eine gewisse Unsicherheit bleibt folglich immer bestehen und muss als solche anerkannt werden.

Zweitens müssen die in die Downscaling-Funktionen eingesetzten Prädiktoren realistisch modelliert sein. Im Allgemeinen erweisen sich troposphärische Größen, die direkt aus der Modellphysik allgemeiner Zirkulationsmodelle abgeleitet werden können, wie Geopotentielle Höhen, Luftdruck oder Temperatur, als zuverlässige Parameter. Ebenfalls von großer Bedeutung für die zur Abschätzung herangezogenen Prädiktoren ist zum einen, dass sie als Vorhersagegröße für den Prädiktand von klimatischer Relevanz sind und zum anderen, dass sie das Signal der erwarteten Klimaänderung wiedergeben. Dass die richtige Auswahl der Prädiktoren essentiell für die Qualität des statistischen Zusammenhangs ist, zeigt auch HUTH (1999) in einer methodisch orientierten Arbeit anhand der Abschätzung täglicher Mitteltemperaturen europäischer Stationen. Die Untersuchung von HEWITSON (2000) beweist ebenfalls die Abhängigkeit der Vorhersagequalität von der Auswahl der Prädiktoren. Er präsentiert signifikant unterschiedliche Ergebnisse für zukünftige Niederschläge, die je nach Einbezug oder Ausschluss der atmosphärischen Feuchte als Einflussgröße Zuzw. Abnahmen des Niederschlagsgeschehens beinhalten. Sind die obengenannten Bedingungen erfüllt, so gilt das Statistische Downscaling als ideale, leicht anwendbare Methode, die zuverlässige Resultate produziert. Selbstverständlich muss die Gültigkeit der statistischen Modelle anhand unabhängiger Daten überprüft werden. Dazu werden die verfügbaren Daten aufgeteilt in einen Kalibrierungszeitraum, in dem die statistischen Beziehungen aufgestellt werden, und in eine Verifikationsperiode, die dazu dient, die Zusammenhänge aus der Kalibrierung zu validieren. Dabei muss in jedem Fall gewährleistet sein, dass Daten, die in der Kalibrierung verwendet wurden, nicht zur Verifikation eingesetzt werden.

Um unterschiedliche Angaben bezüglich des hier definierten Kalibrierungszeitraumes in den weiteren Ausführungen plausibel zu machen, sei an dieser Stelle bereits kurz darauf hingewiesen, dass in dieser Arbeit Kalibrierungs- und Verifikationsverfahren zur Absicherung der Modellbildung und methodischen Durchdringung der Vorgehensweise in zwei verschiedenen Varianten durchgeführt werden. Einerseits, indem vom Gesamtzeitraum die ersten 30 Jahre als Kalibrierungsperiode herangezogen werden, mit den verbleibenden Jahren als Verifikationszeitraum, andererseits umgekehrt, indem in den letzten 30 Jahren Modelle kalibriert werden und der vorhergehende Zeitraum als Verifikationsperiode genutzt wird. Weitere Erläuterungen und exakte Angaben zur angewandten Methode zur Kalibrierung bzw. Verifikation sind in Kapitel 5 zu finden.

Aufgrund des Vorteils der hohen Auflösung bei vergleichsweise geringem Rechenaufwand<sup>2</sup> haben sich seit den 1990er Jahren Statistische Downscaling Methoden zur Prognose regionaler Klimaänderungen etabliert. Als eine der Ersten kombinierten KARL et al.

---

<sup>2</sup>v.a. im Vergleich zu dynamischen Downscaling-Techniken mit nested models

(1990) simulierte GCM-Ergebnisse mit dem beobachteten Lokalklima. Die Vorgehensweise wurde von HEWITSON & CRANE (1992) ausführlich besprochen und von ZORITA et al. (1992), v. STORCH ET AL. (1993) und JACOBEIT (1994a) zur Abschätzung iberischen bzw. mediterranen Winterniederschlags genutzt. Auch SCHUBERT und HENDERSON-SELLERS (SCHUBERT & HENDERSON-SELLERS 1997, SCHUBERT 1997) wählen diesen statistischen Ansatz, um lokale tägliche Temperaturextrema für Australien zu modellieren. Inzwischen wurde eine Vielzahl von wissenschaftlichen Arbeiten mit diesem methodischen Hintergrund publiziert. Es existieren neben dem Aufstellen von Transferfunktionen, denen auch obengenannte Beispiele zuzuordnen sind, diverse Varianten des Statistischen Downscaling, die vom Einsatz von Wettergeneratoren bis zur Verknüpfung synoptischer Klassifikationen mit lokalen Klimaparametern reichen. Diese Unterteilung des Downscaling in

- Regressionsmethoden
- Wetterklassifikations-Ansätze
- Einsatz stochastischer Wettergeneratoren und
- LA<sup>3</sup>-Klimamodelle

wird auch bei WILBY & WIGLEY (1997) vorgenommen, wobei letzteres dem bereits erwähnten dynamischen Downscaling zuzuordnen ist. Für die drei erstgenannten Downscaling-Verfahren werden anschließend einige Einsatzmöglichkeiten gezeigt, bevor ihre unterschiedlichen Vorgehensweisen und deren Vor- oder Nachteile erläutert werden.

Innerhalb der Transferfunktionen zählen Regressionsmethoden zu den frühesten Downscaling-Ansätzen, mit denen schon in den 80er Jahren klimatische Fragestellungen bearbeitet wurden (KIM 1984) und die es erlauben, lineare oder nicht-lineare Zusammenhänge zwischen grob aufgelösten Gitterfeld Prädiktor-Variablen und Parametern höherer Auflösung (z.B. für Stationen) aufzustellen. Häufig werden statistische Analysen kombiniert angewandt, wie es HEWITSON & CRANE (1992) mit Temperaturabschätzungen in den USA, JÓHANNESON (1995) für skandinavische Temperaturen und Niederschlag oder MATYASOVSKY & BOGARDI (1996) bezogen auf die Solarstrahlung durch gemeinsame Anwendung von Hauptkomponentenanalysen und linearen Regressionen zeigen.

Der Einsatz von Hauptkomponentenanalysen ist auch bei dem auf Wetterklassifikationen basierenden synoptischen Downscaling verbreitet. MARTIN et al. 1997 nutzen diese Vorgehensweise, um Abschätzungen zukünftiger Schneesverhältnisse in den französischen Alpen abzuleiten. WILBY (1997) prognostiziert das tägliche Niederschlagsgeschehen in einigen Regionen Englands über Verknüpfungen dieses lokalen Parameters mit der Lamb-Wetterklassen-Statistik.<sup>4</sup> Eine objektive Klassifikation mittels kanonischer Korrelations-

---

<sup>3</sup>limited area / regional

<sup>4</sup>LAMB definierte in den 70er Jahren nach einem subjektiven Zirkulationstyp-Schema verschiedene Weterstypen und Abfolgen täglicher Zirkulationsmuster für die britischen Inseln.



analysen liegt den Untersuchungen von GYALISTRAS et al. (1994) zu Grunde, die damit auf stündlicher Basis das lokale Wetter der Schweiz aus Bodenluftdruckdaten abschätzen.

Die meisten Analysen mit dem Einsatz von Wettergeneratoren wurden für zukünftige tägliche Niederschläge durchgeführt, die beispielsweise Stationen in Spanien (GOODESS & PALUTIKOF 1998), den USA (BELLONE 2000) oder verschiedene Regionen Englands (SEMENOV & BROOKS 1999) betreffen. Eine sinnvolle Ergänzung beim Erstellen klimatischer Szenarien bietet dieser stochastische Ansatz, v.a. wenn es um die Synthetisierung von Klimadaten geht. So erzeugt WILBY (1994) durch die Kalibrierung eines Wettergenerators mit Zirkulationsdaten aus zwei synoptisch gegensätzlichen Zeiträumen Proxodatenätze, die sowohl extreme “dry-to-dry-day” als auch “wet-to-wet-day” Persistenz aufweisen.

Alle der aufgeführten Anwendungen benötigen letztlich den Output allgemeiner Zirkulationsmodelle, um Angaben über die jeweils in die Analysen eingebrachten großskaligen Parameter unter veränderten Klimabedingungen zu erhalten. Die spezifischen Eigenheiten, prädestinierte Einsatzmöglichkeiten der Downscaling Varianten und Unterschiede der Ansätze werden in den Unterkapiteln 2.1 bis 2.3 kurz vorgestellt und jeweils mit einer Übersicht der aktuellen regionalen Studien verschiedener Autoren abgeschlossen.

## 2.1 Downscaling mit Wettergeneratoren

Die Verwendung von Wettergeneratoren im statistischen Downscaling zielt im Wesentlichen darauf ab, die Änderungen der hochfrequenten klimatischen Variabilität zu erfassen. Der Ansatz basiert auf stochastischen Prozessen, denen der großskalige Zustand der Atmosphäre zu Grunde liegt. Mit den zufallsgenerierten Sequenzen sollen “wetterähnliche” Abläufe in die Modellierung eingebracht werden. Der Erfolg dieser Methode hängt von der Stärke und Stabilität des Zusammenhangs der stochastischen Parameter des Generators und des großskaligen Zirkulationsindex ab, der gleichzeitig in Beziehung zur lokalen Klimavariablen steht. Für Downscaling-Studien, die das Ziel haben, zeitlich hochaufgelöste Variablen zu prognostizieren, wie im Fall der Abschätzung täglichen Niederschlags oder täglicher Temperaturextreme bzw. zur Konstruktion von Wetterabläufen unter veränderten Klimabedingungen, ist der Einsatz von Wettergeneratoren sehr geeignet.

Die mit Wettergeneratoren modellierten Ergebnisse repräsentieren die niederfrequente Varianz einer Zeitreihe nur ungenau. Diese Schwäche kann jedoch gemindert werden, indem die Generator-Parameter mit den großskaligen Zirkulationsverhältnissen gekoppelt werden. KATZ und PARLANGE (1996, S.189f.) zeigen in ihrem Modellvergleich, dass das Mittel und die Standardabweichung täglicher Niederschlagswerte sich signifikant mit den Zirkulationsprozessen ändern und damit ein mit Zirkulationsindizes “konditioniertes” Modell wesentlich bessere Ergebnisse liefert als ein unabhängiges.

In Tabelle 2.1 steht eine Auswahl aktueller Publikationen, die unter Verwendung von Wettergeneratoren erarbeitet wurden. Angegeben sind neben den Autoren jeweils die prog-

Prädik- tand	zeitl. Auf.	Prädiktoren	Region	Autor(en)
NS	tägl.	mittl. Gebietsnie- derschlag	9 Regionen in England	GREGORY et al. 1993
NS	tägl.	SLP,GPH 700hPa	Iberische Halbinsel	CUBASCH et al. 1996
T, NS	tägl.	SLP, $T_{min/max}$ , NS, Solarstrah- lung	5 Gebiete in Europa	SEMENOV & BARROW 1996
Lokales Wetter	stündl.	SLP	Schweiz	GYALISTRAS et al. 1994
NS	tägl.	GPH, T, VOR	6 Gebiete in den USA	WILBY & WIGLEY 1997
T, NS	tägl.	SLP,GPH 500hPa T, VOR	6 Gebiete in den USA	WILBY et al. 1998
NS	tägl.	SLP, GPH, VOR	Australien	BATES et al. 1998
NS	tägl.	SLP	6 Stationen in Südostspanien	GOODESS & PALUTIKOF 1998
T, NS	tägl.	GPH 700hPa	12 Gebiete in Nebraska/ USA	MEARNS et al. 1999
NS	tägl.	Gebiets-NS	5 Stationen in den USA	WILKS 1999
Lokales Wetter	monatl.	SLP, T	2 Gebiete in den europäischen Alpen	RIEDO et al. 1999
T, NS	tägl.	div. Parameter	England	SEMENOV & BROOKS 1999
NS	tägl.	SLP	Portugal	CORTE-REAL et al. 1999
NS	tägl.	SLP	Mittelmeerraum	GOODESS 2000
NS	tägl.	GPH	Stationen in den USA	BELLONE et al. 2000

**Tabelle 2.1:** Statistische Downscaling Studien mit Wettergeneratoren. NS = Niederschlag; T= Temperatur; SLP= Sea Level Pressure; GPH= Geopotentielle Höhe; VOR= Vorticity; Sol.str.= Solarstrahlung.

nostizierten Variablen, ihre Prädiktoren und der räumliche Bezug der Berechnungen.

## 2.2 Synoptisches Downscaling

Das Synoptische Downscaling bringt die Auftretshäufigkeiten bestimmter Zirkulationsklassen in Verbindung mit dem jeweiligen lokalen Klimazustand und schätzt dessen Veränderung in Treibhauseffekt-Szenarien über den Wechsel der Häufigkeit dieser Zirkulationstypen. Deren Klassifikation erfolgt durch die Zuordnung der großskaligen Luftdruckverhältnisse zu vorher definierten synoptischen Strukturen. So erfassen z.B. KIDSON & WATTERSON (1995) die atmosphärischen Änderungen über Neuseeland in dem von den Australiern entworfenen GCM<sup>5</sup> für den Fall einer CO<sub>2</sub>-Verdoppelung mittels synoptischer Analysen. Dagegen gelingt es WIDMANN & SCHÄR (1997) mit diesem Ansatz nicht, Änderungen des Schweizer Niederschlagsgeschehens auf eine veränderte Wetterklassenstatistik zurückzuführen. Für Studien, in denen spezielle synoptische Situationen eine große Rolle spielen, wie z.B. bei lufthygienischen Untersuchungen, ist diese Variante des Downscaling sehr geeignet (JONES & DAVIES 2000). Eine der einfachsten Downscaling-Techniken ist

<sup>5</sup>CSIRO = Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation

die ursprünglich v.a. für Wettervorhersagen angewandte Analog-Methode (ZORITA & v. STORCH 1999, S.2477). Sie besteht im Wesentlichen in der Ausweisung bestimmter Zirkulationstypen, wobei zu jedem mit einem GCM simulierten atmosphärischen Zirkulationsfeld ein Analogon in historischen Beobachtungsdaten gesucht wird, mit dem jeweils die (historischen) lokalen Wetterverhältnisse verknüpft sind. Diese werden dann dem (analogen) simulierten Zirkulationstyp zugeschrieben. Dazu wird eine ausreichend lange Datenreihe benötigt, damit für alle im GCM auftretenden Varianten entsprechende Situationen im Beobachtungszeitraum ermittelt werden können. Mit diesem Ansatz gelang es ZORITA et al. (1995) das Niederschlagsgeschehen in Spanien und CUBASCH et al. (1996) die Periodizität und Aufttrittshäufigkeit von Stürmen zu prognostizieren. Die Analog-Methode wird aber ebenso zur Modellierung ökologischer Parameter herangezogen, wie es von DEHN (1999) mit der Abschätzung zukünftiger Hangstabilität in den italienischen Alpen gezeigt wird.

Neben diesen synoptisch-statistischen Ansätzen existiert auch die Kombination von statistischem und dynamischem Downscaling (SDD), die gegenüber der empirischen Technik v.a. den Vorteil hat, das Klimasystem in höherer temporaler Auflösung zu erfassen. Dabei werden die langjährigen Ergebnisse von GCM-Läufen in nicht-überlappende Episoden von einigen Tagen unterteilt, von denen jeweils ähnliche atmosphärische Muster einem bestimmten Zirkulationstyp zugewiesen werden. Die resultierenden typischen Zirkulationsmuster werden in verschiedene Klassen eingeteilt, für deren typische Repräsentanten von einem atmosphärischen Regionalmodell (RCM<sup>6</sup>) das charakteristische Wetter berechnet wird. Je nach Aufttrittshäufigkeit der jeweiligen Klassen werden die Ergebnisse des RCMs statistisch gewichtet. Die Rechenzeit bei dieser statistisch-dynamischen Vorgehensweise ist geringer als bei rein dynamischen Modellen, die kontinuierliche Zeiträume in regionaler Auflösung errechnen, wobei die Resultate durchaus vergleichbarer Qualität sind (MURPHY 1999). Auch FREY-BUNESS et al. (1995) schätzen mit dieser Methode zukünftige Temperaturen und Niederschläge für Januar bzw. Juli in den Alpen. Zur Qualität der Resultate dieser Anwendung muss bemerkt werden, dass die Unschärfe der Ergebnisse des anfangs eingesetzten GCMs nicht korrigiert werden kann. "Different from the nesting methods, the statistical-dynamical method is not suited to compensate uncertainties of large-scale model results." (FREY-BUNESS et al. 1995, S.131). Dafür erfordert diese Technik keine Unterteilung in Kalibrierungs- und Verifikationsperiode, womit die gesamte vorhandene Zeitreihe zur Klassifikation zur Verfügung steht.

Die folgende Tabelle 2.2 zeigt vergleichbar zu 2.1 einige Studien, die unter Anwendung der oben vorgestellten Methoden in den letzten Jahren entstanden.

---

<sup>6</sup>RCM: regional climate model

Prädik- tand	zeitl. Aufl.	Tech- nik	Prädiktoren	Region	Autor(en)
$T_{max}$ , $T_{min}$	tägl.	AN	$T_{max}$ , $T_{min}$	Regionen in den USA	BROWN & KATZ 1995
NS, T	monatl.	SDD	Z.typen + RCM	Alpen	FREY-BUNESS et al. 1995
NS, $T_{min}$ , $T_{max}$	tägl.	PCA, CA	GPH 1000hPa	Neuseeland	KIDSON & WATTERSON 1995
NS	tägl.	CART/ AN	SLP	2 Regionen in den USA	ZORITA et.al. 1995
NS	tägl.	SDD	Z.typen	Alpen	FUENTES & HEIMANN 1996
NS	tägl.	CS, LR	SLP, GPH500+700, VOR, Wind	Schweiz	BUISHAND & KLEIN- TANK 1996
NS	tägl.	LR, CS	T, GPH500+700, Wind	Schweiz	BRANDSMA & BUISHAND 1997
T, NS	tägl./ mo- natl.	CS	SLP, GPH500+700, VOR, Wind	Niederlande	BUISHAND & BRANDSMA 1997
Schnee	saisonal	AN	großskalige Wet- tersituation	franz. Alpen	MARTIN et al. 1997
NS	tägl.	-	Lamb Z.typen, T, VOR	England	WILBY 1997
NS	tägl.	SDD	Z.typen, VOR	Britische Inseln	CONWAY & JONES 1998
NS	tägl.	SDD	Z.typen	Alpen	FUENTES et al. 1998
NS	tägl.	-	SLP	6 Stationen in Südost- spanien	GOODESS & PALUTIKOF 1998
NS, T	tägl.	CA, LR	GPH, Feuchte 700hPa	6 Regionen in Deutsch- land	ENKE & SPEKAT 1997
NS, T	tägl.	SDD, CA	meteorol. Para- meter	Deutschland	WERNER & GERSTEN- GARBE 1997
Hang- stabilität	-	AN	versch. ökol./me- teorol. Parameter	ital. Alpen	BUMA & DEHN 2000
$T_{max}$ , $T_{min}$	tägl.	AN	$T_{max}$ , $T_{min}$	Regionen in den USA	BROWN & KATZ 1995
Gewitter	tägl.	SDD	großskalige Wet- tersituation	Süddeutschland	SEPT 1998
NS	tägl./ sai- sonal	SDD	SLP, rel.Feuchte, 1000-500hPa- Schichtdicke	Mexico + USA	CAVAZOS 1999
Wind	tägl.	SDD, CA	geostr. Wind, vert. T-gradient	Mitteldeutschland	MENGELKAMP 1999

**Tabelle 2.2:** Statistische Downscaling Studien mit synoptischem Ansatz. NS = Niederschlag; T= Temperatur; SLP= Sea Level pressure; GPH= Geopotentielle Höhe; VOR= Vorticity; CA= Clusteranalyse; CART= Classification and regression tree; CS= Cubic Splines; RCM= Regional Climate Model; SDD= Statistisch-dynamisches Downscaling, AN= Analog-Methode; PCA= Principle Component Analysis; LR= Lineare Regression.

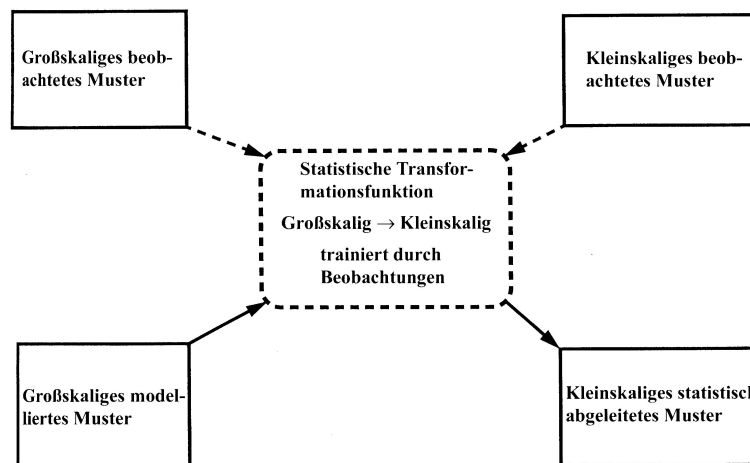
Prädik- tand	zeitl. Aufl.	Tech- nik	Prädiktoren	Region	Autor(en)
Hang- stabilität	–	AN	SLP, Ober- flächentemp.	ital. Alpen	DEHN 1999
T, NS	tägl.	SDD	GPH 700hPa	12 Gebiete in Nebras- ka/ USA	MEARNS et al. 1999
NS	tägl./ monatl.	AN	SLP	Iberische Halbinsel	ZORITA & v. STORCH 1999
NS	tägl.	AN	SLP, T	Australien	TIMBAL & MCAVANEY 1999
T, NS	monatl.	SDD, CA	GPH 500hPa, T-gradient 850- 500hPa, rel. Feuchte 700hPa	Alpen	HEIMANN & SEPT 2000
T	monatl.	SDD	SLP	Schweden	CHEN 2000
NS	monatl.	SDD, LR	VOR, geostr. Wind	Portugal	TRIGO & DECAMARRA 2000
NS	tägl.	SDD, LR	GPH	2 Regionen in den USA	LI & SAILOR 2000
NS	tägl.	SDD	GPH	Alpen	FUENTES & HEIMANN 2000

Tabelle 2.2: Fortsetzung

## 2.3 Transferfunktionen

Diese gebräuchlichste Technik des Statistischen Downscaling besteht in der Verknüpfung der Informationen aus atmosphärischen Variablen und lokalen Klimaparametern mittels Transferfunktionen, die u.a. von BIRRONG & SCHÖNWIESE (1988) zur Untersuchung rezenter europäischer Niederschlagsvariationen angewandt wurde. Das grundlegende Prinzip dieser Vorgehensweise wurde bereits in Kapitel 1.3 und 2 vorgestellt und wird in Abbildung 2.1 schematisch verdeutlicht.

In dieser Arbeit wird ebenfalls diese Variante des statistischen Downscaling gewählt, da vor allem die langjährige Entwicklung des Niederschlagsgeschehens im Vordergrund steht und es weniger um spezielle Wetterabläufe oder die intrasaisonale Variabilität der Sommerregen geht, die eher mit den oben beschriebenen Methoden erfasst werden könnten. Zudem werden, aufgrund der eingeschränkten Verfügbarkeit zeitlich höher aufgelöster Klimadaten namibischer Messstationen, die Abschätzungen auf monatlicher Basis vorgenommen. Qualitativ ist diese lineare Methode auf der Grundlage multipler Regressionen oder kanonischer Korrelationen durchaus mit den Ergebnissen anderer Techniken vergleichbar. “When compared to the linear method based on canonical correlation, it can be said that the performance of both methods [analog method and linear method] is very similar when applied to monthly rainfall[ . . . ]” (ZORITA & STORCH 1999, S.2488). Die Grundlagen der Regressions- und Korrelationsrechnung zur Verknüpfung atmosphärischer Zirkulationsdaten mit namibischen Niederschlagswerten werden unter 5.1 bzw. 7.1 extra behandelt. Anhand auf diese Weise berechneter statistischer Zusammenhänge werden Abschätzungen



**Abbildung 2.1:** Schematische Darstellung des Statistischen Downscaling mit Transferfunktionen (Quelle: CUBASCH 1998, S.171).

auf regionaler Ebene vorgenommen, die als gute Alternative zu rechenintensiven, stärker horizontal aufgelösten RCMs gelten. Vor allem um die generelle Niederschlagswahrscheinlichkeit vorherzusagen, sind Transferfunktionen bestens geeignet; so bestimmen beispielsweise CONWAY et al. (1996) und WILBY (1998) die Anzahl von Regentagen über diesen statistischen Ansatz. BÜRGER (1996) sieht im “expanded downscaling” die Möglichkeit, aus zuverlässigen großskaligen Modellergebnissen lokale Wetterinformationen abzuleiten. Dieser erweiterte, auf kanonischen Korrelationen basierende Downscaling-Ansatz wird jedoch nicht allgemein als sinnvoll anerkannt, da er die implizite Annahme enthält, dass die gesamte Variabilität des Prädiktanden mit der Variabilität der Prädiktoren verknüpft sei. Diese Annahme wird von v. STORCH (1999b) widerlegt. Wenn durch Downscaling Analysen die Varianz der Parameter bestimmt werden soll, so ist die Hinzunahme zusätzlicher stochastischer Prozeduren (z.B. Wettergeneratoren) zu empfehlen (WILBY 1997).

In vielen Downscaling-Arbeiten werden Geopotentialdaten als großskalige Einflussgrößen der Transferfunktionen verwendet. Die Gesamtvarianz des Niederschlagsgeschehens lässt sich zwar nicht ausschließlich aus Geopotentiellen Höhen erklären, allerdings ist der zirkulationsdynamische Anteil, der neben den lokalen Besonderheiten, wie z.B. der Exposition einer Messstation, die Regenmenge entscheidend beeinflusst, durch diese Parameter gut erfasst. So stellt HUTH (1999) in seiner Publikation über “potential predictors for Downscaling” einen starken Zusammenhang von 500hPa Divergenz und beobachtetem Niederschlag in Mitteleuropa fest. Ebenso kombinieren WILBY & WIGLEY (2000, S.642) Werte der Geopotentiellen Höhen des 500hPa-Niveaus und der Vorticity, um in der gleichen Region Niederschläge abzuschätzen. Allerdings ist dieses Zielgebiet nur in Bezug auf außertropische Prozesse mit dem atmosphärischen Geschehen im südlichen Afrika zu vergleichen. Deswegen werden in die vorliegenden Analysen auch Geopotentialdaten weiterer Niveaus miteinbezogen, die unter 4.2.1 genauer beschrieben werden. Viele weitere

Beispiele, die den Einsatz von Geopotentialdaten als Prädiktoren für Niederschlagsmodellierungen zeigen, werden in Tabelle 2.3 aufgeführt.

In der steigenden Anzahl wissenschaftlicher Veröffentlichungen über die Anwendung von Transferfunktionen im statistischen Downscaling manifestiert sich die interdisziplinäre Einsatzmöglichkeit dieser Methode. Nach den Temperatur- bzw. Niederschlagsabschätzungen von HEWITSON & CRANE (1992) und v. STORCH et al. (1993) folgten v.a. in den Jahren 1994-2000 viele weitere Veröffentlichungen, die das statistische Downscaling als gängiges Instrument der regionalen Klimamodellierung international bekannt gemacht haben. Eine Auswahl der Publikationen aus Klimatologie, Hydrologie, Geomorphologie und einigen anderen Fachbereichen ist in folgender Tabelle 2.3 aufgelistet.

Trotz der wachsenden Akzeptanz des statistischen Downscaling als Werkzeug der regionalen Klimamodellierung sind einige Regionen der Erde kaum in den Arbeiten berücksichtigt. HENDERSON-SELLERS (GIAMBELLUCA & HENDERSON-SELLERS 1996, S.42) spricht diesbezüglich sogar von einer "regional gap",<sup>7</sup> die die Ozeane, den Mittleren Osten, die ehemalige Sowjetunion, Südamerika und den Großteil von Afrika umfasst. Für den afrikanischen Kontinent existieren, abgesehen von den Ausschnitten der globalen Klimamodelle und einer Berechnung anhand eines eingebetteten regionalen Klimamodells für das südliche Afrika von JOUBERT et al.(1999), nur die statistischen Abschätzungen von HEWITSON & CRANE (1996), die am Fallbeispiel täglicher Niederschlagsabschätzungen für Südafrika einen methodischen Vergleich zwischen Downscaling mit neuronalen Netzen (ANN)<sup>8</sup> und Transferfunktionen anstellen. Die Ergebnisse der verschiedenen Arbeiten mit Bezug auf das Niederschlagsgeschehen im südlichen Afrika werden in Kapitel 3.3 vorgestellt.

---

<sup>7</sup>regionalen Lücke

<sup>8</sup>ANN = artificial neuronal network

Prädik- tand	zeitl. Auflös.	Tech- nik	Prädiktoren	Region	Autor(en)
T	tägl.	PCA, LR	SLP	USA	HEWITSON & CRANE 1992
NS	monatl.	EOF, CCA	SST, SLP	Iberische Halbinsel	ZORITA et al. 1992
NS	monatl.	EOF, CCA	SLP	Iberische Halbinsel	v. STORCH et al. 1993
NS	monatl.	PCA, LR	SLP, GPH 500hPa	Westeuropa, Bay- ern	v. SEGGERN et al. 1993
NS	saisonal	PCA, LR	SLP, 500hPa: GPH, VOR, u+v- Komponenten	90 Stationen im Mittelmeerraum	JACOBET 1994a, 1994b
NS	monatl.	PCA, MARS	SLP	8 Regionen in Por- tugal	CORTE-REAL et al. 1995
NS, T	monatl.	PCA, LR	GPH 500hPa, Schichtdicke 1000-500 hPa	10 Stationen in Skandinavien	JÓHANNESSON et al. 1995
$T_{min}$ , $T_{max}$	monatl.	LR	Mitteltemperatur	62 Stationen im Südosten der USA	CARBONE & BRAMANTE 1995
NS	monatl.	PCA, CCA	SLP	Rumänien	BUSUIOC & v. STORCH 1996
Meeres- höhe	monatl.	PCA, CCA	SLP	Ostsee	HEYEN et al. 1996
Meeres- höhe	monatl.	PCA, CCA	SLP	Japan. Küste	CUI et al. 1995
NS	saisonal	PCA, LR	SLP, GPH 500hPa	Stationen im Mit- telmeerraum	JACOBET 1996
NS	tägl.	PCA, ANN	SLP, GPH 500hPa	Südafrika	HEWITSON & CRANE 1996
Wind, Zyklonen- aktivität	monatl.	CCA	SLP, SST	Nordatlantik, Nord- westeuropa	KAAS et al. 1996
NS	monatl.	CCA	SLP, GPH 500hPa, SST	Indien	PRASAD & SINGH 1996
Solar- strahl.	tägl.	PCA, LR	GPH	7 Regionen in Ne- braska	MATYASOVSKY & BO- GARDI 1996

**Tabelle 2.3:** Statistische Downscaling Studien mit Transferfunktionen. NS = Niederschlag; T= Temperatur; SLP= Sea Level Pressure; SST=Sea Surface Temperature GPH= Geopotentielle Höhe; OLR= Outgoing Longwave Radiation; VOR= Vorticity; WD=Wasserdampf; AN= Analogmethode; ANN= Artificial Neuronal Networks; MARS= Multivariate Adaptive Regression Splines; PCA= Principle Component Analysis; EOF= Empirische Orthogonal Funktion; CCA= Canonical Correlation Analysis, LR= Lineare Regression; NLR= Nichtlineare Regression; DKA= Diskriminanzanalyse; RDA= Redundanzanalyse.



Prädik- tand	zeitl. Auflös.	Tech- nik	Prädiktoren	Region	Autor(en)
Sturm- wetter- lagen	monatl.	PCA, CCA	SLP	Deutsche Bucht	v. STORCH & REICHARDT 1997
NS	saisonal	PCA, LR	500hPa: GPH, VOR, SLP, u+v-Komponente	Mitteleuropa	STURM 1997
NS, T	monatl.	CCA	SLP, T	4 Regionen in den Alpen	FISCHLIN & GYALISTRAS 1997
NS	tägl.	ANN	GPH, T, VOR	6 Gebiete in den USA	WILBY & WIGLEY 1997
$T_{min}$ , $T_{max}$	tägl.	PCA, LR	SLP	Australien	SCHUBERT & HENDERSON- SELLERS 1997
NS	tägl.	PCA, ANN	SLP, GPH 500hPa, Schicht- dicke 1000- 500hPa	Mexico + USA	CAVAZOS 1997
NS, T	monatl.	CCA	SLP, T	40 Stationen in den Alpen	FISCHLIN & GYALISTRAS 1997
NS	tägl.	ANN	GPH 1000hPa, GPH 700hPa, Feuchte	Nordosten der USA	CRANE & HEWITSON 1998
NS	monatl.	PCA, DKA	SST, Wind	Südafrika	MASON 1998
Meeres- höhe	monatl.	CCA	SLP	Chin. Küste	CUI & ZORITA 1998
NS	tägl./ monatl.	LR	SLP, VOR, Wind, geogr.Lage	England/Wales	KILSBY et al. 1998
NS, T	monatl.	LR	SLP, VOR, Wind, Feuchte, Schichtdicke 850-500hPa	976 Stationen in Europa	MURPHY 1999
Wasser- stand	tägl.	EOF, LR	Luftdruckindizes	Ostsee/Warnemünde	HUPFER et al. 1998b
Sturm- hoch- wasser	tägl.	EOF, LR	SLP	Ostseeküste	HUPFER et al. 1998b
Makro- fauna	saisonal	LR	SLP, Klimavaria- bilität	Norderney	KRÖNKE et al. 1998
NS, $T_{min}$ , $T_{max}$	tägl./ monatl.	EOF, LR	GPH 1000hPa, 500hPa, VOR, Wind, Schicht- dicke 1000- 500hPa	Stationen in Neu- seeland	KIDSON & THOMPSON 1998

Tabelle 2.3: Fortsetzung

Prädik- tand	zeitl. Auflös.	Tech- nik	Prädiktoren	Region	Autor(en)
NS	saisonal	EOF, LR	SST	Ostafrika	MUTAI et al. 1998
NS, T, WD	tägl.	PCA, LR, ANN	GPH 850hPa, GPH 500hPa, Feuchte	Mitteleuropa	WEICHERT & BÜRGER 1998
$T_{min}$ , $T_{max}$	tägl.	PCA, LR	SLP	Südost-Australien	SCHUBERT 1997
T, NS	tägl.	ANN	SLP, GPH 500hPa, T, VOR	6 Gebiete in den USA	WILBY et al. 1998
Wellen- höhen	monatl.	PCA	SLP	Nordatlantik	WASA et al. 1998
NS	monatl.	PCA, LR	SLP	Neuseeland	TAIT & FITZHARRIS 1998
$T_{min}$ , $T_{max}$	tägl.	ANN, LR	GPH 1000hPa, GPH 500hPa	Portugal	TRIGO & PALUTIKOF 1999
NS	monatl.	EOF, AN	SLP	Iberische Halbinsel	BIAU et al. 1999
NS	saisonal	PCA, CCA	SLP	14 Stationen in Rumänien	BUSUIOC et al. 1999
NS	tägl.	ANN	SLP, rel.Feuchte, 1000-500hPa- Schichtdicke	Mexico + USA	CAVAZOS 1999
T	saisonal	LR	SLP, GPH 850hPa, 500hPa	8 Regionen in USA	SAILOR & LI 1999
NS	monatl.	CCA	GPH 500hPa	16 Stationen in den Alpen	BURKHARDT 1995, 1999
NS, T	monatl.	CCA	SLP, Ober- flächentem- peratur, GPH 500hPa	Norwegen	BENESTAD 1999
NS	tägl.	LR	SST, VOR	Livorno, Florenz	BUISHAND & BRANDSMA 1999
NS	monatl.	EOF, CCA	SST	8 Stationen in Tai- wan	CHU 1998
NS, $T_{max}$ , $T_{min}$	monatl.	LR	GPH 850hPa, 500hPa, T, rel. Feuchte, u+v- Komponente	Region in den USA	EASTERLING 1999
Lokales Wetter	tägl.	LR	GPH, Wind, VOR	Norwegische Glet- scher	REICHERT et al. 1999

Tabelle 2.3: Fortsetzung

Prädik- tand	zeitl. Auflös.	Tech- nik	Prädiktoren	Region	Autor(en)
$T_{min}$ , $T_{max}$	monatl.	LR	SLP, u+v-Kom- ponente 700hPa + 200hPa	Argentinien	SOLMAN & NUÑEZ 1999
Meeres- höhe	monatl.	PCA, CCA	SLP	Nordseeküste	LANGENBERG et al. 1999
Meeres- höhe, T & div.	tägl./ monatl.	PCA, RDA	SLP	Polnische Küste	MIETUS 1999
NS	monatl.	PCA, LR	GPH 1000hPa, 500hPa, 300hPa	Namibia	BEYER 1999
NS, T	–	LR, AN	P, Oberflächen- temperatur	Iberische Halbinsel	BOREN et al. 2000 submit- ted
Schnee- bedeckung	monatl.	NLR	T	Alpen	HANTEL et al. 2000
NS	monatl.	CCA	SST, GPH 500hPa	Südafrika	LANDMANN & TENANT 2000
NS, T	monatl.	LR	SLP, VOR, Wind, Feuchte	976 Stationen in Europa	MURPHY 2000
NS	monatl.	LR	OLR	Indien	PRASAD et al. 2000
NS	monatl.	EOF, CCA	SLP	Südwesteuropa	GONZÁLES-ROUCO et al. 2000
Abfluss	monatl.	ANN	SST, NS	Arizona	BERTACCHI-UVO et al. 2000
NS	tägl.	ANN	SLP, GPH 700hPa, Feuchte 700hPa, Schichtdicke 1000-500hPa	Bukarest, Rumäni- en	CAVAZOS 2000
NS, T	monatl.	PCA, LR	GPH 500hPa, Schichtdicke 1000-500hPa	2 Regionen in Tschechien	CAVAZOS 2000
NS	monatl.	LR	Luftmassenindizes 500hPa+1000hPa	Iberische Halbinsel	SPELLMAN 2000
NS	saisonal	CCA	SST, GPH 500hPa	Südafrika	LANDMANN & TENANT 2000
T, NS	monatl.	LR	GPH 500hPa, Schichtdicke 1000-500hPa	2 Gebiete in Tsche- chien	HUTH & KYSELÝ 2000
NS	saisonal, Winter	EOF, CCA	GPH 500hPa	Griechenland	XOPLAKI et al. 2000

Tabelle 2.3: Fortsetzung

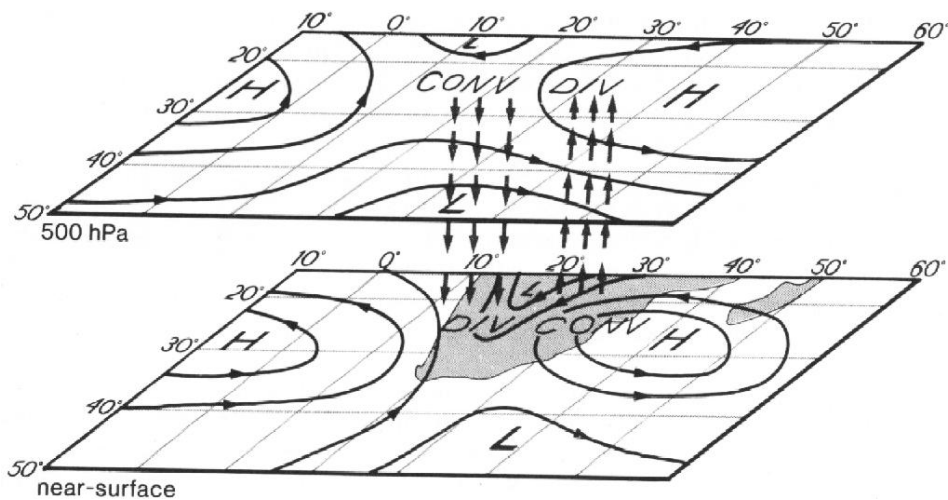
## **Kapitel 3**

# **Rezentes und zukünftiges Niederschlagsgeschehen im Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation**

Im folgenden Kapitel soll der Zusammenhang zwischen namibischen Niederschlägen und verschiedenen Zirkulationsparametern dargestellt werden. Zunächst wird unter 3.1 ein Überblick über die Zirkulationsdynamik im südlichen Afrika und deren hygrische Auswirkungen gegeben. Der Verlauf der sommerlichen Regenzeit in Namibia und bisherige Erkenntnisse aus verschiedenen Abschätzungen des zukünftigen Niederschlagsgeschehens im südlichen Afrika werden danach behandelt.

### **3.1 Zirkulationsdynamik im südlichen Afrika**

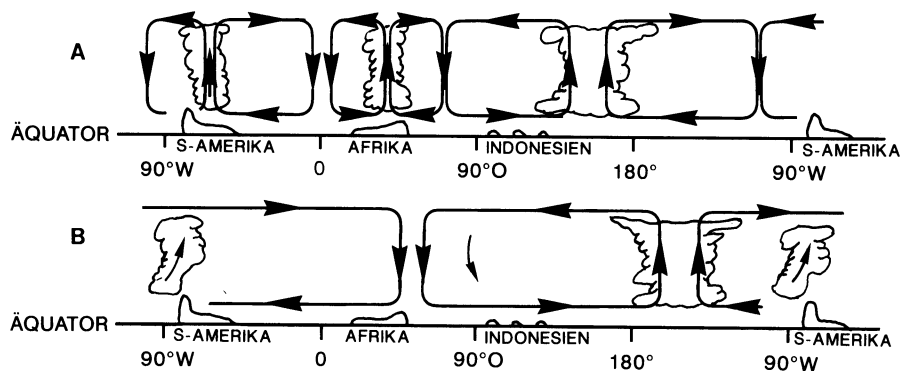
Wetterabläufe im südlichen Afrika werden im annuellen Verlauf von atmosphärischen Prozessen der Tropen und der Außertropen gesteuert. In dieser Region sind sowohl die meridionalen Hadleyzellen mit absinkenden Luftmassen in den Subtropen und aufsteigenden Ästen über den Tropen als auch der Einfluss der zonalen Walkerzirkulation bedeutsam (siehe Abb. 3.2). Das Zirkulationsgeschehen wird dominiert von den semipermanenten subtropischen Hochdruckzellen im Südatlantik und Südindik, die während des Winterhalbjahres ca. 5 Breitengrade nordwärts wandern. Tropische Störungen wie z.B. easterly waves, die v.a. in den unteren atmosphärischen Niveaus auftreten, und Tiefdrucksysteme aus der südlichen Innertropischen Konvergenzzone (ITC) formieren sich zu nordwest-südost orientierten Wolkenbändern, die vorwiegend im Sommer stark ausgeprägt sind, wobei der westliche Ast der ITC, die so genannte Zaire-Air-Boundary, weit südwärts über den afrikanischen Kontinent ausgreift. Während dieser Zeit (Januar) ist die ITC über dem kontinentalen Afrika stark polwärts verschoben (TYSON 1986). "Easterly waves sind relativ schwache, sich



**Abbildung 3.1:** Konvergenz- und Divergenzbereiche der easterly wave und Luftdruckverhältnisse des bodennahen und 500hPa-Niveaus der Troposphäre. In der südlichen Hemisphäre werden Hochdruckzellen gegen, Tiefdruckgebiete im Uhrzeigersinn umströmt. Die Welle ist zwischen dem Botswana-Tief und den subtropischen Hochdruckzellen über dem südlichen Afrika ausgebildet und bringt vor allem im bodennahen Konvergenzbereich der Rückseite des Hochdruckrückens starke Niederschläge mit sich. (Quelle: PRESTON-WHYTE & TYSON 1993, S.223)

über 20-30 Längengrade spannende Luftdruckwellen, die in trog- und keilförmigen Ausbuchtungen der Höhenisobaren der Niveaus zwischen 2000 und 5000 m zum Ausdruck kommen und die in der tropischen Ostströmung langsam nach W wandern. Im bodennahen Windfeld bildet sich auf ihrer Vorderseite eine Divergenz, auf der Rückseite eine Konvergenz aus, welche die Passatinversion verstärkt bzw. abschwächt. Da außerdem die Luft im Bereich des Hochdruckrückens hochreichend feucht ist, bildet sich nach dem oft wolkenlosen Wetter auf der Vorderseite der Welle auf ihrer Rückseite eine Zone von ein paar hundert km Breite mit fast geschlossener, hoch reichender Quellbewölkung aus, in der heftige Schauer dicht aufeinander folgen“ (WEISCHET 1991, S.243f). Die entsprechenden Luftdruckverhältnisse der bodennahen und mittleren Troposphäre mit Konvergenz- und Divergenzbereichen der easterly waves zeigt Abbildung 3.1. Die subtropischen Hochdruckzellen der Südhemisphäre werden gegen den Uhrzeigersinn umströmt und fördern zusammen mit dem über Botswana ausgebildeten Tiefdruckgebiet das Heranführen feuchter Luftmassen aus dem Osten. Tiefdruckgebiete der außertropischen Westwinddrift betreffen die Region ausschließlich im Winter, die selbst dann nur den Südwesten Namibias erreichen.

Alle Zirkulationssysteme sind saisonalen und unregelmäßigen Schwankungen ausgesetzt, die sich auch auf die Niederschlagsverhältnisse im südlichen Afrika auswirken. Ein bekanntes Phänomen ist beispielsweise die El-Niño-Southern-Oscillation (ENSO). Das durch El-Niño-Ereignisse veränderte atmosphärische Geschehen ist in Abbildung 3.2 dargestellt. In Fall A (ohne El-Niño) während sogenannten Hochphasen der Südlichen Os-



**Abbildung 3.2:** Schematische Darstellung der Walkerzirkulation A) ohne El Niño und B) während eines El Niño-Ereignisses. (Quelle: ARNTZ & FAHRBACH 1991, S.13)

zillation befindet sich der aufsteigende Ast der pazifischen Walker-Zelle über dem indonesischen Raum und die Luftmassen sinken vor der südamerikanischen Küste ab. Über dem Pazifik weht oberflächennah der Passat, wogegen in der höheren Atmosphäre Westwinde vorherrschen. Das kontinentale Afrika und Südamerika liegen in einer Zone starker Konvektivität mit absteigenden Luftbewegungen über den angrenzenden Ozeanen. Der aufsteigende Ast der Walkerzelle wird ungefähr bei 20° Ost vermutet. Der Luftdruck ist über dem kontinentalen südlichen Afrika vergleichsweise niedrig und steigt gegen Süden zum subtropischen Hochdruckgürtel an, wodurch maritime Ostwinde verstärkt werden, die besonders im östlichen Sommerregengebiet Niederschläge verursachen. Die Walkerzirkulation ist im Spätsommer am intensivsten und beeinflusst zudem die meridionale Zirkulation. An der Westküste Afrikas treten in den unteren Luftschichten vorwiegend polare Winde auf, die auch den Benguela-Strom nordwärts lenken. An der Ostküste dagegen wird die sogenannte Ferrel-Zelle<sup>1</sup> durch die - aufgrund der Umströmung der Indik-Antizyklone - verstärkte Hadley-Zelle und den Einfluss tropischer Nord- und Nordostwinde nach Süden verdrängt. Die Luftmassen nehmen Feuchtigkeit über dem Indischen Ozean auf und bringen vorwiegend für das östliche Afrika Niederschläge, die jedoch nicht sehr weit ins Landesinnere vordringen.

Ändert sich der Southern Oscillation Index<sup>2</sup> zu einer "low phase", so verschieben sich die Konvergenz- und Divergenz-Verhältnisse entsprechend der Darstellung 3.2 B. Die nie-

<sup>1</sup>Die Ferrel-Zelle transportiert in den unteren atmosphärischen Niveaus Luftmassen aus dem subtropischen Bereich polwärts in den antarktischen Trog. Dort findet Konvergenz und in der Höhe Divergenz statt. Die Luftmassen werden in einer hochtroposphärischen Ausgleichsströmung nordwärts geleitet und konvergieren mit dem oberen Ast der Hadley-Zelle, die eine meridionale Zirkulationsform beschreibt. Die Hadley-Zelle erfasst die Strömungskonfiguration von Luftmassen, die aus dem subtropischen Hochdruckgürtel in unteren atmosphärischen Niveaus äquatorwärts geleitet werden und in der Höhe aus der äquatorialen Tiefdruckzone wieder polwärts transportiert werden. In den Tropen entsteht bodennahe Konvergenz und in der Höhe Divergenz. Beide meridionalen Strömungen konvergieren im subtropischen Bereich etwa im 200hPa-Niveau und divergieren in den unteren Luftschichten der Hochdruckzone.

<sup>2</sup>Der SOI ergibt sich aus dem Druckunterschied zwischen den Messstationen auf Tahiti und in Darwin

derschlagsbringende Konvergenz über Indonesien und Afrika bleibt aus und ist stattdessen über den Ozeanen bzw. vor der Küste Südamerikas lokalisiert. Über dem südlichen Afrika bedeutet diese low-phase des SOI tendenziell überdurchschnittlich hohen Druck und in den meisten Fällen Dürren in den südöstlichen Landesteilen. In einigen Ausnahmefällen kommt es anstelle starker Konvergenz über den Ozeanen zu verstärkter Konvektion und starken Niederschlägen im Osten Südafrikas. Statt passatischen Ausgleichsströmungen treten in der unteren Atmosphäre westlich gerichtete Winde und Höhenostwinde auf. In Namibia fällt nach LINDESAY & VOGEL (1990) unter Einfluss des El-Niño Phänomens weniger Niederschlag, allerdings existieren auch einige Publikationen wie beispielsweise die von BOTHA (1993), in denen der Effekt der Southern Oscillation auf namibische Sommerregen als sehr gering erachtet wird. Bezüglich des gesamten südlichen Afrikas fällt auf, dass während El-Niño Jahren die Zone absteigender Luftmassen im Südatlantik und Konvektionszellen über dem Kontinent fehlen und somit ein negativer Southern-Oscillation-Index mit relativ trockenen Sommern verbunden ist (JURY & PATHACK, 1993). Unterdurchschnittliche Temperaturen im Ostpazifik führen dagegen zu überdurchschnittlichem Niederschlag im südlichen Afrika.

Der signifikante Zusammenhang von "Southern Oscillation" und südafrikanischen Niederschlägen, der v.a. zu Beginn und Ende der Regenzeit<sup>3</sup> starke Korrelationen aufweist (VANHEERDEN et al. 1988) und als "ENSO-Signal" im Niederschlag saisonal von Süd nach Nord wandernd verfolgt werden kann, zeigt einen deutlichen Trend zu positiven Niederschlagsanomalien während der ersten Hälfte des ENSO-Zyklus gegenüber negativen Anomalien in der zweiten Hälfte. Aus Untersuchungen von NICHOLSON & KIM (1997, S.126ff), die von SST-Anomalien der angrenzenden Ozeane auf das südafrikanische Niederschlagsgeschehen schließen, geht hervor, dass dieses während "Kaltphasen" vom Atlantik bzw. während "Warmphasen" stärker vom Indik gesteuert wird. Nach LANDMANN & MASON (1999a, 1999b) und REASON & MULENGA (1999) veränderte sich die SST-Variabilität des tropischen Indischen Ozeans und ihre Beziehung zum klimatischen Geschehen im südlichen Afrika während der vergangenen zwei Jahrzehnte. Die Variabilität nahm ab und warme SST-Anomalien im Indischen Ozean sind nun mit vergleichsweise feuchteren Verhältnissen im südöstlichen bis zentralen Südafrika und Nord-Namibia verknüpft. Diese "warm events" im südwestlichen Indik treten häufig gleichzeitig mit warmen ENSO-Ereignissen auf, die bisher mit relativ trockener Witterung in Südafrika in Verbindung gebracht wurden. Die Bedeutung des Indischen Ozeans für die Simulation des Niederschlagsgeschehens im südlichen Afrika wird von GODDARD & GRAHAM (1999) hervorgehoben.

Aus Windfeldanalysen des 200hPa-Niveaus für anomal feuchte Regenzeit-Monate in Namibia resultieren zwei als "wet pattern" bezeichnete Strömungskonfigurationen (JACOBET 1997b, S.762f), die während Monaten mit überdurchschnittlichem Niederschlag vorwiegend östliche Winde über dem nördlichen Namibia beinhalten. Das erste Muster zeigt

---

<sup>3</sup>Dezember bzw. März

die niederschlagsbegünstigende starke Ausprägung der Indik-Antizyklone und eine deutliche tropische Ostströmung. Dagegen treten im zweiten "wet pattern" äquatornah tropische Westwinde und auch verstärkte außertropische Westwinde auf. Über der Bezugsregion ist aber auch hier vorwiegend mit östlicher Anströmung im 200hPa Niveau zu rechnen. Die entsprechenden "dry pattern" sind von subtropischen bzw. äquatorial-atlantischen Höhenwestwinden und dem Ausbleiben einer zusammenhängenden Ostströmung in der Höhe gekennzeichnet. Hochreichende Konvektion oder niedertroposphärische Wellenstörungen können sich durch die eingeschränkte Vertikalentwicklungsmöglichkeit der tropischen Ostströmung nicht ausbilden. Ergebnisse monatlicher Kompositenanalysen der Dissertation von ENGERT zeigen, dass eine verstärkte Zonalkomponente im 200hPa-Niveau im Allgemeinen als Indikator für überdurchschnittliche Niederschläge im südlichen Afrika anzusehen ist (1999, S.79).

Detaillierte Informationen zur klimatischen Variabilität und dem zu Grunde liegenden atmosphärischen Geschehen finden sich zudem bei PRESTON-WHYTE & TYSON (1993), TYSON (1986 1996), und MASON & JURY (1997). Das regionale Niederschlagsgeschehen des südlichen Afrikas im Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation und den umgebenden Ozeanverhältnissen wird in den meisten Fällen mit Schwerpunkt auf der Republik Südafrika analysiert, wie es z.B. das saisonale Regenvorhersage-Modell mit nicht-linearer Diskriminanzanalyse von MASON (1998), die Untersuchungen zum atmosphärischen Feuchtetransport während feuchter bzw. trockener Früh- und Spätsommermonate von D'ABRETON & LINDESAY (1993) oder die Korrelationen von Trockenperioden mit regionalen Mustern der OLR<sup>4</sup> und SSTs von JURY et al. (1996) zeigen. Zahlreiche weitere Publikationen beschreiben den Zustand bzw. die Variationen der atmosphärischen Zirkulationsverhältnisse während des Auftretens extremer Feucht- und Trockenphasen im südlichen Afrika (TYSON 1981, 1993; TALJAARD 1986; JURY & PATHACK 1993; SHINODA & KAWAMURA 1996; JURY & LEVEY 1997a, 1997b) und die saisonalen Zyklen (MAKARAU & JURY 1997) bzw. die intrasaisonale Oszillation (LEVEY & JURY 1996) der Konvektion über Südafrika.

Aus der Vielzahl von Publikationen über das niederschlagsmodulierende Zirkulationsgeschehen im südlichen Afrika lassen sich folgende Zusammenhänge extrahieren. Als niederschlagsfördernde Prozesse sind für die nördlichen Landesteile des südlichen Afrikas hauptsächlich Störungen in der unteren Troposphäre in Verbindung mit dem Vordringen feuchter tropischer Luftmassen zu nennen. Der Einfluss quasistationärer easterly waves kann langanhaltende Niederschläge zur Folge haben, die vorwiegend im Konvergenzbereich des Wellenrückens entstehen. Diese "Wetterlage" ist speziell im Sommer stark ausgeprägt und trägt in den östlichen "Sommerregen-Gebieten" wesentlich zur Gesamtmenge des Niederschlags bei. Im Winter dagegen sind regenbringende "cut-off-lows"<sup>5</sup> aus der Westwinddrift und deren Wellenbewegungen v.a. für den Süden des Kontinents

---

<sup>4</sup>Outgoing Longwave Radiation = Langwellige Ausstrahlung

<sup>5</sup>abgeschnürte Tiefdruckgebiete



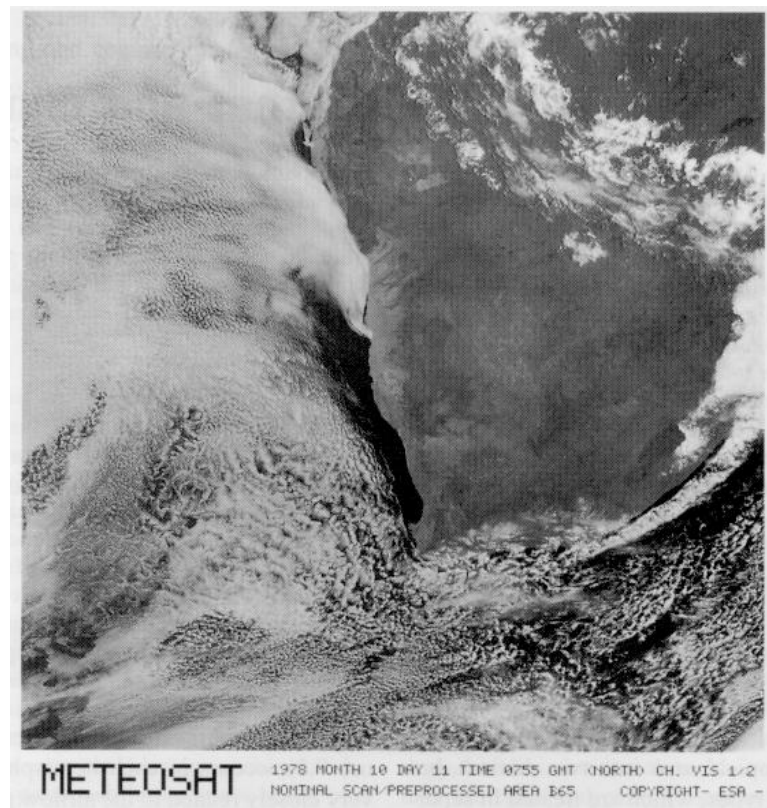
von Bedeutung. Die typischere Wintersituation ist jedoch die Ausbildung einer Hochdruckbrücke über dem Kontinent, die durch absteigende Luftbewegungen und Wolkenauflösung Trockenheit verursacht. Begünstigend auf Niederschlagsentstehung wirkt das Vorherrschen von Ostwinden bis in die höhere Atmosphäre und eine kräftige vertikale Ausdehnung des Passates, die das Auftreten von easterly-waves oberhalb der Passatsströmung fördert. Niederschlagsschwankungen lassen sich häufig direkt auf Luftdruckänderungen zurückführen. So zeigen vergleichende Untersuchungen von RASMUSSEN (1994) zwischen der Feucht- und Trockenperiode im südlichen Afrika während der 70er- bzw. 60er-Jahre, dass der Druck während überdurchschnittlich feuchter Perioden über dem südöstlichen Kontinent fällt, über den Ozeanen dagegen steigt. Dabei ist die Atlantik-Antizyklone besonders kräftig und in ihrer Lage weit südwärts verschoben. Die Antizyklone über dem Indik scheint dagegen stärker nach Nordosten zurückgezogen. In den Analysen der Luftdruckverhältnisse der 60er-Jahre zeigen die ozeanischen Hochs eher gegenläufige Tendenzen mit einer relativ weit westlich gelegenen Indik- und einer nordöstlichen Verlagerung der Atlantik-Antizyklone, worauf eher trockene Klimaverhältnisse folgen. Ebenso bedeutsam wie der Luftdruck sind die Meeresoberflächentemperaturen.<sup>6</sup> So beeinflusst nicht nur das oben beschriebene ENSO-Phänomen mit Oberflächentemperaturschwankungen des Ostpazifik das Niederschlagsgeschehen, sondern auch die, allerdings sehr selten auftretenden, Warmwasser-Einbrüche aus dem äquatorialen Atlantik im nördlichen Bereich des Benguela-Stroms. Auf diese so genannten Benguela-El-Niños folgen unterdurchschnittliche Niederschläge über dem zentralen Hochland Südafrikas und hohe Niederschlagsmengen im Inneren der Namib. Solche Ereignisse wurden von SHANNON et al. (1986) z.B. für die Jahre 1934, 1950, 1963 und 1984 entdeckt.

Nach den allgemeinen atmosphärischen Prozessen im südlichen Afrika soll im nächsten Abschnitt speziell das Niederschlagsgeschehen Namibias dargestellt werden.

---

<sup>6</sup>Sea Surface Temperatures (SST)

## 3.2 Verlauf der Sommerregenzeit in Namibia

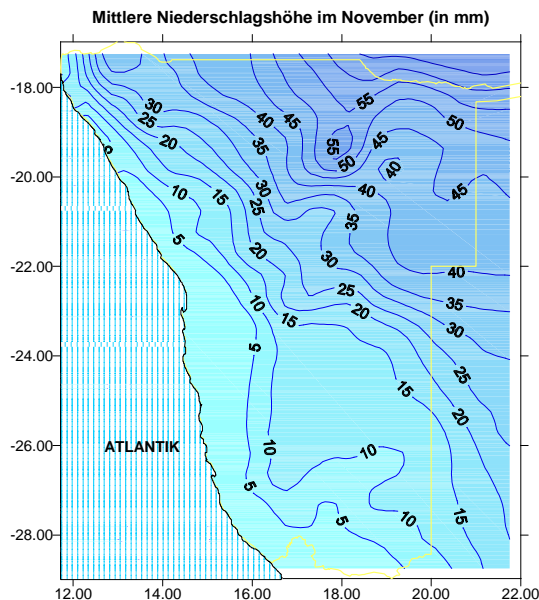


**Abbildung 3.3:** Küstennebel und niedrige Stratus- und Stratocumulus-Wolken im Meteosat-Bild vom 11. Oktober 1978. (Quelle: ROBINSON & HENDERSON-SELLERS 1999, S.126).

Die Höhe der Niederschläge in Namibia nimmt von West nach Ost und von Süd nach Nord zu, wobei die geringsten Werte von unter 200 mm im Südwesten und die höchsten Jahressummen von über 600 mm im Nordosten des Landes auftreten. Die hohe Aridität in weiten Teilen des Landes wird durch die geographische Lage in den Subtropen sowie durch kalte Auftriebswasser des nach Norden fließenden Benguelastroms an der südwestafrikanischen Küste verursacht. Aufgrund der dadurch bedingten kühlen Temperaturen vor der Westküste kondensieren die vom Atlantik ostwärts gerichteten feuchten Luftmassen bereits vor Erreichen des Kontinents und bilden den für die Westküste Namibias typischen Küstennebel, welcher im Satellitenbild deutlich zu erkennen ist (siehe Abb. 3.3).

Niederschläge im Süden des Landes entstehen v.a. durch das nordwärtige Vordringen von Tiefdruckgebieten der außertropischen Westwindzone, was vorwiegend in den Monaten Mai bis September vorkommt. In den nördlichen Teilen des Landes treten Niederschläge hauptsächlich in den Sommermonaten November bis April in Form von intensiven Gewitterregen auf, wobei von Januar bis Februar am meisten Regen zu erwarten ist. Während besonders feuchter Phasen im Norden Namibias ist eine Verstärkung der Antizyklone über

dem Indik, die Zunahme der Höhenwinde aus Südosten mit gleichzeitig begünstigter Entwicklung der easterly wave Aktivität und eine zyklonale Tendenz des Wasserdampftransportes in der Atmosphäre zu verzeichnen (JACOBEIT 1997b, S.763, ENGERT & JURY 1997, S.300).



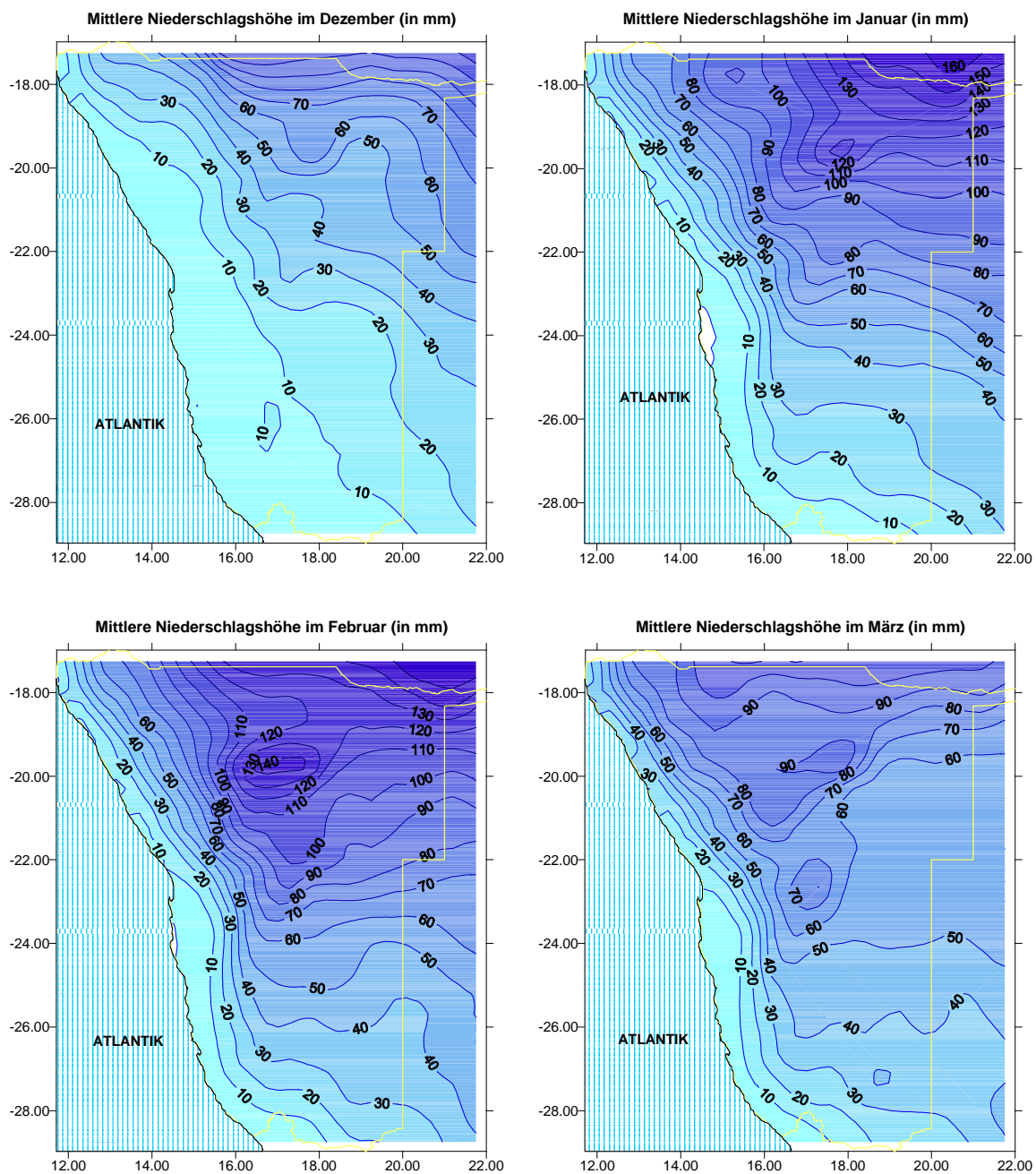
**Abbildung 3.4:** Monatssummen der November-Niederschläge in Namibia. Dargestellt sind interpolierte Mittelwerte von 1951-97 aus CRU-Gitterfelddaten.

Feuchtphasen im nördlichen Namibia sind zudem durch positive Anomalien der Geopotentiellen Höhen des 850hPa Niveaus im Südosten Südafrikas und überdurchschnittlich warme Temperaturen über dem südwestlichen Südafrika gekennzeichnet (JURY & ENGERT 1995). Untersuchungen der Telekonnektionen namibischer Niederschläge mit den Anomalien des Windfelds der höheren Troposphäre (200hPa-Niveau), die auch eine zeitliche Verzögerung zwischen dem Auftreten bestimmter atmosphärischer Muster und klimatischen Auswirkungen berücksichtigen, ergeben einen starken Zusammenhang zwischen von Westwind (Ostwind) geprägten Frühjahren über dem tropischen Atlantik und darauf folgenden trockenen (feuchten) Sommern, während in feuchten Sommern selbst meist westliche Strömungen vorherrschen (JURY 1996, S.143, SCHINKE 1997, S. 156). Die starken Höhenwestwinde in Zusammenhang mit der Ostströmung in der unteren Troposphäre weisen auf die Ausbildung einer Anomalie der Walker-Zelle mit absteigenden Luftbewegungen über Namibia und den angrenzenden Regionen Südafrikas hin (JURY & ENGERT 1999, S.1459). Das regional stark unterschiedlich ausgeprägte Niederschlagsgeschehen, bezogen auf den mittleren Sommerniederschlag in monatlicher Auflösung, ist in den Abbildungen 3.4 und 3.5 als Vergleich zu den späteren Abschätzungen für die Monate November bis März anhand der CRU<sup>7</sup>-Gitterfelddaten dargestellt, die in Abschnitt 4.1.2 ausführlich vorgestellt werden.

### 3.3 Bisherige Niederschlagsabschätzungen für das südliche Afrika

Aus bisherigen Untersuchungen, die das zukünftige Klimageschehen im südlichen Afrika unter Bedingungen des verstärkten Treibhauseffekts betreffen, resultiert unabhängig von regionaler Auflösung und angewandter Technik der Abschätzungen die relativ einheitliche Prognose einer Intensivierung des hydrologischen Zyklus (HENDERSON-SELLERS

<sup>7</sup>CRU = Climate Research Unit (Norwich)



**Abbildung 3.5:** Monatssummen der Sommerniederschläge in Namibia (Dezember-März). Dargestellt sind interpolierte Mittelwerte von 1951-97 aus CRU-Gitterfelddaten.

1994, S.124). Aus australischen CSIRO-GCM-Simulationen von Niederschlagsprozessen geht v.a. für die mittleren Breiten der Südhemisphäre eine signifikante Zunahme der Intensität von Niederschlagsereignissen hervor: “more rain falling on fewer days” (GORDON et al. 1992, S.101). Demgegenüber ändert sich die Gesamtniederschlagsmenge in Südafrika mit etwa 10%-iger Abnahme (Dezember-Februar) weniger deutlich (JOUBERT & TY-

SON 1996). Die verschiedenen Modellsimulationen ergeben zwar wenig übereinstimmende Ergebnisse bezüglich der Niederschlagsänderungen für das südliche Afrika in einem 2x-CO<sub>2</sub>-Klima (HULME 1996b, JOUBERT & HEWITSON 1997), die Untersuchung der Niederschlagsverhältnisse der letzten 100 Jahre für die südliche Hemisphäre ergibt jedoch einen schwachen Trend zu steigenden Regenmengen (HULME 1995b, S. 39). Die CO<sub>2</sub>-Verdoppelung kann außerdem nach FYFE (1999, S.1747) im afrikanischen Raum zu einer Erhöhung der "African easterly wave activity" führen.

Trotz möglicher Fehler in den Niederschlagsabschätzungen aus GCMs, deren Auflösung zu grob ist, um die konvektiven Wolkenbildung-Prozesse zu erfassen, die v.a. für das Innere Afrikas regenbringend sind (JOUBERT & HEWITSON 1997), wird allein aufgrund höherer Meeresoberflächentemperaturen und dem Anstieg des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes unter verstärkten Treibhauseffekt-Bedingungen eine stärkere konvektive Aktivität und die Erhöhung der Regenintensität erwartet (FOWLER & HENNESSY 1995). Dies bestätigt auch das Ergebnis von Jouberts Analysen (JOUBERT 1995), das für 2x-CO<sub>2</sub>-Klimaszenarien eine Abnahme der Anzahl von Regentagen (<6,4 mm) im gesamten südlichen Afrika und bis zu 50% Zunahme der Starkregentage (>12,8 mm) v.a. für tropische Breiten Afrikas vorhersagt. Damit steigt die Gefahr, dass sowohl Trockenperioden als auch Hochwasser häufiger auftreten. Das ist eine Entwicklung, die gerade in Ländern der SADC<sup>8</sup> eine große Herausforderung für Hydrologen darstellt, die Lösungen für die Regionen mit "Wasser-Stress" finden sollen (SCHULZE 1997, S.113). Bei vielen der obengenannten Untersuchungen wird festgestellt, dass GCMs das zukünftige Niederschlagsgeschehen besonders in semiariden und ariden Regionen des südlichen Afrikas nicht zuverlässig simulieren können. So resultieren die größten Änderungsraten ausgerechnet an der namibischen Küste, wo die Modellqualität am geringsten ist (MASON & JOUBERT 1997, S.295). Die Resultate der "Southern Africa climate change simulation" (mit systematischen Überschätzungen des Niederschlags im 1xCO<sub>2</sub>-Kontrolllauf) bestätigen im Vergleich von Modell- und Beobachtungswerten die Unzulänglichkeit der GCMs mit der Aussage "the model resolution does not capture the observed spatial patterns of rainfall variability and furthermore there is a demand for climate change information at a far finer spatial resolution than a GCM grid cell" (HUDSON 1997, S.395). Die Ergebnisse saisonaler Downscaling-Abschätzungen der Sommerregen für die Republik Südafrika von HEWITSON & CRANE (1996, S.93) zeigen bei Verdoppelung der CO<sub>2</sub>-Konzentration eine 10-20%-ige Reduktion der Niederschläge, die v.a. im östlichen Küstenbereich stark ausgeprägt ist.

Wie sich die Veränderungen in namibischen Regionen manifestieren und welches Datenmaterial zur Umsetzung der vorgestellten Downscaling-Methode benutzt wird, um eigene Modelle zu entwerfen, ist Gegenstand der nächsten Kapitel.

---

<sup>8</sup>Southern African Development Community

## **Kapitel 4**

# **Datenbasis und Datenbearbeitung**

Zur Anwendung des Downscalingverfahrens stehen verschiedene Datenreihen zur Verfügung. Diese bestehen einerseits aus Informationen über die großskaligen atmosphärischen Verhältnisse für eine rezente Zeitperiode und andererseits aus Werten, die im gleichen Zeitraum das Niederschlagsgeschehen erfassen. Für die Abschätzungen werden simulierte Größen eines GCMs benötigt, die für verschiedene Modelljahre das Zirkulationsgeschehen im Fall einer durch den verstärkten Treibhauseffekt verursachten Klimaänderung widerspiegeln. Die in dieser Arbeit verwendeten Datensätze werden im Folgenden explizit vorgestellt.

### **4.1 Niederschlagsdaten**

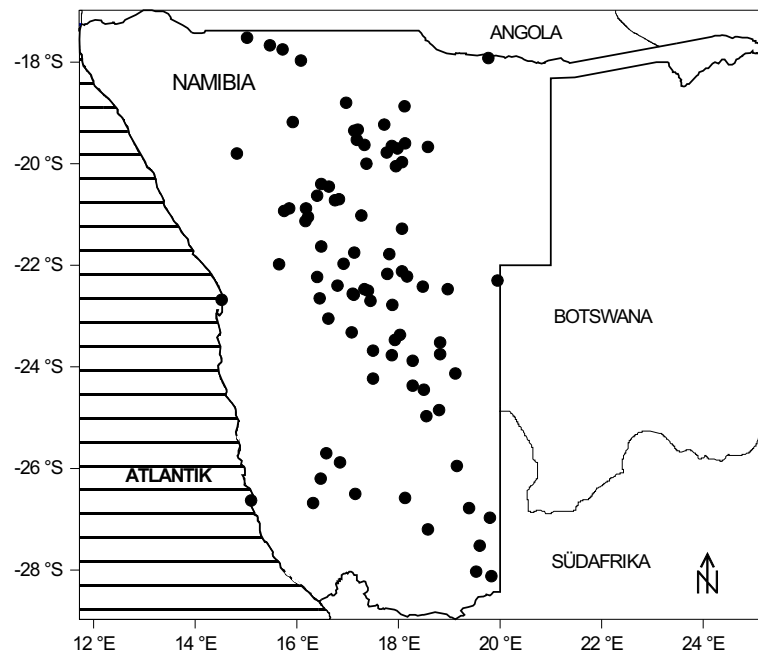
Die Datenbasis des lokalen Klimaparameters besteht aus Stationsmesswerten und aus berechneten Gitterfeldinformationen eines globalen Niederschlagsdatensatzes. Da der Großteil der namibischen Niederschläge im Sommer fällt, konzentrieren sich alle hier durchgeführten Berechnungen auf die Monate November bis März. Von den jeweils für das ganze Jahr vorhandenen Datensätzen werden deshalb nur diese fünf Monate in Betracht gezogen.

#### **4.1.1 Stationsdaten Namibia**

Der Namibian Meteorological Service betreibt 115 Messstationen, von denen nur ein Teil kontinuierliche Messreihen ohne Datenlücken für den Zeitraum 1951-97 liefert. In der ebenfalls im Rahmen des GK Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika erstellten Dissertation von ENGERT (1999) wurden bereits Stationsdaten für die Jahre 1951-1992 akquiriert. Im Verlauf der vorliegenden Arbeit wurden diese Datenreihen bis 1997 aktualisiert und durch die Ergänzung von Fehlwerten<sup>1</sup> vervollständigt.

---

<sup>1</sup>soweit die entsprechenden Daten beim Meteorological Service in Windhoek erhältlich waren



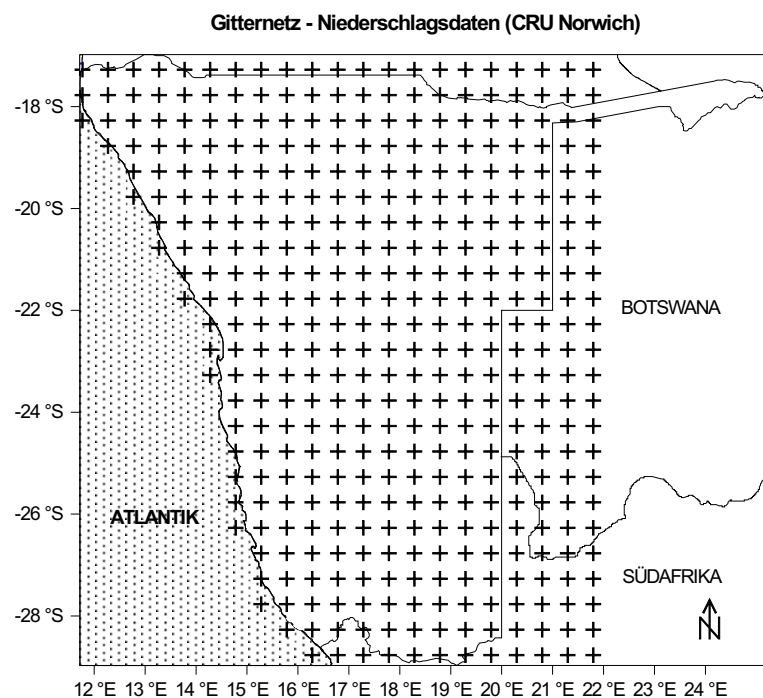
**Abbildung 4.1:** Schwarze Punkte markieren die Lage der 84 Stationen mit kontinuierlichen Niederschlagsmesswerten von 1951-97.

Für die ersten Analysen ergab sich ein Datensatz mit kompletten Zeitreihen für 66 Stationen, der nach einem Aufenthalt in Namibia im Jahr 1998 auf 84 Stationen erweitert werden konnte. Für den westlichen Landesteil existieren auch Messwerte der Desert Research Foundation Namibia, die freundlicherweise von Dr. J. Henschel zur Verfügung gestellt wurden und zur Vervollständigung bestehender Datenreihen dienen. Aus dem Stationsdatensatz der in *mm* angegebenen Monatssummen der namibischen Niederschläge werden nur Messwerte der Stationen übernommen, die keine längeren Aufzeichnungslücken aufweisen. Einzelne Fehlwerte wurden durch den langjährigen (1951-97) Monatsmittelwert ersetzt. Fehlten in den monatlichen Aufzeichnungen von 1951-97 mehrere aufeinanderfolgende Jahre oder mehr als drei Einzelereignisse,<sup>2</sup> so wurden die jeweiligen Stationen von den Berechnungen ausgeschlossen. Daraus ergibt sich die in Abbildung 4.1 dargestellte räumliche Verteilung der Niederschlagsmessstationen, auf die sich die hier vorgenommenen regionalen Abschätzungen stützen. Eine Liste mit den Namen und Koordinaten aller Stationen, für die Monatssummen der Niederschläge vorliegen, findet sich im Anhang in Tabelle 1.

#### 4.1.2 Gitterdaten Namibia

Als Alternative zu den Stationsdaten steht ein berechneter Gitterfeld-Datensatz der Climatic Research Unit (CRU) aus Norwich zur Verfügung, der in 0.5 Grad Auflösung global

<sup>2</sup>das entspricht 10% der Beobachtungen der Kalibrierungsperiode



**Abbildung 4.2:** Ausgewählte Niederschlagsgitterfelder des CRU-Datensatzes. Die Zentren der 396 Gitterfelder sind mit einem Kreuz gekennzeichnet.

für alle Landflächen und neun verschiedene Klimavariablen auf monatlicher Basis erstellt wurde. Der Klimadatensatz wird aus globalen Stationsdaten unter Einbezug der geographischen Länge und Breite sowie der Höhe über dem Meeresspiegel mit der “thin-plate-spline-Technik” generiert. Die Hinzunahme der Höhenangaben in das Interpolationsverfahren stellt eine Neuerung gegenüber der früheren Methodik bei der Erstellung globaler Datensätze dar. Außerdem wird anstelle der üblichen Interpolation zwischen Stationen ein anderer Ansatz gewählt, in dem räumliche und zeitliche Komponenten zunächst getrennt und aus Referenz-Mittelwerten<sup>3</sup> der Stationsmesswerte entsprechende hochaufgelöste Daten ( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ) konstruiert werden. Darauf folgt die Ableitung von Gitterfelddaten monatlicher Anomalien relativ zu dem Zeitraum, für den das Mittel definiert wurde. Die mittleren Monatswerte repräsentieren gemeinsam mit der Höhenabhängigkeit die räumliche Variabilität, wogegen die zeitlich variablen monatlichen Anomalien eher Funktion der großskaligen Zirkulationsmuster und physiographisch relativ unabhängig sind. Diese Anomalien werden mit den Mittelwerten kombiniert, um Gitterfeld-Zeitreihen für jede Variable (hier für den Niederschlag) zu erhalten, die auch in Bereichen mit schwächerer Stationsdichte optimiert abgeschätzte Niederschlagsmengen liefern. Derartige Gitterinformationen bieten neben der internen Konsistenz eine höhere räumliche Auflösung, wobei bei der Berechnung der Gitterfelddaten auch die Anomalien von weiter entfernten Stationen,<sup>4</sup> je nach Höhe der

<sup>3</sup>Ein 30-jähriges Mittel aus dem Zeitraum 1961-1990

<sup>4</sup>nicht nur der dem jeweiligen Gitterfeld Nächstgelegenen



Korrelation zum rekonstruierten Gitterfeld, gewichtet miteinbezogen werden.

Der Datensatz liefert raum-zeitlich kontinuierliche Daten, deren regionale Güte im Vergleich mit anderen globalen Klimarekonstruktionen evaluiert werden kann und sich dabei als qualitativ hochwertige Datenbasis erweist. Die Vorgehensweise zur Berechnung regionaler klimatischer Zeitreihen wird von JONES & HULME (1996) vorgestellt. Eine genaue Beschreibung der CRU-Daten mit ausführlichen Erläuterungen zur Vorgehensweise bei der Berechnung der Gitterfeldwerte findet sich bei NEW et al. (1999) und unter <http://www.cru.uea.ac.uk/> (data and software, mean climatologies).

Zur Überprüfung erster eigener Modellansätze ist ein zweiter Datensatz für dieselbe Region durchaus von Vorteil. Selbstverständlich ist bei der späteren Interpretation von Ergebnissen darauf zu achten, dass die zur zukünftigen Niederschlagsabschätzung herangezogenen Modelle nicht ausschließlich aus Bereichen stammen, in denen die Ausgangsdaten durch das oben beschriebene Verfahren bei sehr geringer Stationsdichte statistisch generiert wurden. Aus dem globalen Datensatz monatlicher Niederschlagssummen wird für den Zeitraum 1951-97<sup>5</sup> die das namibische Staatsgebiet (ohne Caprivi-Zipfel) umfassende Region mit östlicher Erweiterung Richtung Botswana ausgewählt, so dass zwischen 11.75° - 22.75° östl. Länge und 17.25° bis 28.75° südlicher Breite 396 Gitterfelder extrahiert werden. Die Zentren der Gitterfelder sind in Abb. 4.2 mit einem Kreuz gekennzeichnet.

## 4.2 Zirkulationsdaten

Die Anwendung der "Downscaling-Technik" setzt das Vorhandensein von zuverlässigen Informationen über die großskaligen Zirkulationsverhältnisse voraus. Zum Aufstellen der Zusammenhänge in rezentem Datenmaterial stehen beobachtungsgestützte Geopotentialdaten aus verschiedenen atmosphärischen Niveaus zur Verfügung, während die Werte für veränderte Klimabedingungen von GCMs des Deutschen Klimarechenzentrums simuliert werden.

### 4.2.1 Reanalyse-Geopotentialdaten

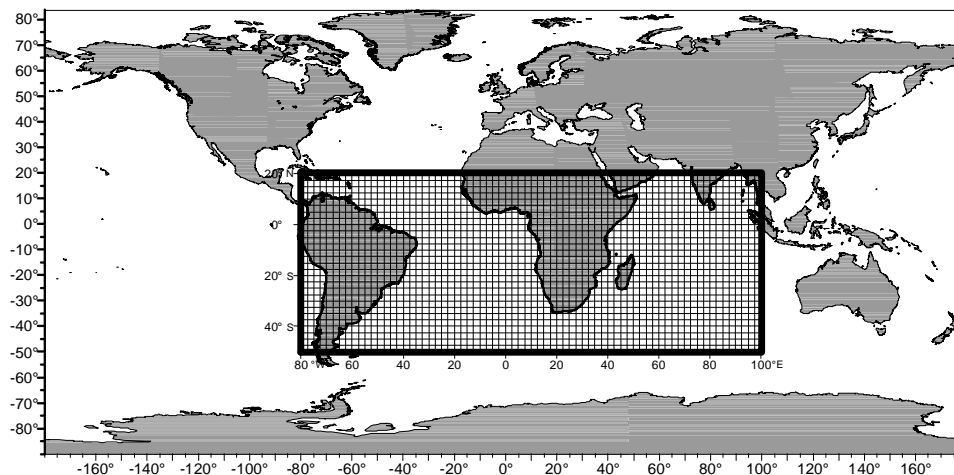
Die Geopotential<sup>6</sup>-Daten stammen aus den globalen Reanalysen des NCEP/NCAR<sup>7</sup>, die im 2.5 x 2.5 Grad Gitternetz und 6-stündlicher Auflösung für die Jahre 1951-97 herange-

---

<sup>5</sup>Die Datenrekonstruktion umfasst insgesamt die Jahre 1901-1998.

<sup>6</sup>Potential der Schwerkraft, das durch die Arbeit gemessen wird, die erforderlich ist, um eine Masseneinheit von einem Höhenniveau entgegen der Schwerkraftbeschleunigung zu einem anderen zu heben. Die Flächen gleichen Geopotentials sind meeresoberflächenparallel, so dass die Neigungen von isobaren Druckflächen auf diese bezogen werden können. Einheit des Geopotentials ist der geopotentielle Meter, dessen Zahlenwerte etwa dem des geometrischen Meters entsprechen. (HUPFER 1998c, S.434)

<sup>7</sup>National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research



**Abbildung 4.3:** Aus dem globalen NCEP/NCAR-Reanalyse Datensatz ausgewählter Bereich der Geopotentiellen Höhen ( $20^{\circ}$  N -  $50^{\circ}$  S und  $80^{\circ}$  W -  $100^{\circ}$  E, im  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  Gitterfeld), die als großskalige Zirkulationsinformation in die Berechnungen eingehen.

zogen wurden. Die Algorithmen des inzwischen um eine Dekade (1948-1957) erweiterten, ursprünglich vierzig Jahre (1958-97) umfassenden Reanalyse-Projekts, das v.a. auf die Erstellung homogener Datensätze abzielte, sind von KALNEY et al. (1996) beschrieben. Weitere Informationen finden sich unter <http://dss.ucar.edu/pub/reanalysis/index.html> oder <http://dss.ucar.edu/datasets/ds090.0/>.

Aus dem globalen Datensatz wird der Ausschnitt zwischen  $20^{\circ}$  Nord bis  $50^{\circ}$  Süd und  $80^{\circ}$  West bis  $100^{\circ}$  Ost extrahiert, unter der Annahme, dass in diesem Bereich die für namibische Niederschläge wesentlichen atmosphärischen Prozesse ablaufen. Dabei ist die Bedeutung von Fernkopplungen<sup>8</sup> nicht zu vernachlässigen. Wie die Beschreibungen der Zirkulationsdynamik des südlichen Afrikas bereits zeigten (Kap. 3.1), sind Telekonnektionen wie beispielsweise das ENSO-Phänomen auch für das atmosphärische Geschehen in der Bezugsregion von Bedeutung. Um potentielle Fernkopplungen zu erfassen, ist die longitudinale Begrenzung des Datenausschnitts mit einer halben Hemisphäre (180 Längengrade) relativ weit gefasst. Zudem ist durch die zonale Ausdehnung bis  $50^{\circ}$  Süd das vollständige Erfassen der subtropischen Druckverhältnisse mit den niederschlagsmodulierenden Antizyklonen über Indik und Atlantik garantiert. Die tropische Zirkulation wird ebenfalls nicht nur südhemisphärisch, sondern bis  $20^{\circ}$  N erfasst, damit die gesamte innertropische Konvergenzzone in die Untersuchungen mit eingeschlossen wird. Für das mit den Sommerregen Namibias assoziierte Zirkulationsgeschehen ist aber nicht nur die geographische Erstreckung bezüglich Länge und Breite, sondern auch die troposphärische Höhe sehr wichtig. Da die hochreichenden konvektiven Prozesse der tropischen Zirkulation sowie die Höhen-

<sup>8</sup>Hier kann auf das laufende Dissertationsprojekt im Graduiertenkolleg von PHILIPP verwiesen werden, in dem solche Telekonnektionen analysiert werden.

strömung ebenso niederschlagswirksam sind wie die in Kapitel 3.1 beschriebenen easterly waves, die sich vorwiegend in niedertroposphärischen Niveaus entwickeln, werden verschiedene atmosphärische Stockwerke in die Analysen miteinbezogen. Es ergibt sich für drei ausgewählte atmosphärische Niveaus, 300hPa, 500hPa und 1000hPa, je ein 2117 Punkte umfassendes Gitterfeld (siehe Abb.4.3) für die fünf Monate November bis März, das sowohl Informationen über das tropische als auch das außertropische Zirkulationsgeschehen enthält.

Welche Faktoren aus den drei Niveaus schließlich hauptsächlich in den Regressionsanalysen der Kalibrierungsperiode selektiert und zur Modellierung herangezogen werden, ist im Ergebnisteil (Kapitel 6.4) bei der Beschreibung ausgewählter Variationszentren erläutert. Variablen wie die u- oder v-Komponenten des Windfeldes, die Vorticity oder die Schichtdicke zwischen atmosphärischen Niveaus sind generell ebenso geeignet, um als Einflussgrößen in Niederschlagsabschätzungen einzugehen. Diese stellen jedoch lediglich Funktionen der ursprünglichen Werte der Geopotentiellen Höhen verschiedener atmosphärischer Niveaus dar, die an sich bereits die atmosphärischen Zirkulationsverhältnisse wiedergeben. Daher wird in allen vorgenommenen Analysen ausschließlich mit den originalen Geopotentialdaten gerechnet.

Um aus den einzelnen Gitterpunktwerten komplexe "großskalige" Informationen über die atmosphärische Zirkulation zu gewinnen, werden Hauptkomponentenanalysen durchgeführt, die in Kapitel 4.3.1 methodisch und inhaltlich erläutert werden.

## 4.2.2 GCM-Daten

Die Abschätzung zukünftiger Niederschläge basiert auf dem Einsatz modellierter Geopotentialdaten, die als Ergebnis von ECHAM3- bzw. ECHAM4-Simulationen des DKRZ Hamburg vorliegen. In dieser Arbeit findet zum einen die ECHAM3-T42<sup>9</sup> Equilibriumssimulation des 3xCO<sub>2</sub>-Szenarios und dessen 1xCO<sub>2</sub>-Kontrolllauf Verwendung, und zum anderen wird die Simulation des ozeanangekoppelten ECHAM4-T42/OPYC3<sup>10</sup> mit transientem Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentration in 240 Modelljahren benutzt mit historischem Treibhausgas-Antrieb zwischen 1860 und 1990 und einer Verstärkung des Strahlungsantriebs von einem Prozent jährlich zwischen 1990 und 2099. Diese neuere Modellversion berücksichtigt außerdem den temperaturmindernden Effekt der Sulfataerosole,<sup>11</sup> die aus der Abschätzung des IS92a<sup>12</sup> Emissions-Szenarios stammen. "Diese transienten Ex-

<sup>9</sup>Das ECHAM3-Modell ist mit dem LSG (Large Scale Geostrophic) Ozeanmodell des MPI gekoppelt.

<sup>10</sup>OPYC steht für Ocean isoPYCnal coordinates. Das Ozeanmodell ist unter <http://www.dkrz.de/> unter den Links - Klimaforschung/ Global Climate Model Archive/ DKRZ/ ECHAM4/OPYC4 kurz beschrieben und ausführlich im DKRZ-Report No.7 von 1992 oder bei OBERHUBER (1993) dargestellt.

<sup>11</sup>Es ist nachgewiesen, dass die Treibhausgas-Wirkungen den Sulfat-Effekt dominieren (MITCHELL et al. 1995, MITCHELL 1997)

<sup>12</sup>business as usual Szenario des IPCC-Treibhausgasfreisetzung ohne einschneidende politische Maßnahmen mit Verdoppelung der CO<sub>2</sub>-Äquivalente (Treibhausgase, wie z.B. Distickstoffoxid und Methan, werden dabei in äquivalenten CO<sub>2</sub>-Mengen ausgedrückt) bis zum Jahr 2030 bezogen auf vorindustrielle Konzentra-

	<b>ECHAM3</b>	<b>ECHAM4</b>
Modellzeitraum	30 Jahre Kontrolllauf (1x CO <sub>2</sub> ) 30 Jahre Szenariolauf (3xCO <sub>2</sub> )	240 Jahre (1860-2099) IS92a-Szenario
Ozeankopplung	LSG	OPYC3
Auflösung	T42	T42
Sulfataerosole	–	eingeschlossen
quickinfo	<a href="http://www.dkrz.de/forschung/reports/ReportNo.6.ps">http://www.dkrz.de/forschung/reports/ReportNo.6.ps</a>	<a href="http://www.mpimet.mpg.de/deutsch/Sonst/Reports/Abstracts/Abs266.html">http://www.mpimet.mpg.de/deutsch/Sonst/Reports/Abstracts/Abs266.html</a>

**Tabelle 4.1:** Gegenüberstellung der in dieser Arbeit verwendeten ECHAM3- und ECHAM4-Modellversionen.

perimente eröffnen zusätzlich Möglichkeiten, den Treibhauseffekt statistisch nachzuweisen. Sie liefern nicht nur Informationen über die räumliche Verteilung der Klimaänderung [ . . . ], sondern auch Hinweise auf die Entwicklung des Effektes auf Zeitskalen von Dekaden bis Jahrhunderten” (CUBASCH et al. 1995, S.270). Die spektrale Auflösung T42 entspricht ca.  $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ , die auf das  $2.5 \times 2.5$  Gradnetz umgerechnet wird, damit die Modelldaten korrekt in die Downscaling-Gleichungen, anstelle der im  $2.5 \times 2.5$ -Gradnetz vorliegenden Reanalyse-Daten, eingesetzt werden können. Die beiden ECHAM-Versionen basieren auf ähnlichen numerischen Lösungen, Oberflächenbedingungen und physikalischen Parametrisierungen, die mit fortschreitender Modellversion realitätsgetreuere Modelldaten liefern. Grundlegende Unterschiede ergeben sich v.a. durch die Länge der Modellzeitreihen und die verschiedenen Annahmen bezüglich der Treibhausgas-Konzentrationen (siehe Tabelle 4.1). Es ist bekannt, dass im ECHAM3-T42-Modell die südhemisphärische Sommerzirkulation zu stark ausgeprägt ist, mit etwas zu hohem Druck der subtropischen Antizyklonen, die im Vergleich zwischen Kontroll-Simulation und beobachtungsgestützten Daten im Modell leicht polwärts verschoben sind. Dagegen wird für den antarktischen Trog zu tiefer Druck simuliert. Generell gelten beide ECHAM-Versionen als zuverlässige Informationsquellen für die atmosphärischen Zirkulationsverhältnisse und deren Veränderungen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.

Die Modellphysik ist ausführlich bei ROECKNER et al. (1996 u. 1998) beschrieben oder in Publikationen erläutert, die unter Verwendung dieser Modellversion entstanden sind (z.B. BACHER et al. 1998). Hintergrundinformationen finden sich zudem auf der Internetseite des DKRZ oder des IPCC Data Distribution Center, Rubrik GCM - ECHAM4 unter der Adresse [http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/cru\\_data/visualisation/visual\\_index.html](http://ipcc-ddc.cru.uea.ac.uk/cru_data/visualisation/visual_index.html). Ein ausführlicher Modellvergleich von ECHAM3 und ECHAM4 soll hier nicht vorgenommen werden - diesbezüglich gibt es genug internationale Bestrebungen, wie z.B. das AMIP<sup>13</sup>

tionen der CO<sub>2</sub>-Äquivalente. (HOUGHTON 1997, S.43)

<sup>13</sup>Atmospheric Model Intercomparison Project

(GATES 1992), das weltweit die verschiedenen Klimamodelle untersucht. Es wird jedoch nochmals darauf hingewiesen, dass zwei unterschiedliche Treibhauseffekt-Szenarien zu Grunde liegen und die Qualität der mittels Downscaling erzielten Ergebnisse grundsätzlich direkt von der Zuverlässigkeit der verwendeten allgemeinen Zirkulationsmodelle abhängt.

Für beide Modelle wird der den Reanalysedaten vergleichbare Ausschnitt des Gitterfelds von 20° Nord bis 50° Süd und 80° West bis 100° Ost gewählt. Die Monatsmittel der modellierten Geopotentialdaten für die drei atmosphärischen Niveaus 1000hPa, 500hPa und 300hPa werden, bevor sie in die Regressionsgleichungen zur Abschätzung namibischer Niederschläge eingehen, einigen weiteren Bearbeitungsschritten unterzogen, die in den Abschnitten 4.3.3 und 5.3 erklärt werden.

### 4.3 Datenbearbeitung vor der Modellbildung

Zur Modellbildung mittels Downscaling-Techniken muss das Ausgangsdatenmaterial entsprechend der Fragestellung aufbereitet werden. Da die Zielsetzung der Arbeit die Abschätzung der monatlichen Sommerniederschläge ist, konzentriert sich das weitere Vorgehen, wie unter 4.1 erwähnt, jeweils auf die einzelnen Monate November, Dezember, Januar, Februar und März. Die übrigen Monate werden ignoriert. Innerhalb dieses Zeitraums zwischen Früh- und Spätsommer verändern sich die Zirkulation, der Feuchtetransport und die atmosphärische Stabilität, deswegen empfehlen unter anderen KRUGER (1999) und TALJAARD & STEYN (1991), bei Untersuchungen des südafrikanischen Niederschlagsgeschehens in Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation auf eine saisonale Mittelung der Einzelmonate zu verzichten: “[ . . . ] atmospheric circulation, humidity and stability over South Africa change considerably from early to middle to late summer and therefore the data of six months October to March should not really be lumped together in such a study [ . . . ]” (TALJAARD & STEYN 1991, S.37). Eine Herangehensweise mit dem saisonalen bzw. fünfmonatigen Mittel erweist sich zudem nicht als sinnvoll, da die Variabilität der Niederschläge innerhalb der Regenzeit sehr hoch ist und viele Informationen über deren zukünftige Verteilung durch die Zusammenfassung der Einzelmonate verloren ginge. Die Niederschlagsangaben der namibischen Stationen gehen folglich original, wie unter 4.1.1 beschrieben, in die schrittweisen Regressionen ein. In einer Analyse zur Regionalisierung von täglichen Niederschlägen in Botswana von MAIN & HEWITSON (1995) wurde die Unterscheidung zwischen Früh-<sup>14</sup> und Spätsommer<sup>15</sup> ebenfalls als sehr wichtig erachtet, da der Einfluss der atmosphärischen Zirkulation sich nicht nur regional, sondern auch intrasaisonal ändert. Auf eine vorgeschaltete Hauptkomponenten-Analyse zur Regionalisierung der Stationsdaten, wie sie in obengenannter Veröffentlichung durchgeführt wurde, wird hier verzichtet, da sich in anfänglichen Untersuchungen herausstellte, dass sich dieses Vorgehen negativ auf die Qualität der stationsbasierten Regressionsmodelle auswirkt.

---

<sup>14</sup>November, Dezember

<sup>15</sup>Februar, März

Die Bestimmtheitsmaße der Regressionsgleichungen für vorher hauptkomponentenanalytisch zusammengefasste Stationen liegen zwischen 19% und 48% und damit bis zu 70 Prozent niedriger als bei Ergebnissen ohne vorhergehende Komprimierung. Zudem ist für die repräsentative Hauptkomponente der westlichen Messstationen Namibias die Voraussetzung normalverteilter, nicht-autokorrelierter Residuen in der Regressionsmodellierung nicht erfüllt.

Bezüglich der homogeneren Gitterdaten der Niederschläge bietet sich die hauptkomponentenanalytische Komprimierung der Gitterfelder vor den Regressionsrechnungen an. Es werden daher sowohl für die einzelnen Gitterfelder als auch für die zu Hauptkomponenten zusammengefassten Gitterfeldregionen Regressionsanalysen durchgeführt. Außerdem werden alle Reanalysedaten vor den Regressionsrechnungen zunächst hauptkomponentenanalytisch bearbeitet, wie es in Abschnitt 4.3.1 erläutert ist.

### 4.3.1 Hauptkomponentenanalyse der Geopotentialdaten

Die unter 4.2.1 vorgestellten Geopotentialdaten werden, um die inhaltliche Interpretierbarkeit zu erleichtern und "großskalige Muster" aus den 2117 Gitterpunkten zu erhalten, mittels einer Hauptkomponentenanalyse komprimiert.

Es existieren dabei zwei Anwendungsmöglichkeiten, die sich aus der Anordnung der Dateneingabematrix ergeben. Gehen die Raumeinheiten (hier das Gitterfeld der Geopotentialdaten) als Variablen und die Zeiteinheiten (hier die 6-stündlichen Werte) als Ereignisfälle in die Hauptkomponentenanalysen ein, handelt es sich um die s-modale Variante. Im t-modalen Analyse-Ansatz liegt die Eingangsmatrix transponiert vor, wobei die Variablen den temporalen und die Ereignisfälle den räumlichen Aspekt widerspiegeln. Da durch die Anwendung der Hauptkomponentenanalyse eine Komprimierung des Gitterfeldes und nicht monatlicher bzw. täglicher Beobachtungen erfolgen soll, wird hier die s-modale Variante angewandt. Durch die Extraktion der Hauptkomponenten<sup>16</sup> in s-modalen Analysen entstehen folglich Zeitreihen von Hauptkomponentenwerten<sup>17</sup>, die in verdichteter Form die wesentlichen Charakteristika des Original-Gitterfeldes enthalten. Die repräsentative Bedeutsamkeit der scores für die Originaldaten wird durch die Ladungsmatrix beschrieben, die den korrelativen Zusammenhang der einzelnen Gitterpunkte mit der jeweiligen Hauptkomponente aufzeigt.

Eine Reduktion der Gitterpunkte ist notwendig, da ihre Geopotentialdaten-Zeitreihen später als Prädiktoren in die Regressions-Berechnungen eingehen sollen. Die aus dem ausgewählten Gitterfeldbereich resultierende Anzahl von mehr als 2000 einzelnen Einflussgrößen pro Regressionsmodell ist weder inhaltlich sinnvoll noch rechentechnisch empfehlenswert. Es werden folglich Hauptkomponenten für die Geopotentialdaten bestimmt, die einen möglichst großen Anteil der Varianz der Originalwerte widerspiegeln sollen. Bei

---

<sup>16</sup>engl.: principal components (PCs)

<sup>17</sup>engl.: scores

diesen handelt es sich nicht um eine Zusammenfassung oder Zuordnung bestehender Gitterpunkte zu realen Zentren, sondern - ähnlich den kanonischen Variablen der Kanonischen Korrelation - um abstrakte Faktoren,<sup>18</sup> die das originale Gitterfeld der Geopotentialwerte für den Kalibrierungszeitraum 1968-97 auf eine geringere Anzahl orthogonaler<sup>19</sup> Hauptkomponenten reduzieren. Zur besseren inhaltlichen Interpretierbarkeit der Hauptkomponenten werden diese zusätzlich mit dem Varimax-Verfahren rotiert.<sup>20</sup> Einzelheiten zur Rotation von Hauptkomponenten und deren Interpretation in klimatologischen Fragestellungen erläutert RICHMAN in zwei Publikationen (RICHMAN 1986, 1987), Fragen bezüglich der Orthogonalität rotierter empirischer Moden werden bei MESTAS-NUÑEZ (2000, S.1515) diskutiert.

In allgemeiner Form sieht der Zusammenhang von Originalvariable und Hauptkomponente folgendermaßen aus:

$$v_i = \sum_{j=1}^m l_{ij} F_j + R_i \quad (4.1)$$

v : Originalvariable

i : 1, . . . , n

m ≤ n

F : Hauptkomponente

l : Faktorladung

R : Restglied (nicht erklärte Varianz)

Die hier durchgeführten Analysen ergeben pro Monat und atmosphärischem Niveau jeweils zwischen 17 und 20 "principal components", die mit ca. 80% Varianzerklärungsanteil die Originalvariablen gut repräsentieren. Genaue Angaben der Varianzerklärungsanteile der einzelnen Analysen stehen in Tabelle 4.2. Die den Berechnungen der Hauptkomponenten zu Grunde liegenden mathematischen Zusammenhänge sind in den meisten statistischen Standardwerken nachzulesen, z.B. bei PREISENDORFER (1988) oder BAHRENBERG et al. (1992). Hauptkomponentenanalysen werden häufig bei der Bearbeitung klimatologischer Daten eingesetzt, so vergleichen z.B. SENGUPTA & BOYLE (1998) verschiedene GCM-Simulationen unter Anwendung dieser Technik. Eine Schwierigkeit bei diesem Verfahren besteht in der Auswahl der geeigneten Anzahl von Hauptkomponenten pro Originaldatenskollektiv.

<sup>18</sup>Die Bezeichnungen "Faktor" und "Hauptkomponente" werden in den folgenden Ausführungen trotz mathematischer Unterschiede ihrer jeweiligen Berechnungsverfahren in Faktoren- bzw. Hauptkomponentenanalyse nebeneinander verwandt. Genau genommen handelt es sich in diesem Abschnitt ausschließlich um Hauptkomponenten.

<sup>19</sup>= untereinander unkorrelierter

<sup>20</sup>bei Varimax rotierten Hauptkomponenten bleibt die Eigenschaft der Orthogonalität erhalten, die bei schiefwinkligen Rotationsverfahren nicht gegeben ist.

### Extraktion der Hauptkomponenten

“Generell ist zu bemerken, daß zur Bestimmung der Faktorenanzahl keine eindeutigen Vorschriften existieren, so daß hier der subjektive Eingriff des Anwenders erforderlich ist.” (BACKHAUS et al. 2000, S.226). Aussagen wie diese verdeutlichen bereits, dass es keine Standardalgorithmen gibt, die die optimale Anzahl von Hauptkomponenten für das Originaldatenfeld errechnen. Ein gängiges Extraktions-Kriterium nach Kaiser lässt beispielsweise nur jene Hauptkomponenten zu, deren Eigenwert<sup>21</sup> größer eins ist. Entsprechend dieser Voraussetzung werden alle Hauptkomponenten ausgewählt, die einen größeren Varianzanteil auf sich vereinen als eine einzelne standardisierte Variable. Nach diesem Auswahlverfahren würden aus dem Ausgangsdatenkollektiv der Geopotentiellen Höhen jeweils mehr als fünfzig PCs extrahiert. Da jedoch eine möglichst geringe Anzahl von Hauptkomponenten bei möglichst hoher Gesamtvarianzerklärung angestrebt ist und diese nicht nur ein numerisches Ergebnis statistischer Transformation, sondern auch im Hinblick auf die inhaltliche klimatologische Interpretation sinnvoll sein sollte, wird zur Bestimmung der optimalen Anzahl von PCs ein anderes Auswahlverfahren angewandt. Dieses berücksichtigt die Bedeutung der einzelnen Hauptkomponente für die Variablen der Gitternetz-Zeitreihen ebenso wie ihre Bedeutung gegenüber den anderen Hauptkomponenten. Die Methode erwies sich in klimatologischen Analysen von JACOBEIT (1993a, 1997a), PHILIPP (1997) und BECK (2000) als geeignet und ist im Folgenden kurz dargelegt.

Basierend auf der Matrix der quadrierten Ladungen der Hauptkomponenten werden zum einen die Werte für jede einzelne PC über alle Variablen (Gitterpunkte)  $s_{gp}$ , zum anderen die Werte der Variablen über alle PCs  $s_f$  standardisiert. Es resultierten pro Faktorladung zwei Werte, die Aussagen über die Bedeutung der jeweiligen Hauptkomponente zulassen. Je höher die standardisierten Ergebnisse ausfallen, desto größer ist die Bedeutung der jeweiligen Hauptkomponente im Gitterfeld ( $s_{gp}$ ) bzw. im Vergleich mit anderen Faktoren ( $s_f$ ). Wird für eine Hauptkomponente mindestens einmal in der Matrix das Extraktionskriterium  $s_{gp} > 1$  und  $s_f > 1$  erfüllt, weist dies auf ihre überdurchschnittliche Relevanz im Gitterfeld und gegenüber den anderen Hauptkomponenten hin. Somit wird diese Hauptkomponente extrahiert. Die unter Anwendung dieses Verfahrens aus den Analysen resultierende Anzahl von Hauptkomponenten und deren Gesamtvarianzerklärungsanteile sind in folgender Tabelle zusammengefasst.

Für weitere Berechnungen werden die scores<sup>22</sup> der extrahierten PCs zu Monatsmittelwerten zusammengefasst. Die zeitliche Auflösung ist durch die Niederschlagsmesswerte Namibias vorgegeben. Grundsätzlich hätte die Berechnung monatlicher Mittelwerte auch vor der Hauptkomponentenanalyse für die Original-Geopotentialdaten erfolgen können, da aber ein Gitterfeldausschnitt mit 2117 Variablen analysiert werden soll, würde eine vorhergehende Mittelung<sup>23</sup> die Voraussetzung verletzen, nach der die Anzahl der Ereignisfälle

<sup>21</sup>Summe quadrierter Ladungen der PC, über alle Variablen berechnet

<sup>22</sup>Hauptkomponentenwerte

<sup>23</sup>Bei 30-jähriger Kalibrierungsperiode und einzelmonatlicher Berechnung der Hauptkomponentenanalyse



Atm. Niveau	Nov	Dez	Jan	Feb	März
1000 hPa	18 (78.21%)	19 (78.73%)	18 (78.25%)	18 (78.57%)	18 (77.59%)
500 hPa	18 (78.07%)	18 (78.89%)	19 (79.85%)	17 (77.14%)	18 (77.80%)
300 hPa	20 (78.57%)	20 (79.83%)	19 (79.23%)	19 (79.32%)	20 (79.44%)

**Tabelle 4.2:** Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten pro Monat und atmosphärischem Niveau. In Klammern sind die jeweiligen Gesamtvarianzerklärungsanteile angegeben. In diese Analyse gehen Geopotentialdaten aus dem Zeitraum 1968-97 ein.

größer sein sollte als die der Variablen. Die Anzahl der Ereignisfälle beträgt 3392 im Februar,<sup>24</sup> 3600 im November<sup>25</sup> und 3720 im Januar, März und Dezember.<sup>26</sup> Damit sind die Voraussetzungen erfüllt und die Hauptkomponentenanalysen werden korrekt durchgeführt. Aus den resultierenden scores werden anschließend für die 30 Jahre Monatsmittel-Zeitreihen gebildet.

### Variationszentren der Hauptkomponenten

Durch die graphische Darstellung der höheren Ladungen der Faktorladungsmatrizen, die aus Korrelationskoeffizienten zwischen Originalvariablen und Hauptkomponenten bestehen, kann auf die Region geschlossen werden, die durch den jeweiligen Faktor am besten repräsentiert ist. Als Ergebnis einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse sind die Iso-korrelatenkarten nicht direkt als atmosphärische Druckverteilungsverhältnisse zu interpretieren, sondern vielmehr als Variationszentren, die Bereiche von zentraler Bedeutung für die Faktoren widerspiegeln. Die Lage dieser Variationszentren kann entweder die stärksten Druckgradienten oder die höchsten positiven bzw. negativen Anomalien anzeigen. So sind tropische bzw. subtropische Zirkulationsverhältnisse durch die höheren Faktorladungen mit Zentren vor der Küste Namibias im Südatlantik, Südindik oder über dem westlichen Südamerika und dem stark ausgeprägtem Band über den Innertropen in der vorliegenden Analyse in allen untersuchten atmosphärischen Niveaus gut vertreten. Dies wird in den folgenden Abbildungen 4.4 bis 4.8 für die gesamte Regenzeit verdeutlicht.

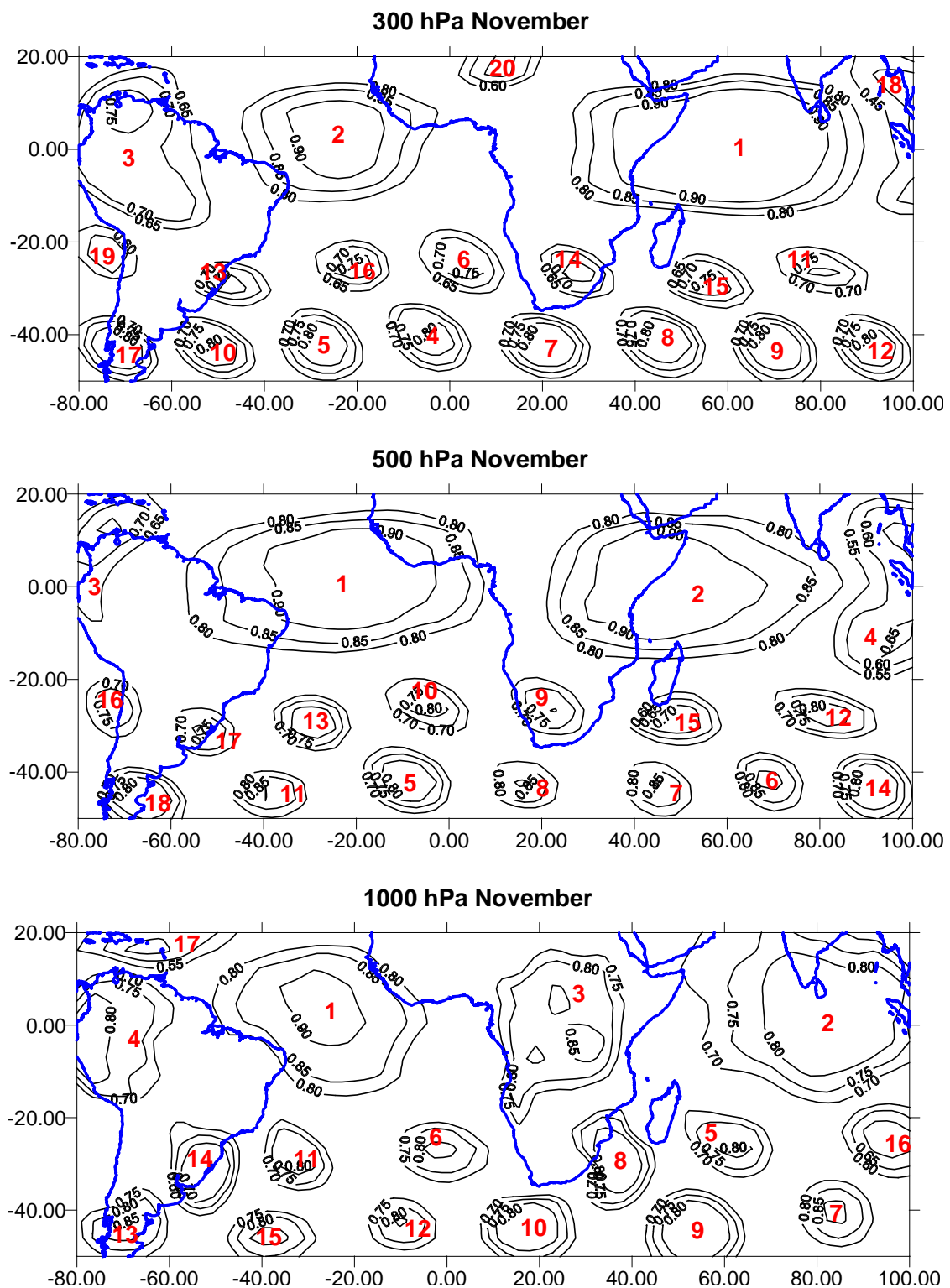
Die Abbildungen 4.4 bis 4.8 zeigen nur die höheren Faktorladungen der einzelnen Hauptkomponenten, generell hat jede Hauptkomponente zu jedem Gitterpunkt eine definierte Korrelation, die in einer einzelnen Graphik nicht für alle PCs übersichtlich dargestellt werden kann. Die Mitte der Variationszentren liegt selten direkt über dem afrikanischen Kontinent, das bedeutet jedoch lediglich, dass z.B. die Region des südlichen Afrika von mehreren angrenzenden Hauptkomponenten repräsentiert wird. Es existiert nur in einzelnen Fällen ein eigenes Variationszentrum für das gesamte südlichen Afrika, das

sen: 30 Ereignisfälle.

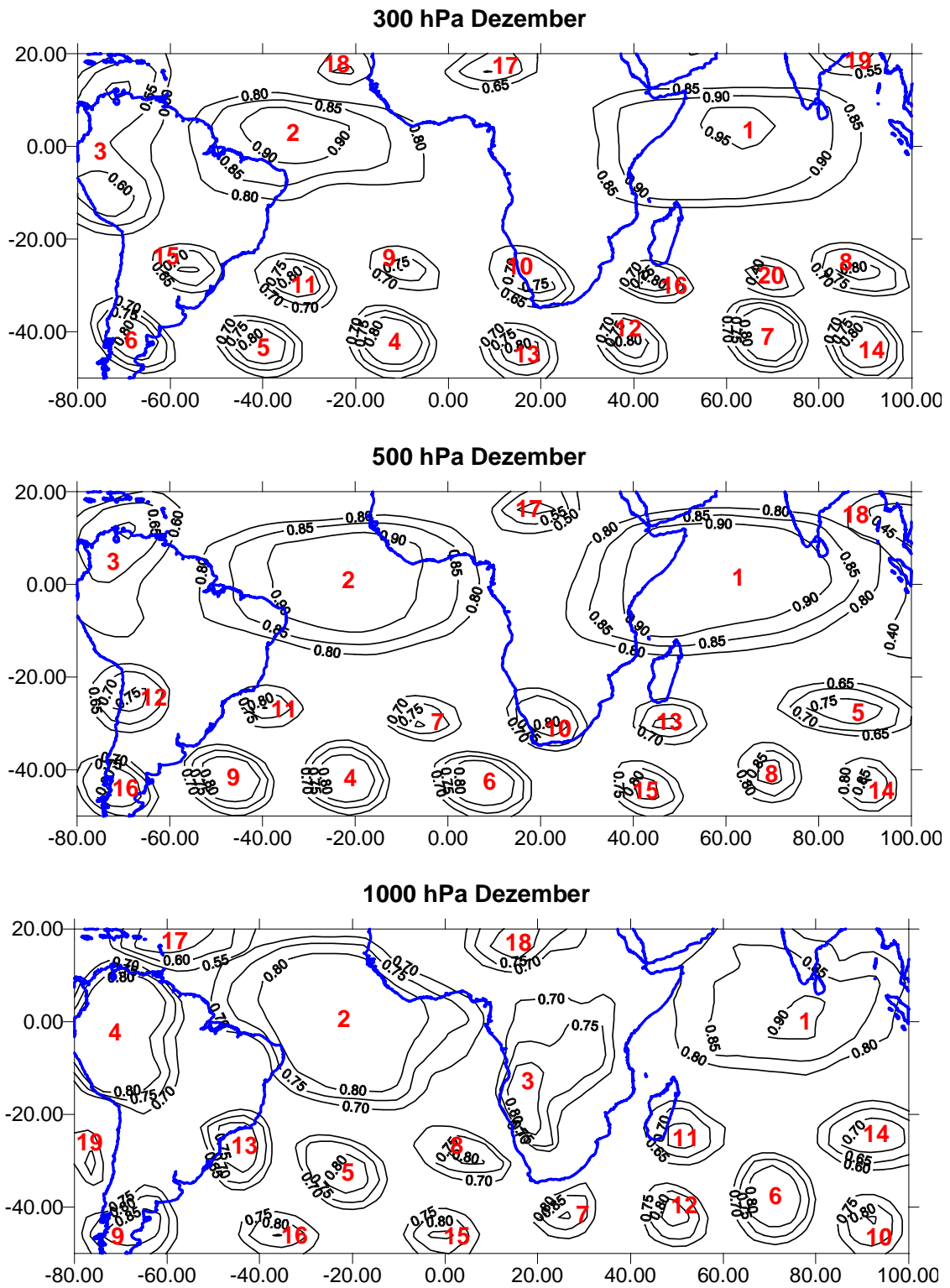
<sup>24</sup>28 Tage mit 4-mal täglichen Daten im dreißigjährigen Zeitraum (+ 1 Tag in Schaltjahren).

<sup>25</sup>30 Tage mit 4-mal täglichen Daten im dreißigjährigen Zeitraum.

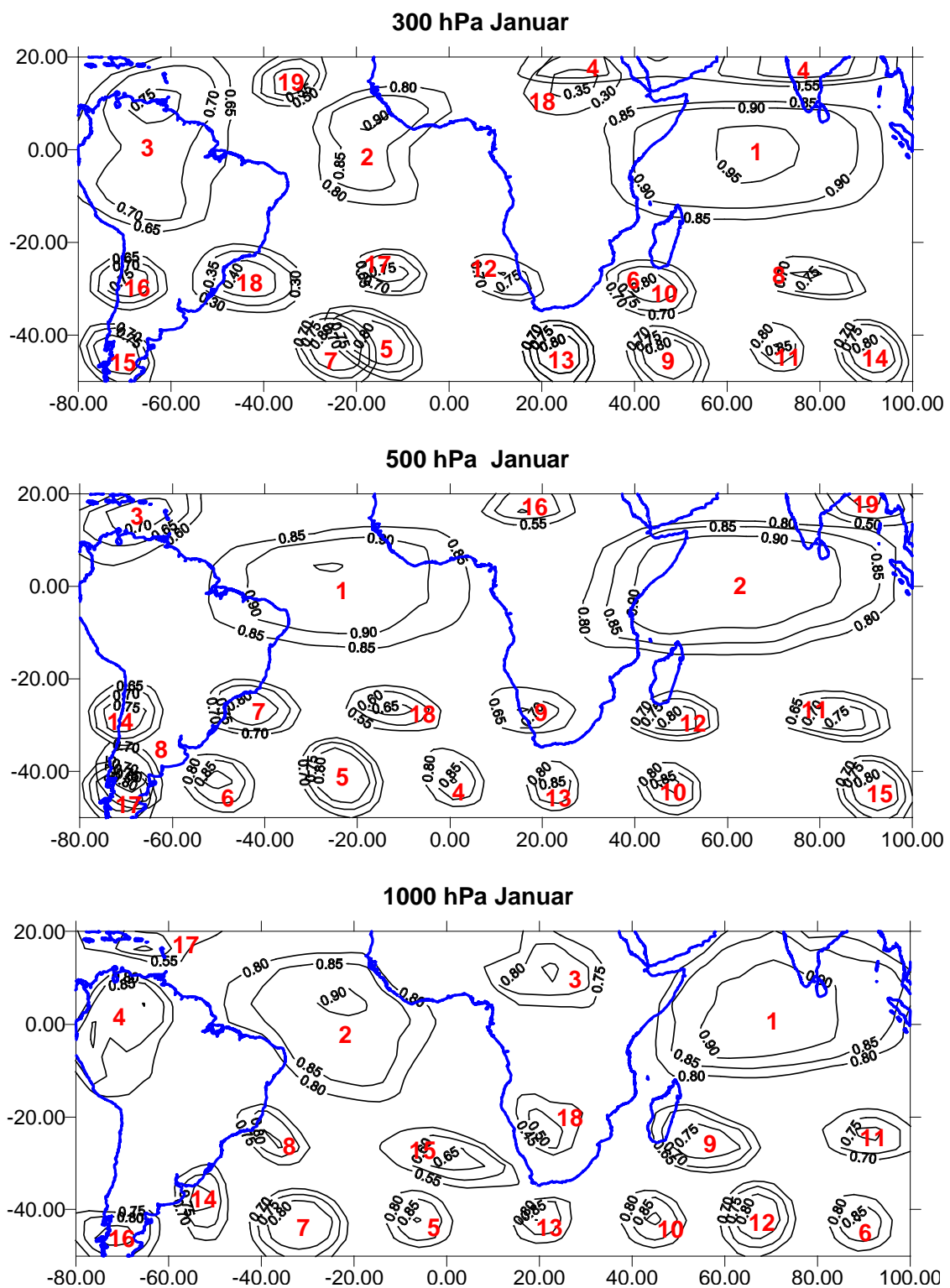
<sup>26</sup>31 Tage mit 4-mal täglichen Daten im dreißigjährigen Zeitraum.



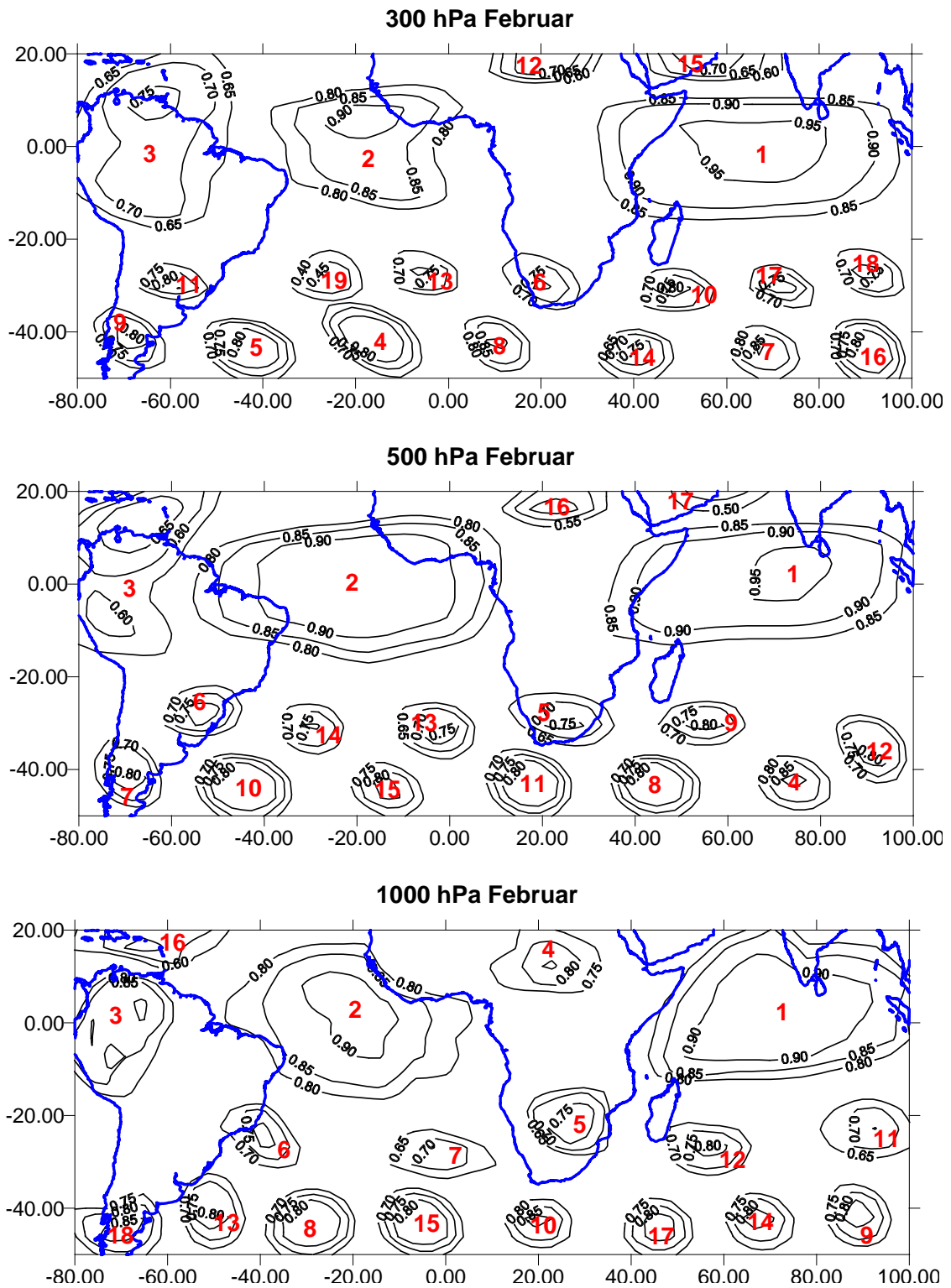
**Abbildung 4.4:** Höhere Faktorladungen der *s*-modalen Hauptkomponenten Geopotentialer Höhen im 300hPa, 500hPa und 1000hPa-Niveau im November (1968-97).



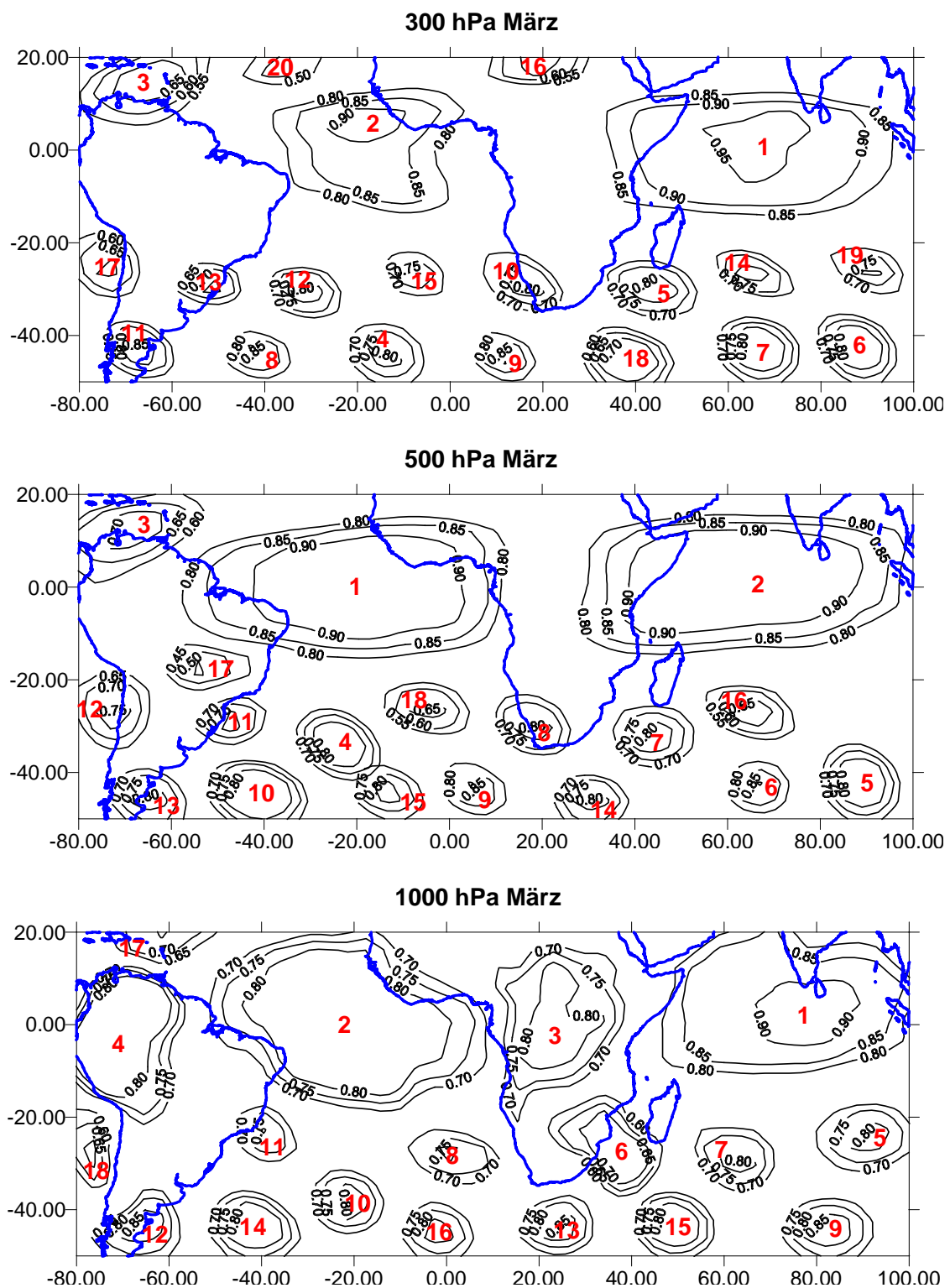
**Abbildung 4.5:** Höhere Faktorladungen der *s*-modalen Hauptkomponenten Geopotentialer Höhen im 300hPa, 500hPa und 1000hPa-Niveau im Dezember (1968-97).



**Abbildung 4.6:** Höhere Faktorladungen der *s*-modalen Hauptkomponenten Geopotentialer Höhen im 300hPa, 500hPa und 1000hPa-Niveau im Januar (1968-97).



**Abbildung 4.7:** Höhere Faktorladungen der *s*-modalen Hauptkomponenten Geopotentialer Höhen im 300hPa, 500hPa und 1000hPa-Niveau im Februar (1968-97).



**Abbildung 4.8:** Höhere Faktorladungen der *s*-modalen Hauptkomponenten Geopotentialer Höhen im 300hPa, 500hPa und 1000hPa-Niveau im März (1968-97).

vorwiegend im Früh- und Spätsommer im 1000hPa-Niveau stärker ausgeprägt ist (PC3 Abb. 4.4, 4.5 und 4.8 unten), wobei in diesem Bereich ebenso mit nicht in den Abbildungen dargestellten, hohen Ladungen der ersten beiden Hauptkomponenten in der höheren Atmosphäre zu rechnen ist.

Der stärkste Zusammenhang besteht im bodennahen Niveau jeweils zwischen den ersten vier Faktoren und den Geopotentialdaten des tropischen Bereiches zwischen  $20^{\circ}$  N und  $20^{\circ}$  S; die maximalen Korrelationen der folgenden Hauptkomponenten manifestieren sich in kleineren zellulären Strukturen in subtropischen Regionen südlich von  $20^{\circ}$  S. Das subtropische Gebiet der Nordhemisphäre wird zwischen  $80^{\circ}$  und  $45^{\circ}$  westlicher Länge von einer Hauptkomponente mit maximalem Korrelationszentrum in der Karibik repräsentiert, der jedoch geringere Bedeutung zukommt. Die davon östlich gelegenen Regionen werden im November und von Januar bis März von den nördlich ausgreifenden Variationszentren der Faktoren 1, 2 und 3 bzw. 1, 2 und 4 erfasst und nur im Dezember existiert eine eigene PC für die nördlichen Subtropen des Kartenausschnitts zwischen  $5^{\circ}$  und  $30^{\circ}$  östlichen Längengrad. In diesem Fall liegen die höheren Ladungen der dritten Hauptkomponente weiter südlich über dem afrikanischen Kontinent. Kleinere Zentren befinden sich südhemisphärisch zum einen im Atlantik, mit vier PCs im Wirkungsbereich des quasistationären Subtropenhochs, einer weiteren südlich des Kaps und zwei Hauptkomponenten vor der Ostküste bzw. über der Südspitze Südamerikas und zum anderen im Südindik und Pazifik. Das Variationszentrum östlich von Madagaskar, wie z.B. PC9 im Januar, wird in der späteren Modellierung eine führende Rolle unter den Indik-PCs übernehmen, ebenso bedeutsam sind die Südatlantik-Hauptkomponenten.

In den höheren atmosphärischen Niveaus liegt das Maximum der Faktorladungen des madegassischen Variationszentrums dagegen meistens weiter südlich. Zudem bleibt die Ausbildung starker Zentren in den tropischen Breiten erhalten, mit dem Unterschied, dass die Geopotentialdaten der mittleren bzw. höheren Troposphäre in diesem Bereich nur noch durch drei statt vier Hauptkomponenten repräsentiert werden. Von diesen konzentrieren sich die beiden Ersten nun vor allem über den tropischen Breiten des Atlantik und Indik, die höheren Faktorladungen der Dritten erstrecken sich über die Karibik und das nördliche Südamerika, wogegen die zelluläre Struktur der folgenden PCs weitgehend ähnlich aussieht wie bei den Ergebnissen der 1000hPa-Daten. In den Analysen des 500hPa-Niveaus fällt die kontinentalere Lage einer Hauptkomponente über Südwestafrika auf, die in Bodennähe v.a. im November und März weiter östlich auftritt, wie es jeweils die mittleren Abbildungen zeigen. Im Verlauf der Regenzeit bleibt die zonale Lage der PCs der 300hPa- und 500hPa-Geopotentialdaten im Gitternetz weitgehend stabil; es ist eine Dreiteilung mit einem kräftigen Band in den Tropen und zwei schmalen Bereichen von  $20^{\circ}$  bis  $35^{\circ}$  bzw.  $35^{\circ}$  bis  $50^{\circ}$  südlicher Breite erkennbar, innerhalb derer sich die Zentren geringfügig meridional verlagern.

Inhaltlich kann diese Dreiteilung den tropischen bzw. subtropischen atmosphärischen Prozessen und dem Übergangsbereich zur außertropischen Westwinddrift zugeordnet wer-

	Nov	Dez	Jan	Feb	März
<b>CRU-NS</b>	11 (89.39%)	11 (89.14%)	6 (85.10%)	8 (87.12%)	6 (84.43%)

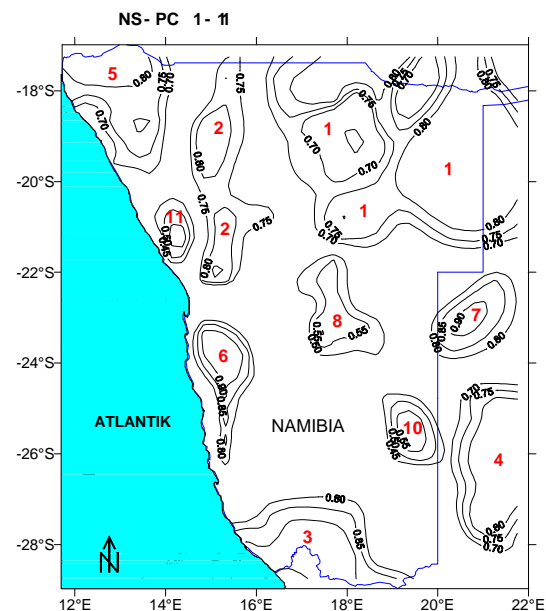
**Tabelle 4.3:** Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten pro Monat. In Klammern sind die jeweiligen Gesamtvarianzerklärungsanteile angegeben. In dieser Analyse werden CRU-Niederschlagsdaten aus dem Zeitraum 1951-80 verwendet.

den. Die unterschiedliche Nummerierung der Hauptkomponenten ergibt sich aus der sukzessiven Extraktion, die je nach Höhe der einzelnen Varianzerklärungsanteile vollzogen wird. Die genauen Werte der Einzelvarianzerklärungsanteile stehen im Anhang in den Tabellen 2 bis 4.

### 4.3.2 Hauptkomponentenanalyse der Niederschlags-Gitterdaten

Für die Niederschlagsmonatssummen Namibias aus dem CRU-Gitterfeld-Datensatz (siehe Abbildung 4.2) wird ebenfalls eine s-modale Varimax rotierte Hauptkomponentenanalyse durchgeführt. Nach demselben Verfahren wie oben werden die ursprünglich je 396 Gitterfelder der fünf Monate auf 6 bis 11 Hauptkomponenten komprimiert, die gemeinsam jeweils über 85% der Varianz des Originalfelds erklären (siehe Tabelle 4.3). Damit werden "Regionen" ausgewiesen, in denen sich die Varianz des Niederschlagsgeschehens der zugeordneten Gitterfelder ähnelt. Es handelt sich dabei um eine Regionalisierung im geographischen Sinn, die einen räumlichen Bezug der Hauptkomponenten zum originalen Gitterfeld herstellt und neben dem Vorteil der geringeren Anzahl von Regressionsrechnungen<sup>27</sup> auch die Vereinfachung der Interpretation späterer Modellergebnisse mit sich bringt. Das Regionalisierungsverfahren ergibt für jeden Monat eine unterschiedliche Anzahl von Hauptkomponenten, die in Tabelle 4.3 aufgeführt sind.

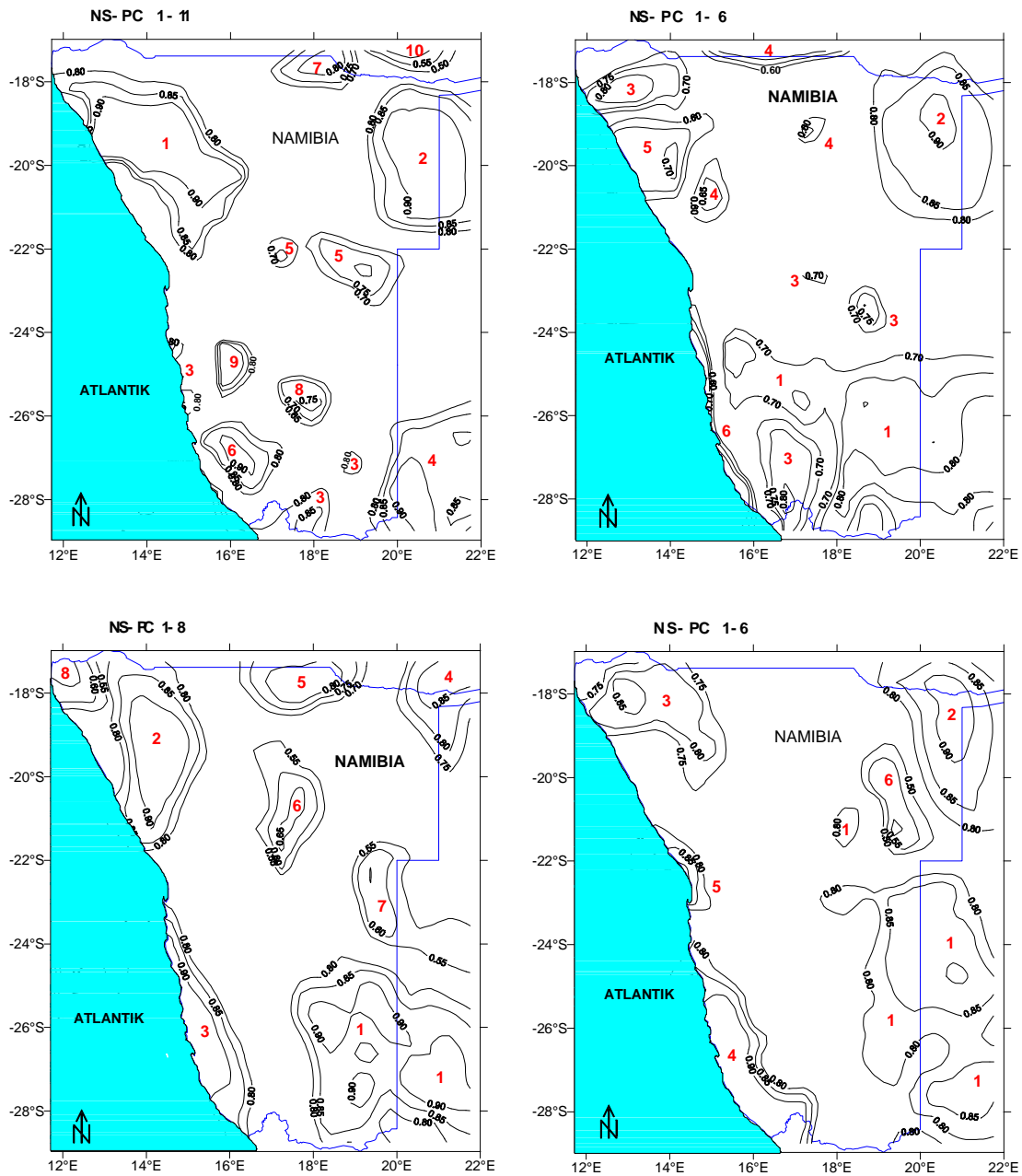
In den Darstellungen der höheren Faktorladungen (Abbildungen 4.9 und 4.10) wird auch hier anhand der Lage der Variationszentren die jeweils höchste Repräsentanz der einzelnen PCs im Gitterfeld deutlich. Die unterschiedliche Anzahl von Faktoren pro Monat ergibt sich aus dem oben beschriebenen Extraktionsverfahren. Folglich werden nur jene Hauptkomponenten in weitere Berechnungen einbezogen, die überdurchschnittliche Be-



**Abbildung 4.9:** Höhere Ladungen der s-modalen Hauptkomponenten der CRU-Niederschlags-Gitterdaten (November) 1951-80.

<sup>27</sup>Es werden Regressionsmodelle für nur 6-11 PCs anstelle für 396 Gitterfelder berechnet





**Abbildung 4.10:** Höhere Ladungen der *s*-modalen Hauptkomponenten der CRU-Niederschlags-Gitterdaten (links oben nach rechts unten: Dezember-März) 1951-80. Ladungen  $< 0.5$  werden nicht dargestellt (z.B. PC11 im Dezember).

deutung sowohl hinsichtlich der Original-Niederschlagssummen als auch gegenüber den anderen Hauptkomponenten besitzen.

Die höheren Ladungen der Hauptkomponenten liegen v.a. im Osten bzw. Westen Namibias und erreichen Werte über 0.85. Niederschläge des zentralnamibischen Bereiches

werden zwischen Januar und März von den extrahierten PCs gemeinsam erfasst; erst bei Hinzunahme weiterer Hauptkomponenten, wie im Fall der Fröhsommer-Monate November und Dezember, existieren extra Variationszentren in dieser Region. In der dreißigjährigen Kalibrierungsperiode mit den Daten von 1951-1980 können, basierend auf CRU-Daten, im Gegensatz zu dem Ansatz mit Stationsdaten, gute bis sehr gute Zusammenhänge mit den PCs der Geopotentialdaten errechnet werden. Die Bestimmtheitsmaße der kalibrierenden Regressionsrechnungen liegen teilweise sogar über 80%, mit einer Ausnahme im März, in dem für eine der sechs Hauptkomponenten kein signifikanter Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation hergestellt werden kann. Dies wirft die Frage auf, ob eine Herangehensweise ohne vorherige hauptkomponentenanalytische Bearbeitung, sei es von Stations- oder Gitterfelddaten, die Qualität der späteren Modellergebnisse steigert. Dieser Punkt wird in Kapitel 5.5 ausführlicher diskutiert.

### 4.3.3 Korrektur der thermischen Anhebung der GCM-Daten

Die Ergebnisse der allgemeinen Zirkulationsmodelle müssen ebenfalls bearbeitet werden, bevor sie zur Prognose zukünftiger Niederschläge herangezogen werden können. Durch die thermisch bedingte Ausdehnung von Luftmassen infolge der globalen Erwärmung ist in den Ergebnissen der GCM-Szenarien mit einer generellen Anhebung von Isobarenflächen zu rechnen. Schematisch ist die Änderung der Geopotentiellen Höhe  $\Delta G$  als Funktion der Änderung der Temperatur und Dynamik wie folgt darstellbar (Abb.4.11).

Da in den Abschätzungen auch die durch dynamische Änderungen im Zirkulationsgeschehen entstehenden Auswirkungen auf die Niederschläge erfasst werden sollen, muss dieses so genannte "uplifting" im Treibhauseffekt-Szenario korrigiert werden. Dies geschieht für ECHAM3-Outputwerte, indem das räumliche und zeitliche Mittel des gesamten Gitterfeldes des Szenariolaufs (über 30 Modelljahre und 2117 Gitterpunkte) von dem einzelnen Gitterpunktwert subtrahiert und das räumliche und zeitliche Mittel der entsprechenden Daten des Kontrolllaufs addiert wird. Die vergleichsweise geringen meridionalen und zonalen Änderungen werden bei diesem Mittelungsverfahren übergangen. Für jeden Gitterpunkt wird also das Korrekturverfahren folgendermaßen durchgeführt:

$$G_{kor}(x) = G_{org}(x) - M_{szen} + M_{kont} \quad (4.2)$$

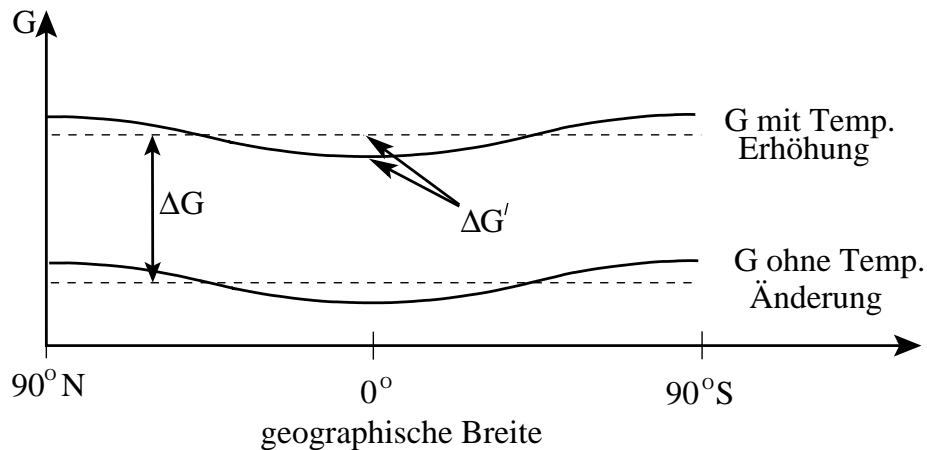
$G_{kor}(x)$  : Korrigierter Wert der Geopotentiellen Höhe am Gitterpunkt x

$G_{org}(x)$  : Originalwert der Geopotentiellen Höhe am Gitterpunkt x

$M_{szen}$  : 30-jähriges Mittel der Geopotentiellen Höhe aller Gitterpunkte des Szenariolaufs

$M_{kont}$  : 30-jähriges Mittel der Geopotentiellen Höhe aller Gitterpunkte des Kontrolllaufs

Für die Ergebnisse des transienten ECHAM4-Szenarios werden anstelle eines einzelnen Mittelwertes gleitende 30-jährige Mittel berechnet, die von dem jeweiligen Gitterpunktwert subtrahiert werden. Aus den ersten 30 Jahren der Modellzeitreihe wird analog zum



**Abbildung 4.11:** Schematische Darstellung des “uplifting” Geopotentieller Höhen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt. Am stärksten wirkt die globale Erwärmung auf die Isobarenflächen in äquatorialen Breiten, wobei die Änderungen der Geopotentiellen Höhe ( $\Delta G'$ ) im Nord-Süd-Verlauf der geographischen Breite im Vergleich zur thermischen Anhebung der Isobarenflächen ( $\Delta G$ ) gering sind. Eben diese Anhebung  $\Delta G$  wird durch das beschriebene Verfahren korrigiert.

Kontrollfall-Mittel der obigen Korrekturgleichung ein Mittelwert gebildet, der nach Abzug des Szenario-Mittels addiert wird. In dieser “korrigierten” Form können die Daten des allgemeinen Zirkulationsmodells in den nächsten Bearbeitungsschritt, die unter 5.3 beschriebene Rücktransformation, zur Niederschlagsabschätzung eingehen.

In der Realität wirken dynamische und thermische Prozesse in der Atmosphäre unter veränderten Klimabedingungen der globalen Erwärmung zusammen, wobei Auswirkungen der thermischen Anhebung der Geopotentiellen Höhen auf die Abschätzungen nicht auszuschließen sind. Um ein differenziertes Bild zu erhalten, wie sich dieses Phänomen bezüglich zukünftiger Abschätzungen niederschlägt, werden im Ergebnisteil sowohl Resultate der Modellierungen mit korrigierten Geopotentialdaten als auch Ergebnisse der Berechnungen mit unverändert eingesetzten GCM-Daten vorgestellt.

## Kapitel 5

# Modellbildung für Namibia mit schrittweisen Regressionen

Mit dem in Kapitel 5.1 vorgestellten Verfahren des statistischen Downscaling mit Transferfunktionen sollen nun speziell für Namibia durch schrittweise Regressionsanalysen statistische Modelle<sup>1</sup> entwickelt werden, deren Güte bezüglich des Einsatzes für die Prognose zukünftiger Niederschläge zu überprüfen sein wird. In Abschnitt 5.3 wird der Transformationsprozess erläutert, den die Zirkulationsdaten zur Verifikation des Modellansatzes und zur anschließenden Abschätzung der Niederschläge unter Bedingungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffekts durchlaufen. Qualitätskontrolle und Auswahl geeigneter Modelle sind Kernpunkte der Methode, auf die in den Abschnitten 5.4 und 5.5 gesondert eingegangen wird. Zunächst werden die allgemeinen mathematischen Grundlagen der in dieser Arbeit aufgestellten statistischen Zusammenhänge aufgezeigt.

## 5.1 Multiple Regression

Die lineare multiple Regression wird benutzt, um den Zusammenhang zwischen mehreren metrisch skalierten Variablen zu erfassen. In allgemeiner Form sieht die Funktion folgendermaßen aus:

$$y = a_0 + a_1x_1 + \dots + a_nx_n + e \quad (5.1)$$

$y$  : Prädiktand (abhängige Variable)

$a_0$  : Regressionskonstante

$a_i$ : partielle Regressionskoeffizienten  $i=1, \dots, n$

---

<sup>1</sup>Mit der Bezeichnung "Modelle" sind im Folgenden multiple Regressionsgleichungen gemeint, die später zur Abschätzung namibischer Niederschläge herangezogen werden sollen. Es handelt sich dabei nicht um die Ergebnisse der Treibhauseffekt-Szenarien des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ). Diese GCM-Modelldaten werden zwar als Input in die Zukunftsprognosen miteinbezogen, sie dürfen aber nicht mit den eigenen Regressionsmodellen verwechselt werden, die mithilfe namibischer Niederschlagsdaten und beobachtungsgestützter atmosphärischer rezenter Zirkulationsdaten aufgestellt werden.

$x_i$ : Prädiktoren (unabhängige Variablen)  $i=1, \dots, n$   
 $e$  : Residuum

Durch die Berechnung der partiellen Regressionskoeffizienten, die mit den Prädiktoren multipliziert und aufsummiert werden, wird eine größtmögliche Anpassung an den Prädiktand erzielt. Zusammen mit der Regressionskonstante entsteht ein Term, der mehrere Variablen verknüpft. Die Stärke des Gesamtzusammenhangs der eingehenden Variablen wird durch den multiplen Korrelationskoeffizienten beschrieben. Die beste Schätzung von  $y$  aus den gegebenen Werten  $x_i$  durch das Regressionsverfahren ist an folgende Voraussetzungen geknüpft:

- $x_i$  und  $y$  normalverteilt,
- Datenunabhängigkeit innerhalb der Stichproben,
- Stichprobenumfang  $n \geq 30$ .

Für alle Residualvariablen ist

- Normalverteiltheit,
- keine paarweise Korrelation,
- gleiche Varianz

zu fordern.

Die Bedingungen stellen sicher, dass der errechnete Zusammenhang tatsächlich linear ist und die Anpassung die bestmögliche Schätzung darstellt. Selbst in Regressionsmodellen mit hohem Korrelationskoeffizienten und Bestimmtheitsmaßen ist der lineare multiple Ansatz nicht optimal, wenn die Residuen nicht stochastisch unabhängig sind, sondern etwa eine bestimmte Struktur aufweisen.<sup>2</sup> Die mathematischen Grundlagen zur Errechnung der Prüfgrößen und instruktive Beispiele mit Abbildungen bezüglich der Überprüfung der Voraussetzungen finden sich bei BAHRENBERG et al. (1992, S.155ff). Die konkreten Ergebnisse der in dieser Arbeit durchgeführten Tests zur Zulässigkeit der Daten für die Regressionsanalysen bzw. deren Gültigkeit werden im nächsten Abschnitt 5.2 dargestellt.

“Die genannten Voraussetzungen [ ... ] sind nur dann von Bedeutung, wenn von Stichproben auf Grundgesamtheiten geschlossen werden soll.” (BAHRENBERG et al. 1992, S.158). Beim Einsatz von Regressionsanalysen zur Abschätzung namibischer Niederschlagsverhältnisse unter zukünftigen Klimabedingungen wird zwar von einem stichprobenartigen Kollektiv während der Kalibrierung ausgegangen, aber die Analysen zielen vorwiegend darauf ab, die Zusammenhänge des rezenten Zeitraums auf veränderte Klimabedingungen

---

<sup>2</sup>Ein klarer sinusförmiger Verlauf der Residuen um die Regressionsgerade weist beispielsweise eher auf nicht-lineare Zusammenhänge hin, die mit einem anderen mathematischen Ansatz besser erfasst werden könnten.

zu übertragen. Sie dienen hier nicht dazu, von den Prädiktoren im rezenten Zeitraum auf alle theoretisch möglichen Niederschläge der jeweiligen Messstation zu schließen, sondern es werden damit nur spezielle Szenarien entworfen. Jedoch ist die Vorgehensweise, zukünftige Niederschläge aus dem aufgestellten Regressionsmodell abzuschätzen, im statistischen Sinn durchaus ein Schluss auf eine Stichproben-übergreifende Gesamtheit. Deswegen wurden alle den Regressionsanalysen zu Grunde liegenden Voraussetzungen beachtet. Die positiven Ergebnisse der Überprüfung der Voraussetzungen bestätigen die Gültigkeit und Qualität der meisten Regressionsbeziehungen.

Zum Aufstellen der Regressionsgleichung existieren diverse Vorgehensweisen. Da nicht notwendigerweise alle in der Gleichung eingesetzten Prädiktoren  $x_{i=1...n}$  inhaltlich von Bedeutung sein müssen und die komplette Aufnahme aller Einflussgrößen daher nicht immer sinnvoll ist, gibt es verschiedene Aufnahme- bzw. Ausschlussverfahren, um eine optimale Anzahl von Prädiktoren und gleichzeitig einen hohen Betrag des Korrelationskoeffizienten zu erhalten. Es wird unterschieden zwischen der vorwärtsgerichteten Aufnahme, bei der ein Prädiktor nach dem anderen solange der Regressionsgleichung hinzugefügt wird<sup>3</sup>, bis das Quadrat des multiplen Korrelationskoeffizienten durch Hinzunahme weiterer Einflussgrößen nicht mehr signifikant erhöht wird, und dem rückwärtsgerichteten Auswahlverfahren, bei dem zunächst alle möglichen Einflussgrößen in die Gleichung aufgenommen werden und dann jeweils die Prädiktoren nacheinander ausgeschlossen werden, die das Bestimmtheitsmaß des Regressionsergebnisses am wenigsten reduzieren. Um zu bestimmen, ob ein Prädiktor einen signifikanten Anteil der Varianz des gesamten Regressionsmodells erklärt, wird der F-Test durchgeführt.<sup>4</sup> Ebenso zulässig ist die Anwendung eines t-Tests zur Signifikanzprüfung der partiellen Regressionskoeffizienten.

Die schrittweise Regressionsanalyse kombiniert die beiden oben genannten Verfahren und lässt iterativ sowohl die Aufnahme neuer als auch den Ausschluss vorher in die Gleichung aufgenommener Prädiktoren zu. Nach jedem "Schritt" wird die Qualität der bestehenden Zusammenhänge und ihre jeweilige Signifikanz bezüglich der Maximierung des Bestimmtheitsmaßes überprüft, so dass ein Prädiktor theoretisch mehrfach in die Gleichung aufgenommen und wieder ausgeschlossen werden kann. Dadurch wird ermöglicht, dass nach der Aufnahme eines Prädiktors, der einen stärkeren Zusammenhang zum Prädiktor aufweist als ein vorher in die Gleichung integrierter und dessen ursprüngliche Bedeutung damit schwächt, der weniger signifikante Prädiktor aus der Gleichung entfernt wird, um Redundanzen zu vermeiden. Diese Vorgehensweise ist zwar aufwändiger, stellt jedoch den komplexesten Zusammenhang zwischen allen Variablen her und begrenzt trotzdem die Anzahl der Einflussgrößen, womit auch die inhaltliche Interpretation der Analysen erleichtert wird. HUTH beschreibt in seinem Downscaling-Methodenvergleich das schrittweise Verfahren gegenüber Regressionsanalysen, die ohne Selektion alle vorhandenen Prädikto-

---

<sup>3</sup>wobei jeweils der Prädiktor als nächster aufgenommen wird, durch den die Gesamterklärung am meisten erhöht wird

<sup>4</sup>Nullhypothese: die Aufnahme eines weiteren Prädiktors hat keinen Einfluss auf das Bestimmtheitsmaß des Regressionsmodells.

ren in die Gleichung aufnehmen, als unnötige Verkomplizierung und bestreitet die Gefahr der Überanpassung während der Kalibrierung des Modells (HUTH 1999, S.95). Allerdings existieren bei seinen Analysen nur maximal 11 mögliche Prädiktoren, im Gegensatz zu den hier durchgeführten Berechnungen, bei denen beim Aufstellen der Regressionsgleichung über 50 Einflussgrößen zu berücksichtigen sind. Die konkrete Vorgehensweise und Ergebnisse der multiplen schrittweisen Regressionsanalysen sind anschließend dargelegt.

## 5.2 Kalibrierung der Regressionsanalysen

Um eine Beziehung zwischen namibischen Niederschlägen und atmosphärischer Zirkulation herzustellen, gehen Monatsmittel der Faktorwerte von Geopotentiellen Höhen eines dreißigjährigen Zeitraumes aus drei Niveaus (1000hPa, 500hPa, 300hPa) als unabhängige Variablen gemeinsam in eine Regressionsanalyse mit den Monatssummen jeweils einer der namibischen Niederschlagsstationen ein.<sup>5</sup>

Diese so genannte Kalibrierung soll in einem 30-jährigen Zeitraum vorgenommen werden<sup>6</sup> und muss später anhand unabhängiger Daten verifiziert werden. Daher wird die vorliegende 47-jährige Datenbasis (1951-97) in zwei Zeiträume zur Kalibrierung und Verifikation aufgeteilt. Die ersten 30 Jahre 1951-80 werden zur Kalibrierung herangezogen, die Verifikation erfolgt in der Periode 1981-97. Um die Modellbildung abzusichern und die Unabhängigkeit der Kalibrierung vom gewählten Zeitausschnitt des rezenten Datenmaterials zu überprüfen, wird das Verfahren wiederholt, diesmal mit der Kalibrierung in den letzten 30 verfügbaren Jahren (1968-97) und der Verifikationsperiode von 1951-67. Für das Kalibrierungsverfahren mit den Jahren 1968-97, das nach dem Aufenthalt in Namibia inklusive der dort akquirierten Daten durchgeführt wurde, existieren folglich eine größere Anzahl kompletter Stationsreihen, für die Modelle aufgestellt werden können. Im Folgenden wird bezüglich stationsbasierter Analysen vor allem auf Modelle aus diesem Zeitraum zurückgegriffen. Die Kalibrierungsperiode 1951-80 kommt besonders im Zusammenhang mit den CRU-Gitterfeld-Daten zum Einsatz, für die keine alternative Variante gerechnet wurde, nachdem die Erfahrung mit den Stationsdaten zeigte, dass sich generell beide Zeiträume gleich gut eignen, um die Kalibrierung vorzunehmen. Sie ergeben jeweils ähnliche Regressionsmodelle, was die Anzahl und Auswahl von signifikanten Prädiktoren angeht.

Unabhängig von der Wahl des Kalibrierungszeitraumes existiert folglich pro Station eine Gleichung, die den speziellen Zusammenhang der lokalen Niederschlagsverhältnisse mit der aus den Reanalysedaten sich ergebenden Zirkulation ausdrückt. Die exakte Anzahl der potentiellen Prädiktoren pro Monat, die sich aus der Summe der für jedes einzelne atmosphärische Niveau extrahierten Hauptkomponenten ergibt, findet sich in Tabelle 5.1.

<sup>5</sup>Die monatlichen Niederschlagssummen sind die abhängigen Variablen im Regressionsverfahren.

<sup>6</sup>Eine der Voraussetzungen der Regressionsanalyse fordert den minimalen Stichprobenumfang von 30, der während der Kalibrierungsrechnung gewährleistet sein soll.

Monat	Nov	Dez	Jan	Feb	März
Anzahl der Prädiktoren	56	57	56	54	56
Regressionschritte	9,8,7,11	6,7,8,12	6,7,9,5	8,9,15,12	10,7,17

**Tabelle 5.1:** Anzahl der potentiellen Prädiktoren und die am häufigsten auftretende Anzahl der Schritte in den Regressionsanalysen für die Kalibrierungsperiode 1968-97. Die am häufigsten vorkommende Anzahl von Schritten ist jeweils zuerst angegeben.

Bei stationsbasierten Kalibrierungen werden aus diesen theoretisch möglichen 54 bis 57 Prädiktoren - abhängig vom Monat - durchschnittlich 6 bis 10 signifikante Prädiktoren in die Berechnungen einbezogen. Für diese Auswahl werden in der Regel 6 bis 17 Schritte benötigt (siehe Tabelle 5.1), wobei ein Schritt im Regressionsverfahren nicht gleichbedeutend ist mit der Aufnahme einer weiteren Einflussgröße, sondern auch deren Ausschluss bedeuten kann. Zur Überprüfung, ob die Aufnahme eines weiteren Faktors die Stärke der Regressionsbeziehung signifikant erhöht, wird jeweils ein F-Test durchgeführt. Die bereits in die Gleichung aufgenommenen Prädiktoren werden dabei ebenfalls nach jedem Schritt neu überprüft und nur in der Gleichung belassen, wenn sie auch in der neuen Konstellation der Prädiktoren von signifikanter Bedeutung sind. Das schrittweise Vorgehen kann anhand der Protokolle der Regressionsanalysen mit Aufzeichnungen jedes Zwischenergebnisses nach Aufnahme oder Ausschluss eines Prädiktors nachvollzogen werden. Benutzerdefiniert wird eine Obergrenze von 0.95 als Anpassungsmaximum für den Korrelationskoeffizient zwischen den Hauptkomponentenwerten der Geopotentiellen Höhen und Monatsmitteln des Niederschlags festgelegt, um eine künstliche Überanpassung während der Kalibrierungsperiode zu vermeiden. Es soll der generelle Zusammenhang und nicht das zeitraumsspezifische Rauschen erfasst werden.

In der Kalibrierungsperiode (1968-97) ergeben sich so für die meisten Stationen multiple Korrelationskoeffizienten zwischen 0.6 und 0.95, das entspricht Bestimmtheitsmaßen zwischen 36% und 90%<sup>7</sup> und in einigen Ausnahmen auch geringere Zusammenhänge, deren Bestimmtheitsmaß unter 30% beträgt. Ist die Korrelation zwischen Zirkulation und den monatlichen Niederschlagssummen einer Station bereits während der Kalibrierung sehr schwach, so ist es unwahrscheinlich, die Regressionsgleichung dieser Station als Modell für zukünftige Abschätzungen einsetzen zu können. Die Voraussetzungen, die erfüllt sein müssen, um zur Niederschlagsprognose zugelassen zu werden, sind in Abschnitt 5.4 dargestellt.

Das Regressionsverfahren wird ebenso für den dreißigjährigen Zeitraum 1951-80 durchgeführt. Dabei werden monatsgemittelte Hauptkomponentenwerte der NCEP-Geopotentialdaten von 1951-80 mit den Niederschlagsmonatssummen desselben Zeitraumes verknüpft. Die Anzahl der Prädiktoren liegt, ähnlich wie im oben beschriebenen Kalibrierungsverfahren, zwischen 55 und 57 und auch die schrittweise Prozedur zur Auswahl der Einfluss-

<sup>7</sup>Der quadrierte multiple Korrelationskoeffizient ergibt das Bestimmtheitsmaß.



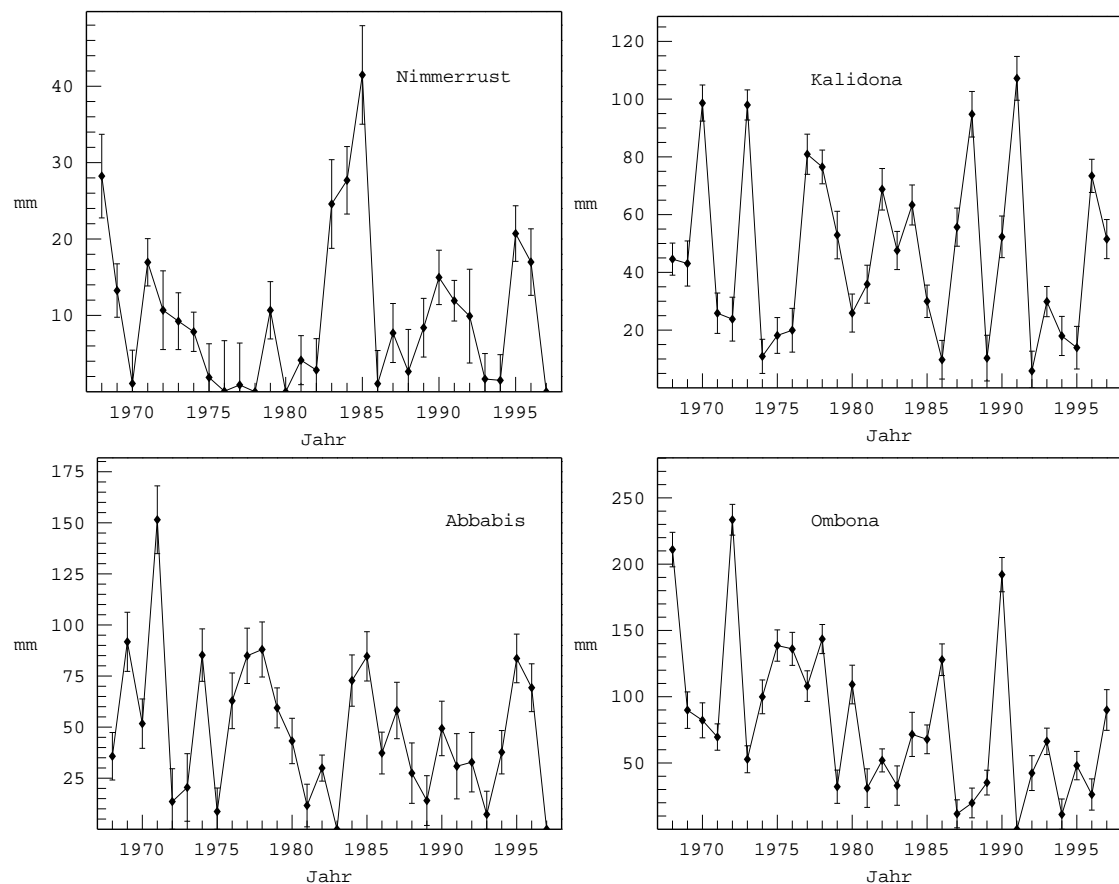
größen wird durchschnittlich 8 bis 10 Mal wiederholt. Die Ergebnisse dieser Hauptkomponentenanalysen mit der Anzahl der jeweils extrahierten Faktoren sind in Tabelle 5 im Anhang nachzulesen. Tabelle 7 zeigt die multiplen Korrelationskoeffizienten der Modelle bei der Kalibrierungszeiträume. Es besteht generell eine große Ähnlichkeit bezüglich der Koeffizienten, deren Werte - von einzelnen Ausnahmen abgesehen - meistens nicht mehr als zwei Zehntel voneinander abweichen. Die Regressionsgleichungen jedes Kalibrierungszeitraumes werden mit Einflussgrößen aus den Hauptkomponentenanalysen der jeweiligen Zeitspanne erstellt. Die innerhalb des schrittweisen Verfahrens ausgewählten Prädiktoren spiegeln allerdings in beiden Fällen vergleichbare atmosphärische Zirkulationsverhältnisse während der einzelnen Monate wider. In beiden Zeiträumen können folglich Zusammenhänge zwischen Zirkulation und Niederschlägen festgestellt werden, auch wenn die Einflussgrößen, mit denen die Niederschläge abgeschätzt werden, nicht notwendigerweise dieselben sind und verschiedene Zeiträume im rezenten Datenmaterial zu Grunde gelegt werden.

Die aufgestellten Regressionsmodelle ergeben schließlich Schätzwerte des Niederschlags, die jedoch durch die Modellanpassung mit Unsicherheiten behaftet sind. Aus der Auswertung der Regressionsgleichungen in der Kalibrierungsperiode geht hervor, dass der fehlerbedingte Schwankungsbereich der Einzelwerte gegenüber der interannuellen Schwankung in allen Fällen gering ausfällt, wie es die Abbildung 5.1 beispielhaft für einige Stationen aus Nord-, Süd- und Zentralnamibia verdeutlicht. Die Standardfehler der Einzelwerte wurden deshalb im weiteren Verlauf der Arbeit nicht berücksichtigt.

Neben der Modellierung in verschiedenen Kalibrierungsperioden werden mit Prädiktoren aus dem Zeitraum 1951-80 ebenfalls Regressionsgleichungen mit CRU-Gitterdaten anstelle der Stationsmesswerte gerechnet. Diese zusätzliche Variante bietet bei größerem Ausgangsdatenmaterial und 396 einzelnen Regressionsanalysen weitere Vergleichsmöglichkeiten zu den stationsbasierten Modellierungen. In einem weiteren Ansatz werden entsprechende Analysen unter Verwendung der in Kapitel 4.3.2 hauptkomponentenanalytisch ermittelten Niederschlagsregionen durchgeführt. Für die Hauptkomponenten des Niederschlags wird mit den Hauptkomponenten der Geopotentialdaten jeweils eine Regressionsbeziehung aufgestellt, deren Qualität gegenüber den Modellierungen ohne hauptkomponentenanalytische Zusammenfassung der Prädiktanden unter 5.5 gesondert besprochen wird.

Kurz gefasst existiert je ein Modell pro Sommerregen-Monat (November bis März) für:

- 84 Stationen - Kalibrierung 1968-97
- 66 Stationen - Kalibrierung 1951-80
- 396 Gitterfelder (CRU) - Kalibrierung 1951-80
- 6-11 Hauptkomponenten der Gitterfelder (CRU) - Kalibrierung 1951-80



**Abbildung 5.1:** Schätzwerte des Niederschlags aus der Kalibrierungsperiode 1968-97 mit der Angabe des jeweiligen Standardfehlers für verschiedene Stationen und Monate. Von links oben nach rechts unten: Nimmerrust (November), Kalidona (Dezember), Abbabis (Februar), Ombona (März).

Bevor die Regressionsgleichungen zur Niederschlagsabschätzung unter veränderten Klimabedingungen herangezogen werden, werden die Regressionsbeziehungen auf ihre Gültigkeit und die Erfüllung der geforderten Voraussetzungen hin überprüft.

Die Forderung nach Normalverteiltheit ist gerade bei Parametern wie dem Niederschlag in semiariden Gebieten nicht immer erfüllt. Die Tests für die Niederschlags-Zeitreihen auf monatlicher Basis ergeben zwar an den meisten Stationen normalverteilte Werte für die niederschlagsreicheren Monate Januar und Februar, aber zu Beginn der Regenzeit im November folgen die Werte bei 95%-iger Sicherheitswahrscheinlichkeit nicht immer einer Normalverteilung. Die Resultate der Kolmogoroff-Smirnoff-Tests<sup>8</sup> auf Normalverteilung der monatlichen Niederschläge pro Station aus den Kalibrierungsperioden sind in

<sup>8</sup>Dieser und folgende Tests im Rahmen der Modellbildung sind mit dem statistischen Analyse System (SAS) berechnet worden. Algorithmen und Quellcodebeispiele für diese Statistik-Software sind bei FALK et al. (1995) gegeben.

Tabelle 6 im Anhang angegeben. Für die Hauptkomponentenwerte der Geopotentialdaten, die hier als unabhängige Variablen in die Regressionsgleichung eingehen, ist Normalverteiltheit in allen der untersuchten Monate gegeben. Die Datenunabhängigkeit innerhalb der Stichprobe wird durch den Runs-Iterationstest untersucht. Ähnlich den Resultaten der Normalverteilungstests existieren auch hier einzelne Stationsreihen, für die mit 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit keine Datenunabhängigkeit nachgewiesen werden kann. Diese Voraussetzung der Datenunabhängigkeit wird bei den Niederschlagsdaten jedoch häufiger erfüllt als die Forderung nach Normalverteiltheit. Für die Hauptkomponentenwerte ist Datenunabhängigkeit in allen Stichproben gegeben.

Die Forderung nach Normalverteiltheit und Homoskedastizität<sup>9</sup> der Residuen stellt dagegen kein Problem dar. Die Überprüfung der Normalverteiltheit fällt fast immer positiv aus, nur vereinzelt treten nicht normalverteilte Residuen auf, die meist aus Regressionsschätzungen stammen, die sehr geringe Zusammenhänge zwischen Prädiktoren und Prädiktand beschreiben. Diese Einzelfälle werden für weitere Abschätzungen nicht verwendet. Eine potentielle Autokorrelation der Residuen kann durch den Durbin-Watson Test aufgedeckt werden, dessen Prüfgröße nicht wesentlich vom Wert 2 abweichen darf,<sup>10</sup> um die Unabhängigkeit der Residuen sicherzustellen. Dieses Kriterium führt nur in 13 Fällen - das entspricht etwa 0.5% der geprüften Modelle - zum Ausschluss und tritt nur bei Residualvariablen auf, die auch andere Voraussetzungen (z.B. Normalverteiltheit) nicht erfüllt haben. Damit existiert ein großes Kollektiv von Regressionsmodellen für Namibia, das in einem weiteren Schritt zunächst verifiziert werden muss.

Um Zirkulationsdaten aus der Verifikationsperiode oder Modellzeiträumen in die bestehenden Gleichungen als Prädiktoren einfügen zu können, bedarf es einer Transformation, die den Daten die gleichen Eigenschaften zuweist, die die Prädiktoren in der Kalibrierung besitzen. Die Transformationsmethode zur Rekonstruktion der Niederschlagswerte wird im Folgenden erläutert.

### 5.3 Transformation der Zirkulationsdaten zur Niederschlagsmodellierung

Der Einsatz von Zirkulationsdaten in die Regressionsgleichungen ermöglicht die Abschätzung von Niederschlägen unter verschiedenen Klimabedingungen. Es wird neben der Verifikationsperiode und verschiedenen Treibhauseffekt-Szenarien auch der Kontrollfall "keine Erhöhung der Treibhausgaskonzentration" berechnet, um die prognostizierten Werte mit solchen Daten vergleichen zu können, die theoretisch den gleichen systematischen Fehler aufweisen wie die Szenario-Abschätzungen. Die Transformation der Zirkulationsdaten ist notwendig, um den gitterpunktspezifisch vorliegenden Werten die gleichen Eigenschaften

<sup>9</sup>Die gleiche Varianz der Residuen zeigt sich bereits in Streudiagrammen der Residuen

<sup>10</sup>Hier wurde eine 10%-ige Abweichung vom Prüfwert festgelegt. Alle Testergebnisse angenommener Modelle liegen also zwischen 1.8 und 2.2.

zuzuweisen, die die faktoriell in die Regressionsrechnung eingehenden Geopotentialdaten aus der Kalibrierung besitzen. Es gilt folglich unter Einsatz der Ergebnisse der Hauptkomponentenanalysen der Kalibrierungsperiode “rotierte Hauptkomponenten” aus den Zirkulationsdaten der Verifikationsperiode bzw. der Modellzeiträume zu berechnen. Diese Transformation sieht mathematisch folgendermaßen aus:

$$P_{rot} = T'(A' \cdot A)^{-1} \cdot A' \cdot Z \quad (5.2)$$

$P_{rot}$ : Matrix rotierter Hauptkomponentenwerte der Gitterpunktweite, die transformiert werden sollen

$T'$ : transponierte Transformationsmatrix der PCA des Kalibrierungszeitraumes

$A'$ : transponierte unrotierte Faktorladungsmatrix der PCA des Kalibrierungszeitraumes

$A$ : unrotierte Faktorladungsmatrix der PCA des Kalibrierungszeitraumes

$Z$ : Matrix der standardisierten Originalgitterpunktvariablen (Geopotentialdaten) der Verifikationsperiode bzw. der Modellzeiträume

Damit alle Prädiktoren der Regressionsmodelle, die in jedem betrachteten Monat aus drei unterschiedlichen Hauptkomponentenanalysen (der drei atmosphärischen Niveaus) stammen, transformiert werden, sind jeweils drei Faktorladungs- und Transformationsmatrizen<sup>11</sup> zu berücksichtigen. Die Transformation wird immer dann eingesetzt, wenn außerhalb der Kalibrierung mithilfe folgender Formel Niederschläge abgeschätzt werden sollen.

$$y = a_0 + \sum_{i=1}^{n_g} a_i^g x_i^g + \sum_{i=1}^{n_m} a_i^m x_i^m + \sum_{i=1}^{n_h} a_i^h x_i^h \quad (5.3)$$

$y$ : modellierter Niederschlagswert für Verifikations- bzw. Modellzeitraum

$a_0$ : Regressionskonstante der Kalibrierung

$a_i^g$ : partielle Regressionskoeffizienten der Kalibrierung für Prädiktoren des 1000hPa-Niveaus

$a_i^m$ : partielle Regressionskoeffizienten der Kalibrierung für Prädiktoren des 500hPa-Niveaus

$a_i^h$ : partielle Regressionskoeffizienten der Kalibrierung für Prädiktoren des 300hPa-Niveaus

$x_i^g$ : transformierte PCs (1000hPa) des Verifikations- bzw. Modellzeitraumes

$x_i^m$ : transformierte PCs (500hPa) des Verifikations- bzw. Modellzeitraumes

$x_i^h$ : transformierte PCs (300hPa) des Verifikations- bzw. Modellzeitraumes

$n_g$ : Anzahl der Prädiktoren des 1000hPa-Niveaus

$n_m$ : Anzahl der Prädiktoren des 500hPa-Niveaus

$n_h$ : Anzahl der Prädiktoren des 300hPa-Niveaus

Für  $x_i^g$ ,  $x_i^m$  und  $x_i^h$  resultieren unterschiedliche Werte, je nachdem auf Basis welcher Kalibrierungsperiode die Transformation durchgeführt wird und welche Daten für  $Z$  in die

<sup>11</sup>Diese Matrix enthält Werte, die die Ergebnisse der Varimax-Rotation der Faktorladungen aller PCs wiedergibt - multipliziert man die Transformationsmatrix mit der Matrix der unrotierten Faktorladungen, erhält man eine Matrix rotierter Faktoren.

Gleichung 5.2 eingesetzt werden. Der maximale Wert von  $n_g$ ,  $n_m$  und  $n_h$  entspricht jeweils der Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten in der Kalibrierungsperiode.<sup>12</sup> Die Modellzeitreihen aus den Szenario- und Kontrollläufen der Equilibriums-Simulation werden gemeinsam für jeden einzelnen Gitterpunkt standardisiert, damit die Unterschiede im Zirkulationsgeschehen auch nach dem Standardisierungsverfahren erhalten bleiben.<sup>13</sup> Die standardisierten Werte werden anschließend wieder in 1x- bzw. 3x-CO<sub>2</sub>-Zeitreihen aufgeteilt. Alle anderen standardisierten Werte für die verschiedenen Verifikations- bzw. Modellzeiträume werden jeweils innerhalb der einzelnen Datenreihen berechnet.

Natürlich werden nur die im schrittweisen Verfahren ausgewählten Kombinationen von Prädiktoren in die Modellierung einbezogen. Die nicht-beteiligten Hauptkomponenten werden in der matrizen-orientierten Berechnungsprozedur durch Nullsetzen des dazugehörigen partiellen Regressionskoeffizienten  $a_i^g$  bzw.  $a_i^m$  bzw.  $a_i^h$  ausgeschaltet. Der durch Gleichung 5.3 allgemein formulierte Modellansatz sieht in jedem der fokussierten Monate, für jede Niederschlagsstation, jedes Niederschlagsgitterfeld oder jede PC der Gitterfelder anders aus.

So entstehen knapp 2800 Regressionsgleichungen, die - dem methodischen Schwerpunkt dieser Arbeit entsprechend - mehrfach für die Abschätzungen der Sommerregen unter verschiedenen Zirkulationsbedingungen genutzt werden. Es werden durch den Einsatz verschiedener Zirkulationsdaten folgende Varianten von Niederschlagsabschätzungen durchgeführt:

- rezent / ohne anthropogen verstärkten Treibhauseffekt<sup>14</sup>
  - Verifikationsperiode 1951-67
  - Verifikationsperiode 1968-97
  - 1xCO<sub>2</sub>-Kontrolllauf des ECHAM3 - 30 Modelljahre
- mit anthropogen verstärktem Treibhauseffekt
  - 3xCO<sub>2</sub>-Szenariolauf des ECHAM3 - 30 Modelljahre
  - 3xCO<sub>2</sub>-Szenariolauf mit Korrektur der thermischen Anhebung der Geopotentiellen Höhen - 30 Modelljahre
  - transiente CO<sub>2</sub>-Erhöhung (1860-2099), ECHAM4-Szenario - 240 Modelljahre
  - transiente CO<sub>2</sub>-Erhöhung (1860-2099), ECHAM4-Szenario mit Korrektur der thermischen Anhebung der Geopotentiellen Höhen - 240 Modelljahre

<sup>12</sup>Beispiel: In einer auf der Kalibrierungsperiode 1968-97 basierenden Abschätzung von Februar-Niederschlägen beträgt  $n_g = 18$ ,  $n_m = 17$  und  $n_h = 19$  (siehe Tabelle 4.2).

<sup>13</sup>Eine getrennte Standardisierung der Datenreihen des Szenario- bzw. Kontrollfalls würde nur die Abweichungen der Geopotentiellen Höhen innerhalb der einzelnen Simulation erfassen - es interessieren aber gerade die Auswirkungen der CO<sub>2</sub>-Konzentrationserhöhung, die durch die gemeinsame Standardisierung erfasst wird.

<sup>14</sup>anthropogen verstärkter Treibhauseffekt nur bis 1997

Die Anzahl der Varianten erhöht sich noch durch alternativ verwendete Modellgrundlagen hinsichtlich namibischer Niederschlagsdaten:

- Stationen
- CRU-Gitternetz
- PCs der CRU-Gitternetzdaten

Resultate aus Modellierungen, die auf der Basis von PCs der CRU-Niederschlagsdaten erzielt werden, durchlaufen einen weiteren Transformationsprozess, um wieder auf die originalen Gitterfelder zurückgeführt zu werden. Dazu wird die Matrix der hauptkomponentenanalytischen Niederschlagsabschätzungen des jeweiligen Monats mit der dazugehörigen Faktorladungsmatrix multipliziert und die resultierenden Gitterfelddaten destandardisiert. Die Destandardisierung<sup>15</sup> bei dieser Rücktransformation ist notwendig, da innerhalb des Verfahrens der Hauptkomponentenanalyse die Originaldaten standardisiert analysiert werden und die Abschätzungsergebnisse der einzelnen PCs auch nach der Rücktransformation auf das Gitterfeld immer noch standardisiert vorliegen. Die Standardabweichungen und Mittelwerte der Gitterfelder, die im Destandardisierungsverfahren benötigt werden, werden aus rezenten Daten der Kalibrierungsperiode berechnet.

Die Fülle von Abschätzungsergebnissen, die aus den oben erläuterten Verfahren resultiert, soll nach der Darlegung des Verifikationsprozesses und einem kurzen Exkurs bezüglich der Modellierung hauptkomponentenanalytisch vorbehandelter Prädiktanden gegenüber Abschätzungen auf der Basis einzelner Gitterfelder in Kapitel 6 vorgestellt werden.

## 5.4 Verifikation der Regressionsmodelle

Das Aufstellen von zuverlässigen Regressionsbeziehungen in der Kalibrierungsperiode allein genügt nicht, um Niederschlagsprognosen treffen zu können, sondern es bestehen folgende Voraussetzungen, die von den Regressionsmodellen weiterhin erfüllt werden müssen.

In der Kalibrierung aufgezeigte Zusammenhänge werden unter Einsatz unabhängiger Daten aus einem anderen Zeitabschnitt der Datenbasis (Verifikationsperiode) auf Stabilität überprüft. Als stabil gilt jedes Modell, für das gilt:

- die errechneten Werte für die Verifikationsperiode sind mit den beobachteten Daten desselben Zeitraumes signifikant korreliert,
- der Koeffizient dieser signifikanten Korrelation beträgt mindestens 0.4.

---

<sup>15</sup>Destandardisierungsverfahren: Multiplikation des standardisierten Wertes mit der Standardabweichung und Addition des Mittelwertes.

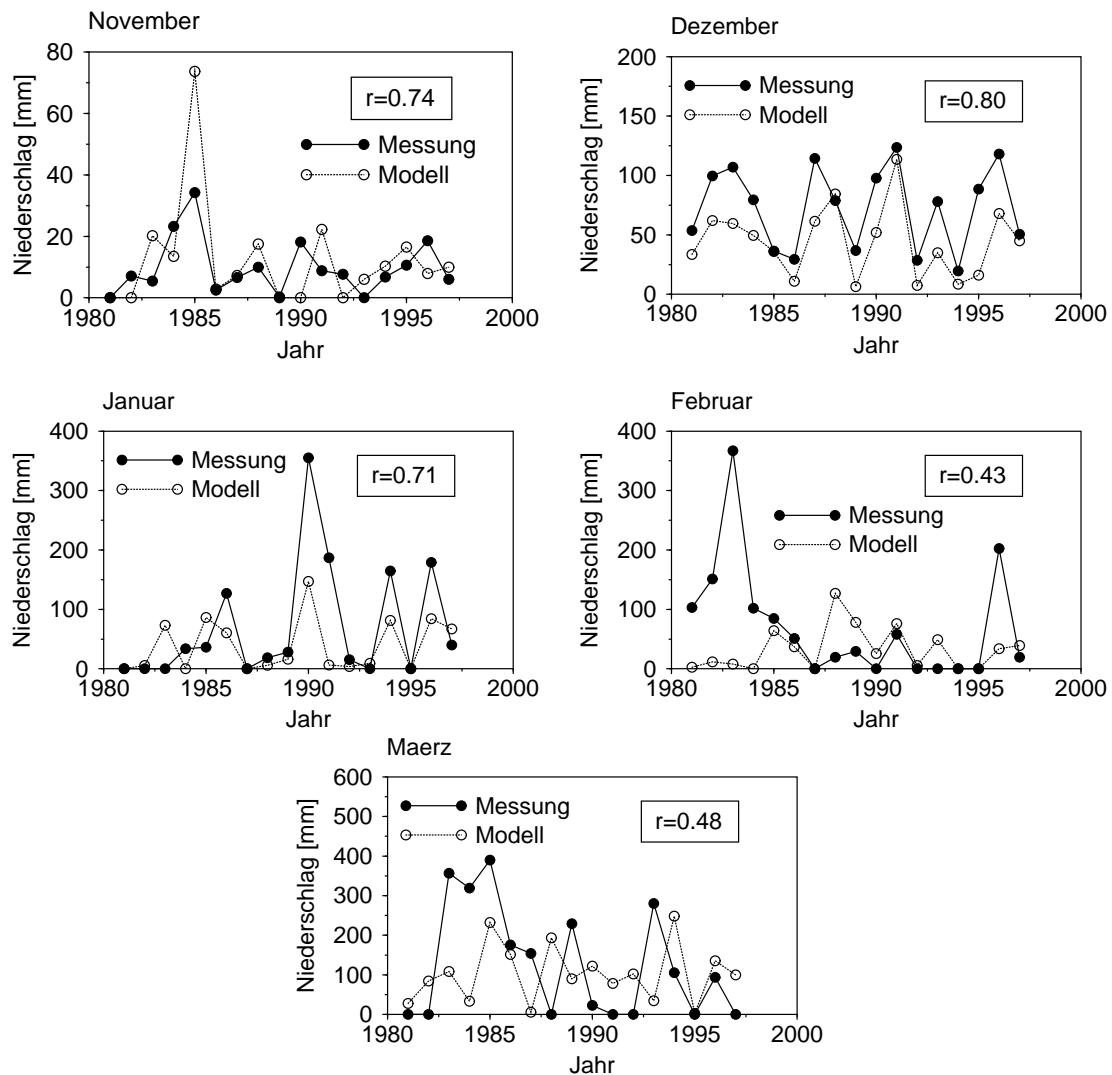
Die Überprüfung der Stabilität der Regressionsmodelle geschieht, wie oben gefordert, durch den Einsatz von Geopotentiellen Höhen des jeweiligen Verifikationszeitraumes, der von der Modellbildung unabhängig ist. Nach der oben beschriebenen Transformation, gehen die Zirkulationsdaten von 1981-97 in die Modelle aus der Kalibrierungsperiode 1951-80 ein. Für Kalibrierungen von 1968-97 wird die Verifikation von 1951-67 durchgeführt. Die Verifikationszeiträume scheinen relativ kurz für statistische Untersuchungen. Da jedoch für Namibia längere Datenreihen nicht in ausreichendem Maß zur Verfügung stehen<sup>16</sup> und in dieser Bearbeitung zunächst die Schwierigkeit besteht, generell Zusammenhänge von Niederschlag und Zirkulation aufzudecken, wird der Gesamtzeitraum ungleich zwischen Kalibrierung und Verifikation aufgeteilt. Bei noch kürzeren Zeitspannen kann die Verifikation auch über eine sogenannte "cross-validation"<sup>17</sup> erfolgen, wie es beispielsweise MURPHY (2000) in seinem Downscaling-Ansatz mit einem insgesamt nur zwölf Jahre umfassenden Datensatz demonstriert. In der vorliegenden Bearbeitung wird die gesonderte Berechnung in je zwei Kalibrierungs- und Verifikationszeiträumen zur Überprüfung der Modellgüte dem kreuzweisen Verfahren vorgezogen, da in diesem Fall keinerlei Überschneidung zwischen den beiden Perioden existiert und damit in der Verifikation absolute Datenunabhängigkeit gewährleistet ist.

Die Korrelation der Verifikations-Ergebnisse mit den Stations- oder Gitterdaten der Periode 1968-97 (bzw. bei einer Kalibrierung 1968-97 mit Daten von 1951-67) ist in mehreren Fällen signifikant, scheitert jedoch bei mindestens drei Vierteln der während der Kalibrierung aufgestellten Modelle an dem vorgeschriebenen Mindestmaß der Korrelationsgüte von 0.4, welches somit als hauptsächliches Ausschlusskriterium der Verifikation fungiert. Dieser benutzerdefinierte Grenzwert wird eingesetzt, damit Zusammenhänge, die sich in der unabhängigen Testzeitreihe als rein mathematische Anpassung ohne inhaltliche Relevanz erweisen, nicht in weitere Berechnungen eingehen, aber Modelle, deren Abschätzungsergebnisse einen realitätsbezogenen Zusammenhang zu den Daten der Verifikationsperiode aufweisen, trotzdem erhalten bleiben. Dabei ist die quantitative Übereinstimmung zweitrangig, da auch die Messwerte in dem kurzen Vergleichszeitraum Schwankungen aufweisen, die nicht unmittelbar auf Veränderungen im Zirkulationsgeschehen zurückzuführen sind. In der Arbeit von STURM wurde zur Validierung von Niederschlagsabschätzungen für Mitteleuropa ebenfalls ein subjektives Gütekriterium eingeführt, das unter anderem die Korrelationskoeffizienten von Niederschlagsabschätzungen zweier getrennter Verifikationszeitreihen mit den jeweiligen beobachteten Stationsmesswerten als Information über die Stabilität aufgestellten Modelle benutzt. Dabei werden jene Modelle

---

<sup>16</sup>Über 50-jährige Niederschlagsmessreihen ohne Fehlwerte existieren selten und die Rekonstruktion der Geopotentialdaten reicht ebenfalls nur bis 1948 zurück.

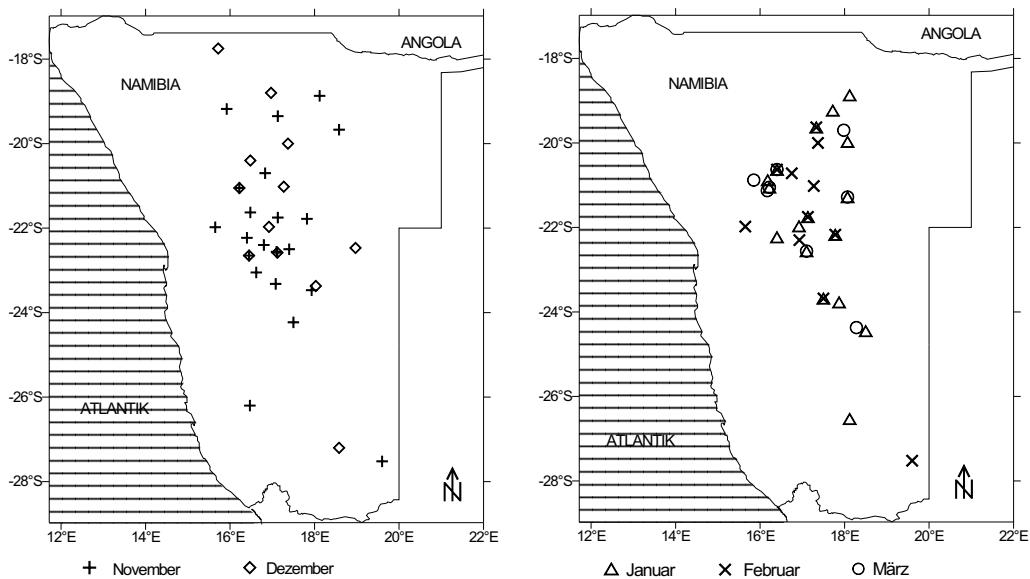
<sup>17</sup>Bei der kreuzweisen Validierung werden einige Jahre aus der untersuchten Datenreihe ausgeschlossen und ein Modell im verbleibenden Zeitraum kalibriert, das dann anhand eines Jahres aus dem unabhängigen Datenmaterial validiert wird. Dieses Verfahren wird fortschreitend wiederholt, bis für alle Zeitschritte eine Validierung berechnet wurde. Es existieren folglich mehrere unabhängige Kalibrierungs- und Verifikationsmodelle, die gemeinsam Aussagen über die Güte des erstellten Zusammenhangs erlauben.



**Abbildung 5.2:** Statistisch modellierte und gemessene Niederschlagszeitreihen in der Verifikationsperiode für ausgewählte Stationen: November - Nimmerrust (Südnamibia), Dezember - Kalidona (Zentralnamibia), Januar - Abbabis (Zentralnamibia), Februar - Wildernis (Zentralnamibia), März - Ombona (Nordnamibia). Der korrelative Zusammenhang beider Zeitreihen  $r$  ist jeweils im Kästchen angegeben.

in weitere Untersuchungen mit einbezogen, deren Korrelationskoeffizienten aus den beiden Verifikationsperioden, unabhängig von ihrem absoluten Betrag, keine größere Differenz als 0.2 aufweisen (STURM 1997, S.61). Da allerdings davon ausgegangen werden kann, dass in den zwei vorliegenden Verifikationsmodellen pro Station auch verschiedene Prädiktoren eingehen, die durchaus die Qualität der Anpassung beeinflussen, wurde dieses Kriterium nicht in diese Arbeit übernommen. Durch das stattdessen hier definierte Mindestmaß des Korrelationskoeffizienten von 0.4 wird weniger die "Stabilität" in verschiedenen Teilzeitreihen, sondern stärker die Anpassung an die Messwerte gefordert, ohne gleichzeitig



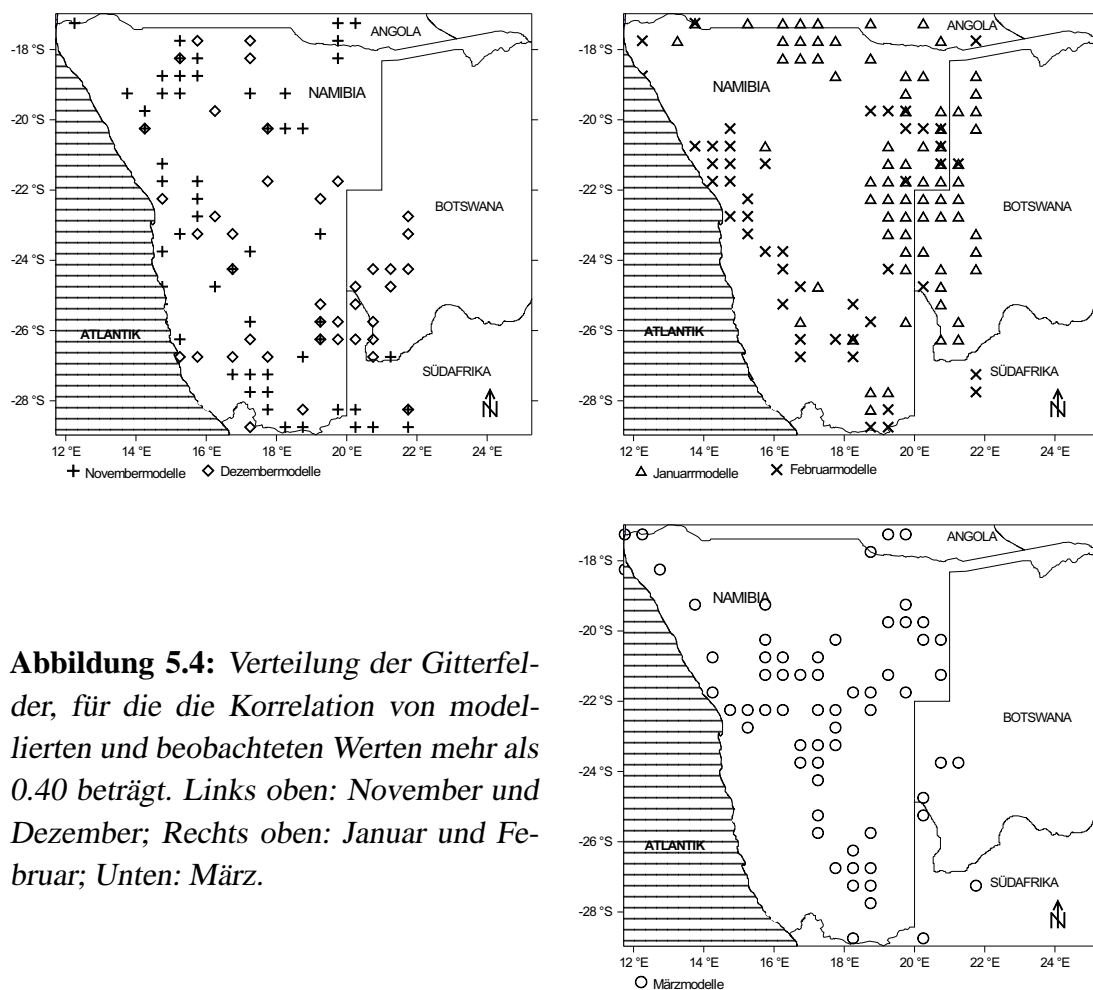


**Abbildung 5.3:** Lage der zur Prognose der Niederschläge herangezogenen Stationen, für die die Korrelation von modellierten und beobachteten Werten mehr als 0.40 beträgt (Kalibrierung: 1968-97, Verifikationsperiode: 1951-67). Links: November und Dezember, rechts: Januar bis März.

zu hohe Güte vorauszusetzen, die zu viele der Regressionsansätze eliminieren würde.

Die verbleibenden Modelle, die schließlich zur Abschätzung zukünftiger Niederschläge eingesetzt werden, zeigen eine realitätsnahe Wiedergabe des Niederschlagsgangs im untersuchten Zeitraum, auch wenn die Niederschlagsmenge teilweise über- oder unterschätzt wird. In Abbildung 5.2 wird anhand einzelner Stationen aus Nord-, Zentral- und Südnamibia exemplarisch der Anpassungsgrad während der fünf Monate aufgezeigt. Es ist die ganze Bandbreite der Modellgüte anhand der Korrelationskoeffizienten zwischen modellierten und gemessenen Daten aus der Verifikationsperiode dargestellt, die Werte von 0.4 (geringer Anpassungsgrad) bis 0.8 (sehr gute Modellierung) annehmen. Häufig tritt der Fall ein, dass ein Modell nur in einem oder zwei der fünf Monate Stabilität beweist, daraus resultiert für die spätere Modellierung ein variierendes Stationen- bzw. Gitterfeldkollektiv pro Monat. Welche Stationen bzw. Gitterfelder nach der Überprüfung in der Verifikationsperiode zur Abschätzung verwendet werden, zeigen die Karten in Abbildung 5.3 bezüglich der stationsbasierten Analysen und in Abbildung 5.4 für den gitterfeldanalytischen Ansatz. Auffällig in 5.3 ist die Häufung der verifizierbaren Modelle in der Landesmitte, was sich durch die höhere Stationsdichte in diesen Regionen im Ausgangsdatensatz erklären lässt. Die Abschätzungen monatlicher Niederschläge können folglich nur die Gebiete abdecken, in denen stabile Modelle existieren.

Der CRU-basierte Modellentwurf bietet mit ca. 50 bis 80 verifizierten Gitterfeldmodellen pro Monat eine breitere Basis zur zukünftigen Niederschlagsprognose, weist jedoch ebenso regionale Schwerpunkte auf wie die stationsbasierte Alternative. Die Januar- und Februarmodelle (Abbildung 5.4 oben rechts) scheinen eine West-Ost-Differenzierung zu



**Abbildung 5.4:** Verteilung der Gitterfelder, für die die Korrelation von modellierten und beobachteten Werten mehr als 0.40 beträgt. Links oben: November und Dezember; Rechts oben: Januar und Februar; Unten: März.

zeigen, die möglicherweise durch den saisonalen Verlauf des Niederschlagsgeschehens beeinflusst ist. Der einzig subjektive Eingriff der Bearbeiterin im Modellbildungsverfahren ist die Definition der ausreichenden Modellgüte bei einem Korrelationskoeffizienten von 0.4. Ansonsten existieren feste Prüfgrößen und Tests, die objektiv mit üblichen Schwellenwerten bzw. Signifikanzniveaus von 90%-95% entschieden werden.

Nach der Überprüfung aller Voraussetzungen bleiben für zukünftige Niederschlagsabschätzungen wenige<sup>18</sup>, aber qualitativ hochwertige Modelle, deren zugrundeliegende Regressionsgleichungen für November bis Februar überwiegend aus 6 bis 8 Regressoren<sup>19</sup> und für März aus 10 Regressoren bestehen, die aus dem Kollektiv der Prädiktoren selektiert wurden. Die vielen Einzel-Testergebnisse der Verifikationsprozedur sind nicht alle ausführlich dargestellt, stattdessen wird im Anhang in den Abbildungen 1 und 2 ein Überblick zur regionalen Verteilung der Qualität der Modelle gegeben.

<sup>18</sup>zwischen 10% und 25% des Stationsdatenskollektivs

<sup>19</sup>Regressor = Prädiktor

## 5.5 Hauptkomponentenanalytische Bearbeitung der Prädiktanden

Innerhalb der vorgestellten Technik des statistischen Downscaling durch Regressionsmodellierung existieren weitere Differenzierungsmöglichkeiten, Zusammenhänge zwischen namibischen Niederschlägen und den atmosphärischen Zirkulationsverhältnissen herzustellen, die je nach methodischer Vorbehandlung und Verwendung unterschiedlicher Datensätze verschiedene Niederschlagsänderungen ergeben. Da Resultate auf regionaler Skala angestrebt sind, besteht keine absolute Notwendigkeit, die Abschätzungen auf hochaufgelöster Stations- oder Gitterfeldbasis vorzunehmen. Eine hauptkomponentenanalytische Zusammenfassung der Prädiktanden (Niederschlagsdaten) kann durchaus in Betracht gezogen werden, um schon vor der Modellierung Einheiten zu schaffen, in denen einzelne Gitterfelder mit vergleichbarer Varianz im Niederschlagsgeschehen zusammengefasst werden können.<sup>20</sup> Diese Analyse wird mit CRU-Gitternetzdaten durchgeführt, die sich aufgrund der homogeneren Struktur hierzu besser eignen als das Stationsdatenmaterial. Die Ergebnisse dieser Berechnungen wurden bereits in Kapitel 4.3.2 aufgeführt und graphisch dargestellt (Abb. 4.10 und 4.9).

Der Regressionsmodellierung vorgeschaltete Hauptkomponentenanalysen der Prädiktanden haben zwar den Vorteil, dass die gesamte Gitterpunktinformation der Niederschläge, die indirekt in den PCs enthalten ist, im Kalibrierungszeitraum vollständig in die Regressionsgleichungen eingeht und gleichzeitig "Ausreißern" einzelner Gitterpunkte im Modellansatz weniger Bedeutung zukommt, dafür können aber nach der Abschätzung, im Rücktransformationsprozess der Ergebnisse auf das Gitternetz, keine Hauptkomponenten ausgeschlossen werden. Das bedeutet, dass Regressionsmodelle jeder Hauptkomponente, unabhängig von deren Qualität, auf die Modellierung der Niederschläge unter veränderten Klimabedingungen an allen Gitterpunkten Einfluss nehmen. In Anbetracht der in Tabelle 5.2 angegebenen multiplen Korrelationskoeffizienten aus der Kalibrierungsperiode<sup>21</sup> wird die potentielle Qualitätseinbuße dieses Ansatzes deutlich. Selbst wenn nur ein geringer oder im schlechtesten Fall gar kein statistisch signifikanter Zusammenhang<sup>22</sup> zwischen Zirkulationsgeschehen und der Hauptkomponente namibischer Niederschläge festgestellt werden kann, wie beispielsweise im Februar (PC5,  $r = 0.17$ ) oder März (PC1,  $r = 0.17$ ;

---

<sup>20</sup>Auch Abschätzungen von Modellen mit vorgeschalteter Hauptkomponentenanalyse ergeben durch die Rücktransformation der modellierten PC-Resultate auf das ursprüngliche Gitternetz "hochaufgelöste" Informationen über Niederschlagsänderungen. Allerdings entstehen diese immer unter Einfluss mehrerer benachbarter Gitterfelder und sind nicht das Resultat aus Gitterfeld-spezifischen Modellen.

<sup>21</sup>Die Zusammenhänge beim Einsatz von der Kalibrierung unabhängiger (GCM-)Daten sind schwächer.

<sup>22</sup>Das Signifikanz-Niveau des über die Aufnahme eines Prädiktors entscheidenden F-Tests beträgt in allen Regressionsanalysen dieser Arbeit 90%. Eine Erhöhung der Irrtumswahrscheinlichkeit würde in vielen Fällen zu "besseren" Modellen führen, gleichzeitig jedoch die Gefahr der künstlichen Überanpassung durch die Aufnahme zu vieler Prädiktoren im Kalibrierungszeitraum steigern, wobei zusätzliche Einflussgrößen nicht notwendigerweise zu einer größeren Anzahl verifizierbarer Zusammenhänge führen.

PC	Nov	Dez	Jan	Feb	März	PC	Nov	Dez	Jan	Feb	März
1	0.56	0.47	0.76	0.88	0.17	7	0.77	0.60		0.70	
2	0.51	0.77	0.44	0.83	0.72	8	0.67	0.80		0.61	
3	0.37	0.41	0.95	0.75	0.94	9	0.95	0.60			
4	0.57	0.52	0.71	0.64	—	10	0.58	0.65			
5	0.95	0.59	0.44	0.17	0.95	11	0.74	0.50			
6	0.73	0.75	0.70	0.30	0.67						

**Tabelle 5.2:** Hauptkomponentenspezifische multiple Korrelationskoeffizienten der monatlichen Regressionsanalysen. Der Strich (—) bedeutet, dass kein signifikanter Zusammenhang (Signifikanz-Niveau: 90%) zwischen PC4-März und den Hauptkomponenten der Geopotentialdaten berechnet werden kann.

PC4,  $r = 0$ ), werden die Ergebnisse dieser unzuverlässigen Regressionen miteinbezogen.

Demgegenüber existieren jedoch auch viele sehr gute Anpassungen mit multiplen Korrelationskoeffizienten von 0.95 (siehe: November-PC5 & PC9, Januar-PC3), die für den hauptkomponentenanalytischen Ansatz sprechen. Zudem sind die Regionen der Modellschwächen bekannt - sie können nicht ausgeschlossen, aber bei der Interpretation späterer Ergebnisse als weniger zuverlässig eingestuft werden. Sehr verbreitet und inhaltlich sinnvoll sind Hauptkomponentenanalysen oder Empirische Orthogonalfunktionen (EOFs) in Kombination mit kanonischen Korrelationsanalysen, die in dieser Arbeit ebenfalls durchgeführt wurden (siehe Kapitel 7) und aus deren Ergebnissen die direkte Verknüpfung räumlicher Verbreitungsmuster von Niederschlag und Zirkulation hervorgeht, wie es v. STORCH (1999a, S.227ff) mathematisch ausführlich darlegt.

Bei der Anwendung multipler Regressionsverfahren ist die einzelne Betrachtung von Modellen für Gitterfeld-Niederschlagswerte, statt für deren PCs, zwar wesentlich aufwändiger, da monatlich bis zu 66 mal so viele Regressionsgleichungen aufgestellt werden müssen, dafür besteht die Möglichkeit, nur jene Modelle mit GCM-Daten weiter zu verwenden, die im Verifikationsverfahren für zuverlässig befunden wurden. Rechentechnisch stellt eine größere Menge von Regressionsgleichungen kein Problem dar. Allerdings erschwert die dementsprechend hohe Anzahl die Auswertung und Interpretation von Zwischen- und Endresultaten bezüglich partieller Regressionskoeffizienten, Residuen, ausgewählter Prädiktoren, Verifikationsergebnissen und schließlich auch der prognostizierten Niederschlagsänderungen. Durch die Selektion kann, anders als bei der PCA-Alternative, nur für ca. 25% der Gitterfelder<sup>23</sup> eine zukünftige Niederschlagsabschätzung durchgeführt werden, allerdings ist diese dann das Ergebnis qualitativ hochwertiger statistischer Zusammenhänge. In den Abbildungen 1 und 2 im Anhang ist die Güte aller aufgestellten Regressionsmodelle pro Gitterfeld anhand der Korrelationskoeffizienten modellierter und beobachtungsgestützter

<sup>23</sup>Der prozentuale Anteil "stabiler Modelle" ist in der gitterfeldspezifischen Modellierung vergleichbar mit dem stationsbasierten Ansatz.

CRU-Niederschlagswerte dargestellt. Je dunkler die Schattierung, desto höher der Korrelationskoeffizient - nur Regressionsgleichungen aus Bereichen mit multiplen Korrelationen  $> 0.4$  werden in weiteren Berechnungen mit GCM-Daten berücksichtigt. Werden die punktuellen Resultate durch Interpolation auf die Fläche übertragen, so werden damit Ergebnisse in Bereichen definiert, die eigentlich nicht abschätzbar sind. Diese Tatsache darf bei der späteren Interpretation der zukünftigen Niederschlagsänderungen nicht außer Acht gelassen werden. Es wird deutlich, dass trotz der oben diskutierten Unterschiede in der Modellbildung keine der beiden Varianten objektiv als die "bessere" angesehen werden kann oder nur eine von beiden Gültigkeit besitzt.

Nachdem auch keine gravierenden Unterschiede in den Abschätzungsergebnissen (siehe Kapitel 6.2) zwischen hauptkomponentenanalytisch vorbehandelten und einzeln in die Regressionsgleichungen eingehenden Niederschlagsgitterdaten auftreten, werden beide Methoden im folgenden Ergebnisteil gleichrangig behandelt.

## Kapitel 6

# Ergebnisse der Regressionsanalysen: Zukünftige Niederschlagsänderungen in Namibia bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt

In den folgenden Ausführungen sollen die Ergebnisse der verschiedenen Varianten des Dateneinsatzes und der damit verbundenen diversen Methoden innerhalb der Regressionsmodellbildung präsentiert werden. Dabei werden zuerst die monatlichen Niederschlagsabschätzungen aus stationsbasierten Modellierungen vorgestellt, um einen allgemeinen Überblick über zukünftige Änderungen der Sommerregen zu geben. Gleichzeitig wird auf die Unterschiede der Resultate eingegangen, die sich zum einen durch die Korrektur des thermischen “Uplifting” ergeben und zum anderen durch die Verwendung der beiden unterschiedlichen Treibhauseffekt-Szenarien bedingt sein können. In Abschnitt 6.2 werden die Ergebnisse unter Annahme der dreifachen CO<sub>2</sub>-Konzentration in Abhängigkeit von der oben diskutierten Vorgehensweise mit oder ohne vorgeschalteter Hauptkomponentenanalyse der Prädiktanden aus dem Gitterfeld-Datensatz dargestellt. Die Auswirkungen eines transienten Anstiegs des atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalts auf die namibischen Niederschläge werden anhand des Vergleichs der Zeitreihen von stationsbasierten und PC-basierten Modellierungsergebnissen unter 6.3 erläutert.

In allen Abbildungen wird auf die Angabe prozentualer Änderungen in Bezug auf einen rezenten Niederschlagszeitraum verzichtet und stattdessen die absolute Differenz der Mittelwerte von Szenario- und Kontrolllauf in *mm* angegeben. Diese Vorgehensweise empfiehlt sich, da die Bezugsgrößen besonders in den ariden bis semiariden Regionen und während der niederschlagsärmeren Monate im Früh- und Spätsommer extrem klein sind und selbst geringe absolute Änderungsraten enorme prozentuale Werte bedeuten. Die Prozentangaben wären wenig aufschlussreich, sondern eher irreführend.<sup>1</sup> Zum besseren Verständnis der regionalen Bedeutung absoluter Differenzen von Kontroll- und

---

<sup>1</sup>Beispiel: In der westlichen Landesmitte werden für das Treibhauseffekt-Szenario im November ca. 3mm Niederschlagszunahme prognostiziert. Bei einem Kontrolllauf-Mittelwert von 0.2mm entspricht das einer Niederschlagszunahme von 1400%.

Szenario-Modellierungen dienen die Mittelwertskarten rezenter Sommerregen in den Abbildungen 3.4 und 3.5. Das heißt nicht, dass die angegebenen Änderungen direkt mit den Beobachtungsdaten verglichen werden können, da diese nicht einer Kontrollsimulation entstammen, sondern einer rezenten Zeitspanne zuzuordnen sind, deren Daten bereits potentielle Treibhauseffekt-Auswirkungen beinhalten. Auch wenn es durch die Form der Ergebnisdarstellung so scheint, ist es hier nicht das primäre Ziel, Änderungen im Millimeter-Bereich zu quantifizieren, es interessiert vielmehr der generelle Trend des Niederschlags unter veränderten Klimabedingungen. Die einzelnen Abschätzungsergebnisse der modellierten Zeitreihen bewegen sich innerhalb eines sehr großen Schwankungsbereiches, so dass potentielle Abweichungen von den Abschätzungsergebnissen durch Modellfehler im Vergleich zur interannuellen Variabilität unerheblich sind. Deswegen werden in den folgenden Auswertungen die Tendenzen zukünftiger Niederschläge ohne statistische Ober- und Untergrenzen der Vorhersagegrößen präsentiert. Für die Niederschlagsabschätzungen aus der transienten ECHAM4-Simulation sind die Konfidenzintervalle für die Trendlinien der Zeitreihen angegeben.

Schließlich soll nach der Diskussion der Ergebnisse der zirkulationsspezifische Aspekt der Downscaling-Modelle vorgestellt werden. Durch die Lage derjenigen Variationszentren, die in den schrittweisen Regressionsverfahren vorwiegend als Prädiktoren zur Niederschlagsabschätzung herangezogen werden, kann auf bedeutsame Zirkulationsmuster geschlossen werden, die das Niederschlagsgeschehen maßgeblich beeinflussen. Welche Variationszentren häufig selektiert werden und wie deren regional spezifischer Zusammenhang zu den Niederschlagsdaten in den Regressionsmodellen aussieht, ist unter 6.4 beschrieben.

In allen Abbildungen, die Differenzen von Szenario- und Kontrolllauf-Mittelwerten zeigen, sind Interpolationen abgeschätzter Niederschlagszunahmen blau, zukünftige Abnahmen rot markiert, ohne den quantitativen Änderungsraten entsprechend farblich differenzierte Abstufungen zuzuweisen. Die Übertragung der Stations- und Gitterfeld-Resultate auf die regionale Ebene wurde mittels Kriging der Einzelergebnisse erreicht. Es wurde bereits darauf hingewiesen, dass diese Interpolation zum Teil über Bereiche hinweg vorgenommen wird, deren eigene "unzuverlässige" Modelle ausgeschlossen wurden. Die Problematik wird in Abschnitt 6.2 besonders deutlich, wo hauptkomponentenanalytisch vorbehandelte Modellierungen, deren Ergebnisse rücktransformiert im  $0.5^\circ$ -Gitterfeld vorliegen, selektierten Modellen, die nur für einzelne Gitterfelder Resultate liefern, gegenübergestellt werden. Weil auf räumliche Extrapolationen generell verzichtet wird, existieren für jeden Monat, je nach Lage der in die Modellierung eingehenden Stationen bzw. Gitterfelder<sup>2</sup>, unterschiedlich große Landesauschnitte, in denen Abschätzungsergebnisse vorliegen.

Es folgt zunächst ein erster Überblick zur regionalen Niederschlagsänderung in Namibia bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt.

---

<sup>2</sup>Die geographische Lage der Stationen und Gitterfeldzentren für die verschiedenen Modellierungen wurde bereits in den Karten 5.3 und 5.4 gezeigt.

## 6.1 Resultate der monatlichen stationsbasierten Abschätzungen

Die stationsbasierten Abschätzungen weisen auf eine Akzentuierung innerhalb der sommerlichen Regenzeit hin. Die quantitativen Änderungen sind in ihrem gemeinsamen raumzeitlichen Auftreten nicht sehr gravierend, wenn sie in Bezug auf alle fünf, hauptsächlich niederschlagsbringenden Monate und im Vergleich zu den potentiellen Modellunschärfen betrachtet werden. Entscheidend ist die Auswirkung der Treibhauseffekt-bedingten Veränderungen im Zirkulations- und Niederschlagsgeschehen in den einzelnen Monaten. Es ist mit einer, sich regional unterschiedlich auswirkenden, Umverteilung der Sommerregen zu rechnen. Beispielsweise verzeichnen nördliche Regionen, die im November und Januar zukünftig leichte Abnahmen zeigen, im folgenden Monat gerade dort Zunahmen. Besonders im Januar manifestiert sich die Abhängigkeit der Abschätzungsergebnisse von der Bearbeitung der Zirkulationsmodell-Datenbasis. Je nachdem, ob mit "Uplifting-korrigierten" Daten gearbeitet wird oder der Modell-Output der ECHAM-Modelle unverändert übernommen wird, resultieren Niederschlagsabnahmen bzw. -zunahmen, deren mögliche zirkulationsbezogene Ursachen diskutiert werden. Die mittleren Februar-Niederschläge fallen unter Treibhaus-Szenario-Bedingungen in den meisten Teilen des Landes höher aus als im Kontrollfall,<sup>3</sup> wogegen im März deutlich geringere Mengen zu erwarten sind. Folgt man den Ergebnissen der Modellierungen mit Zirkulationsdaten ohne Korrektur der thermischen Anhebung von Isobarenflächen, bedeutet das für einige Landesteile eine verkürzte intensivierete Regenzeit. In anderen Regionen Namibias verteilt sich die Menge der Niederschläge nicht mehr wie bisher, ähnlich einer Normalverteilung von November bis April mit einem Maximum im Januar und Februar, sondern unregelmäßiger mit geringeren Werten im Januar und erhöhten Niederschlägen im Februar.

Die regionalspezifischen Verhältnisse dieser zukünftigen Akzentuierung oder Intensivierung der Sommerregen werden in den folgenden Abschnitten 6.1.1 bis 6.1.5 anhand ausgewählter Karten beschrieben. Dabei werden die Unterschiede der Abschätzungsergebnisse verdeutlicht, die aus der Verwendung unterschiedlicher Eingangsdatensätze resultieren. Es werden die Modellierungen unter ECHAM3- und ECHAM4-Szenario-Bedingungen, mit oder ohne Korrektur der thermischen Anhebung von Geopotentialflächen für das Stationsdatenkollektiv aus der Kalibrierungsperiode 1968-97 vorgestellt. Die Modellierung auf der Grundlage des Kalibrierungszeitraumes 1951-80 ergibt im Wesentlichen ähnliche Resultate. Diese erstrecken sich jedoch meist über begrenzte Bereiche Namibias, die sich aus dem kleineren Modellkollektiv in diesem Zeitraum ergeben.

Realitätsbezogen existiert keine klare Trennung zwischen den oben erläuterten verschiedenen Ansätzen. Zukünftige CO<sub>2</sub>-Konzentrationserhöhungen sind nicht durch ein spezielles Szenario zu erfassen, so wie Auswirkungen von thermischen und dynamischen

---

<sup>3</sup>Der Kontrollfall wird mit Zirkulationsdaten aus der Equilibriums-1xCO<sub>2</sub>-Simulation des ECHAM3-Modells als Prädiktoren in den Regressionsgleichungen berechnet.



Effekten in den Zirkulationsdaten auch unter veränderten Klimabedingungen zusammenwirken werden. Es soll folglich vor der Ergebnisdarstellung nochmals darauf hingewiesen werden, dass alle vorliegenden Resultate Szenariocharakter besitzen und darauf abzielen, mögliche Veränderungen im Niederschlagsgeschehen Namibias in Abhängigkeit von verschiedenen Annahmen aufzudecken und deren potentielle Ursachen besser zu verstehen. Daher ist die getrennte Auswertung der einzelnen Modellvarianten hilfreich, um aus den abgeschätzten Niederschlagsänderungen Rückschlüsse auf die verursachenden zirkulationsdynamischen Momente ziehen zu können.

Unter Verwendung der transienten ECHAM4-Simulation entstehen Niederschlagsprognosen für 240-jährige Zeitreihen, die dem Treibhaus-Forcing seit dem Beginn der Industrialisierung im Jahr 1860 entsprechen und später auch an einzelnen Beispielen in Form von Zeitreihen präsentiert werden. Die Ergebnisdarstellung anhand von Mittelwerten verschiedener Zeitabschnitte der ECHAM4-Abschätzungen<sup>4</sup> wird in diesem ersten Überblick zur besseren Vergleichbarkeit mit den ECHAM3-Resultaten<sup>5</sup> gewählt. Die ersten 30 Jahre der Abschätzungen werden bei der Ermittlung des Kontrollwertes übergangen, damit potentielle Randeffekte während der Einschwingphase des Modells ausgeschlossen werden können. Folglich wird aus den Ergebnissen der Jahre 1890-1919 (Modelljahr 31-60 des ECHAM4-Ansatzes) das Mittel gebildet, an dem die treibhauseffekt-induzierte Änderung der Niederschläge bis zu den Jahren 2070-2100 (Mittel der Modelljahre 211-240) referenziert werden kann. Für die Monate der Hauptregenzeit (Dezember bis Februar) ist zusätzlich die Änderungsrate gegenüber der rezenten Referenzperiode 1960-1989 (Modelljahre 101-130) angegeben. Im Allgemeinen werden zwei möglichst weit auseinanderliegende Zeiträume ausgewählt und gegenübergestellt, um ein stärkeres Signal der Treibhauseffekt-Auswirkungen zu erhalten. In einigen Auswertungen sollen zusätzlich, anhand der Referenzwert-Vergleiche, die Zeitspannen verdeutlicht werden, auf die sich die Änderungen beziehen, weil sich die Erhöhung der CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre seit der Industrialisierung bereits auf die rezenten Klimaverhältnisse auswirkt.

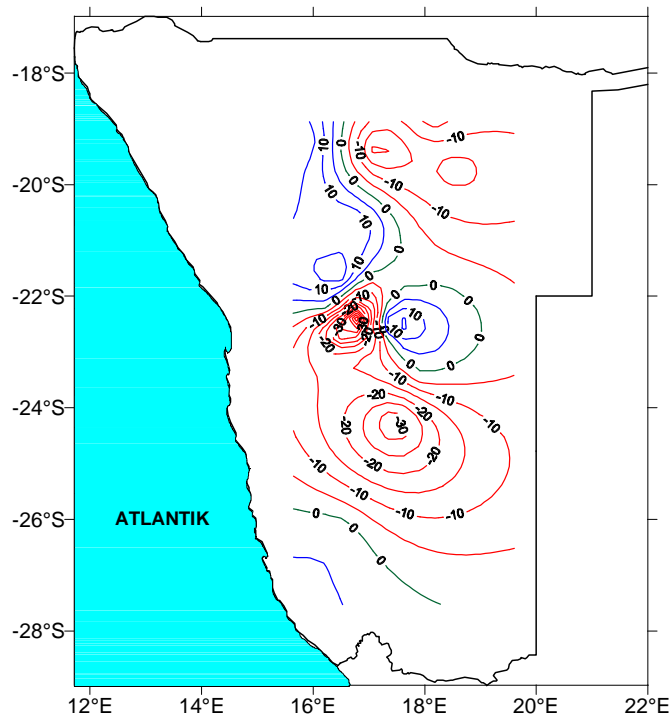
### 6.1.1 November

Im November ist nach ECHAM3-Modellierungsergebnissen mit unverändertem oder leicht verringertem Niederschlag zu rechnen. Abbildung 6.1 zeigt mit Ausnahme der nordwestlichen Region negative Differenzen des Szenario- und Kontroll-Mittelwerts. Jedoch resultieren auch für einzelne Stationen im Süden und mittleren Osten Namibias Zunahmen. Alle Änderungen sind relativ gering, so dass infolge der Berücksichtigung thermisch induzierter Einflüsse auch für den Osten und die Landesmitte Niederschlagszunahmen errech-

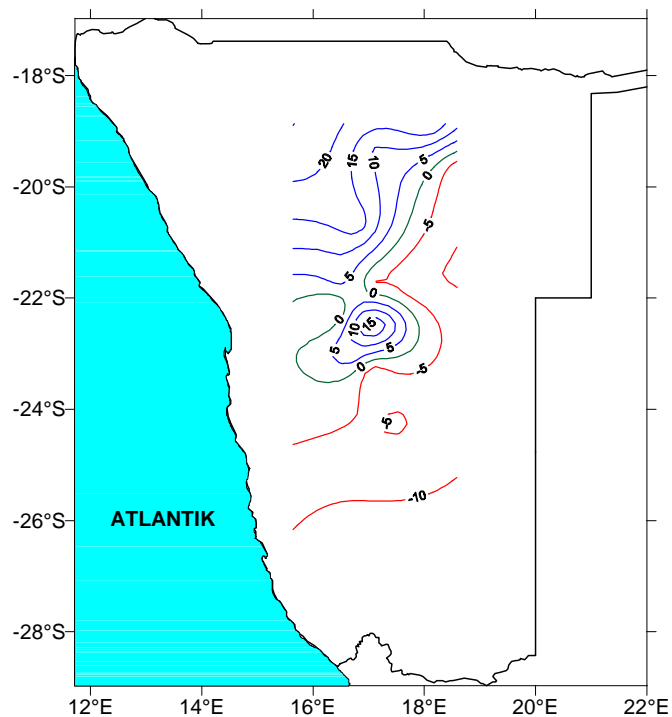
---

<sup>4</sup>ECHAM4-Abschätzung bedeutet im Folgenden, dass die Prädiktoren der Regressionsgleichungen (Zirkulationsdaten) aus der Simulation des ECHAM4-Modells für einen transienten CO<sub>2</sub>-Anstieg stammen.

<sup>5</sup>ECHAM3-Resultat bedeutet im Folgenden, dass für die Abschätzungen Zirkulationsdaten aus der Equilibriums-3xCO<sub>2</sub>-Simulation des ECHAM3-Modells als Prädiktoren in die Regressionsgleichungen eingehen.

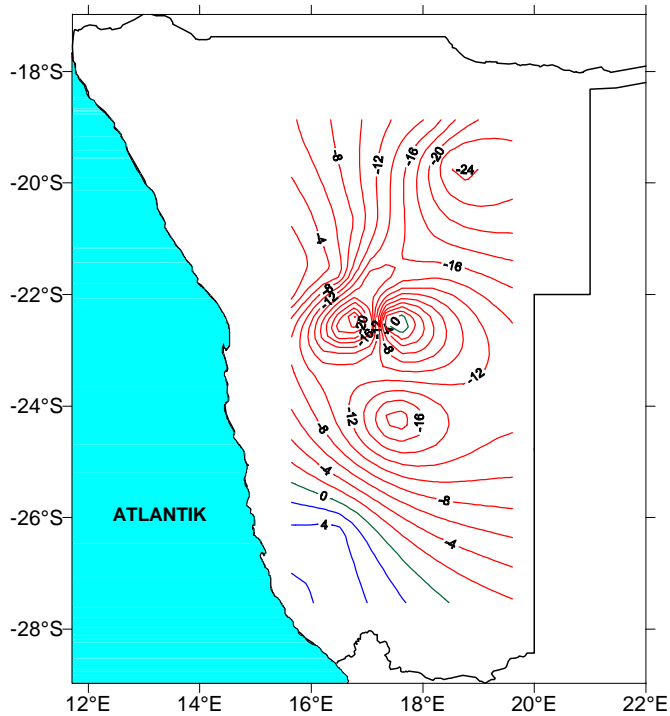


**Abbildung 6.1:** Niederschlagsänderungen in [mm] im November zwischen 30-jährigen  $3xCO_2$ -Szenario- und  $1xCO_2$ -Kontrolllauf-Mittelwerten. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM3-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1968-97. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.

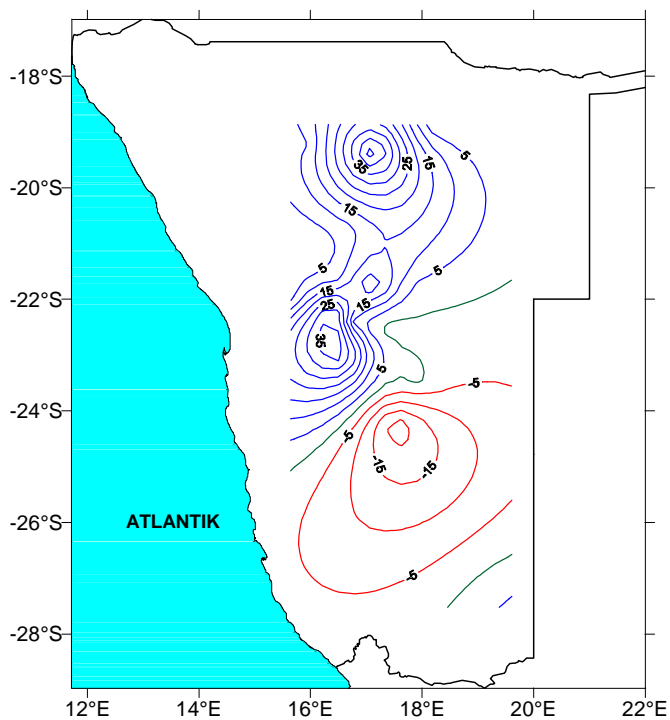


**Abbildung 6.2:** Wie 6.1 mit Uplifting Korrektur der Geopotentiellen Höhen.

net werden. Im Vergleich von Abbildung 6.1 und 6.2 zeigt sich sehr deutlich, wie durch die Korrektur des thermischen Uplifting sogar das Vorzeichen der Ergebnisse wechseln kann. Dies ist vorwiegend dann der Fall, wenn sich die Differenzen zwischen Szenario- und Kontroll-Mittelwerten nahe um den Nullpunkt bewegen. Für die Modellierung im Fall



**Abbildung 6.3:** *Niederschlagsänderungen in [mm] im November zwischen zwei 30-jährigen-Mittelwerten (2070-2099 und 1890-1919) nach der transienten ECHAM4-Simulation. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM4-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1968-97. Die Differenz der Mittelwerte von 2070-2099 und 1890-1919 ist zwischen den zur Modellierung verwendeten Stationen interpoliert. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.*



**Abbildung 6.4:** *Wie 6.3 mit Uplifting-Korrektur der Geopotentiellen Höhen.*

eines transienten CO<sub>2</sub>-Anstieges tritt dieses Phänomen in Abhängigkeit von der vorhergehenden Bearbeitung der Zirkulationsdaten ebenfalls auf. Besonders im Nordosten werden bei der Gegenüberstellung der Mittelwerte der Modelljahre 1890-1919 und 2070-2099 Niederschlagsabnahmen abgeschätzt. Demgegenüber stehen leichte Zunahmen im Süden Namibias (Variante Abbildung 6.3).

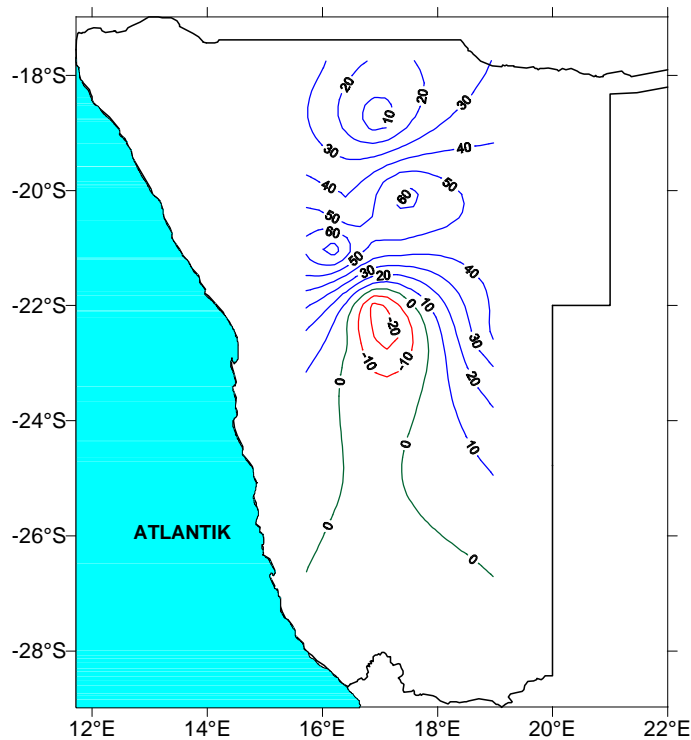
Die ECHAM4-Modellierungen ohne (Abbildung 6.3) beziehungsweise mit Uplifting-Korrektur (Abbildung 6.4) zeigen eine Nord-Süd Aufteilung, im letzteren Fall mit Niederschlagszunahmen im Norden und Abnahmen in der südlicheren Region. Ohne Korrektur ist nur im äußersten Südwesten des Abschätzungsgebietes mit Zunahmen zu rechnen, die jedoch extrem gering ausfallen. Einzelne zelluläre Strukturen, wie sie in der Landesmitte der Karte 6.3 zu erkennen sind, sollen hier nicht weiter interpretiert werden, da diese mehr durch die Interpolation zwischen den Stationsabschätzungen als klimatologisch bedingt sind.

Generell kann folglich für das südliche Namibia aus den meisten Varianten auf einen Rückgang der November-Niederschläge geschlossen werden, ein Phänomen, das möglicherweise durch ein späteres Einsetzen der Regenzeit verursacht sein kann, jedoch bei der zu Grunde liegenden zeitlichen Auflösung nicht erfasst wird. Die nördlichen Landesteile reagieren stärker auf die Differenzierung zwischen thermischen und dynamischen Effekten im Zirkulationsgeschehen und zeigen im Szenario-Ergebnis bei Einsatz korrigierter Modelldaten Niederschlagszunahmen. Diese Tatsache wird in beiden ECHAM-Szenarien erfasst, die jeweils im nördlichen Namibia leicht zunehmende Niederschläge prognostizieren (siehe Abbildungen 6.2 und 6.4).

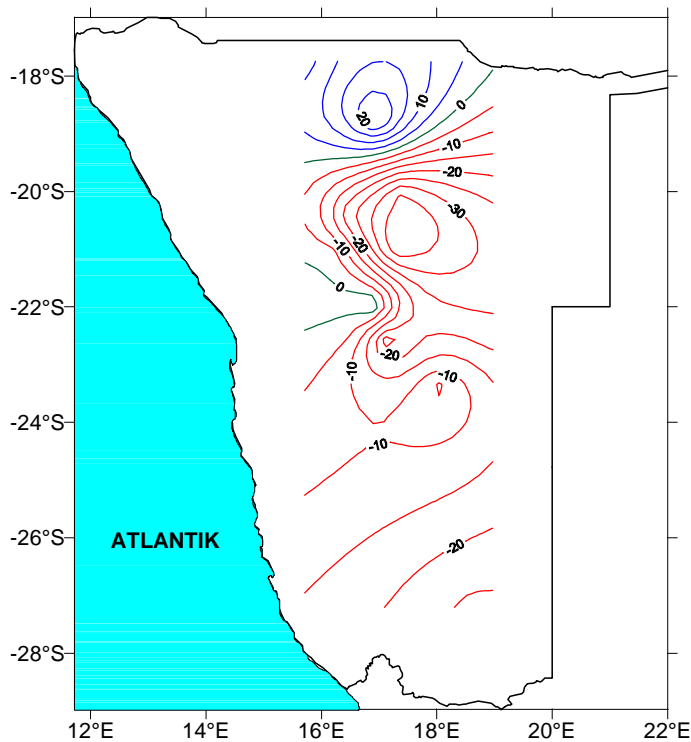
In den meisten Veröffentlichungen zur Sommerregen-Thematik im südlichen Afrika, beschränken sich alle Analysen auf die Monate Dezember bis Februar, da während dieser niederschlagsreichsten Phase charakteristischere Zirkulationsverhältnisse herrschen. Zu Beginn der Regenzeit sind besonders einzelne Niederschlagsereignisse sehr bedeutsam für die Monatssumme, deren Zusammenhang mit der mittleren monatlichen Zirkulation schwer fassbar ist. Theoretisch würden sich in Pentaden aufgelöste Niederschlags- und Zirkulationsdaten besser für Analysen der zukünftigen Novemberregen eignen, die praktisch jedoch nicht in ausreichendem Maß zur Verfügung stehen.

### 6.1.2 Dezember

Die Ergebnisse für Dezember sind ähnlich strukturiert wie die des Vormonats. Es existiert auch hier ein Nord-Süd-Gefälle der zu erwartenden Niederschläge. Aus dem Modellierungsansatz mit unkorrigierten ECHAM3-Daten resultieren im nördlichen Namibia zunehmende Werte im Szenariolauf gegenüber den Kontroll-Mittelwerten, wie es Abbildung 6.5 zeigt. Diese Zunahmen treten bei 20° bis 21° südlicher Breite verstärkt auf, wogegen südlich davon, außer geringen Abnahmen in der Landesmitte, keine Niederschlagsänderungen zu verzeichnen sind. Die Grenze zwischen Zu- und Abnahmen verschiebt sich ca. zwei Breitengrade nordwärts, wenn das thermische Uplifting der Einflussgrößen eliminiert

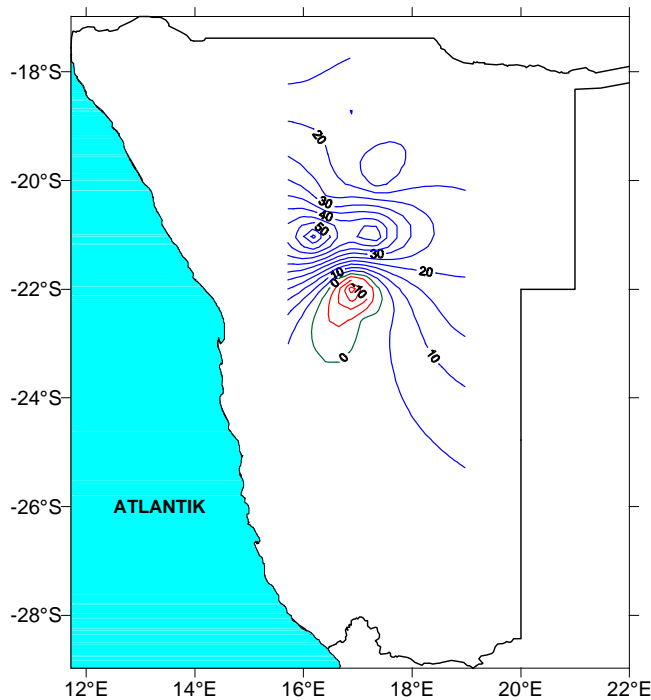


**Abbildung 6.5:** Niederschlagsänderungen in [mm] im Dezember zwischen 30-jährigen  $3xCO_2$ -Szenario- und  $1xCO_2$ -Kontrolllauf-Mittelwerten. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM3-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1968-97. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.



**Abbildung 6.6:** Wie 6.5 mit Uplifting-Korrektur der Geopotentiellen Höhen.

wird. Aus der Darstellung der korrigierten ECHAM3-Resultate in Karte 6.6 geht hervor, dass die Niederschlagszunahmen nun geringer ausfallen und die Region, in der zuvor wenig Änderungen zu vermerken waren, Abnahmen aufweist. Somit folgen die November- und Dezemberrniederschlagsänderungen unter Bedingungen des anthropogen verstärkten



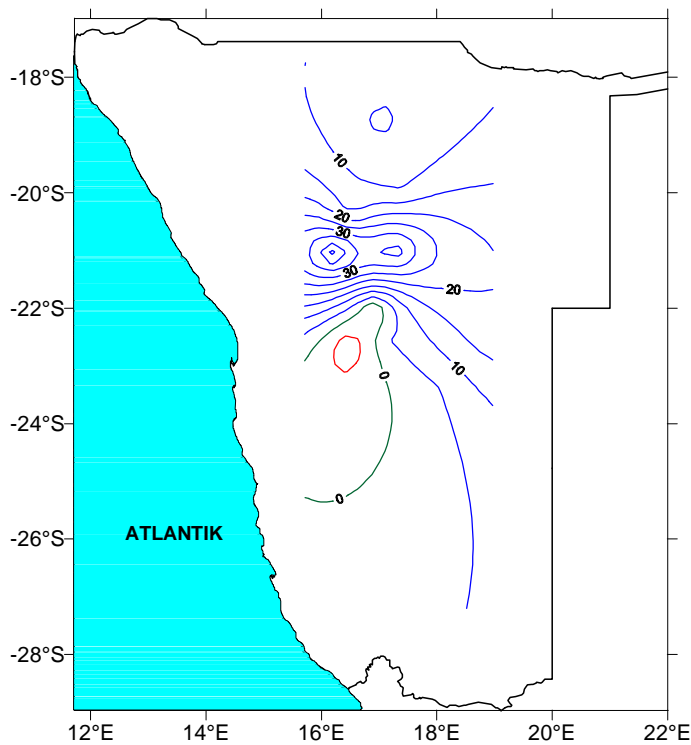
**Abbildung 6.7:** *Niederschlagsänderungen in [mm] im Dezember zwischen zwei 30-jährigen-Mittelwerten (2070-2099 und 1890-1919) nach der transienten ECHAM4-Simulation. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM4-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1968-97. Die Differenz der Mittelwerte von 2070-2099 und 1890-1919 ist zwischen den zur Modellierung verwendeten Stationen interpoliert. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.*

Treibhauseffekts ähnlichen regionalen Verteilungen.

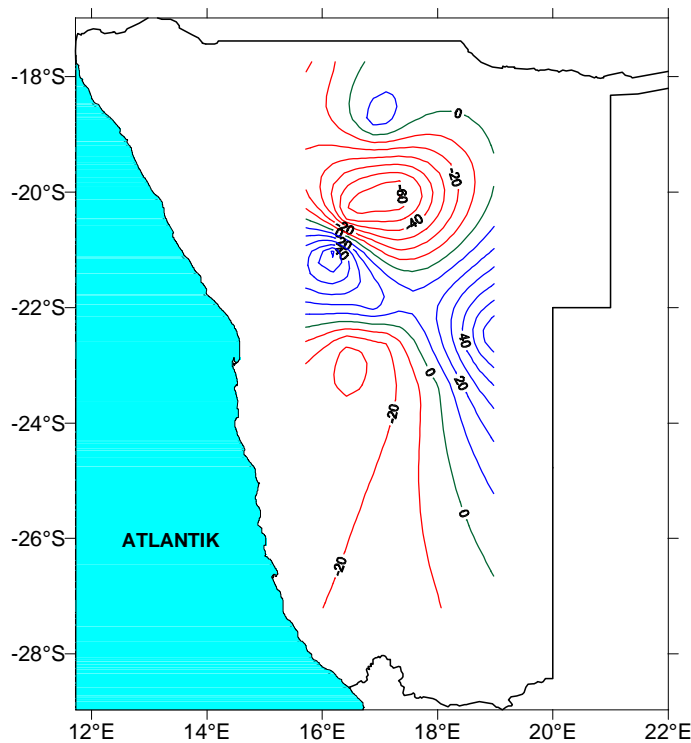
Betrachtet man die Modellergebnisse in Abbildung 6.7, die unter Einsatz der ECHAM4 statt ECHAM3-Daten entstanden, fallen in der Variante ohne Uplifting-Korrektur keine Verschiebungen der oben genannten regionalen Muster auf. Der Betrag der abgeschätzten Änderungen ist etwas geringer, allerdings wird während der letzten Modelljahre des ECHAM4-Szenarios auch mit einem etwas geringeren Treibhauspotential gerechnet<sup>6</sup> als in dem des ECHAM3-Modells, in dessen Szenariolauf eine dreifache CO<sub>2</sub>-Konzentration angenommen wird. Die Zunahme der Niederschläge im Bereich 20 bis 21° Süd wird unter Einsatz des transienten Treibhausgas-Szenarios ebenso modelliert wie die geringen Abnahmen in der Landesmitte.

Im Vergleich von Szenariomittel und dem “rezenten” Mittelwert aus den Modelljahren 101-130, die der Zeitspanne 1960-89 zuzuordnen sind, ergeben sich die in Abbildung 6.8 dargestellten leichten Niederschlagszunahmen nördlich von 22° Süd und östlich von ca. 17° E, dagegen kaum Veränderungen oder geringe Abnahmen der Niederschläge im Südwesten des Landes. Bei direkter Gegenüberstellung dieses Resultates mit der Differenz von Szenario- und dem Kontrollmittelwert von 1890-1919 (Abb. 6.7) lässt sich sowohl die Verminderung der Niederschlagszunahmen im nördlichen und zentralen Namibia als

<sup>6</sup>Das ECHAM4-Simulation bezieht sich auf eine jährliche CO<sub>2</sub>-Konzentrationszunahme von 1%. Im business as usual Szenario beträgt die äquivalente CO<sub>2</sub>-Konzentration somit am Ende des 21. Jahrhunderts über 1150 ppm.



**Abbildung 6.8:** Wie 6.7, aber Differenz der Mittelwerte von 2070-2099 und 1960-1989.



**Abbildung 6.9:** Wie 6.7 mit Uplifting-Korrektur der Geopotentiellen Höhen.

auch die Verringerung der Niederschlagsabnahmen im Süden feststellen. Das deutet auf eine bereits stattfindende und in gleiche Richtung weitergehende Veränderung des Niederschlagsgeschehens bei steigender Treibhausgas-Konzentration hin.

Dieses Phänomen kann jedoch anhand der Zeitreihen-Resultate aus Regressionsrech-

nungen mit ECHAM4-Daten, wie sie in Abschnitt 6.3 dargestellt sind, besser untersucht werden.

Unter Verwendung korrigierter ECHAM4-Daten werden in der nördlichen Region Namibias Niederschlagsabnahmen ermittelt, die aber nicht so weit südlich reichen wie im Fall der vergleichbaren Modellierung mit ECHAM3-Daten. Stattdessen ist unter der Annahme des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts der zentralnamibischen Region im Dezember ein Band von zunehmenden Niederschlägen zuzuordnen, das besonders im Westen und Osten deutlich ausgeprägt ist (siehe Abb. 6.9). In dieser Abschätzungsvariante ist zudem die Nord-Süd-orientierte Trennlinie zwischen zukünftigen positiven und negativen Niederschlagstendenzen etwas südlich des 22. Breitengrades zu erkennen, die östlich von ca. 19° E weiter südwärts ausgreift und in den Abbildungen 6.5 und 6.7 ähnlich verläuft. Abbildung 6.9 zeigt in der Differenz der Mittel von 2070-99 und 1890-1919 für den Süden, ebenso wie die ECHAM3-Resultate in Abbildung 6.6, die Tendenz zu weniger Niederschlag.

Die beschriebenen zukünftigen Niederschlagsänderungen im November und Dezember können folglich, besonders für den Süden Namibias, ein verspätetes oder nur sehr zögerliches Einsetzen der Regenzeit im Fall eines anthropogen verstärkten Treibhauseffekts bedeuten. In den zentralen und nordöstlichen Landesteilen ist dagegen auch im Dezember mit einer leichten Erhöhung der Niederschlagsmengen zu rechnen.

### 6.1.3 Januar

Während der Monate Januar und Februar fallen die meisten Niederschläge in Namibia. Genau in dieser Zeit macht sich die Uplifting-Korrektur der Isobarenflächen in den Szenariodaten am deutlichsten in den abgeschätzten Niederschlagsänderungen bemerkbar. Eine Ursache dafür ist möglicherweise in dem während dieser Monate zunehmenden Einfluss tropischer Zirkulationsmechanismen zu suchen, die anscheinend stärker auf die Anhebung der Geopotentialflächen reagieren als die niederschlagsinduzierenden Zirkulationsmuster zu Beginn der Regenzeit. Die Abbildungen 6.10 und 6.11 zeigen die gravierenden Unterschiede zwischen beiden Abschätzungsvarianten. In dem begrenzten Gebiet, für das zuverlässige Modelle existieren, werden unter Verwendung von ECHAM3-Daten nur im zentralen Bereich um 22° Süd übereinstimmend Niederschlagszunahmen vorhergesagt, allerdings in deutlich höherer Menge, wenn die Modell-Outputdaten unkorrigiert in die Regressionsgleichungen eingehen. In den übrigen nördlicher und südlicher gelegenen Regionen ergeben die Abschätzungen mit korrigiertem Datenmaterial geringe Abnahmen der Niederschläge (Abb. 6.11), während ohne vorhergehende Korrektur auch im Süden Niederschlagszunahmen resultieren (Abb. 6.10). Die klare Differenz in den Niederschlagsänderungen durch die Uplifting-Korrektur ist durch mögliche Auswirkungen der thermischen Anhebung der Isobarenflächen auf hochreichende tropische Konvektionsprozesse zu erklären.

Je stärker die thermische Ausdehnung in der Atmosphäre ausfällt, die gleichzeitig

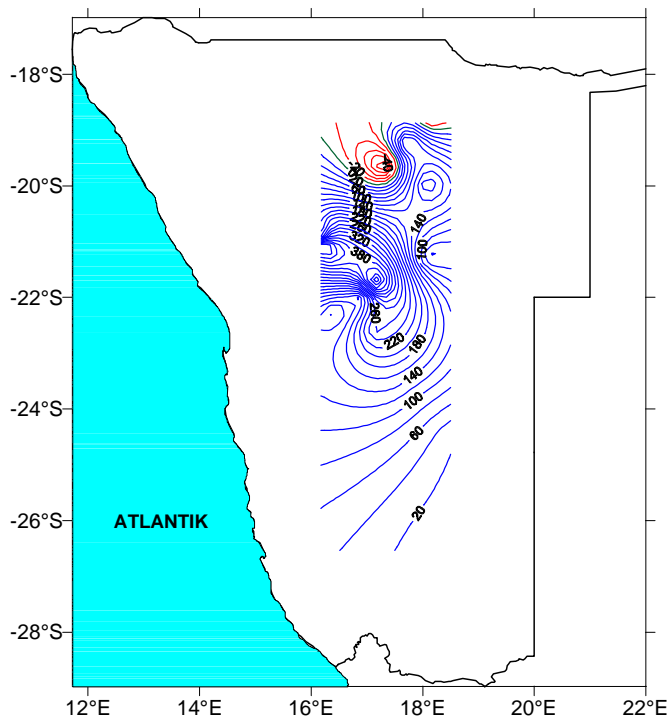


die Isobarenflächen anhebt, desto mehr Wasserdampf kann potentiell aufgenommen werden und in niederschlagsinduzierenden Prozessen der verschiedenen atmosphärischen Niveaus wirksam werden. Daher manifestiert sich die Korrektur dieses thermischen Uplifting in einer Verringerung der im Szenariofall zu erwartenden Niederschläge gegenüber den unkorrigierten Abschätzungen. Dies bedeutet nicht, dass deswegen generell abnehmende Sommerregen prognostiziert werden.

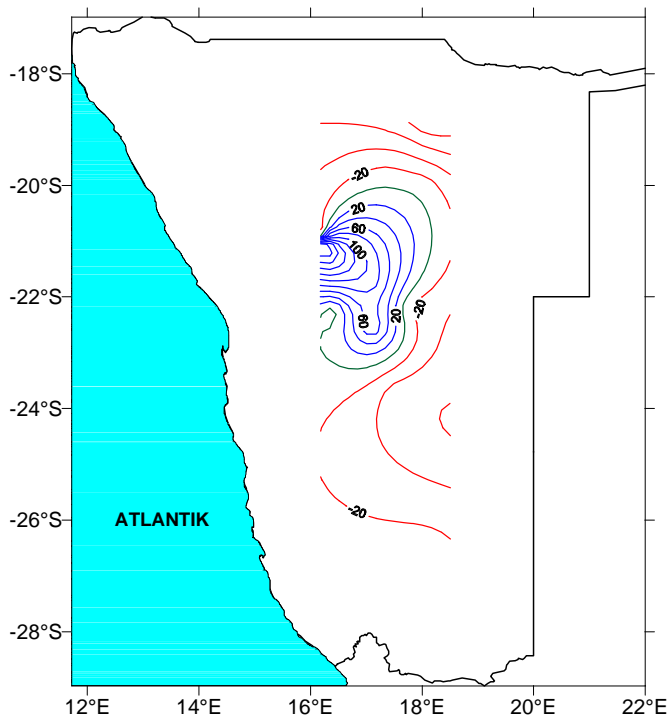
Die negativen Abschätzungsergebnisse für die nordwestliche Region sind umgeben von Gebieten mit Niederschlagszunahmen (siehe 6.10). Der Vorzeichenwechsel geht auf die im zentralen Bereich der Niederschlagsabnahmen gelegene Station Otavi ( $19,63^{\circ}$  S  $17,33^{\circ}$  E) zurück. Die Modellresultate sind hier stark abhängig von einem über Madagaskar ausgeprägten Variationszentrum im subtropischen 1000hPa-Niveau unter gleichzeitiger Abschwächung der tropischen Komponente über dem Indik. Ursachen für die Verminderung der Niederschläge im Szenariolauf können in diesem Fall im stark negativen Zusammenhang zwischen Niederschlag und tropischen Zirkulationsdaten vermutet werden. Auf die Extraktion bestimmter Variationszentren im Verlauf der Regenzeit wird in Abschnitt 6.4 ausführlicher eingegangen. Aufgrund des Fehlens weiterer Modelle im Norden und Westen Namibias können auf der Basis dieser stationsbasierten Abschätzung keine Aussagen darüber getroffen werden, ob die Niederschläge in diesen Regionen weiterhin abnehmen. Der dargestellte Bereich von Niederschlagsabnahmen ist trotz seiner singulären Struktur nicht als "Ausreißer" zu interpretieren, da auch bei einem Modellansatz mit veränderter Kalibrierungsperiode (1951-80 statt 1968-97) und unter Verwendung der CRU-Niederschlagsdaten im Modellansatz in dem Gebiet um  $20^{\circ}$  S  $17^{\circ}$  E vergleichbare Niederschlagsabnahmen resultieren (siehe Abbildungen 6.26 und 6.27).

Diese Abnahmetendenzen im nordwestlichen Abschätzungsgebiet (ca.  $19-20^{\circ}$  S  $16-17^{\circ}$  E) manifestieren sich im ECHAM4-Szenario bei Einsatz unkorrigierter Modelldaten ebenso wie in den übrigen Modellierungsansätzen. Die Ergebniskarte 6.12 zeigt außerdem in der Landesmitte (v.a. im westlichen Teil) zunehmende Niederschläge mit einem Maximum zwischen  $20^{\circ}$  und  $22^{\circ}$  Süd. Gerade in diesem Bereich fallen im Vergleich der Niederschlagsänderungen gegenüber Kontrollmittelwert (1890-1919) und rezenter Referenzperiode (1960-1989) die größten Unterschiede auf (siehe Abb. 6.13). Die Niederschlagszunahmen sind bei der Gegenüberstellung von Szenario- und Kontrollmittel wesentlich höher als im Vergleich von Szenario- und rezentem Mittelwert. Daraus kann abgeleitet werden, dass in diesem Gebiet bei einsetzender Treibhausgas-Konzentrationserhöhung sofort mit steigenden Niederschlagsmengen zu rechnen ist, wogegen in den anderen Regionen, südlich von  $22^{\circ}$  S und östlich von  $17^{\circ}$  E, in beiden Abschätzungen ähnliche Differenzen zu konstatieren sind und daher vermutet wird, dass die Niederschläge dort erst in den späteren Modelljahren zunehmen. Die temporale Entwicklung des Niederschlagsgeschehens unter dem Einfluss des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts wird später in Zeitreihen-Darstellungen der Modellergebnisse konkretisiert.

Die Ergebnis-Strukturen des ECHAM4-Ansatzes gleichen denen der ECHAM3-Model-



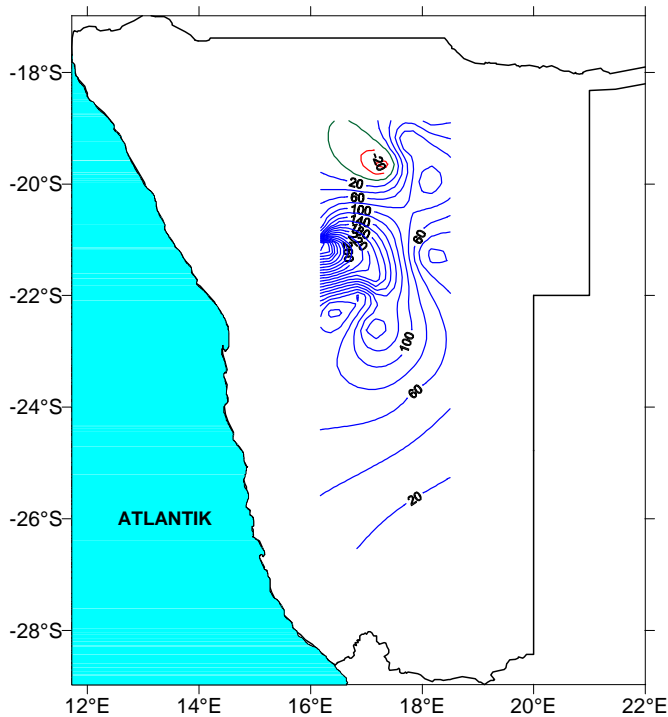
**Abbildung 6.10:** Niederschlagsänderungen in [mm] im Januar zwischen 30-jährigen  $3xCO_2$ -Szenario- und  $1xCO_2$ -Kontrolllauf-Mittelwerten. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM3-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1968-97. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.



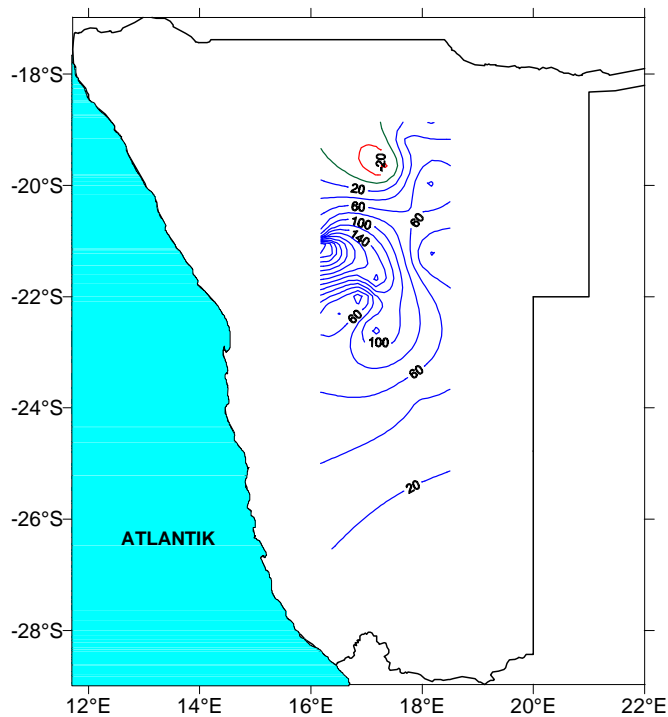
**Abbildung 6.11:** Wie 6.10 mit Uplifting Korrektur der Geopotentiellen Höhen.

lierung, mit schwächeren Zunahmen im Süden und Osten, verstärkten positiven Änderungen im Zentrum und oben erläuterten, leichten Niederschlagsabnahmen im Nordwesten des Modellierungsgebietes. Insgesamt fallen alle Änderungen im ECHAM4-Szenario geringer aus als unter der Annahme dreifacher  $CO_2$ -Konzentrationen in der Atmosphäre.

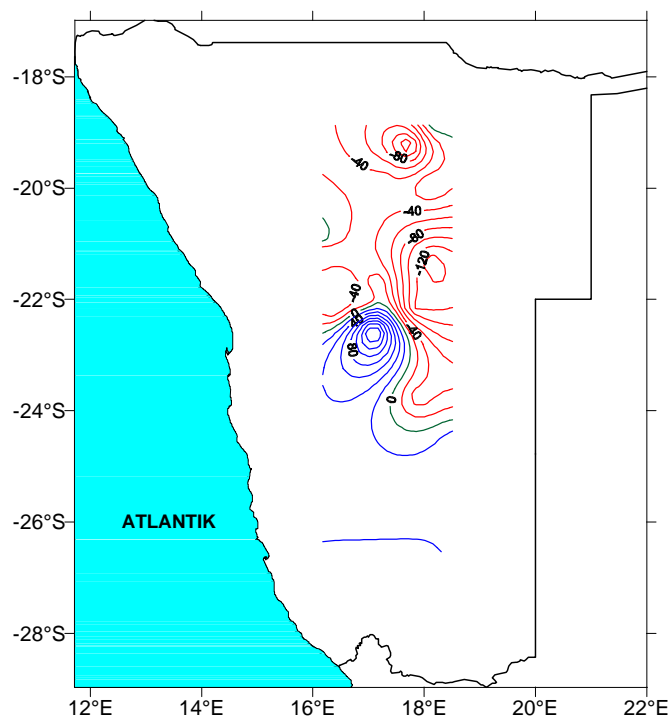
Unter Verwendung der ECHAM4-Daten mit Uplifting Korrektur dominieren Nieder-



**Abbildung 6.12:** Niederschlagsänderungen in [mm] im Januar zwischen zwei 30-jährigen-Mittelwerten (2070-2099 und 1890-1919) nach der transienten ECHAM4-Simulation. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM4-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1968-97. Die Differenz der Mittelwerte von 2070-2099 und 1890-1919 ist zwischen den zur Modellierung verwendeten Stationen interpoliert. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.



**Abbildung 6.13:** Wie 6.12, aber Differenz der Mittelwerte von 2070-2099 und 1960-1989.



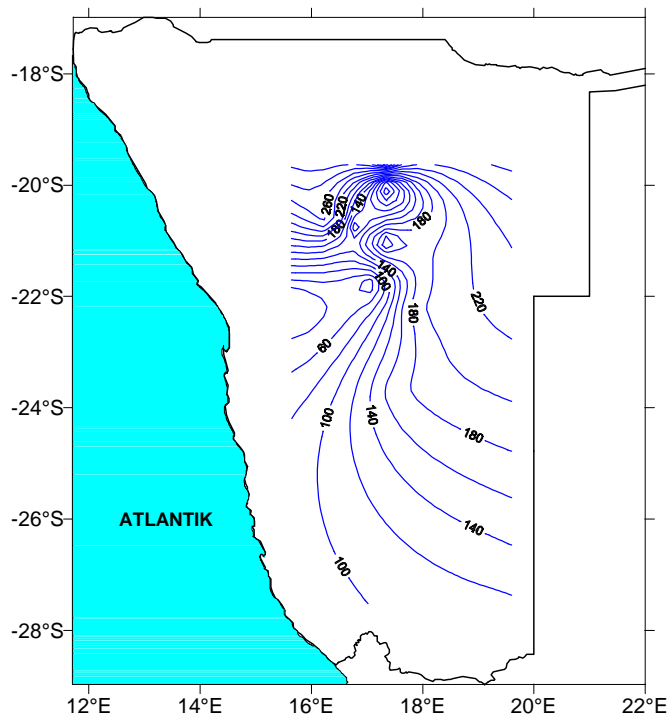
**Abbildung 6.14:** Wie 6.12 mit Uplifting-Korrektur der Geopotentiellen Höhen.

schlagsabnahmen die Abschätzungsergebnisse, (siehe Abbildung 6.14). Im Norden und Osten sind diese besonders deutlich ausgeprägt und selbst in Zentralnamibia, für das in allen anderen Modellen zumindest im westlichen Teil zunehmende Januar-Regenmengen prognostiziert werden, treten hier negative Differenzen zwischen Szenario- und Kontrollmittelwerten auf. Der Bereich maximaler Niederschlagszunahmen liegt zwischen  $23^{\circ}$  und  $24^{\circ}$  Süd und  $16-17^{\circ}$  Ost. Nördlich schließt sich eine Region mit geringeren Änderungen an. Damit macht sich im ECHAM4-Szenario der Einfluss der thermischen Anhebung von Isobarenflächen am deutlichsten zwischen  $20^{\circ}$  und  $22^{\circ}$  Süd bemerkbar.

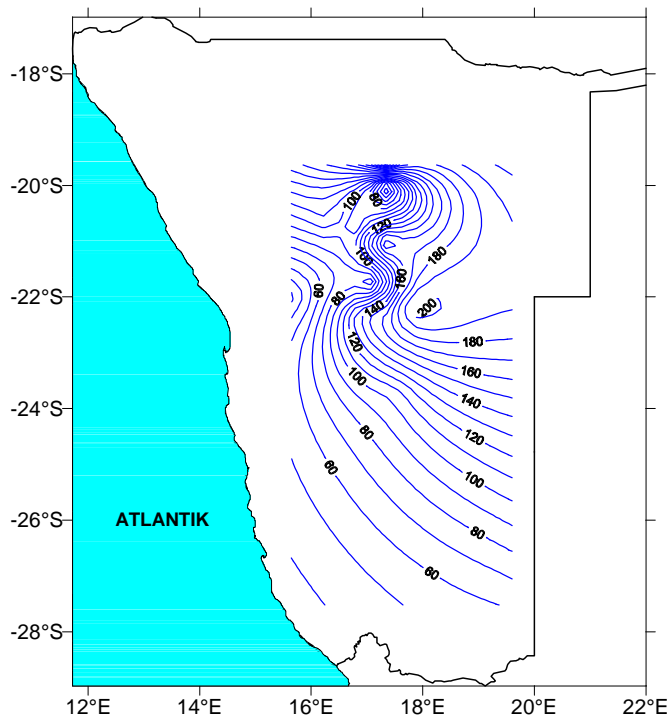
Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass bei steigenden Treibhausgas-Konzentrationen in Namibia, mit Ausnahme der nordwestlichen Region um  $20^{\circ}$  S  $17^{\circ}$  E, intensivierte Sommerregen zu erwarten sind. Unter Ausschaltung des thermischen Uplifting der Prädiktoren ist dagegen, vor allem in Nordnamibia, mit einem Rückgang der Niederschläge zu rechnen.

#### 6.1.4 Februar

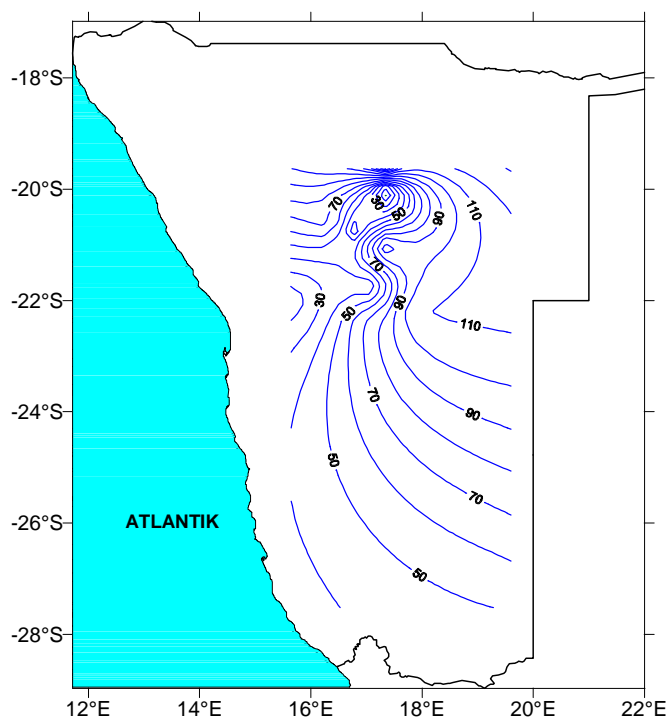
Die Abschätzungen der ECHAM3-Modellierung für Februar weisen auf deutliche Niederschlagszunahmen in ganz Namibia hin, die ähnlich wie die Januar-Resultate zwischen  $20^{\circ}$  und  $22^{\circ}$  Süd besonders stark ausfallen. Zudem sind in Abbildung 6.15 verstärkt positive Tendenzen im nordöstlichen Modellgebiet zu erkennen. Für die nördlichsten Landesbereiche existieren keine Modellergebnisse, die eventuelle Abnahmen, wie sie im Vormonat auftreten, belegen könnten. Die klar zunehmenden Niederschläge der angrenzenden Regionen lassen jedoch auf eine positive Entwicklung schließen.



**Abbildung 6.15:** Niederschlagsänderungen in [mm] im Februar zwischen 30-jährigen  $3xCO_2$ -Szenario- und  $1xCO_2$ -Kontrolllauf-Mittelwerten. Die Geopotentiellen Höhen der **ECHAM3-Simulation** gehen **ohne Uplifting-Korrektur** in die Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1968-97. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.



**Abbildung 6.16:** Niederschlagsänderungen in [mm] im Februar zwischen zwei 30-jährigen-Mittelwerten (2070-2099 und 1890-1919) nach der transienten **ECHAM4-Simulation**. Die Geopotentiellen Höhen der **ECHAM4-Simulation** gehen **ohne Uplifting-Korrektur** in die Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1968-97. Die Differenz der Mittelwerte von **2070-2099** und **1890-1919** ist zwischen den zur Modellierung verwendeten Stationen interpoliert. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.



**Abbildung 6.17:** Wie 6.16, aber Differenz der Mittelwerte von 2070-2099 und 1960-1989.

Die Resultate unter Verwendung der ECHAM4-Daten besitzen eine ähnliche Struktur wie die ECHAM3-Abschätzungen. Die nordwärts zunehmenden Niederschlagsmengen sind in Südnamibia eher nordwest-südöstlich orientiert, wie es die Isolinien in Abbildung 6.16 demonstrieren. Vergleichbar zu den Verhältnissen während der Vormonate, fallen auch im Februar die Änderungen im ECHAM4-Szenario geringer aus als unter der Annahme einer 3-fachen  $\text{CO}_2$ -Konzentration. Diese Niederschlagszunahmen verringern sich weiterhin, wenn zum Vergleich mit der Szenario-Abschätzung anstelle des Kontrollmittelwertes das Mittel der Referenzperiode 1960-1989 herangezogen wird. In Abbildung 6.17 zeigen sich besonders im Norden bis zu 50% geringere Niederschlagszunahmen gegenüber den Ergebnissen mit dem Abschätzungs-Mittelwert von 1890-1919.

Die größten Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellansätzen ergeben sich auch im Februar durch die Korrektur der thermischen Anhebung der Isobarenflächen. Dabei ist im ECHAM3-Modell vorwiegend der ostnamibische Bereich betroffen (Abb. 6.18), für den unter Szenario-Bedingungen nach Osten hin stärker abnehmende Niederschlagsmengen ermittelt werden. Der Südwesten erfährt mit sehr geringen Zunahmen kaum Änderungen im Niederschlagsgeschehen. Erst in der nördlich anschließenden Region von 20-23° Süd und 16-17° Ost manifestieren sich positive Tendenzen der zukünftigen Februar-Niederschläge. Gegenüber den Darstellungen der Januar-Abschätzungen in Abbildung 6.11 wird die eingeschränkte Vergleichbarkeit der Prognosen deutlich, die durch den Einsatz monatspezifisch zusammengestellter Modellkollektive entstehen und folglich verschiedene Gebiete Namibias abdecken. Eine ähnliche ostwärtige Verstärkung abnehmender Niederschläge wie in den Februar-Resultaten könnte möglicherweise bereits im Januar festgestellt werden, wenn jenseits von 19° E weitere Januar-Abschätzungen im Osten Namibias

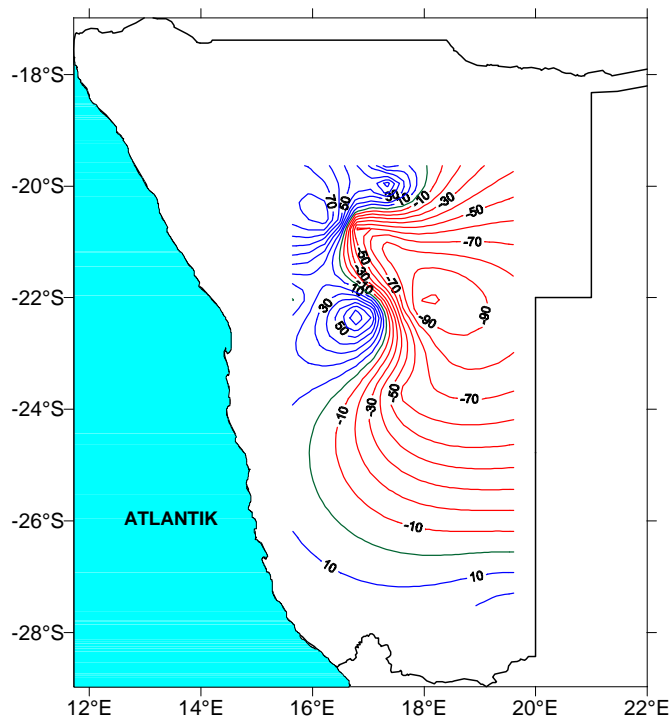
existierten. In beiden Hochsommermonaten äußert sich die Reaktion auf die Uplifting-Korrektur in einigen Regionen besonders deutlich in einer Vorzeichen-Umkehr der Resultate. Diese Gemeinsamkeit lässt sich, wie schon bei den Ergebnisdarstellungen des Vormonates angemerkt, möglicherweise auf die Simulation ausgeprägterer tropischer Konvektivität bei zunehmender Temperatur und damit ansteigenden Geopotentiellen Höhen zurückführen.

Aus den Abschätzungen mit korrigierten ECHAM4-Daten resultieren für das Gebiet zwischen 20 und 24° Süd, vergleichbar zu den ECHAM3-Ergebnissen, ebenfalls deutliche Niederschlagszunahmen, die sich, wie es in Abbildung 6.19 zu sehen ist, hier auch ostwärts über das gesamte Modellgebiet erstrecken. Für den Südwesten (südlich von 24° S) zeigen sich nur geringe Niederschlagsabnahmen, die sich nach Osten fortschreitend in mäßige Zunahmen umkehren. In dieser ECHAM4-Variante ist das Niveau der abgeschätzten Änderungen nicht niedriger als unter ECHAM3-Szenario-Bedingungen. Zudem bestehen in diesem Monat die geringsten Übereinstimmungen in der Ergebnisstruktur von Modellansätzen mit korrigierten Zirkulationsdaten, die in den anderen Monaten jeweils geringere Änderungsraten ergeben als Abschätzungen aus unkorrigiert verwendeten GCM-Daten. Erklärungen für diese Abweichungen sind rein spekulativ, da ein komplexes System von einflussnehmenden Parametern zu den Resultaten führt. Neben der Abhängigkeit von den eingehenden Modelldaten ist auch die Selektion unterschiedlicher Prädiktoren in den Regressionsrechnungen für die einzelnen Monate zu berücksichtigen.

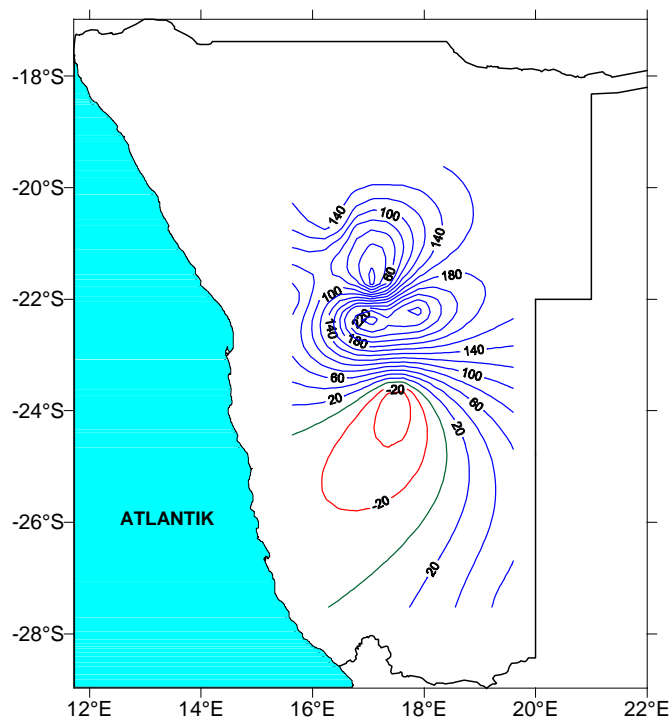
Trotz der Unterschiede in den diversen Ansätzen ergibt sich aus den Februar-Abschätzungen ein relativ einheitliches Bild von Niederschlagszunahmen im Treibhauseffekt-Szenario, die vor allem im Norden und Osten dominieren. Die Unterschiede aus der getrennten Untersuchung thermischer und dynamischer Auswirkungen der globalen Erwärmung auf das zukünftige Niederschlagsgeschehen treten hauptsächlich im Südwesten des Landes auf, in dem ohne thermischen Einfluss nur geringe Änderungen bzw. sogar leichte Niederschlagsabnahmen zu verzeichnen sind.

### 6.1.5 März

Für den letzten in dieser Arbeit untersuchten Monat der namibischen Regenzeit ergibt sich aus den Modellen der Kalibrierungsperiode 1968-97 nur ein sehr begrenztes Abschätzungsgebiet zwischen 20° und 24° Süd und etwa 16-18° E, das unter ECHAM3-Szenariobedingungen (Abbildung 6.20) deutliche Niederschlagsabnahmen mit zwei Maxima im nördlichen Zentralnamibia aufweist. An den Randbereichen, mit Ausnahme des Ostens, sind geringe Zunahmen festzustellen. Das Ergebnis bestärkt die Annahme einer zukünftig verkürzten Regenzeit. Diese Aussage lässt sich erst in Verbindung mit weiteren Abschätzungen bestätigen, da bei diesem Ansatz eine zu kleine Region bearbeitet wird, um generelle Folgen für ganz Namibia abzuleiten. Allerdings sind die thermischen Effekte in den Zirkulationsdaten zu beachten, die durch die Anhebung der Isobarenflächen eine Verstärkung von subtropischen Hochdruckgebieten in der Modellierung bedeuten können und die ab-



**Abbildung 6.18:** Wie 6.15 mit Uplifting Korrektur der Geopotentiellen Höhen.

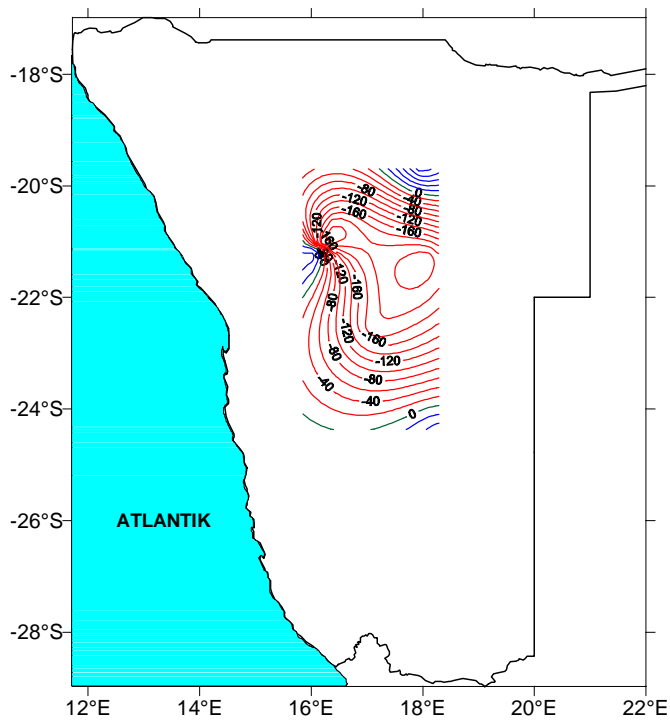


**Abbildung 6.19:** Wie 6.16 mit Uplifting-Korrektur der Geopotentiellen Höhen.

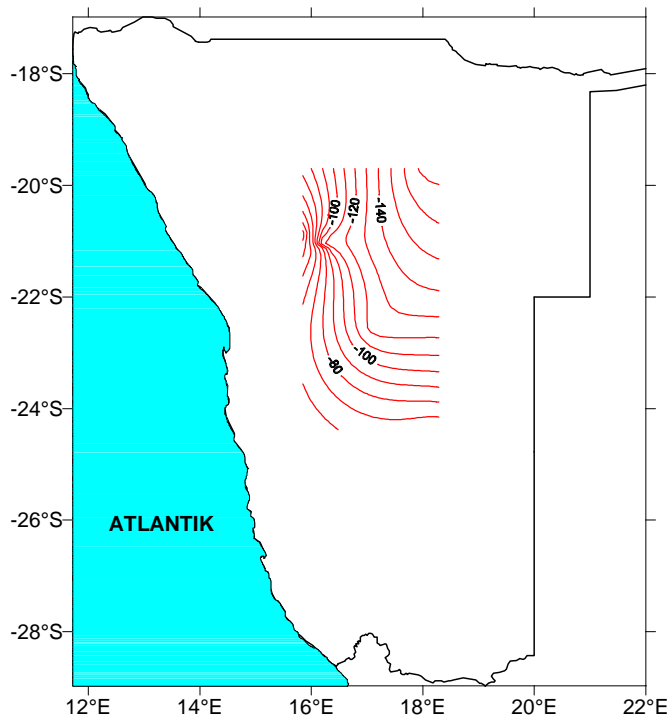
geschätzten Niederschlagsabnahmen durch damit verbundene niederschlagsunterdrückende Prozesse zusätzlich positiv verstärken. Gleichzeitig sind aber auch tropische, in der Regel niederschlagsverstärkende Zirkulationsmuster von dem Uplifting-Phänomen betroffen, so dass vermutlich keine einseitige Beeinflussung der Niederschlagsentwicklung besteht.

Die Korrektur des thermischen Uplifting zeigt in Abbildung 6.21 schließlich etwas





**Abbildung 6.20:** Niederschlagsänderungen in [mm] im März zwischen 30-jährigen 3xCO<sub>2</sub>-Szenario- und 1xCO<sub>2</sub>-Kontrolllauf-Mittelwerten. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM3-Simulation gehen **ohne Uplifting-Korrektur** in die Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1968-97. **Blaue Linien:** Niederschlagszunahme. **Rote Linien:** Niederschlagsabnahme. **Grün:** Keine Niederschlagsänderung.



**Abbildung 6.21:** Wie 6.20 mit **Uplifting Korrektur** der Geopotentiellen Höhen.

geringere Niederschlagsabnahmen im Szenariomittel gegenüber den unkorrigierten Modellergebnissen. Diese Verringerung in den Differenzen kann möglicherweise an der korrekturbedingten Abschwächung der subtropischen Hochdruckzellen durch das generelle rechnerische Absenken der Geopotentiellen Höhen liegen. Die randlichen Niederschlagszunahmen existieren in dieser Abschätzungsvariante nicht; lediglich zur westlichen Grenze

und nach Süden nehmen die Niederschläge weiter ab.

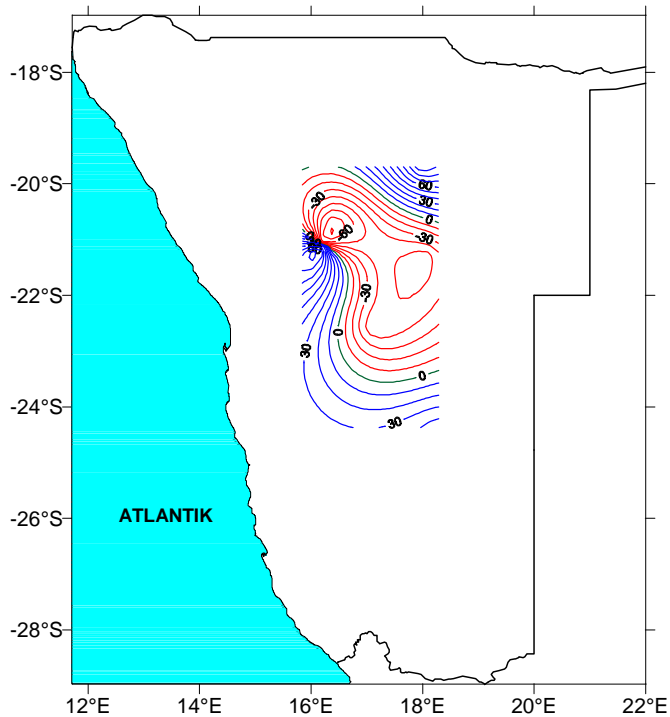
Resultate der Modellierung mit ECHAM4-Daten, die ohne Korrektur verwendet werden, deuten für den zentralen Bereich der Modellbildung ebenfalls auf negative Niederschlagsänderungen hin. Die Änderungsraten sind hier jedoch deutlich niedriger als in der ECHAM3-Simulation. Aus Abbildung 6.22 geht hervor, dass außerdem die randlichen Niederschlagszunahmen stärker ausgeprägt sind als in der ECHAM3-Modellierung. Diese treten im südwestlichen Abschätzungsgebiet zwischen  $21^{\circ}$  und  $24^{\circ}$  S in einer Region auf, die bei höheren Treibhausgas-Konzentrationen des ECHAM3-Szenarios von abnehmenden Niederschlägen gekennzeichnet ist. Die nord- und südöstlich auftretenden Isolinien markieren in Abbildung 6.22 höhere Niederschlagszunahmen als im vergleichbaren ECHAM3-Szenario, obwohl in den übrigen Regionen im Osten und Nordwesten des Abschätzungsgebietes ebenfalls obengenannte Niederschlagsabnahmen zu verzeichnen sind.

Unter Verwendung korrigierter ECHAM4-Daten entsteht dagegen vielmehr der Eindruck einer im März fortgesetzt intensivierten Regenzeit durch deutlich positive Signale in der zukünftigen Niederschlagsentwicklung, die sich vorwiegend in der Region zwischen  $20^{\circ}$  und  $23^{\circ}$  Süd äußern. Allerdings widersprechen diese in Abbildung 6.23 dargestellten Ergebnisse dem Konsens der übrigen Abschätzungen für diesen Monat, der zumindest für Zentralnamibia eine gegenteilige Niederschlagsentwicklung im März andeutet. Da die Modelle sowohl beim Einsatz unkorrigierter ECHAM4- als auch unter Verwendung korrigierter ECHAM3-Werte zukünftige Niederschlagsabnahmen produzieren, kann die Abweichung der Resultate aus der "korrigierten ECHAM4-Modellierung" nur in der unterschiedlichen Verfahrensweise der Uplifting Korrektur zwischen ECHAM3 und ECHAM4 Daten liegen.<sup>7</sup> Es ergibt sich folglich nach der Bearbeitung zur Korrektur der Anhebung der Isobarenflächen ein Eingangsdatensatz für die Regressionsgleichungen, der diese gegensätzlichen Abschätzungsergebnisse verursacht. Auch wenn damit die Unsicherheiten und Abhängigkeiten vom Eingangsdatenmaterial, die der Downscaling-Methode anhaften, aufgedeckt werden, wird mit diesem gegenteiligen Abschätzungsergebnis verdeutlicht, wie wertvoll zusätzliche Modellierungsansätze anhand verschiedener Treibhauseffekt-Szenarien und Datensätze sind. Dadurch kann sich die abschließende Beurteilung zukünftiger Niederschlagsverhältnisse auf mehrere Lösungen stützen und das Ergebnis, das maximale Übereinstimmung in den meisten Modellierungs-Resultaten zeigt, als wahrscheinlichste Variante ausgewählt werden. Im Monat März sind folglich mit hoher Wahrscheinlichkeit zentralnamibische Niederschlagsabnahmen und geringe Zunahmen in der nordöstlichen Region anzunehmen. Deutliche Abnahmen der März-Niederschläge werden ebenfalls in der stationsbasierten Modellierung unter Verwendung der Modelle des Kalibrierungszeitraumes 1951-80 prognostiziert.

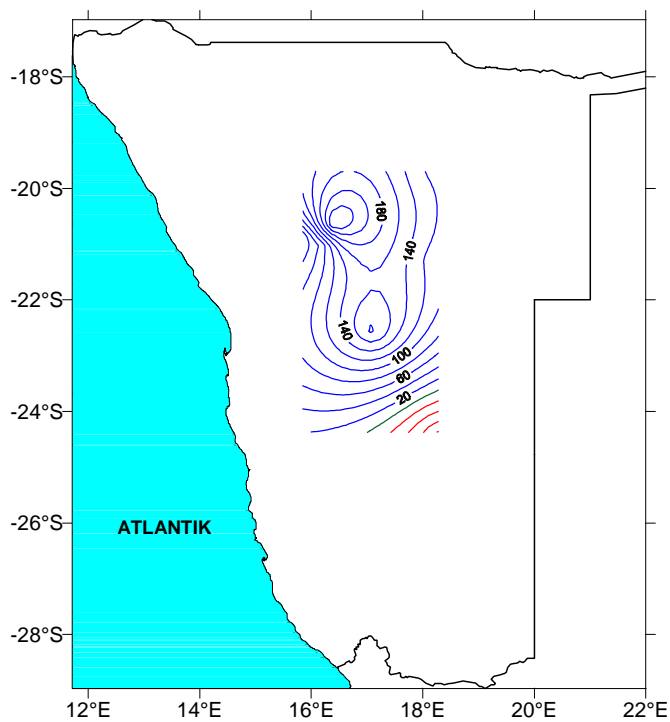
Eine Zusammenschau der Resultate der gesamten Regenzeit bestärkt nochmals die An-

---

<sup>7</sup>Für ECHAM3-Geopotentialdaten existiert zur Uplifting-Korrektur je ein raum-zeitlicher Mittelwert aus Kontroll- und Szenariolauf, wogegen aus den ECHAM4-Daten der transienten Simulation gleitende dreißigjährige Mittel gebildet werden, deren erster Wert als "Kontrollmittelwert" für die folgenden "Szenario-Mittelwerte" herangezogen wird (siehe 4.11).



**Abbildung 6.22:** Niederschlagsänderungen in [mm] im März zwischen zwei 30-jährigen Mittelwerten (2070-2099 und 1890-1919) nach der transienten ECHAM4-Simulation. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM4-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1968-97. Die Differenz der Mittelwerte von 2070-2099 und 1890-1919 ist zwischen den zur Modellierung verwendeten Stationen interpoliert. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.



**Abbildung 6.23:** Wie 6.22 mit Uplifting-Korrektur der Geopotentiellen Höhen.

nahme einer zukünftig intensivierten, aber verkürzten Regenzeit, die insbesondere den Norden und Osten Namibias betrifft. Denn speziell in diesen Regionen sind zu Beginn der Niederschlagsperiode positive Tendenzen zu verzeichnen. Im Süden des Landes sind unter Bedingungen des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts insgesamt geringere Niederschlagsmengen zu erwarten, die auch nicht durch zukünftige Zunahmen während der Hauptregenzeit im Februar ausgeglichen werden.

Durch das Verhältnis der prognostizierten Niederschlagsänderungen mit den stationspezifischen Standardabweichungen bei gleichbleibenden Treibhausgaskonzentrationen können die Änderungsraten im Vergleich zur "natürlichen" Variabilität im Kontrollfall beurteilt werden. Tabelle 13 im Anhang zeigt für alle in die Modellierung eingehenden Stationen die Quotienten von Niederschlagsänderungen und Standardabweichungen der Kontrolllaufabschätzungen.<sup>8</sup> Ergebnisse deren Betrag größer eins ist weisen bereits auf Niederschlagsänderungen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt hin, die jenseits des Schwankungsbereiches liegen, in dem sich bei angenommener Normalverteilung rund 68% der Niederschlagswerte bei unveränderten Treibhauskonzentrationen bewegen würden. Signifikante<sup>9</sup> Änderungen mit Quotienten  $>1.96$  treten vor allem in den Monaten Januar bis März bei ca. 40% der Stationen auf. Im November und Dezember fallen die Quotienten betragsmäßig geringer aus und erreichen nur bei knapp 20% der Stationen Werte über eins. Ein regionaler Schwerpunkt der Stationen, die den zu erwartenden Schwankungsbereich aus dem Kontrollfall überschreiten, ist nicht festzustellen. Die beschriebenen Differenzen zwischen Niederschlagsabschätzungen aus Szenario- und Kontrolllauf liegen bei Betrachtung der gesamten Regenzeit im Rahmen der natürlichen Variabilität. Während der Hauptniederschlagsperiode sind die Änderungen dagegen bei etwa der Hälfte der Stationen größer als die Standardabweichungen der Niederschlagsabschätzungen im Kontrollzeitraum. Eine signifikante Auswirkung des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts auf das Niederschlagsgeschehen in Namibia ist somit in diesen Monaten nicht auszuschließen.

Die Modellierungsergebnisse basierend auf der Kalibrierungsperiode 1951-80 werden auf der Basis von CRU-Niederschlagsdaten anschließend vorgestellt.

## 6.2 Modellierung mit CRU-Gitterfeld und CRU-PC Daten für die Equilibriums-Simulation ( $3\times\text{CO}_2$ )

In den folgenden Ausführungen sollen hauptsächlich die Resultate der beiden unterschiedlichen Modellbildungs-Verfahren "mit" und "ohne" vorhergehende Hauptkomponentenanalyse der Prädiktanden gegenübergestellt werden. Dabei kommen jeweils originale Zirkulationsdaten der ECHAM3-Equilibriums-Simulation ohne Korrektur des thermischen

<sup>8</sup>Exemplarisch anhand der Abschätzungsergebnisse aus der ECHAM3-Modellierung (ohne Uplifting-Korrektur)

<sup>9</sup>Gemessen an den Prüfgrößen 1,65 (einseitiger Test) bzw. 1,96 (zweiseitiger Test) der Standardnormalverteilung bei einem 95%-Signifikanzniveau.

Uplifting im Szenariolauf zum Einsatz. Resultate der Modellierung des transienten Szenarios mit Uplifting-Korrektur werden im folgenden Abschnitt 6.3 vorgestellt. Auf eine einzelmonatliche Betrachtung aller Ergebnisse wird verzichtet, da die Tendenzen im zukünftigen Niederschlagsverhalten aus ECHAM3-Modellen bereits oben beschrieben wurden. Die verschiedenen Auswirkungen der methodischen Unterschiede in der Modellbildung werden folglich beschränkt auf die Hauptregenzeit (Dezember bis Februar) erläutert. Die Isolinien in den Abbildungen markieren, wie in den stationsbasierten Ergebnisdarstellungen, die interpolierten Differenzen der Mittelwerte von Szenario- und Kontrolllaufabschätzungen in *mm*. Der grundlegende Unterschied, der sich durch die Hauptkomponentenanalyse (PCA) der Niederschlagsgitterdaten ergibt, besteht zum einen in der statistischen Modellierung, die hier mittels einer einzelnen Regressionsgleichung pro PC jeweils für eine ganze Region vorgenommen wird, und zum anderen in der anschließenden Rücktransformation der PC-Resultate auf das Gitterfeld. Dabei kann keine Regression ausgeschlossen werden, selbst wenn die Modellbildung offensichtliche Schwächen aufweist, da alle extrahierten PCs gemeinsam das ursprüngliche Gitterfeld repräsentieren. Damit ist bereits eine der Schwächen dieses Ansatzes genannt. Zudem beziehen sich die Modelle einzelner PCs trotz Varimax-Rotation in einigen Monaten auf räumlich getrennte Bereiche,<sup>10</sup> so dass die raumspezifische Verknüpfung mit dem Zirkulationsgeschehen, welche im Kalibrierungsverfahren für die jeweilige PC aufgestellt wird, sich später auf unterschiedliche Gebiete Namibias auswirkt. Dieses Phänomen zeigt sich in den Abschätzungsergebnissen für den Monat Januar, die später ausgeführt werden, besonders deutlich. In Modellierungen auf der Basis von Hauptkomponenten ist bei der Ergebnisinterpretation zu beachten, dass alle Abschätzungsergebnisse von Nachbarschaftseffekten beeinflusst sind, die in den gemeinsamen Varianzerklärungen der PCs für die Gitterfelddaten begründet sind. In Bezug auf flächendeckende Prognosen ist das im Allgemeinen nicht als Nachteil anzusehen. Zum Aufdecken spezifischer Zusammenhänge des Zirkulations- und Niederschlagsgeschehens bestimmter Gitterfelder muss der alternative Ansatz der Einzelgitterfeld-Modellierung gewählt werden.

Die Modellierung mit vorhergehender Hauptkomponentenanalyse weist gegenüber dem selektiven Einzelgitterfeld-Ansatz auch einige Vorteile auf. Es existiert für jedes Gitterfeld eine Abschätzung, selbst wenn diese aus einer Modellierung stammt, die unter mehreren Modellen auch ein minderwertiges enthält. Damit entsteht kein Ergebnis ausschließlich durch räumliche Interpolation zwischen Abschätzungen aus vorher selektierten Gitterfeld-Modellen. Außerdem ist das gesamte Abschätzungs-Verfahren, komprimiert auf 6-11 Modelle pro Monat, wesentlich übersichtlicher und weniger aufwändig<sup>11</sup> als die Modellbil-

---

<sup>10</sup>Ziel der Varimax-Rotation in der Hauptkomponenten-Analyse ist es unter anderem, räumlich zusammenhängende "Zentren" zu schaffen, die von der jeweiligen PC maximal repräsentiert werden. Es tritt hier dennoch der Fall auf, dass eine Hauptkomponente sowohl das Niederschlagsgeschehen südlicher, nordwestlicher als auch zentralnamibischer Regionen repräsentiert (z.B. PC3 im Januar).

<sup>11</sup>Die vorgeschaltete PCA reduziert vor allem den Aufwand im Hinblick auf die Datenverwaltung, die sich aus dem Einsatz vieler Einzelmodelle ergibt. Eine computertechnische Begrenzung existiert nicht.

dung für fast 400 einzelne Gitterfelder.

Die Auswirkungen der beiden verschiedenen Vorgehensweisen werden im Folgenden vorgestellt. Auf einen direkten Qualitätsvergleich der beiden Methoden anhand der Höhe der Korrelationskoeffizienten von beobachteten Daten und Verifikationsergebnissen wurde verzichtet, da für Abschätzungen aus Modellen mit vorgeschalteter PCA statistisch gesehen keine Selektion "qualitativ besserer" Modelle für einzelne Gitterfelder möglich ist und damit die Information, die Korrelationsergebnisse modellierter und beobachteter Daten einer Verifikationsperiode liefern, für diesen Ansatz in Bezug auf zukünftige Abschätzungen keine Relevanz hat.<sup>12</sup>

Zur Interpretation der Resultate sollte bei der Variante ohne PCA die Lage der einzelnen Gitterfelder, die nach der Verifikationsperiode zur Modellierung ausgewählt wurden und bereits in Abbildung 5.4 dargestellt sind, beachtet werden, um den Untersuchungsraum in Bereiche höherer und geringerer Modelldichte<sup>13</sup> einzuteilen. Die Resultate aus der PCA-Modellierung sind in Zusammenhang mit der Höhe der multiplen Korrelationskoeffizienten der PC-Regressionsanalysen (Tabelle 5.2) und der Verteilung der maximalen Hauptkomponentenladungen der Niederschlags-PCs im Original-Gitterfeld (Abb. 4.10) zu beurteilen. Diese bedeutsamen zusätzlichen Informationen werden mit den jeweiligen monatlichen Abschätzungsergebnissen in den folgenden Abschnitten dargelegt.

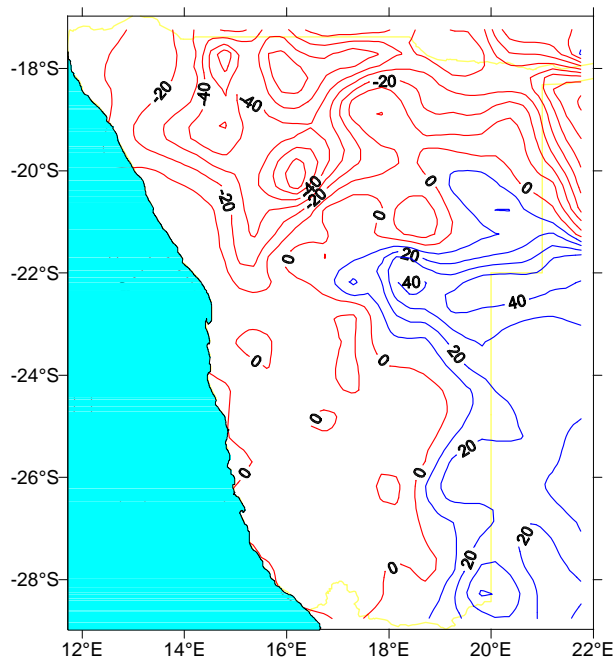
### 6.2.1 Dezember

Im Dezember sind die brauchbaren Modelle weitgehend gleichmäßig über Namibia verteilt, nur in der Region nördlich von 22° Süd und östlich von 18° Ost existieren keine Modelle, deren Resultate aus der Verifikationsperiode mit den beobachteten rezenten Niederschlagsdaten bei einem Koeffizient von mindestens 0.4 korreliert sind. Für den äußersten Nordwesten Namibias werden nach diesem Kriterium ebenfalls keine Modelle selektiert. Diese eingeschränkten Modellierungsmöglichkeiten in diesen Gebieten spiegeln sich auch in der Qualität der Regressionsbeziehungen zwischen den PCs der Niederschlagsgitterfelder und den Zirkulationsdaten wider, deren multiple Korrelationskoeffizienten in der Kalibrierungsperiode mit Werten unter 0.5 für das Regressionsmodell der ersten und dritten PC am geringsten sind. Die maximale Ladung der ersten Hauptkomponente tritt im Nordwesten auf, die der dritten an der Südgrenze des Landes und im westlichen Bereich zwischen 24° und 26° S. Folglich stammen sowohl die südlichsten und westlichen Ergebnisse der PC-Modellierung als auch die Resultate für die nordwestlichen Bereiche beider Ansätze aus Abschätzungen mit geringerer Modellgüte. Der Vorteil der Modellierung auf der Basis von vorher hauptkomponentenanalytisch bearbeiteten Prädiktanden besteht in der

---

<sup>12</sup>Die Verifikationsrechnung für alle einzelnen Gitterfelder stellt einen unangemessenen Aufwand dar - solange die Niederschlagsentwicklung und nicht die Maximierung der Qualität innerhalb der methodischen Differenzierung fokussiert ist.

<sup>13</sup>Bei geringerer Modellanzahl werden für Gitterfelder ohne eigene Modelle Abschätzungsergebnisse zwischen den in der Umgebung vorhandenen Modellresultaten interpoliert und damit weniger zuverlässig.

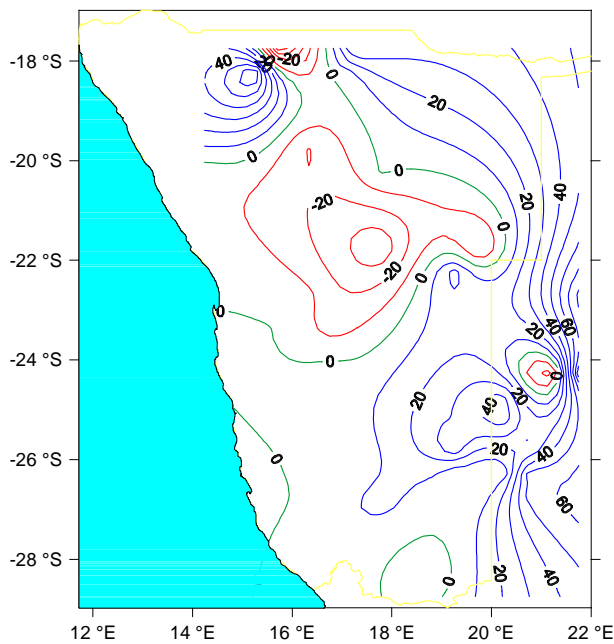


**Abbildung 6.24:** Niederschlagsänderungen in [mm] im Dezember zwischen 30-jährigen  $3xCO_2$ -Szenario- und  $1xCO_2$ -Kontrolllauf-Mittelwerten. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM3-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die PC-Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1951-80. Zwischen den Gitterfeldern werden die Differenzen aus den Mittelwerten interpoliert. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.

flächenhaften Abschätzung für das gesamte ursprüngliche Gitternetz, wobei in den meisten Monaten auch bei der Variante mit einzelnen Gitterfeld-Modellen keine wesentlichen Einschränkungen bezüglich der Übertragung der Ergebnisse auf das Landesgebiet Namibias festzustellen sind.<sup>14</sup> Abbildung 6.24 zeigt Differenzen von Szenario- und Kontrolllaufabschätzungen aus PC-Modellen. Es werden vor allem im Osten Niederschlagszunahmen prognostiziert, die sich nach Norden und Westen in Niederschlagsabnahmen umkehren. Alle Änderungsraten fallen sehr gering aus, so dass abgesehen von leicht zunehmenden Niederschlägen im östlichen Zentralnamibia kaum Veränderungen zu erwarten sind. Die Abschätzungen zukünftig fast gleichbleibender Niederschlagsverhältnisse überwiegen hier im Westen und Südwesten ebenso wie in den Modellierungsergebnissen aus einzelnen Gitterfeldmodellen für den Bereich südlich von  $20^\circ$  Süd und westlich von etwa  $19^\circ$  Ost. In den östlichen Regionen sind, übereinstimmend mit den Resultaten der PC-Modellierung, leichte Niederschlagszunahmen zu verzeichnen (siehe Abb. 6.25). Abschätzungen für den Norden Namibias lassen die größten Unterschiede zwischen beiden Methoden erkennen. Aus der Modellierung mit vorgeschalteter Hauptkomponentenanalyse resultieren geringe Niederschlagsabnahmen gegenüber den positiven Tendenzen in den Differenzen der Mittelwerte aus der Abschätzung basierend auf Einzelgitterfeld-Modellen.

Eine homogenere Struktur in den Mittelwertsdifferenzen ergibt die PC-Modell-Variante, bei der diese nördliche Region vor allem durch die PCs 1,2 und 7 repräsentiert ist. Mit Ausnahme des Modells der PC1 liefern die Modelle starke Zusammenhänge zwischen Nieder-

<sup>14</sup>Bei stationsbasierten Modellierungsansätzen sind diesbezüglich größere Einschränkungen zu verzeichnen. Wenn die Priorität darauf gesetzt ist, Abschätzungsergebnisse für das gesamte Namibia zu erhalten, ist die Gitterfeldbasis folglich vorzuziehen.



**Abbildung 6.25:** Niederschlagsänderungen in [mm] im Dezember zwischen 30-jährigen  $3xCO_2$ -Szenario- und  $1xCO_2$ -Kontrolllauf-Mittelwerten. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM3-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die Einzelgitterfeld-Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1951-80. Zwischen den Gitterfeldern werden die Differenzen aus den Mittelwerten interpoliert. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.

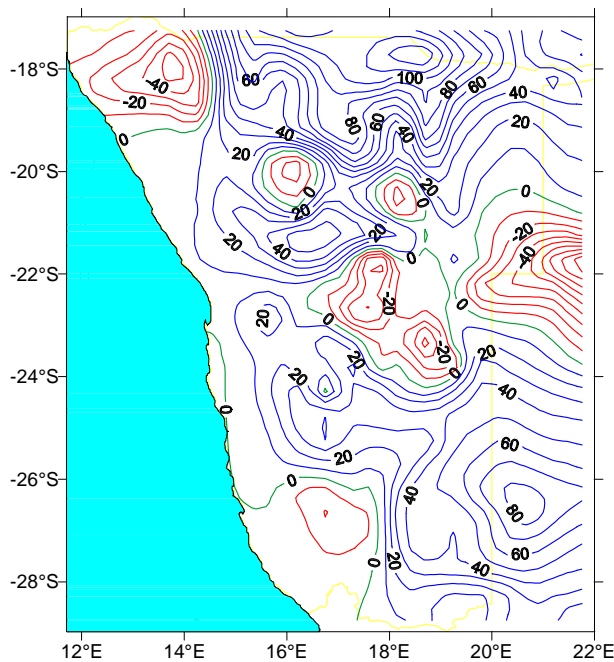
schlagen und Zirkulation.<sup>15</sup> Im Nordwesten, der v.a. durch die erste Hauptkomponente repräsentiert wird, treten folglich weniger zuverlässige Resultate auf, die kaum kleinräumig differenziert sind. Eine stärkere Differenzierung ist dagegen in den Ergebnissen der selektiven Variante mit Einzelgitterfeld-Modellen in dieser Region zu beobachten. Neben geringen Niederschlagsabnahmen zeigt Abbildung 6.25 auch ein Gebiet mit zukünftig positiven Niederschlagstendenzen im Nordwesten und -osten. Die Resultate für Nordostnamibia ohne vorhergehende PCA sind im Dezember allerdings reines Interpolationsergebnis, da hier keines der zahlreichen Gitterfeld-Modelle nach der Verifikation zur Abschätzung selektiert werden konnte. Jedoch ist eine schwache positive Tendenz zukünftiger Niederschläge in Nordnamibia auch im Hinblick auf die Resultate stationsbasierter Abschätzungen wahrscheinlich.

Die Ergebnisse der übrigen Regionen in Zentral- und Südnamibia weisen auch bei dieser Methode, ohne vorhergehende PCA, keine gravierenden Änderungsraten auf. Sie fallen im östlichen Bereich etwas geringer aus und zeigen im Nordwesten Namibias ein umgekehrtes Vorzeichen gegenüber der Tendenz der Abschätzungsergebnisse für den Südosten.

Insgesamt lassen sich folglich für den Monat Dezember mit beiden Modellbildungen, wie auch bei oben erläuterten stationsbasierten Modellierungen, nur geringe Änderungen feststellen. Niederschlagszunahmen zeigen sich vorwiegend im Osten Namibias, die sich westwärts abschwächen.

<sup>15</sup>Die multiplen Korrelationskoeffizienten für PC2 und PC7 sind  $> 0.60$ , für PC1 = 0.47.



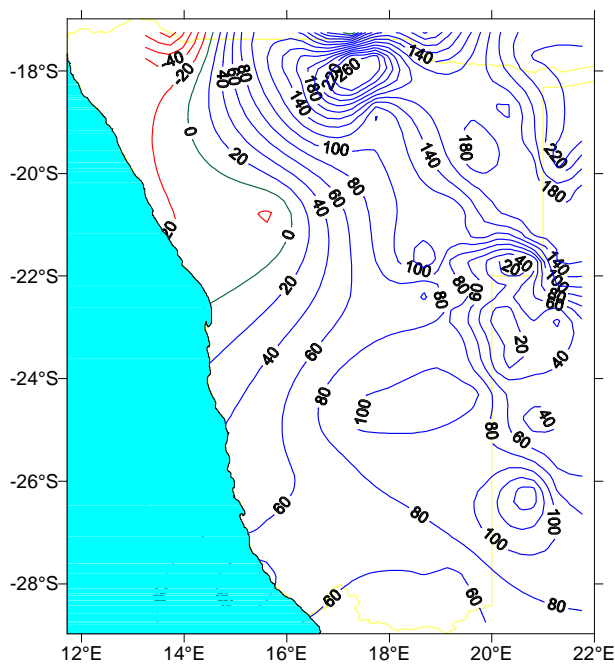


**Abbildung 6.26:** Niederschlagsänderungen in [mm] im Januar zwischen 30-jährigen  $3xCO_2$ -Szenario- und  $1xCO_2$ -Kontrolllauf-Mittelwerten. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM3-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die PC-Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1951-80. Zwischen den Gitterfeldern werden die Differenzen aus den Mittelwerten interpoliert. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.

## 6.2.2 Januar

Im Norden und Osten Namibias existieren mehr Modelle als in der westlichen Region, die zur Abschätzung zukünftiger Januar-Niederschläge herangezogen werden können (siehe Abb. 5.4). Damit wird in diesem Ansatz vorwiegend der Bereich erfasst, für den mit der PC-Variante lediglich ein Modell geringerer Güte generiert wird. Von den 6 Hauptkomponenten, die das Gitternetz repräsentieren, werden für 4 PCs (PC1, PC3, PC4, PC6) Modelle entworfen, die das Niederschlagsgeschehen sehr gut aus den Zirkulationsparametern erklären und folglich in den Regressionsgleichungen hohe multiple Korrelationskoeffizienten ( $> 0.7$ ) erreichen. Für PC2 und PC5, deren maximale Ladungen im Nordosten bzw. im Westen Namibias im Bereich von  $20^\circ$  Süd liegen, werden dagegen weniger gute Zusammenhänge errechnet. Die Abschätzungen beider Modellansätze stimmen jedoch in der nordwestlichen Region, mit der Prognose geringer Niederschlagsabnahmen überein, die in den Abbildungen 6.26 und 6.27 zu sehen sind. In den übrigen Regionen sind unter verstärkten Treibhauseffekt-Bedingungen vorwiegend Niederschlagszunahmen zu erwarten, die in der PC-Modellierung von einzelnen Gebieten leichter Niederschlagsabnahmen unterbrochen sind.

Eine mögliche Erklärung dafür liefert die genauere Betrachtung der PCA-Ergebnisse dieses Monats. Im Januar tritt der Fall ein, dass für räumlich getrennte Gitterfelder Abschätzungen primär aus demselben PC-Modell (PC3) entstehen. Die aus dieser Regressionsgleichung resultierende negative Tendenz im Vergleich von Szenario- und Kontrollmittelwerten (siehe Abb. 6.26 und 4.10) schlägt sich in den Regionen Namibias nieder, in denen diese Hauptkomponente höhere Ladungen aufweist. Eine inhaltliche Grundlage für die Zusammenfassung der, bezüglich ihrer geographischen Lage, sehr unterschiedlichen Gebiete zu



**Abbildung 6.27:** Niederschlagsänderungen in [mm] im Januar zwischen 30-jährigen  $3xCO_2$ -Szenario- und  $1xCO_2$ -Kontrolllauf-Mittelwerten. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM3-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die Einzelgitterfeld-Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1951-80. Zwischen den Gitterfeldern werden die Differenzen aus den Mittelwerten interpoliert. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.

einer Hauptkomponente ist zunächst nicht erkennbar. Die Komprimierung isolierter Gebiete zu einer PC scheint allein das Ergebnis statistischer Transformation zu sein. Die genauere Untersuchung des Verteilungsmusters zeigt eine Gemeinsamkeit der zusammengefassten Gitterfelder, die in der Geländestruktur liegt, die auch als Einflussfaktor bei der Erzeugung der CRU-Gitternetz-Daten wirksam war. Alle Gitterfeldbereiche, die durch die PC3 maximal repräsentiert sind, liegen auf Hochflächen (Khomashochland bei Windhoek  $22-24^\circ S$   $16-19^\circ E$ , südwestliche Randstufe  $26-28^\circ S$   $16-18^\circ E$  und Kaoko-Otavi-Berge bei  $18^\circ S$   $13-14^\circ E$ ), deren Einfluss auf die Niederschlagsverhältnisse teilweise auch in den Mittelwertskarten der Monate Januar bis März (Abb. 3.5) nachvollziehbar ist. Gerade für diese bisher niederschlagsreicheren Regionen werden mit Anstieg der Treibhausgas-Konzentrationen abnehmende Regenmengen prognostiziert.

Der multiple Korrelationskoeffizient der Regression ist für die dritte Hauptkomponente, trotz der räumlichen Distanz zwischen den primär repräsentierten Niederschlags-Gitterfeldern,<sup>16</sup> der höchste aller Januar-Modellgleichungen. Eine starke Korrelation zwischen den Hauptkomponentenwerten der Niederschläge und dem Zirkulationsgeschehen ist folglich nicht notwendigerweise an die räumliche Geschlossenheit der originalen Niederschlags-Gitterfelder durch die extrahierten PCs geknüpft.

In beiden Abschätzungen der auf CRU-Niederschlagsdaten basierenden Modellierungen wird die Struktur von zukünftig abnehmenden Januar-Regen in Nordnamibia um  $20-21^\circ S$  und ca.  $16^\circ E$  signalisiert. Als mögliche Ursache für dieses in allen Modellansätzen<sup>17</sup>

<sup>16</sup>Durch PC3 werden im Januar sowohl Regionen im äußersten Nordwesten als auch südwestliche und zentralnamibische Gebiete repräsentiert.

<sup>17</sup>Abschätzungsergebnisse stationsbasierter Modellierungen weisen auch bei einer Kalibrierungsperiode von 1968-97 Niederschlagsabnahmen in dieser Region auf.

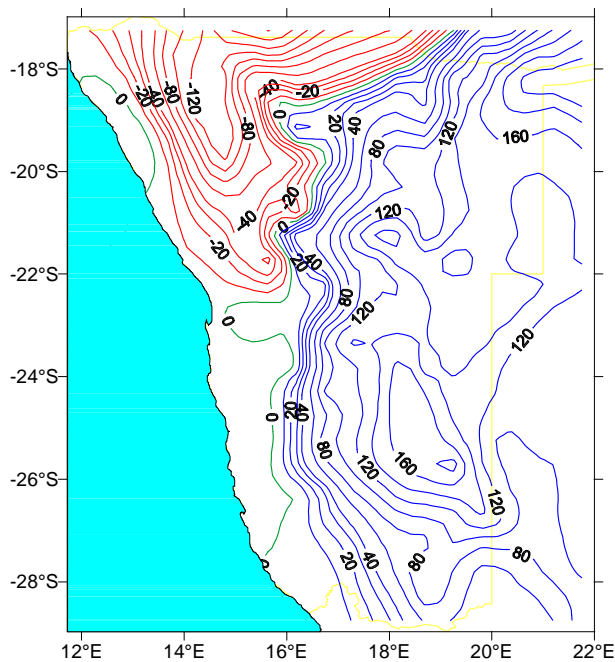
resultierende Ausnahmegebiet negativer Tendenzen, bei ansonsten überwiegend positiven Änderungen im zukünftigen Niederschlagsgeschehen, kann ebenfalls die Geländestruktur gesehen werden. Dieser Parameter ist zwar nicht Bestandteil der Regressionsmodellgleichungen, könnte aber durchaus in Zusammenhang mit Zirkulationsprozessen niederschlagsmodulierend wirken. Der obengenannte Bereich umfasst die zwischen 1500 und 2000 Meter hoch gelegene westliche Region des Waterberg-Plateaus und wird in der Darstellung der Resultate aus Einzelgitterfeld-Modellierungen durch ostwärtiges Ausgreifen der negative Tendenzen anzeigenden Isolinien markiert. In der PC-basierten Modellierung sind hauptsächlich PC3 und PC4 im zentralnamibischen Raum für die Abschätzungen der zukünftig geringeren Niederschläge verantwortlich.

Im Gegensatz zu dem Trend zu geringeren Niederschlägen in einzelnen Regionen wird für den größten Teil des Landes eine positive Entwicklung der Januar-Niederschläge abgeschätzt. Die stärksten Zunahmen sind jeweils in Nordnamibia zu verzeichnen. Resultate der Einzelgitterfeld-Modelle, die generell etwas höher ausfallen als Ergebnisse mit vorhergehender PCA der Prädiktanden, zeigen zudem ein zweites Maximum künftiger Niederschlagszunahmen im Nordosten, der in der PC-Modellierung weniger zuverlässig erfasst ist und dort wesentlich geringere Änderungsraten aufweist.

Zusammenfassend sind folglich auch auf der Basis von Regressionsgleichungen aus der Kalibrierungsperiode 1951-80 mit dem Einsatz "unkorrigierter" ECHAM3-Daten für Bedingungen einer dreifachen CO<sub>2</sub>-Konzentration, deutlich positive Tendenzen im Niederschlagsgeschehen zu konstatieren. Ob sich im folgenden Monat bei verstärktem Treibhauseffekt ebenfalls der Trend einer intensivierten Hauptregenzeit abzeichnet, ist im folgenden Abschnitt beschrieben.

### 6.2.3 Februar

Die PC-Modellbildung im Februar basiert auf acht Hauptkomponenten, von denen die Regressionsgleichungen der PCs 1,2,3 und 7 die höchsten multiplen Korrelationskoeffizienten ( $> 0.7$ ) erzielen. Für die fünfte und sechste Hauptkomponente, deren höhere Ladungen im mittleren Nordnamibia liegen, werden die schwächsten Modelle in der Kalibrierungsperiode (multiple Korrelationskoeffizienten  $< 0.3$ ) aufgestellt. Trotzdem müssen deren Abschätzungsergebnisse innerhalb der Rücktransformation der PC-Abschätzungen auf die Gitterfelder miteinbezogen werden. Von den Regressionsmodellen für die einzelnen Gitterfelder erweisen sich jene der zentralnamibischen Regionen ebenfalls als unzureichend und werden aufgrund mangelnder Güte in der Verifikationsperiode für die Zukunftsabschätzung ausgeschlossen. Die Resultate in diesem Gebiet entstehen bei letzterem Ansatz hauptsächlich durch die Interpolation zwischen den westlich und östlich gelegenen Modellergebnissen der Gitterfelder, die im Verifikationsverfahren ausgewählt wurden (siehe 5.4). Trotzdem scheinen diese Ergebnisse durch Übereinstimmungen mit den bereits diskutierten stationsbasierten Abschätzungsergebnissen der ECHAM3-Modellierung realistischer zu sein.

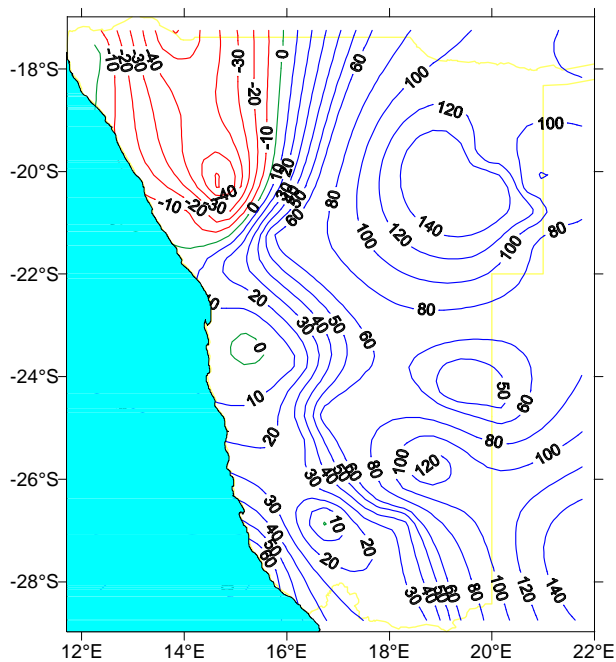


**Abbildung 6.28:** Niederschlagsänderungen in [mm] im Februar zwischen 30-jährigen  $3xCO_2$ -Szenario- und  $1xCO_2$ -Kontrolllauf-Mittelwerten. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM3-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die PC-Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1951-80. Zwischen den Gitterfeldern werden die Differenzen aus den Mittelwerten interpoliert. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.

Beide Varianten enthalten folglich Unschärfen, sei es durch Schwierigkeiten bei der Kalibrierung von Regressionsmodellen für einzelne PCs oder durch das Fehlen von Modellen für mehrere Gitterfelder; im Endeffekt führen sie aber jeweils zu ähnlichen Abschätzungsergebnissen.

Sowohl in Abbildung 6.28 als auch in Abbildung 6.29 weisen die Differenzen von Szenario- und Kontrolllauf-Mittelwerten in fast allen Teilen des Landes positive Werte auf, die ostwärts ansteigen bzw. in Nordostnamibia und südlich des Caprivizipfels ihr Maximum erreichen. Für den Nordwesten werden bei beiden Ansätzen, ebenso wie im Januar, Niederschlagsabnahmen prognostiziert, die sich im Fall der PC-Modellierung weiter nach Osten erstrecken, vor allem in das Gebiet Nordnamibias hinein, für das kein sehr zuverlässiges Modell generiert werden konnte. Die selektive Vorgehensweise auf Einzelgitterfeldbasis ergibt Änderungsraten, die zwar von der Struktur und Verteilung her den Ergebnissen der PC-Variante ähneln, insgesamt aber bezüglich der Zu- und Abnahmen von Niederschlagsmengen niedriger ausfallen und deswegen auch nicht so starke Gegensätze zwischen positiven und negativen Resultaten aufweisen. Die westliche Region südlich von  $23^\circ S$ , die hauptsächlich durch die dritte Hauptkomponente repräsentiert wird, ist geprägt von gleichbleibenden Niederschlagsverhältnissen unter Bedingungen verdreifachter Treibhausgas-Konzentrationen. Vergleicht man die Abschätzungen für dieses Gebiet (Abb. 6.28) mit denen aus Gitterfeldmodellen (Abb. 6.29), bestätigt sich die Prognose geringer Änderungen mit leicht positiver Tendenz. Allerdings muss dabei der südwestlichste Küstenabschnitt ausgenommen werden, in dem etwas höhere Niederschlagszunahmen auftreten.

Aus den Abschätzungen beider Modellansätze kann die Schlussfolgerung gezogen werden, dass besonders in Zentral- und Ostnamibia im Februar feuchtere Verhältnisse vor-



**Abbildung 6.29:** Niederschlagsänderungen in [mm] im Februar zwischen 30-jährigen  $3xCO_2$ -Szenario- und  $1xCO_2$ -Kontrolllauf-Mittelwerten. Die Geopotentiellen Höhen der ECHAM3-Simulation gehen ohne Uplifting-Korrektur in die Einzelgitterfeld-Regressionsmodelle ein. Kalibrierungszeitraum: 1951-80. Zwischen den Gitterfeldern werden die Differenzen aus den Mittelwerten interpoliert. Blaue Linien: Niederschlagszunahme. Rote Linien: Niederschlagsabnahme. Grün: Keine Niederschlagsänderung.

herrschen sollten und lediglich im Nordwesten des Landes geringere Niederschläge zu erwarten sind. Eine Intensivierung des hydrologischen Zyklus mit daraus folgend steigenden Regenmengen bei höheren Treibhausgas-Konzentrationen ist nicht ungewöhnlich und in saisonalen Untersuchungen bereits für das südliche Afrika vorhergesagt worden (HENDERSON-SELLERS 1994, S.124). Dieser Zusammenhang muss nicht notwendigerweise in allen Phasen der Regenzeit zutreffen. Dafür sprechen die nicht ausführlich dargestellten Resultate der Modellierungen für den Monat März, die in allen Regionen deutliche Niederschlagsabnahmen aufzeigen. In saisonalen Abschätzungen kommen derartige Unterschiede kaum zur Geltung. Im Kontext mit den März-Abschätzungen weisen die oben erläuterten Niederschlagszunahmen vorwiegend in Ostnamibia von Dezember bis Februar (bei gleichzeitig negativen Tendenzen im Nordwesten) unter der Annahme einer dreifachen  $CO_2$ -Konzentration auf eine verkürzte, aber intensiviertere Sommerregenzeit hin.

Die Abschätzungen aus Modellgleichungen für Prädiktanden, die vorher einer Hauptkomponentenanalyse unterzogen wurden, weichen nicht signifikant ab von den Ergebnissen aus Einzelgitterfeld-Modellen. Um Ergebnisse aus verschiedenen Szenarioläufen für alle Regionen zu vergleichen, kann daher gut auf die PC-Variante zurückgegriffen werden. Wenn es darum geht, qualitativ hochwertige, von Nachbarschaftseffekten unbeeinflusste Resultate für einen bestimmten Landesteil zu erhalten, ist nach den hier erzielten Untersuchungsergebnissen die Einzelgitterfeld-Modellierung vorzuziehen, vorausgesetzt es sind ausreichend verifizierbare Modellgleichungen vorhanden.

In den folgenden Ausführungen sollen zum Vergleich die Abschätzungsergebnisse des transienten Anstiegs der Treibhausgas-Konzentrationen, unter Ausblendung der Auswirkungen der thermischen Anhebung von Isobarenflächen, erläutert werden.

## 6.3 Ergebnisse von CRU-PC- und stationsbasierten Modellen bei transientem Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentration

Nach der Auswertung der Differenzen von Szenario- und Kontrolllauf-Mittelwerten der unterschiedlichen Treibhausgas-Simulationen aus stations- und gitterfeldbasierten Modellen sollen weitere Resultate in Form von Zeitreihen dargestellt werden. Die Einschätzung zukünftiger Niederschlagsverhältnisse entsteht hier nicht durch die direkte Gegenüberstellung der Mittelwerte von mehr oder weniger vom Treibhauseffekt beeinflussten Zeitspannen, sondern auf der Basis aneinander gereihter Ergebnisse gemäß der transienten Simulation, die gemeinsam die Niederschlagsentwicklung bei kontinuierlich ansteigenden CO<sub>2</sub>-Konzentrationen beschreiben. Unter dem Einsatz von uplifting-korrigierten ECHAM4-Zirkulationsdaten werden aus zwei unterschiedlichen Modellansätzen die in den Abbildungen gezeigten Niederschlagsreihen abgeschätzt.

Im ersten Modellansatz werden dieselben CRU-PC-Modelle benutzt, die auch die Basis für die unter 6.2 vorgestellten ECHAM3-Abschätzungen bildeten. Da nun ECHAM4-Daten verwendet werden, ergeben sich anstelle eines kurzen 30-jährigen Szenariolaufes Datenreihen, die 240 Modelljahre umfassen.<sup>18</sup> Es resultiert für jedes der 396 Gitterfelder eine Zeitreihe mit dem potentiellen Niederschlagsgang bei zunehmendem Treibhausgasgehalt in der Atmosphäre. Um in dieser Vielzahl von Ergebnissen die regionalspezifischen Änderungen zu erkennen, werden die Gitterfelddaten wieder zu "Hauptkomponenten" zusammengefasst.

Nachdem für vorherige Modellierungen (siehe Kapitel 6.2) bereits eine "Regionalisierung" des Niederschlagsgitternetzes vorgenommen wurde, wird diese bestehende Zuordnung der Einzelfelder zu PCs genutzt, um die Abschätzungen regional zusammengefasst darzustellen. Für jede Hauptkomponente wird ein gewichteter Mittelwert aus den Ergebnissen derjenigen Gitterfelder gebildet, die für diese PC (gegenüber den anderen PCs) die maximalen Ladungen aufweisen. Dabei dienen die Ladungen als Gewichte, um jene Bereiche, die durch die entsprechende Hauptkomponente weniger stark repräsentiert sind, auch im Ergebnis schwächer einfließen zu lassen. In den Bildeinlagen sind die in der Mittelberechnung verwendeten Gitterfelder markiert.<sup>19</sup>

Die Resultate werden als 10-jährig gleitende Mittel in Zeitreihen für die einzelnen PCs aufgezeichnet. Zudem sind in den Abbildungen anstelle linearer Trends die polynomischen Funktionen zweiter Ordnung eingetragen, die die niederfrequente Entwicklung der Datenreihe darstellen. Somit kann auch ein eventuell verzögertes Zu- oder Abnehmen der Regen-

---

<sup>18</sup>Diese können bezüglich ihrer Treibhausgas-Konzentration (zuerst gemäß Beobachtung, dann gemäß Anstiegsszenario) in etwa den Jahren 1860-2099 zugeordnet werden.

<sup>19</sup>Nicht zu verwechseln mit den Gitterfeldern, die in die Niederschlagsmodellierungen für die einzelnen PCs eingehen. Dort spielen mehr als die in den Bildeinlagen angegebenen Gitterfelder eine Rolle, weil jede PC einen (variablen) Bezug zu allen Gitterfeldern aufweist.

mengen bei kontinuierlich steigender CO<sub>2</sub>-Konzentration aufgedeckt werden. Zusätzlich ist die obere und untere Grenze des 95%-Konfidenzintervalles der quadratischen Anpassung angegeben. Die resultierenden Schwankungsbereiche sind relativ gering. Auch wenn die Einzelwerte stark oszillieren, kann der wahrscheinlichste Trend somit bestimmt werden. Im Anhang finden sich nochmals alle regionalen Modellreihen mit den zusätzlichen Angaben der ungemittelten Niederschlagsabschätzungen, inklusive der weiteren Vertrauensbereiche der Originalergebnisse.

Bei dieser Darstellungsform absoluter Niederschlagsabschätzungen wird deutlich, dass es mit dem Downscaling-Ansatz gut gelingt, die Verteilung der Niederschläge innerhalb des Landes wiederzugeben, die anscheinend unter zukünftigen Klimabedingungen ähnlich strukturiert ist wie im rezenten Zeitraum. Die Abschätzungs-Mittelwerte für die westlichen und südlichen Regionen liegen auf einem wesentlich niedrigeren Niveau als die für nordöstliche Landesteile, deren repräsentative Zeitreihen jeweils die maximalen Beträge aufweisen.

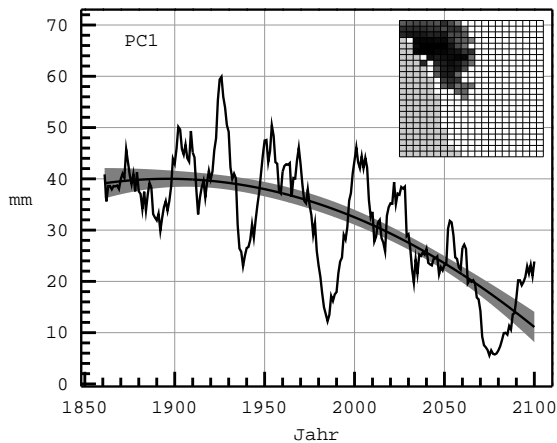
Die interannuelle Variabilität der prognostizierten Daten ist wie in den Beobachtungsdaten sehr hoch, was hinsichtlich des Untersuchungsgebietes nicht verwunderlich ist. Die Angaben der potentiellen Fehlergrenzen von Einzelwerten sind angesichts dessen entbehrlich. Das vorrangige Ziel dieser Auswertungen besteht darin, die langfristige Tendenz zukünftiger Niederschlagsänderungen zu erfassen.<sup>20</sup>

Die zum Vergleich herangezogene Modellvariante umfasst Abschätzungen aus stationsbasierten Modellierungen, deren Ergebnisse bereits im ersten Teil in den Abbildungen 6.9, 6.14 und 6.19 als Differenzen der Mittelwerte von 2070-2099 und 1880-1919 dargestellt wurden. Die Resultate für Stationen, die in bzw. nahe bei den "PC-Regionen" liegen, werden den PC-Mittelwertsreihen gegenübergestellt. Als Folge des Selektionsverfahrens während der Verifikation stehen allerdings nicht für jede Region Stationsergebnisse zur Verfügung. Die Daten aus den stationsbasierten Modellierungen werden zur besseren Vergleichbarkeit mit den regionalen PC-Modellreihen ebenfalls als 10-jährig gleitende Mittel mit deren polynomischer Trendlinie dargestellt.

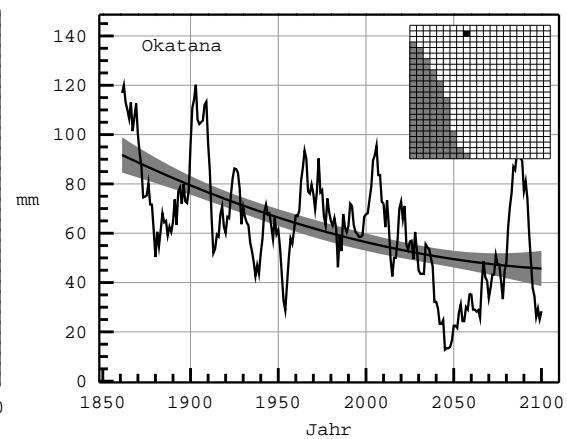
In den folgenden Ausführungen wird die Niederschlagsentwicklung während der Hauptregenzeit von Dezember bis Februar anhand ausgewählter Regionen (PC orientierte Mittelwerte) und Einzelstationen ausführlich vorgestellt. Bei den Gegenüberstellungen von PC- und Stationsmodellreihen handelt es sich um Modellierungen aus verschiedenen Kalibrierungsperioden. Die Modellbildung für einzelne PCs der CRU-Gitterfelddaten wird in der Kalibrierungsperiode 1951-80 vorgenommen, für einzelne Stationen Namibias werden die Modelle in der Kalibrierungsperiode 1968-97 erstellt, da bei dieser Variante nach dem Verifikationsverfahren das verbleibende Modellkollektiv größer ist. Den Regressionsmodellen

---

<sup>20</sup>Das Verhältnis zwischen interannuellen Schwankungen und Abschätzungsfehlern wurde mit Angaben aus den Ergebnisprotokollen der Regressionsgleichungen, anhand der Vorhersagegrößen und ihren 95% Konfidenzintervallen in der Kalibrierungsperiode untersucht. Hier zeigte sich, dass die Differenz von Maximum und Minimum der abgeschätzten Datenreihen ein vielfaches größer ist als die Standardfehler der einzelnen Werte (siehe Abb. 5.1).



**Abbildung 6.30:** Modellreihe des gewichteten Mittelwertes aus den Niederschlagsabschätzungen der PC1-Region für Dezember im Fall kontinuierlich ansteigender  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen. In der Bildeinlage ist das  $0.5 \times 0.5^\circ$ -Gitternetz für Namibia dargestellt. Hellgrau unterlegte Bereiche links im Bild zeigen den Atlantik und den Verlauf der Küstenlinie. Gitterfelder, die in die Mittelbildung einbezogen werden, sind markiert. Je dunkler die Kästchen, desto stärker wird das Ergebnis durch die PC-Ladung gewichtet. Dargestellt ist der 10-jährig gleitende Mittelwert und dessen polynomischer Trend zweiter Ordnung. Graue Bereiche ober- und unterhalb der Trendlinie markieren das 95%-Konfidenzintervall der Anpassung.

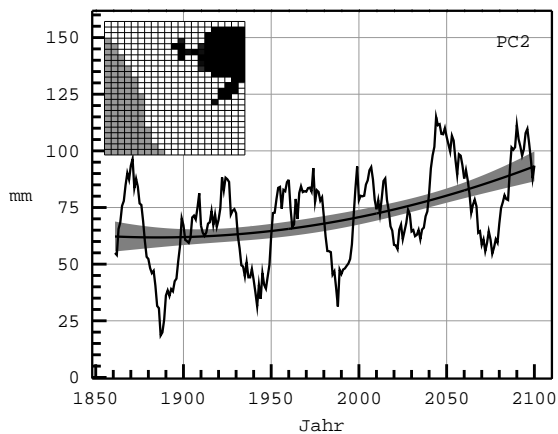


**Abbildung 6.31:** Modellreihe der Niederschlagsabschätzungen für die Station Okatana im Dezember. Die Lage der Station ist in der Bildeinlage markiert. Dargestellt ist der 10-jährig gleitende Mittelwert der Abschätzungen und dessen polynomischer Trend zweiter Ordnung. Graue Bereiche ober- und unterhalb der Trendlinie markieren das 95%-Konfidenzintervall der Anpassung.

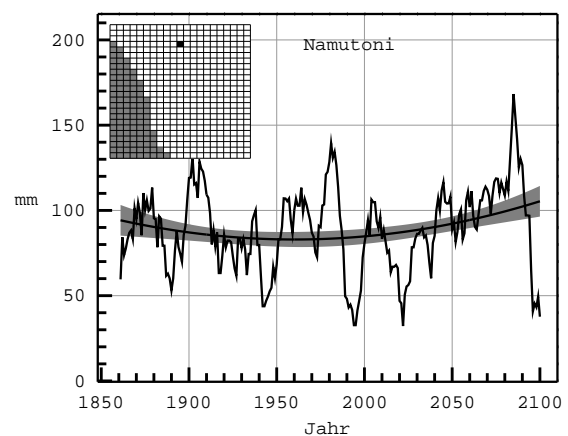
liegen also nicht die identischen Prädiktoren zu Grunde, allerdings werden unabhängig vom Modellbildungszeitraum in den einzelnen Monaten ähnliche Variationszentren als Prädiktoren selektiert. Da die Zusammenhänge zwischen Zirkulation und Niederschlag in beiden Kalibrierungsperioden im Wesentlichen ähnlich sind, werden für die Abschätzungen der PC-Modellvariante aus transienten ECHAM4-Daten, die Regressionsmodelle (auf Basis des Kalibrierungszeitraumes 1951-80) beibehalten und nicht zusätzlich für den alternativen Zeitraum (1968-97) aufgestellt.

Die Resultate der regional gemittelten ECHAM4-Modellzeitreihen des PC-Ansatzes für November bis März sind im Anhang in den Abbildungen 3 bis 7 komplett aufgeführt. November- und März-Abschätzungen werden nur im Anhang dargestellt und sollen hier





**Abbildung 6.32:** Wie 6.30 für die PC2-Region im Dezember.



**Abbildung 6.33:** Wie 6.31 für die Station Namutoni im Dezember

kurz zusammengefasst werden. Im November zeigen die Modellreihen (Anhang: Abb. 3) für nord- und südöstliche Regionen (PC1, PC4 und PC7) deutliche Niederschlagszunahmen, während die zeitlichen Entwicklungen im Westen und Süden (PC3, PC5 und PC6) ausgeglichen sind bzw. eher einen abnehmenden Trend aufweisen. Im Monat März haben alle Kurven (Anhang: Abb. 7) zunächst steigende oder gleichbleibende Tendenz, die sich in den meisten Regionen, mit Ausnahme des Nordwestens (PC3), etwa in der Mitte der Modellzeitreihe umkehrt. Einige Mittelwerte entstehen aus sehr wenigen Gitterfeld-Ergebnissen, wie z.B. bei PC6, die kaum regionale Aussagen zulassen. Die März-Abschätzungen dieser PC-Variante, in denen sich vorwiegend Niederschlagsabnahmen manifestieren, bestärken die Hypothese einer verkürzten Regenzeit, die für die Resultate aus Stationsmodellen, unter Einsatz des gleichen Datenmaterials, nicht haltbar war. Damit wird deutlich, dass bei sehr kleinen Modellkollektiven<sup>21</sup> zusätzliche Abschätzungen aus anderen Modellansätzen durchaus von Vorteil oder sogar notwendig sind.

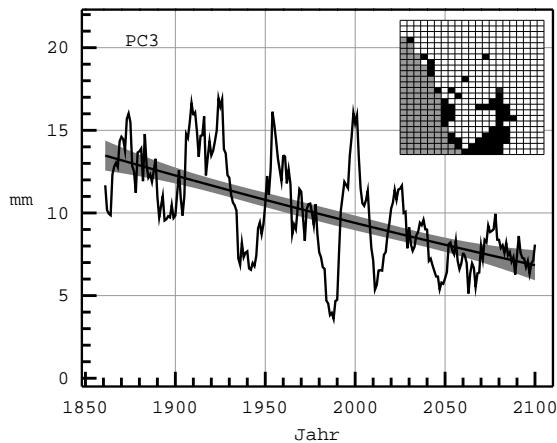
### 6.3.1 Dezember

Von den 11 Modellreihen für Dezember werden PC1-7 erläutert und soweit möglich mit einer geographisch passenden Stationsreihe verglichen.

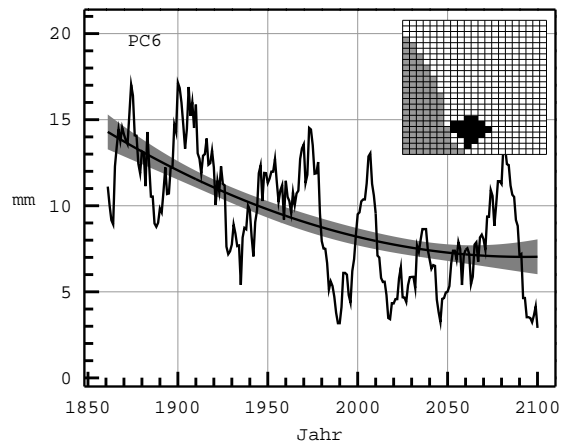
Die Trendlinie des gewichteten Mittelwerts von PC1, die den Nordwesten Namibias repräsentiert, bleibt zunächst etwa 80 Jahre lang gleich und fällt in den letzten 160 Modelljahren steiler ab, wie es Abbildung 6.30 zeigt. Der abgeschätzte Niederschlag oszilliert stark bei generell abnehmendem Niveau. Die östlich im PC-Gebiet liegende Station Okatana ( $17.75^{\circ}$  S  $15.72^{\circ}$  E)<sup>22</sup> bestätigt diesen Verlauf (Abb. 6.31), allerdings setzt hier der

<sup>21</sup>Im März bestehen nur wenig Modelle das Selektionsverfahren - es ergibt sich die geringste Anzahl (aller untersuchten Monate) von acht Stationen, die zur Abschätzung herangezogen werden können.

<sup>22</sup>Alle geographischen Koordinaten in dieser Arbeit sind im Dezimalsystem angegeben.



**Abbildung 6.34:** Wie 6.30 für die PC3-Region im Dezember.

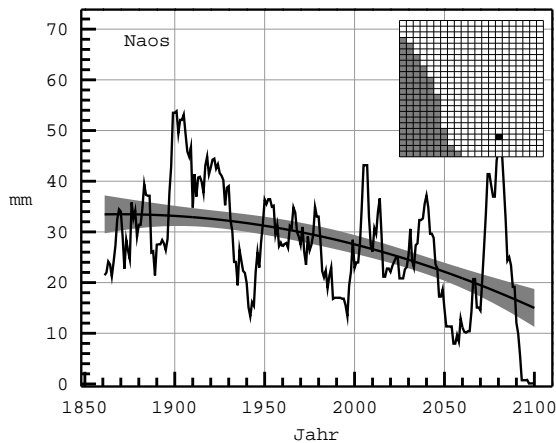


**Abbildung 6.35:** Wie 6.30 für die PC6-Region im Dezember.

Abwärtstrend sofort mit steigenden  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen ein und flacht gegen Ende der Modellreihe ab. Die aus der PC-Modellierung resultierenden Werte sind im Mittel geringer als die von Okatana. Dies ist durch den Einfluss mehrerer, südwestlich der Station gelegener Gitterfeld-Resultate zu erklären, die dort niederschlagsärmere Gebiete miteinbeziehen.

In den bisherigen Ergebnisbeschreibungen fiel zu Beginn der Regenzeit bereits eine Ost-West-Differenzierung auf, die in diesen Abschätzungen ebenfalls wiederzuerkennen ist. Abbildung 6.32 vermittelt den ansteigenden Trend in der nordöstlichen Region, in der insgesamt höhere Niederschlagssummen abgeschätzt werden. Da in das Mittel dieser Datenreihe Werte von weiter südlich gelegenen Gitterfeldern eingehen, übersteigen die zum Vergleich gezeigten Stationsergebnisse von Namutoni ( $18.80^\circ \text{ S } 16.97^\circ \text{ E}$ ) den PC-Mittelwert (Abb. 6.33). Die Station befindet sich am westlichen Rand des Gebietes, das durch die zweite Hauptkomponente erfasst wird, und ist damit zwischen den negativen Tendenzen im Nordwesten und den positiven Niederschlagsentwicklungen im Nordosten orientiert. Der Mittelwert verläuft dementsprechend ausgeglichen, mit einem sehr schwachen Anstieg in den letzten Dekaden.

Gemäß den West-Ost-Unterschieden ergeben sich aus den Modellierungen für die dritte und sechste Hauptkomponente (siehe Abb. 6.34 und 6.35), die im Wesentlichen den Südwesten des Landes repräsentieren, klare Niederschlagsabnahmen, die quantitativ sehr gering ausfallen, weil sich die Abschätzungsergebnisse allgemein auf einem sehr niedrigen Niveau bewegen. Etwas höher liegt die ebenfalls fallende Trendlinie der Station Naos (Abb. 6.36), die bei  $27^\circ \text{ S}$  und  $18.58^\circ \text{ E}$  dieser südlichen Region zuzuordnen ist. Obwohl unterschiedliche Modellierungszeiträume und Datensätze zu Grunde liegen, herrscht bisher große Übereinstimmung in den Resultaten; diese Vergleichsmöglichkeit besteht jedoch nicht immer. So ergibt sich beispielsweise im Monat Dezember bei der Qualitäts-Selektion von Regressionsmodellen keines für die Stationen im südöstlichen Gebiet. Die Abbildung 4

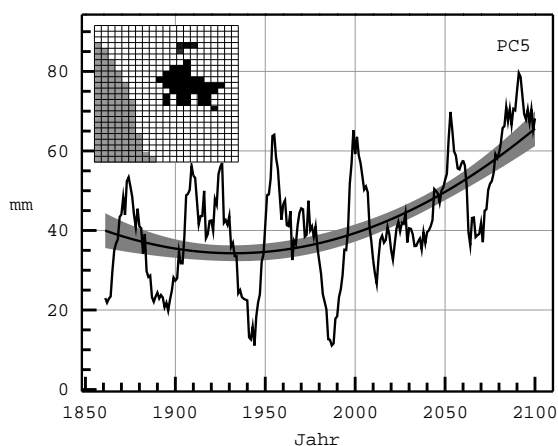


**Abbildung 6.36:** Wie 6.31 für die Station Naos im Dezember.

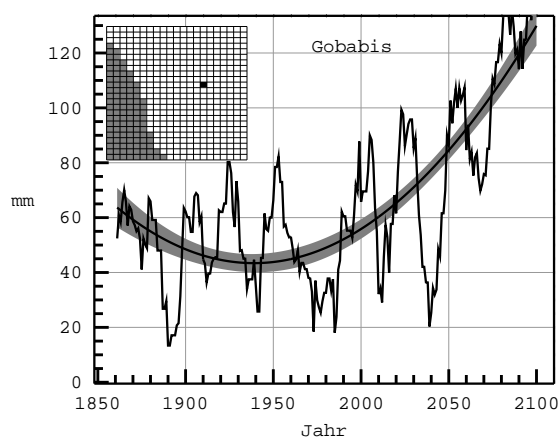
im Anhang zeigt für das PC4-Resultat in diesem Landesteil einen ausgeglichenen Niederschlagsverlauf zwischen 1860 und 2100, der lediglich durch leichte Abnahmen im mittleren Bereich der Datenreihe gekennzeichnet ist. Diese Modellreihe stellt gewissermaßen den Übergang von abnehmenden Niederschlagsmengen im Süden bzw. Südwesten zu den Zunahmen im Nordosten bzw. in der östlichen Landesmitte dar.

Die PC5-Mittelwerte zeigen für das zentralnamibische Gebiet deutlich positive Tendenzen im Niederschlagsgeschehen, die besonders in der zweiten Hälfte des Modellzeitraumes stark ausgeprägt sind. Damit ist die durch die PC5 widergespiegelte Region eher ostwärts dem Bereich von zukünftigen Niederschlagszunahmen zuzuordnen. In der polynomischen Anpassung, die in Abbildung 6.37 eingezeichnet ist, wird mit dem Beginn des Treibhausgas-Konzentrationsanstiegs sogar zunächst eine minimale Abnahmetendenz errechnet, die sich aber nach acht Jahrzehnten umkehrt. Das gleiche Phänomen ist in den Niederschlagsabschätzungen für Gobabis ( $22.47^{\circ}$  S  $18.97^{\circ}$  E) zu beobachten, allerdings mit stärkeren Niederschlagszunahmen in den letzten hundert Jahren (2000-2099).

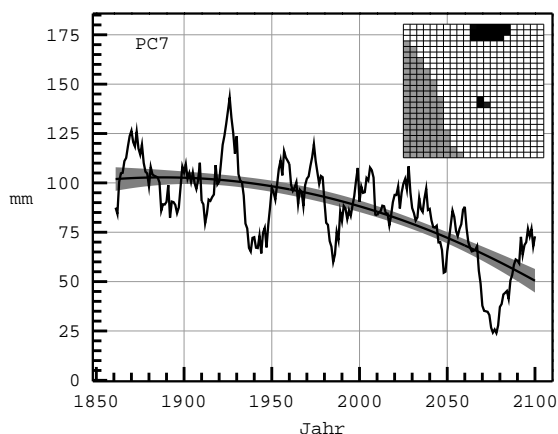
Eine erhebliche Reduktion zukünftiger Regenmengen manifestiert sich in den gemittelten Resultaten für die Region der siebten Hauptkomponente (Abb. 6.39). Bei der Mittelung der Abschätzungsergebnisse gehen nur wenige, hauptsächlich im Norden gelegene Gitterfelder ein; zudem ist auch ein kleiner Ausschnitt in der Landesmitte durch PC7 repräsentiert. Die zum Vergleich herangezogene Station Una liegt in etwa zwischen diesen beiden Bereichen ( $20^{\circ}$  S  $17.37^{\circ}$  E) und weist ebenfalls einen deutlich negativen Trend auf (Abb. 6.40). Ähnlich zu den oben beschriebenen Ergebnissen der PC1- oder PC5-Region, in denen zunächst 80 Jahre lang kaum Änderungen auftreten, ist auch in der Modellabschätzung für PC7 erst nach etwa acht Dekaden gleichbleibenden Niederschlagsverhaltens die klare Abnahme-Tendenz zu beobachten. Dies kann als Hinweis darauf gedeutet werden, dass zu Beginn der Regenzeit das Niederschlagsverhalten nicht sofort, sondern erst ab einem bestimmten Schwellenwert, der möglicherweise nach einem knappen Jahrhundert erreicht wird, auf die ansteigende Treibhausgaskonzentration reagiert. In der Trendlinie für die Station Una ist diese Verzögerung nicht nachzuvollziehen; die Abnahmen setzen sofort



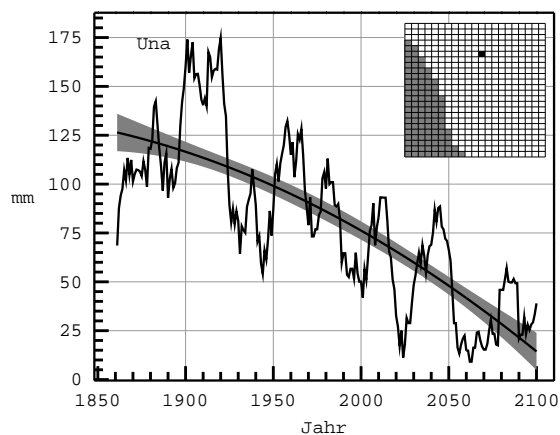
**Abbildung 6.37:** Die 6.30 für die PC5-Region im Dezember.



**Abbildung 6.38:** Wie 6.31 für die Station Gobabis im Dezember.



**Abbildung 6.39:** Wie 6.30 für die PC7-Region im Dezember.



**Abbildung 6.40:** Wie 6.31 für die Station Una im Dezember.

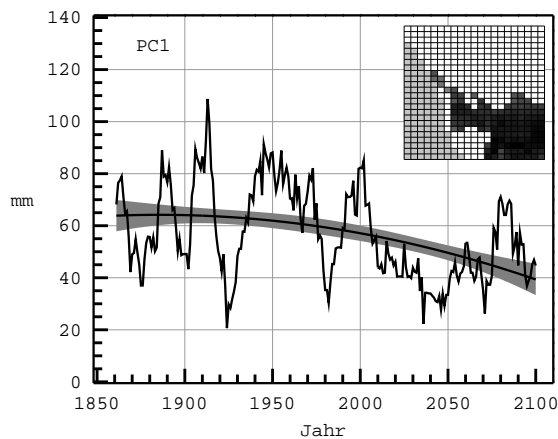
(1861) ein und zeigen anhaltend extreme Niederschlagsminderungen.

Die verbleibenden PCs 8-11 sind bezüglich der regionalen Auswertung der zukünftigen Niederschlagsverhältnisse unbedeutend, weil durch sie nur wenige einzelne Gitterfelder zu gewichteten Mittelwerten der Modellreihen zusammengefasst werden können. Die Ergebnisse sind deswegen nur im Anhang in Abbildung 4 präsentiert.

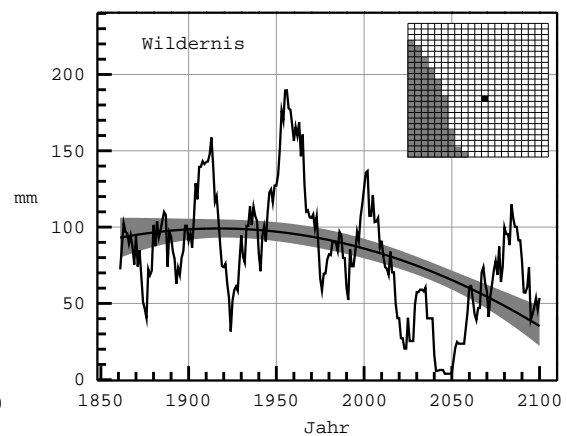
### 6.3.2 Januar

Im Januar existieren 6 Modellreihen, die regionale Aussagen über die zukünftigen Niederschlagsverhältnisse erlauben.

Die durch die erste Hauptkomponente repräsentierte Region umfasst, mit Ausnahme



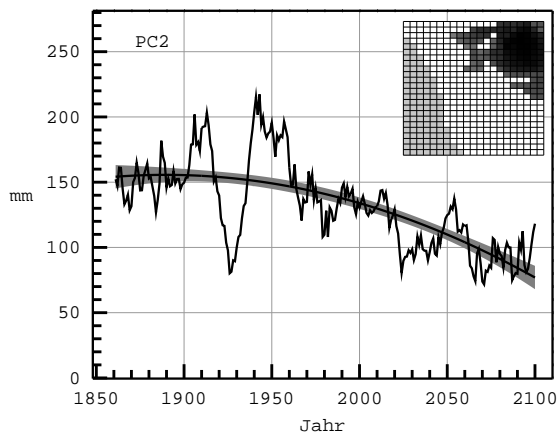
**Abbildung 6.41:** Modellreihe des gewichteten Mittelwertes aus den Niederschlagsabschätzungen der PC1-Region für Januar im Fall kontinuierlich ansteigender  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen. In der Bildeinlage ist das  $0.5 \times 0.5^\circ$ -Gitternetz für Namibia dargestellt. Hellgrau unterlegte Bereiche links im Bild zeigen den Atlantik und den Verlauf der Küstenlinie. Gitterfelder, die in die Mittelbildung einbezogen werden, sind markiert. Je dunkler die Kästchen, desto stärker wird das Ergebnis durch die PC-Ladung gewichtet. Dargestellt ist der 10-jährig gleitende Mittelwert und dessen polynomischer Trend zweiter Ordnung. Graue Bereiche ober- und unterhalb der Trendlinie markieren das 95%-Konfidenzintervall der Anpassung.



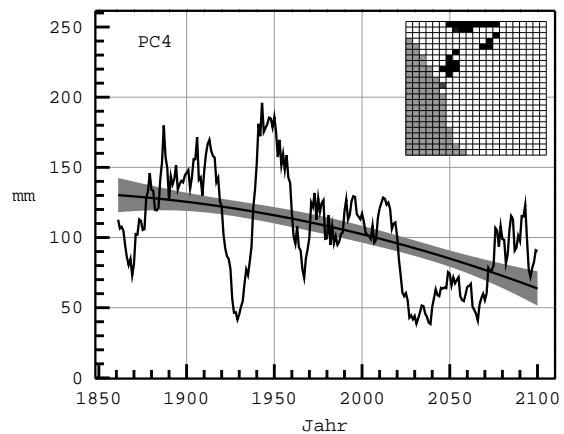
**Abbildung 6.42:** Modellreihe der Niederschlagsabschätzungen für die Station Wildernis im Januar. Die Lage der Station ist in der Bildeinlage markiert. Dargestellt ist der 10-jährig gleitende Mittelwert der Abschätzungen und dessen polynomischer Trend zweiter Ordnung. Graue Bereiche ober- und unterhalb der Trendlinie markieren das 95%-Konfidenzintervall der Anpassung.

des südwestlichsten Landesgebietes und des Küstenstreifens, das gesamte Südnamibia, für das abnehmende Niederschläge prognostiziert werden. In der Abbildung 6.41 ist die Trendlinie des gewichteten Mittelwertes zu sehen, die in den ersten Dekaden gleichbleibt, sich dann zuerst zögerlich und schließlich deutlicher absenkt. Vergleichbares zeigen auch die Resultate in Abbildung 6.42 aus der stationsbasierten Modellierung für Wildernis ( $23.68^\circ \text{ S } 17.50^\circ \text{ E}$ ) im südöstlichen Namibia, auf einem insgesamt höheren Niveau und mit etwas steilerer Abnahme während der Jahre 2000-2100.

Die nordöstlich anschließende Region wird durch die Modellreihe der zweiten Hauptkomponente charakterisiert, für die der höchste der gewichteten Mittelwerte abgeschätzt wird. Der Trend des PC2-Mittelwertes in Abbildung 6.43 lässt mit dem verspäteten Ein-



**Abbildung 6.43:** Wie 6.41 für die PC2-Region im Januar.

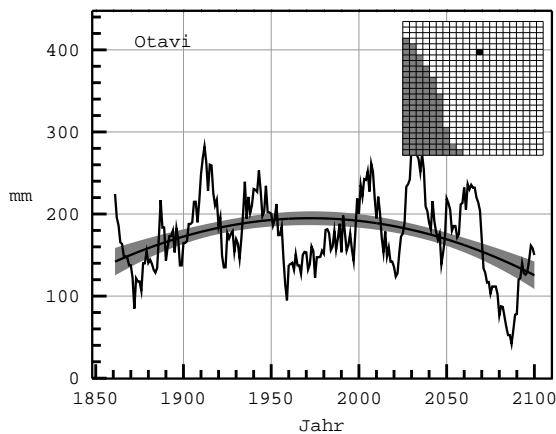


**Abbildung 6.44:** Wie 6.41 für die PC4-Region im Januar.

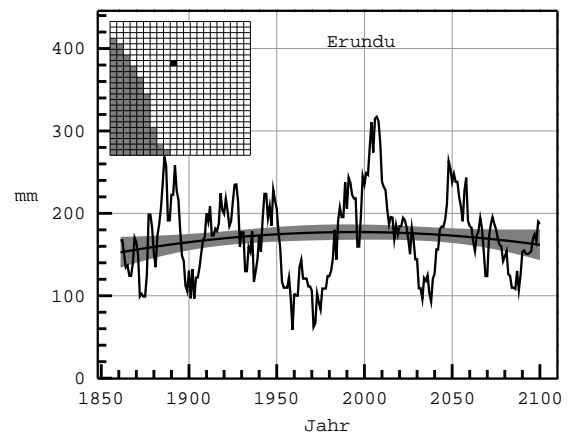
setzen der negativen Tendenz ähnliche Verhältnisse erkennen wie im Süden; allerdings bewegen sich die gesamten Abschätzungen für die PC2-Region auf höherem Niveau, was auf die generelle Zunahme der Niederschläge in nördlicher Richtung zurückzuführen ist, die offensichtlich unter veränderten Klimabedingungen erhalten bleibt. Modellreihen aus stationsbasierten Abschätzungen existieren für den Nordosten, der in der PC2-Mittelbildung am stärksten gewichtet wurde, nicht. Stattdessen wird die nächstgelegene Station Otavi ( $19.63^{\circ}$  S  $17.33^{\circ}$  E) zum Vergleich herangezogen. Die nördliche Landesmitte wird von der zweiten PC randlich miterfasst, mit Ausnahme einzelner Gitterfelder und der nördlichsten Bereiche Namibias, deren Gitterfelderergebnisse in das gewichtete Mittel der PC4-Region eingehen.

Auf Resultate der dritten Hauptkomponente wird später eingegangen - wegen des starken regionalen Zusammenhanges sollen die Abschätzungen der vierten PC zuerst erläutert werden. Auch dort sind kontinuierlich abnehmende Regenmengen zu erkennen (Abb. 6.44). Zudem repräsentiert diese Hauptkomponente eine kleinere westliche Region zwischen  $20^{\circ}$  und  $22^{\circ}$  Süd, die unter anderem Teile des Waterberg-Plateaus umfasst, für das bereits in vorangegangenen Auswertungen eine deutliche Verminderung der zukünftigen Niederschlagsmengen beschrieben wurde. Für das nordwestlich vor dem Bergland gelegene Otavi fallen die Änderungen bei steigenden  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen in dieser transienten Modellierung geringer aus (siehe Abb. 6.45). Die Trendlinie folgt einem konvexen Verlauf, der im letzten Modelljahr (2099) minimal unterhalb des Ausgangsniveaus endet.

Weiter südwestlich befindet sich Erundu ( $20.63^{\circ}$  S  $16.40^{\circ}$  E), dessen Abschätzungsergebnisse relativ zur Mittelwertentwicklung in der PC4-Region einen ausgeglichenen Trend besitzen (Abb. 6.46) und ansonsten, abgesehen von dem fehlenden Anstieg im mittleren Zeitabschnitt, den Resultaten der Stationsmodellierung für Otavi gleichen. Im Januar ergeben sich folglich leichte Unterschiede zwischen den Ergebnissen aus PC- und



**Abbildung 6.45:** Wie 6.42 für die Station Otavi im Januar

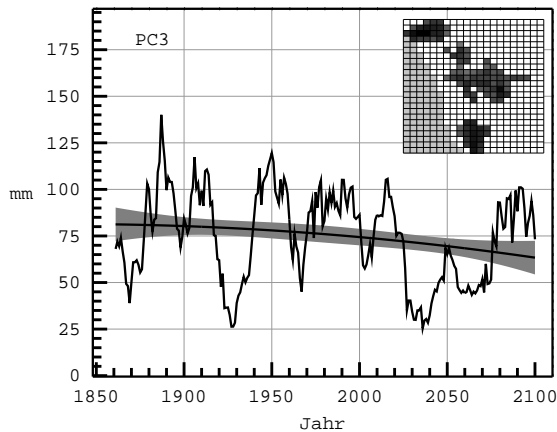


**Abbildung 6.46:** Wie 6.42 für die Station Erundu im Januar

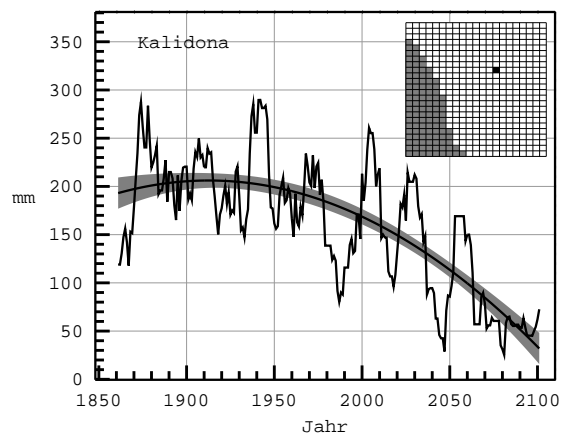
Stationsmodellierungen; Abnahmen zeigen sich in der PC-Variante deutlicher, wobei hier gemittelte Abschätzungen mehrerer Gitterfelder betrachtet werden, die räumlich nicht zusammenhängen. Folglich könnten im Fall des PC4-Mittels abnehmende Abschätzungsergebnisse des nördlichen Namibias das Endergebnis negativ beeinflussen, ohne dass diese Tendenz in gleicher Stärke auf die westlichen Gitterfeldbereiche dieser Hauptkomponente zutrifft. In das Mittelungsverfahren für PC3 gehen ebenfalls Gitterfeldergebnisse isolierter Gebiete ein.

Deutliche Niederschlagsabnahmen, die in den Resultaten der ECHAM3-Modellierung (siehe 6.2) für die durch die dritte Hauptkomponente repräsentierten, höher gelegenen Regionen der Kaoko-Berge im Norden, des Khomas-Hochland in Zentralnamibia und der südwestlichen Randstufe abgeschätzt wurden, treten in dieser Modellvariante lediglich in abgeschwächter Form auf. Durch die Nord-Süd-Zusammenfassung der Abschätzungsergebnisse, die die Bildeinlage in Abbildung 6.47 verdeutlicht, verläuft der Mittelwert für die PC3-Gitterfelder generell auf einem wesentlich niedrigeren Niveau als die zum Vergleich präsentierten Resultate der zentralnamibischen Station Kalidona (21.28° S 18.07° E). Aus der Trendlinie in Abbildung 6.48 gehen klare Niederschlagsabnahmen hervor, die sich erst nach einem knappen Jahrhundert ansteigender Treibhausgasemissionen, dann aber um so deutlicher zeigen. Diese Verzögerung erinnert an die ähnlichen Entwicklungen in einigen Dezember- und Januar-Ergebnisreihen (PC1, PC2, PC5), die ebenfalls erst nach ca. acht Dekaden Reaktionen auf den anthropogen verstärkten Treibhauseffekt aufwiesen.

Bis auf die westlichste Region, die durch PC6 repräsentiert ist, deren tendenzieller Anstieg im Anhang in Abbildung 5 (PC6) nachvollziehbar ist, sind in diesem Monat vorwiegend negative Trends festzustellen, wie es die bisherigen Ergebnisse unter Einsatz uplifting-korrigierter ECHAM4-Daten bereits zeigten. Auch in dem eng begrenzten südwestlichen Gebiet, dessen Gitterfeldergebnisse der PC5 zugeordnet werden, herrschen Niederschlagsabnahmen vor, die sich entsprechend der westlichen Lage auf niedrigerem Ni-



**Abbildung 6.47:** Wie 6.41 für die PC3-Region im Januar.



**Abbildung 6.48:** Wie 6.42 für die Station Kalidona im Januar

veau bewegen und ebenfalls im Anhang (Abb. 5, PC5) dargestellt sind.

Der auffällig starke Einbruch der Werte in den Datenreihen der Regionen von PC1-PC5 zwischen 1920 und 1930 (Modelljahre 61-71) ist auf eine längere Phase von Abschätzungen unterdurchschnittlicher Niederschlagsmengen zurückzuführen, die für die Abflachung der Trendlinien am Beginn der Modellreihen verantwortlich ist. Ohne diese Negativ-Anomalien wären die gleitenden Mittelwerte der zukünftigen Januar-Regen in den ersten Modelljahren höher und der Trend damit deutlich negativ.

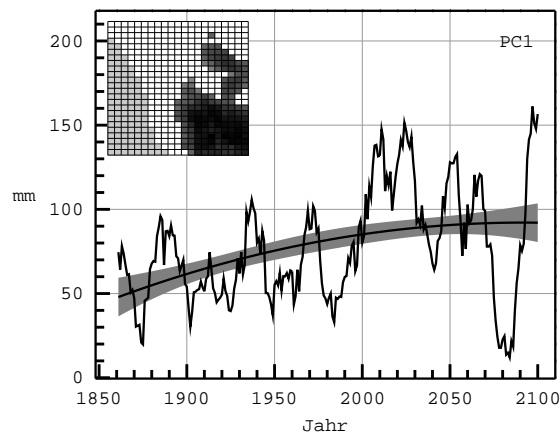
### 6.3.3 Februar

Unter rezenten Klimaverhältnissen ist der Februar der niederschlagsreichste Monat der Regenzeit. Auch unter Bedingungen des Treibhauseffekt-Szenarios liegen die Abschätzungsergebnisse der mittleren Niederschlagssummen generell höher als in den vorhergehenden Monaten. In den acht Modellreihen der PC-Abschätzungen ist durchgängig ein positiver oder in etwa ausgeglichener Trend festzustellen.

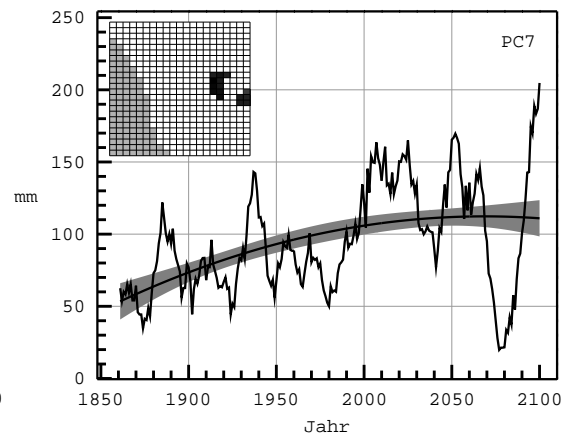
Das gewichtete Mittel für PC1 entsteht aus Gitterfeldergebnissen des gesamten Südostens und der nördlich daran anschließenden Gebiete der östlichen Landesmitte. Fehlende Bereiche des mittleren Ostens werden von der siebten Hauptkomponente repräsentiert. In den Trendverläufen der PC1- und PC7-Region manifestieren sich jeweils deutlich positive Tendenzen in der zukünftigen Niederschlagsentwicklung (Abb. 6.49 und 6.50). Beide Zeitreihen steigen bei ähnlichem Ausgangsniveau gleichmäßig an. Die Modellergebnisse für die südlich im Modellgebiet der PC1 orientierten Station Nimmerrust ( $27.52^{\circ}$  S  $19.6^{\circ}$  E) liegen betragsmäßig unterhalb des Trends der PC-Mittelwerte; allerdings zeichnet sich in Abbildung 6.51, nach anfänglicher Stagnation und geringer Niederschlagsabnahme, ein steiler Anstieg ab, der sich in den letzten Dekaden der Modellreihe verschärft.

In die Mittelbildung für die zweite Hauptkomponente gehen hauptsächlich die Re-





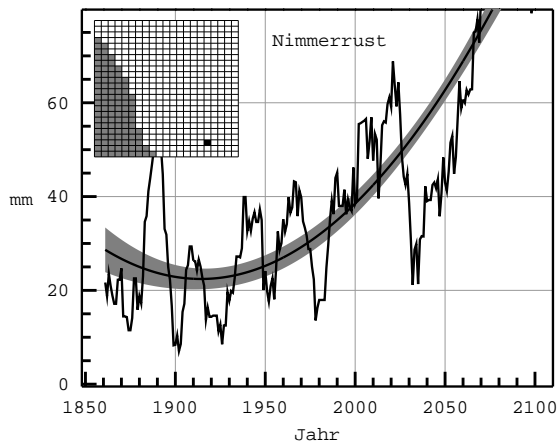
**Abbildung 6.49:** Modellreihe des gewichteten Mittelwertes aus den Niederschlagsabschätzungen der PC1-Region für Februar im Fall kontinuierlich ansteigender  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen. In der Bildeinlage ist das  $0.5 \times 0.5^\circ$ -Gitternetz für Namibia dargestellt. Hellgrau unterlegte Bereiche links im Bild zeigen den Atlantik und den Verlauf der Küstenlinie. Gitterfelder, die in die Mittelbildung einbezogen werden, sind markiert. Je dunkler die Kästchen, desto stärker wird das Ergebnis durch die PC-Ladung gewichtet. Dargestellt ist der 10-jährig gleitende Mittelwert und dessen polynomischer Trend zweiter Ordnung. Graue Bereiche ober- und unterhalb der Trendlinie markieren das 95%-Konfidenzintervall der Anpassung.



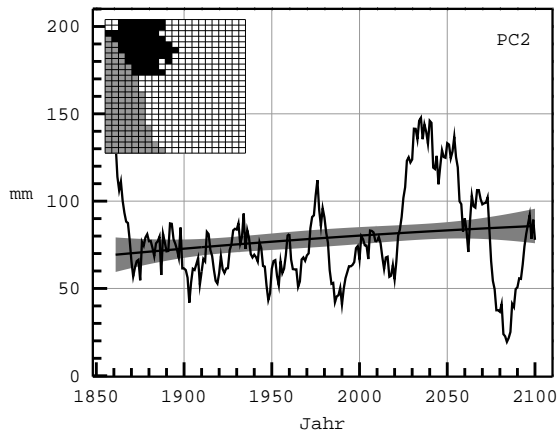
**Abbildung 6.50:** Wie 6.49 für die PC7-Region im Februar.

sultate der Abschätzungen für den Nordwesten Namibias ein. Die Trendlinie aus Abbildung 6.52 beschreibt eine lineare, mäßige Zunahme der Regenmengen bei steigender  $\text{CO}_2$ -Konzentration. Östlich an die PC2-Region angrenzend befindet sich die Station Erundu ( $20.63^\circ \text{ S } 16.40^\circ \text{ E}$ ), deren Ergebnisse als Vergleich zur PC-Modellierung analysiert werden. Der Mittelwert bewegt sich während der ersten 150 Modelljahre in etwa auf gleichbleibendem Niveau, um in der zweiten Hälfte der Zeitreihe stark anzusteigen (siehe Abb. 6.53). Die Kurve verläuft dabei stark konkav, was durch stark negative Anomalien des gleitenden Mittelwertes um 1940-50 verursacht ist.

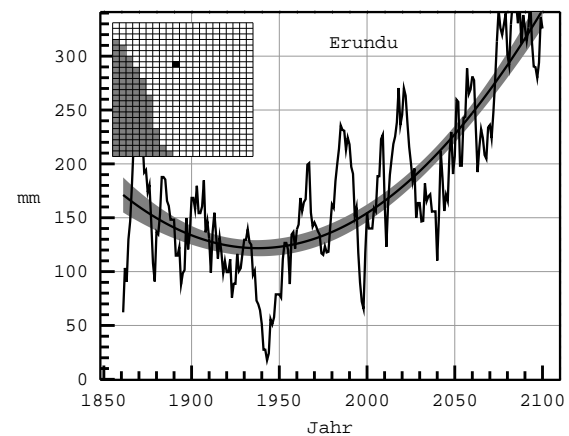
Auf einem generell geringeren Niveau verläuft der gewichtete Mittelwert der Gitterfelder, die durch die PC3 die küstennahe südwestliche Region des Landes repräsentie-



**Abbildung 6.51:** Modellreihe der Niederschlagsabschätzungen für die Station Nimmerrust im Februar. Die Lage der Station ist in der Bildeinlage markiert. Dargestellt ist der 10-jährig gleitende Mittelwert der Abschätzungen und dessen polynomi- scher Trend zweiter Ordnung. Graue Bereiche ober- und unterhalb der Trendlinie markieren das 95%-Konfidenzintervall der Anpassung.



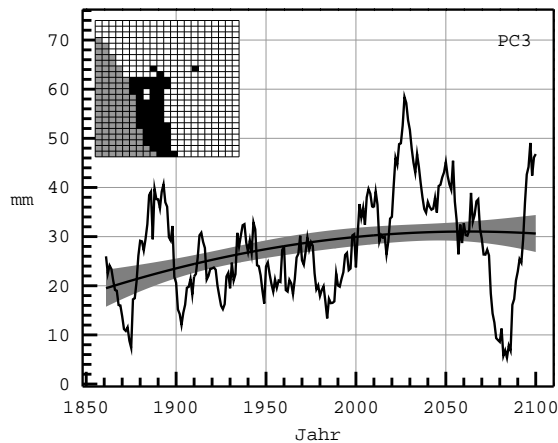
**Abbildung 6.52:** Wie 6.49 für die PC2-Region im Februar



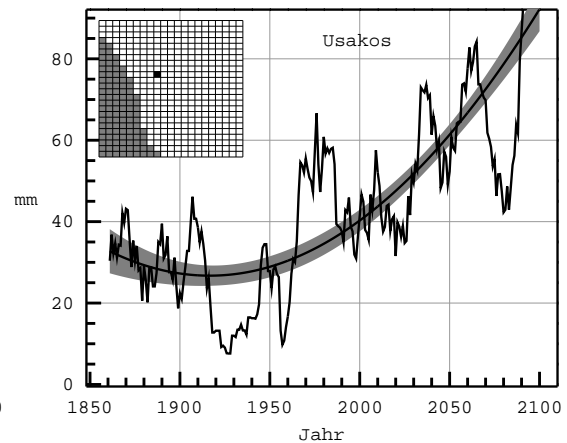
**Abbildung 6.53:** Wie 6.51 für die Station Erundu im Februar

ren. Die in Abbildung 6.54 dargestellte positive Tendenz ist deutlich ausgeprägt und setzt ohne Verzögerung mit zunehmender Treibhausgas-Konzentration ein. In den letzten Modelljahren zwischen 2075 und 2085 treten hier und ebenfalls in allen anderen Zeitreihen der Februar-PC-Abschätzungen extreme Negativ-Anomalien auf, welche den Trend zu zukünftigen Niederschlagszunahmen etwas dämpfen. Kräftigere Niederschlagsentwicklungen sind jeweils in den Resultaten der stationsbasierten Modelle zu beobachten. So zeigt der Trend des geglätteten Mittels von Usakos ( $21.98^{\circ}$  S  $15.65^{\circ}$  E), das bezogen auf die PC3-Region an deren nordöstlichem Rand liegt, in Abbildung 6.55 einen sehr steilen Anstieg, der ähnlich zu den anderen Stationsergebnissen erst in den letzten 150 Modelljahren einsetzt. Die abgeschätzte Regenmenge für Usakos ist etwas höher als jene, die im Mittel für die PC3-Region angenommen wird, die im Südwesten mehrere niederschlagsarme Bereiche umfasst.

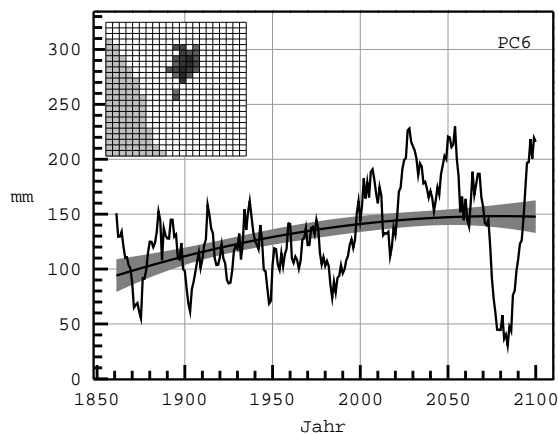
Die Modellreihen der regionalen Mittelwerte von PC4, PC5 und PC8 sind im Anhang



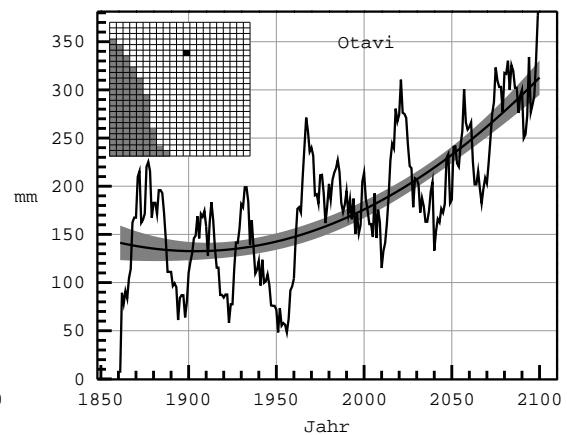
**Abbildung 6.54:** Wie 6.49 für die PC3-Region im Februar



**Abbildung 6.55:** Wie 6.51 für die Station Usakos im Februar



**Abbildung 6.56:** Wie 6.49 für die PC6-Region im Februar



**Abbildung 6.57:** Wie 6.51 für die Station Otavi im Februar

in Abbildung 6 aufzeigt. Im Norden und Nordosten zeigen die gemittelten Abschätzungen für die PC4- und PC5-Regionen kaum Änderungen an. Ebenfalls geringe Reaktionen in der Niederschlagsentwicklung auf ansteigende Treibhausgas-Konzentrationen sind im Mittelwert der im äußersten Westen Namibias gelegenen Gitterfelder der PC8 zu beobachten. In Nordostnamibia und entlang der Küste existieren keine stationsbasierten Modelle, die den Regionalmitteln gegenübergestellt werden könnten.

Das nördliche Zentralnamibia wird durch die sechste Hauptkomponente vertreten, deren gewichtetes Mittel der Niederschlagsabschätzungen allgemein etwas höher ausfällt. In Abbildung 6.56 sind bei steigendem Treibhauseffekt-Einfluss kontinuierliche Zunahmen der abgeschätzten monatlichen Niederschlagssummen zu erkennen, deren Trend jedoch in den letzten fünf Dekaden abflacht. Dafür ist die bereits oben erläuterte Phase extremer Negativ-Anomalien in den Abschätzungsergebnisse verantwortlich. Dieses Resultat

ist anhand der Modellreihe der Station Otavi (19.63° S 17.33° E) nicht nachvollziehbar (Abb. 6.57). Der stationsbasierte Ansatz ergibt einen wesentlich deutlicheren Hinweis auf zukünftig zunehmende Februar-Niederschläge, deren positive Entwicklung sich vorwiegend im Zeitabschnitt ab 1940 manifestiert.

Dabei stimmen die vorgestellten stationsbasierten Abschätzungen für den Hauptregenzeit-Monat darin überein, dass ein deutlicher Zunahmetrend nie vor 1940 festzustellen ist. Es verbleiben, wie in den Vormonaten, etwa acht Dekaden zu Beginn der Modellreihe, während denen ausgeglichene Niederschlagsverhältnisse bzw. teilweise sogar leichte Abnahmetendenzen verzeichnet werden. In den Zeitreihen der PC-Mittelwerte für Februar existiert dagegen keine Verzögerung der positiven Niederschlagsentwicklung. Innerhalb der absoluten Darstellung der Modellergebnisse in ihrem zeitlichen Verlauf fallen einige unrealistisch hohe Werte in den Stationsabschätzungen auf, die nochmals den Szenariocharakter der Untersuchungen verdeutlichen.

Aus den zahlreichen Abschätzungsergebnissen, die mittels verschiedener Vorgehensweisen erzielt wurden, kann nun folgendes inhaltliches Fazit gezogen werden: Zu Beginn der Regenzeit im November und Dezember ist vor allem in Südwest-Namibia mit einem Rückgang der Niederschläge zu rechnen, im Nordosten dagegen mit Zunahmen. Im Januar gewinnt die Korrektur des thermischen Uplifting der Geopotentialdaten in der Modellierung an Bedeutung. Unter Ausblendung dieser thermischen Effekte ist, unabhängig von dem Kalibrierungszeitraum und der Modellvariante, besonders im Norden mit negativen Tendenzen im Niederschlagsgeschehen zu rechnen. Betrachtet man thermische und dynamische Effekte gemeinsam, weisen die Resultate eher auf eine intensiviertere Hauptregenzeit hin, die im Januar und Februar vorwiegend Zentralnamibia betrifft. Im März werden dagegen gerade für dieses Gebiet deutliche Niederschlagsabnahmen abgeschätzt.

Aus der Vielzahl von methodischen Ansätzen innerhalb dieser Regressionsmodellierungen resultieren viele quantitativ unterschiedliche und zum Teil widersprüchliche potentielle Änderungsraten. Insgesamt lassen sich aus den verschiedenen regional hochaufgelösten Abschätzungen räumlich differenzierte generelle Trends des zukünftigen Niederschlags für die unterschiedlichen Treibhausgas-Szenarien ermitteln, die unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Methoden verstanden und interpretiert werden können. Interessante zusätzliche Informationen über den zirkulationsdynamischen Hintergrund der Resultate ergeben sich aus den Untersuchungen der innerhalb des schrittweisen Regressionsverfahrens selektierten Variationszentren, die im folgenden Abschnitt vorgestellt werden.

## 6.4 Zirkulationsdynamische Interpretation der Niederschlagsabschätzungen für Namibia

Die in den schrittweisen Regressionsverfahren als Prädiktoren ausgewählten Variationszentren der Geopotentiellen Höhen geben Aufschluss über die für namibische Niederschlagsverhältnisse bedeutsamen Zirkulationsverhältnisse. Die Vorzeichen der partiellen Regressionskoeffizienten geben Aufschluss über die Richtung der Zusammenhänge. Gleichermäßen charakteristisch ist das Vorzeichen der Scores,<sup>23</sup> die in der Regressionsgleichung mit den partiellen Koeffizienten multipliziert werden. Im positiven Modus verstärken sie die durch den partiellen Koeffizienten vorgegebene Richtung des Zusammenhangs zwischen Zirkulation und Niederschlägen, bei negativen Vorzeichen kehren sie die Verhältnisse um.

Die Lage der zur Modellierung herangezogenen Variationszentren zeigt, ob die Zusammenhänge als direkte Einflüsse oder vielmehr als Fernkopplung zu interpretieren sind. Im Vergleich der untersuchten fünf Monate der Regenzeit zeigt sich keine systematische Kombination mehrerer Prädiktoren, die wiederholt auftritt. Es existieren im Wesentlichen während aller Monate ähnliche Strömungskonfigurationen. Allerdings nehmen die partiellen Regressionskoeffizienten während der Hauptniederschlagsperiode im Januar und Februar höhere Werte an als zu Beginn und am Ende der Regenzeit.

Es werden sowohl afrikanische als auch von Namibia weiter entfernte Zentren in die Regressionsgleichungen aufgenommen. Besonders häufig selektierte Faktoren repräsentieren die südhemisphärischen subtropischen Gebiete über dem Atlantik und Pazifik und über dem afrikanischen Kontinent. Tropische Komponenten der ozeanischen Gebiete über Atlantik und Indik gehen ebenso in die Modellierung ein wie telekonnektiv wirksame Variationszentren, die an der Südspitze oder der südlichen West- oder Ostküste Südamerikas liegen. Die ausgewählten Prädiktoren stammen gleichermäßen aus allen drei atmosphärischen Niveaus, ohne deutliche Bevorzugung der Variationszentren des unteren, mittleren oder oberen Stockwerks. Die Variationszentren sind nicht direkt als zirkulationspezifische Druckmuster zu interpretieren. Sie können zwar positive oder negative Anomalien im Gitterfeld der Geopotentiellen Höhen anzeigen, ihr Kern muss aber nicht mit einem Aktionszentrum des Druckfeldes zusammenfallen, sondern kann im Bereich der stärksten Druckgradienten liegen. Bei südhemisphärischen Zirkulationsbetrachtungen muss gegenüber dem europäischen Untersuchungsraum die umgekehrte Umströmungsrichtung beachtet werden. Tiefdruckgebiete werden im Uhrzeigersinn, Hochdruckgebiete entgegengesetzt umströmt.

Anhand der Ergebnisse aus den schrittweisen Regressionsrechnungen des stationsbasierten Modellansatzes mit der Kalibrierungsperiode 1968-97 werden anschließend die am häufigsten selektierten Variationszentren der einzelnen Sommermonate vorgestellt. Eine Liste aller in die Gleichungen zur Modellbildung für die verschiedenen Stationen eingehen-

---

<sup>23</sup>Hauptkomponentenwerte (Prädiktoren)

Atm. Niv.	PC																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
g	+	4	8	1		1			1		1	2		1	2	1	3	2	1	-	-
	-				1	19	1		1	2		4	3	2		1		4		-	-
m	+			3	1		1		1		1				1	3	1	-	-		
	-	1	1	3	1		2			4	1	1			1		1		-	-	
h	+			1	4		1	2		1	5	1		5				4			1
	-	1	1	2	1	4		1	1			2	5		2	6	7		2		

**Tabelle 6.1:** Anzahl der selektierten Hauptkomponenten aus den drei atmosphärischen Niveaus 1000hPa (g), 500hPa (m) und 300hPa (h) im November. Die obere Spalte zeigt jeweils Prädiktoren, die mit positiven Regressionskoeffizienten in die Gleichungen eingehen, darunter stehen die negativen Zusammenhänge. Die Häufigkeitsangaben beziehen sich auf die zur Niederschlagsabschätzung herangezogenen stationsbasierten Modelle mit dem Kalibrierungszeitraum 1968-97.

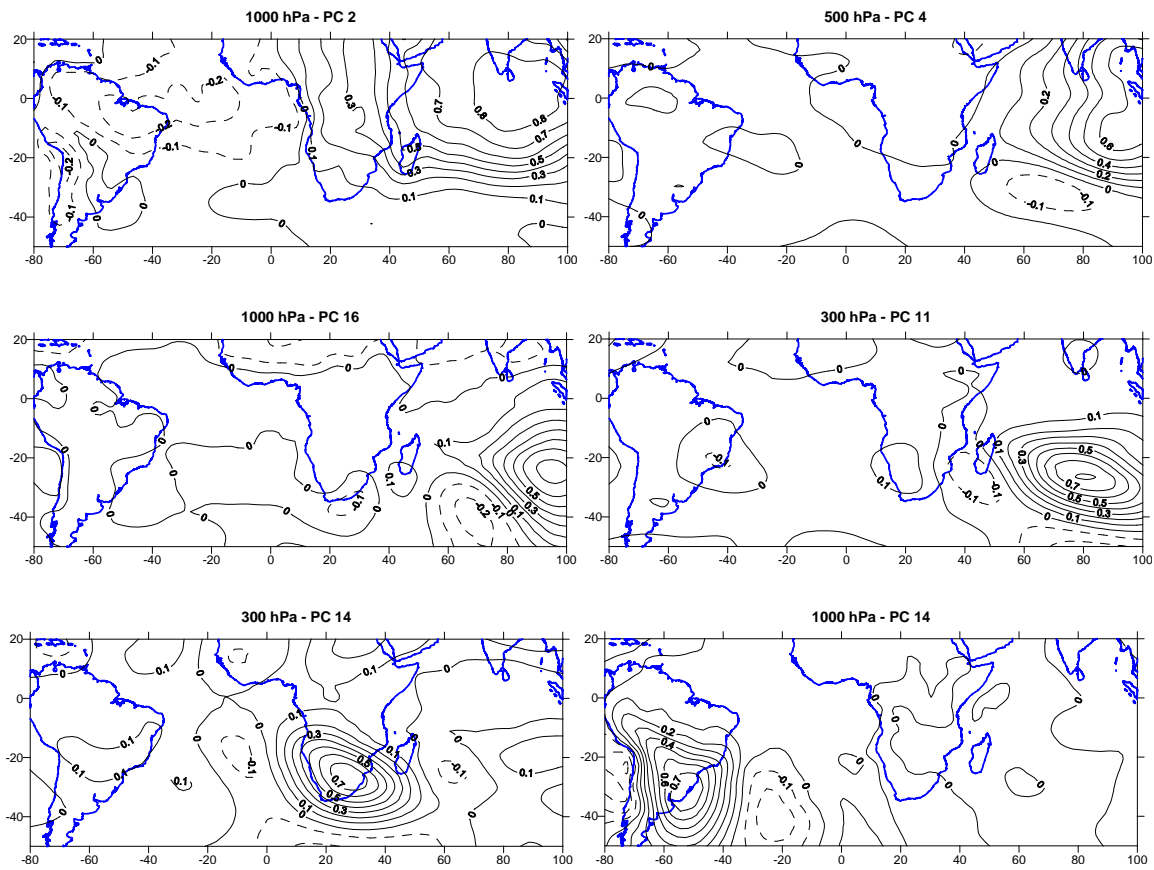
den Prädiktoren mit den jeweiligen partiellen Regressionskoeffizienten ist im Anhang A.8 aufgeführt.

Auch bei den anderen Abschätzungsvarianten mit veränderter Kalibrierungsperiode (1951-80) oder auf der Basis der CRU-Niederschlagsgitterfelder werden Variationszentren selektiert, die Zirkulationsfelder der gleichen geographischen Lage repräsentieren wie in den ausgeführten Beispielen. Die folgenden Abbildungen zeigen jeweils die Ladungswerte der einzelnen Hauptkomponenten im Gitterfeld, die bereits gemeinsam, beschränkt auf die höheren Ladungen, in den Abbildungen 4.4 bis 4.8 dargestellt wurden. Es werden vorwiegend Karten derjenigen Variationszentren gezeigt, die in den jeweiligen Monaten häufiger zur Modellbildung herangezogen wurden.

### 6.4.1 November

Die zunächst dargestellten Hauptkomponenten der Geopotentiellen Höhen sind mit positiven partiellen Regressionskoeffizienten verknüpft und bedeuten somit bei positiven Scores feuchtere Verhältnisse für Namibia. Zu Beginn der Sommerregenzeit dominieren im 1000hPa-Niveau die Variationszentren über dem tropischen Atlantik und Indik. Die beiden ersten Hauptkomponenten erklären einen Großteil der Varianz des Originalgitterfelds und wirken bei allen Modellgleichungen, in denen sie vorkommen, im positiven Modus niederschlagsfördernd, wobei der zweite Faktor im Vergleich zum ersten doppelt so oft in die Abschätzungen einbezogen wird. Die mit diesem verbundene Zirkulationskonstellation führt im positiven Mode tropische Luftmassen über den Indischen Ozean heran. Im 500hPa-Niveau liegt das ebenfalls bei mehreren Gleichungen einbezogene äquatornahe Variationszentrum der PC 4 weiter östlich bei etwa 100° E über dem Indik. Die Häufigkeiten der einzelnen Hauptkomponenten in den Modellgleichungen sind in Tabelle 6.1 aufgeführt.

Generell sind v.a. die Bereiche östlich von Afrika bei positiven Druckanomalien posi-



**Abbildung 6.58:** Zur Modellierung der Novemberniederschläge häufig ausgewählte Variationszentren der Geopotentialen Höhen (räumliches Muster der Hauptkomponentenladungen). Durch PC 2, 14, 16 (1000hPa-Niveau), PC4 (500hPa), PC11 und PC14 (300hPa) repräsentierte Zentren sind positiv mit den Prädiktanden korreliert.

tiv mit den namibischen Niederschlägen korreliert, wie es die Karten in Abbildung 6.58 der Variationszentren zeigen. PC16 repräsentiert im Bodenniveau den pazifischen Bereich um  $90^{\circ}$  Ost  $25^{\circ}$  Süd, der in der 300hPa-Höhe etwas südwestlich versetzt liegt ( $80^{\circ}$  E  $30^{\circ}$  S) und von PC11 erfasst wird. Diese Konstellation von positiven Anomalien über dem Ozean, die nach Süden hin abnehmen, ist als klassischer “Regenbringer” anzusehen, mit einer kräftigen südöstlichen Komponente, die auf die afrikanische Küste gerichtet ist. Feuchte Luftmassen werden vom Indik über den Kontinent transportiert, wo sie besonders in den östlichen Landesteilen verstärkt Niederschläge bringen. Die Faktoren, die in etwa das gleiche geographische Gebiet verschiedener Höhenlagen umfassen, so wie PC2(1000hPa) und PC4 (500hPa) oder PC16 (1000hPa) und PC11 (300hPa), treten selten gemeinsam in einer Modellgleichung auf.

Direkt über dem südlichen Afrika liegen die höchsten Faktorladungen der Hauptkomponente 14 aus dem 300hPa-Niveau. Auch dieser Faktor wirkt bei positiver Anomalie

niederschlagsverstärkend auf Namibia. Bei allen 5 Stationen, in deren Modellgleichungen dieser Prädiktor 14 enthalten ist, sind positive Korrelationen festzustellen. Daher ist anzunehmen, dass das Variationszentrum nicht eine einzelne Druckanomalie darstellt, die im positiven Modus Höhendivergenz zur Folge hätte, sondern ein ganzes Zirkulationssystem repräsentiert, wie z.B. die Verhältnisse unter dem Einfluss der Niederschlag induzierenden easterly waves, die sich in etwas tieferen atmosphärischen Niveaus deutlicher manifestieren. Das Zentrum kann somit auch als Antrieb der östlichen tropischen Höhenströmung, in der die easterly waves westwärts wandern, verstanden werden.

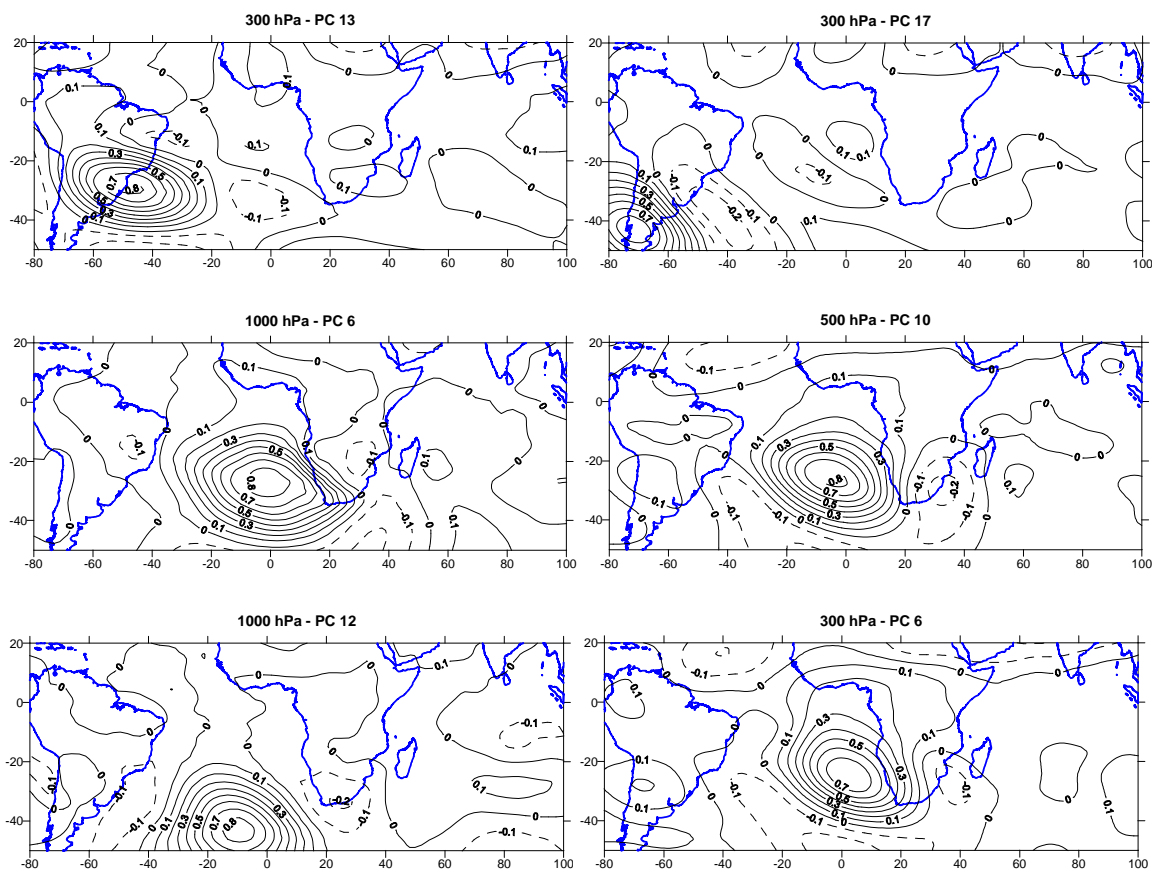
Das Variationszentrum der PC14 des 1000hPa-Niveaus ist als Fernkopplung zum namibischen Niederschlagsgeschehen zu verstehen. Die höchsten Faktorladungswerte liegen über der Südostküste Südamerikas mit negativen Werten jeweils westlich und östlich davon. Der Prädiktor ist sowohl positiv als auch negativ mit dem namibischen Niederschlagsgeschehen korreliert. Negative Zusammenhänge manifestieren sich dabei vorwiegend in den nördlichen Landesteilen, positive in Zentralnamibia. Der Faktor kann als Bestandteil des ENSO-Systems verstanden werden, der je nach Southern-Oscillation-Index (SOI) niederschlagsmindernd oder -verstärkend wirkt. Während einer "low-phase" des SOI fehlen Konvektionszellen über dem Kontinent und die semipermanenten Hochdruckzellen über dem Atlantik, so dass bei positiven Scores im nördlichen Namibia eher trockene Verhältnisse resultieren.

Ebenso als Telekonnektionen sind ähnliche Muster im 300hPa-Niveau über dem östlichen (PC13) bzw. südlichen (PC17) Südamerika einzuordnen (siehe Abb. 6.59), die in vielen Gleichungen ausschließlich negative Vorzeichen für die Novemberregen in Namibia aufweisen und auch in einigen Modellbildungen gemeinsam selektiert werden. Da auf temporaler Basis keine Analysen mit den Geopotentialdaten durchgeführt wurden, können zirkulationsspezifische Schwankungen wie "high" oder "low" Phasen der Southern Oscillation nicht gesondert betrachtet werden, sondern lediglich (wie oben) hinter bestimmten Mustern vermutet werden. Auf die Schwierigkeiten des Erfassens diverser Fernkopplungen soll hier nicht eingegangen werden. Ausführliche Telekonnektionsanalysen für das südliche Afrika werden in der Dissertation von PHILIPP erstellt, dessen Projekt innerhalb des GK für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung zeitgleich zu dieser Arbeit gefördert wurde.

PC16 der Geopotentialdaten (ohne Abb.) der hohen Atmosphäre repräsentiert die Region über dem westlichen subtropischen Atlantik und schließt nordöstlich an die beiden oben genannten Hauptkomponenten an. Die Hauptkomponente verbindet die übrigen häufig ausgewählten Variationszentren im Atlantik mit den weiter westlich gelegenen, eher ferngekoppelten Zentren.

Mit wenigen Ausnahmen liegen alle weiteren negativ mit den Niederschlägen korrelierten Variationszentren westlich des afrikanischen Kontinents. Die Variationszentren können als Repräsentanten der subtropischen semipermanenten Hochdruckzelle über dem Südatlantik interpretiert werden.





**Abbildung 6.59:** Zur Modellierung der Novemberniederschläge häufig ausgewählte Variationszentren der Geopotentiellen Höhen (räumliches Muster der Hauptkomponentenladungen). Durch PC6, PC12 (1000hPa-Niveau), PC10 (500hPa), PC6, PC13 und PC17 (300hPa) repräsentierte Zentren sind negativ mit den Prädiktanden korreliert.

Der eindeutigste Zusammenhang während der gesamten Sommerregenperiode besteht zwischen PC6 des 1000hPa-Niveaus und trockenen Verhältnissen in Namibia bei positiven Druckanomalien. In 19 von 21 Regressionsrechnungen für November wurde dieser Prädiktor selektiert, um kombiniert mit dem immer negativen partiellen Regressionskoeffizient das Niederschlagsgeschehen abzuschätzen. Die höchsten Ladungen des Variationszentrums der PC6 befinden sich über dem Atlantik, wie es die entsprechende Karte in Abbildung 6.59 zeigt. Interpretiert als Hochdruckzelle, trägt dieses im positiven Mode mit absteigenden Luftbewegungen zur Wolkenauflösung bei und treibt zusätzlich durch ihre Umströmung gegen den Uhrzeigersinn den küstenparallelen Benguela-Strom an, der zusätzlich niederschlagsmindernd wirkt, da bereits vor der Küste über der kalten Meeresoberfläche mit einer Stabilisierung herangeführter Luftmassen zu rechnen ist. Das Zirkulationsmuster setzt sich in den beiden höheren atmosphärischen Niveaus mit den Variationszentren von PC10 (500hPa) und PC6 (300hPa) fort (siehe Abb. 6.59), diese werden

jedoch seltener in die Modellbildungen miteinbezogen. PC12 des Bodenniveaus tritt ebenfalls seltener auf, wird dann aber immer gleichzeitig mit PC6 als Prädiktor herangezogen. Die Hauptkomponente umfasst die Region südwestlich von PC6 mit einem Zentrum bei  $45^{\circ}$  S  $10^{\circ}$  W (siehe Abb. 6.59). Die gemeinsame Selektion der negativ zum Niederschlag korrelierten Faktoren deutet auf eine zu Beginn der Regenzeit stark ausgedehnte Hochdruckbrücke über dem Südatlantik hin. Die West-Ost-Aufteilung der ausgewählten Variationszentren und deren zirkulationsdynamische Bedeutung fügen sich gut in die bisherigen Erkenntnisse aus der Fachliteratur ein, die östliche Anströmungen ebenfalls mit positiven Niederschlagsanomalien in Verbindung bringen (z.B. JACOBET 1997b, ENGERT & JURY 1997, ENGERT 1999).

### 6.4.2 Dezember

Im Dezember bleiben die Zusammenhänge zwischen positiven Koeffizienten und Variationszentren der Hauptkomponenten östlich von Afrika bzw. negativen Korrelationen mit westlich des Kontinents gelegenen Zentren im Wesentlichen erhalten. Hier werden jedoch bei verschiedenen Stationen teilweise die gleichen Prädiktoren mit positiven und negativen Vorzeichen verrechnet. In solchen Fällen eine regionale Zuordnung der einzelnen Vorzeichen von partiellen Regressionskoeffizienten vorzunehmen ist bei der geringen Anzahl der Gleichungen nicht sinnvoll. In diesem Monat fällt im Gegensatz zum November keine Kombination von Regressionskoeffizient und Variationszentrum auf, die besonders häufig selektiert wird. Es existieren nach dem Verifikationsverfahren ohnehin nur relativ wenige zur Modellbildung herangezogene Regressionsgleichungen. Wie oft die einzelnen Hauptkomponenten als Prädiktoren in die Gleichungen aufgenommen werden, ist aus Tabelle 6.2 zu ersehen. Die am häufigsten auftretenden Faktoren mit positiven Korrelationen zum namibischen Niederschlagsgeschehen sind anhand der Hauptkomponentenladungskarten in Abbildung 6.60 dargestellt.

Im Dezember greift die ITC bereits südwärts über den afrikanischen Kontinent aus. Entlang der Grenzen zwischen tropischen und subtropischen Luftmassen entstehen starke Gradienten, die sehr niederschlagswirksam sein können. Ein Beispiel ist die Zaire-Air-Boundary in Zusammenhang mit dem westlichen Ast der ITC, die mit der Ausprägung diagonal gerichteter Wolkenbänder für das südliche Afrika ein wichtiges Zirkulationsmuster darstellt. Das Variationszentrum der dritten Hauptkomponente des 1000hPa-Niveaus ist möglicherweise ein Repräsentant für diese Zirkulationsverhältnisse. Es erstreckt sich über die gesamte Landfläche mit Maximalwert über dem südwestlichen Afrika bei  $20^{\circ}$  S  $20^{\circ}$  E (siehe Abb. 6.60) und zeigt vermutlich den größten Gradienten der Anomalien der Geopotentiellen Höhen an. PC3 hat zudem einen hohen Varianzerklärungsanteil gegenüber den Originalgitterfeldern. Dieser ist bei den eingehenden Faktoren 14 aus allen drei atmosphärischen Niveaus geringer, allerdings werden diese ebenso häufig in fast 50% der Modellgleichungen aufgenommen. Die Zentren des 300hPa- und 500hPa-Niveaus liegen bei  $45^{\circ}$  S  $90^{\circ}$  E am südöstlichen Rand des Untersuchungsgebietes (siehe Abb. 6.60). In Bodennähe

Atm. Niv.	PC																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
g	+			5	1		1					4		2			1	2	2	-
	-	1	1		1	1	2		4	1	1	1		1	1			2		-
m	+				2			1			1		1	5				3	-	-
	-						1	1	1		1	2			2	1			-	-
h	+	1				1			2	1	3	3		2	1	1	1	3		2
	-		1	5	3		2			1				3		1	1		1	

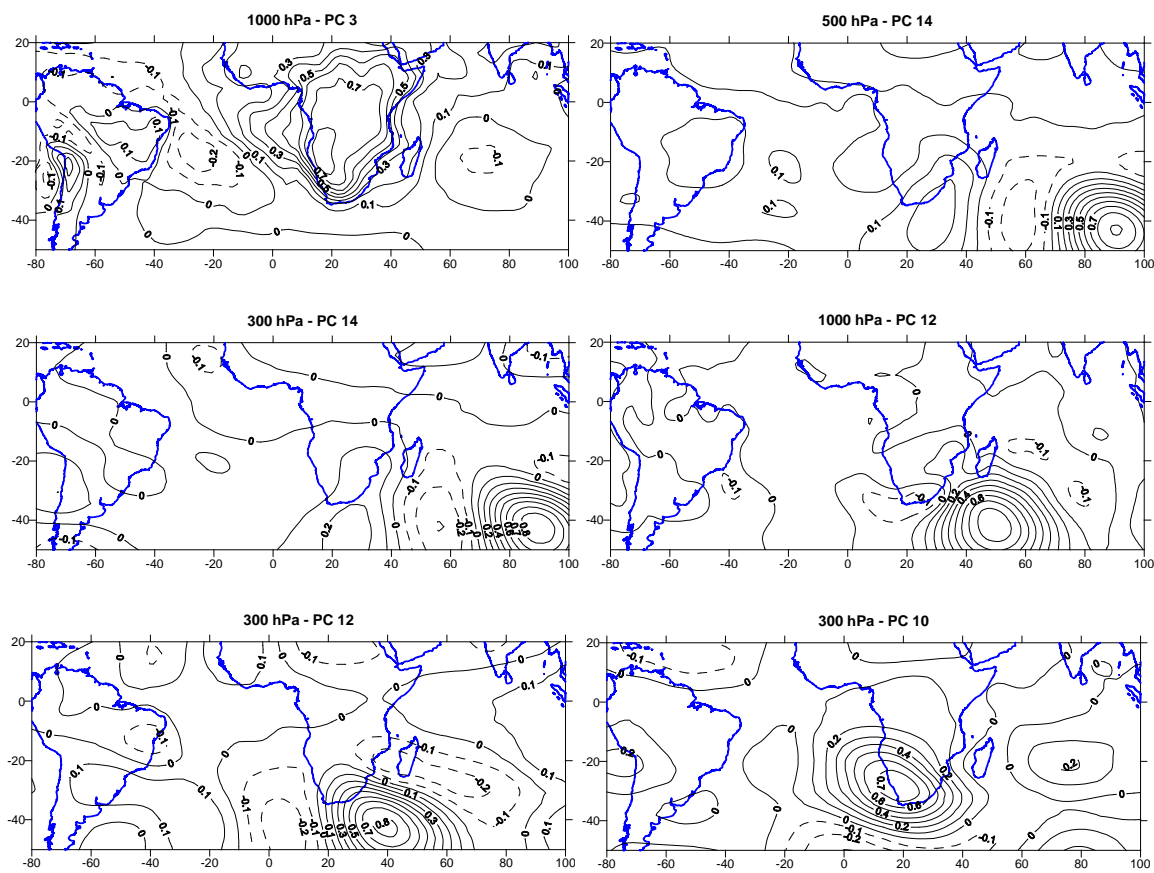
**Tabelle 6.2:** Anzahl der selektierten Hauptkomponenten aus den drei atmosphärischen Niveaus 1000hPa (g), 500hPa (m) und 300hPa (h) im Dezember. Die obere Spalte zeigt jeweils Prädiktoren, die mit positiven Regressionskoeffizienten in die Gleichungen eingehen, darunter stehen die negativen Zusammenhänge. Die Häufigkeitsangaben beziehen sich auf die zur Niederschlagsabschätzung herangezogenen stationsbasierten Modelle mit dem Kalibrierungszeitraum 1968-97.

ist das Maximum weiter nördlich (ohne Abb.). PC14 der mittleren atmosphärischen Höhe ist im Fall positiver Scores ausnahmslos positiv mit den namibischen Niederschlägen verknüpft, wogegen in der Höhe (300hPa) und am Boden auch negative Koeffizienten auftreten. Es ist anzunehmen, dass die durch die PCs 14 repräsentierten Zirkulationsverhältnisse indirekt mit den Dezemberregen verknüpft sind und vorwiegend durch Fernkopplungen des 500hPa-Niveaus niederschlagswirksam für Namibia werden.

Das Variationszentrum der PC12 der 1000hPa-Geopotentialdaten mit dem Ladungsmaximum bei etwa 40° S 45° E ist deutlich positiv mit dem Niederschlagsgeschehen Namibias verbunden. Wie im Vormonat wird durch die Druckkonstellation im positiven Modus der Transport feuchter Luftmassen von Osten über den Kontinent gefördert. In Kombination mit den negativen Ladungswerten (die möglicherweise ein über dem Kontinent ausgeprägtes Tief repräsentieren) kann das Variationszentrum als leicht südlich versetztes easterly wave System interpretiert werden. PC3 schließt sich in der Höhe (300hPa) an, mit Hinweisen auf eine kräftige auflandige Südost-Strömung bei positiven Scores, die ebenfalls positive Niederschlagsabweichungen in Namibia verursacht.

Für die Selektion der Hauptkomponente 10 des 300hPa-Niveaus und deren positive Verknüpfung zum Niederschlagsgeschehen Namibias sind zwei Gründe möglich. Zum einen kann dieses Variationszentrum als "Höhenhoch" über einem am Boden stark ausgeprägten Südafrika-/Botswana-Tief (das eines der easterly wave Aktionszentren ist) als Repräsentant der Region mit dem stärksten Gradienten verstanden werden oder es spiegelt vergleichbar zur PC14 (300hPa) des Vormonats im positiven Modus einen starken Antrieb der niederschlagsfördernden Ostströmung in der Höhe über dem südlichen Afrika wider.

Variationszentren, die südatlantische Regionen repräsentieren, sind meistens mit negativen partiellen Regressionskoeffizienten verknüpft, wie es die Karten in Abbildung 6.61 zeigen. Entsprechend der niederschlagsmindernden Wirksamkeit subtropischer Hochdruckzellen verursachen die Hauptkomponenten 8 (1000hPa) und 4 (300hPa) v.a. bei positi-

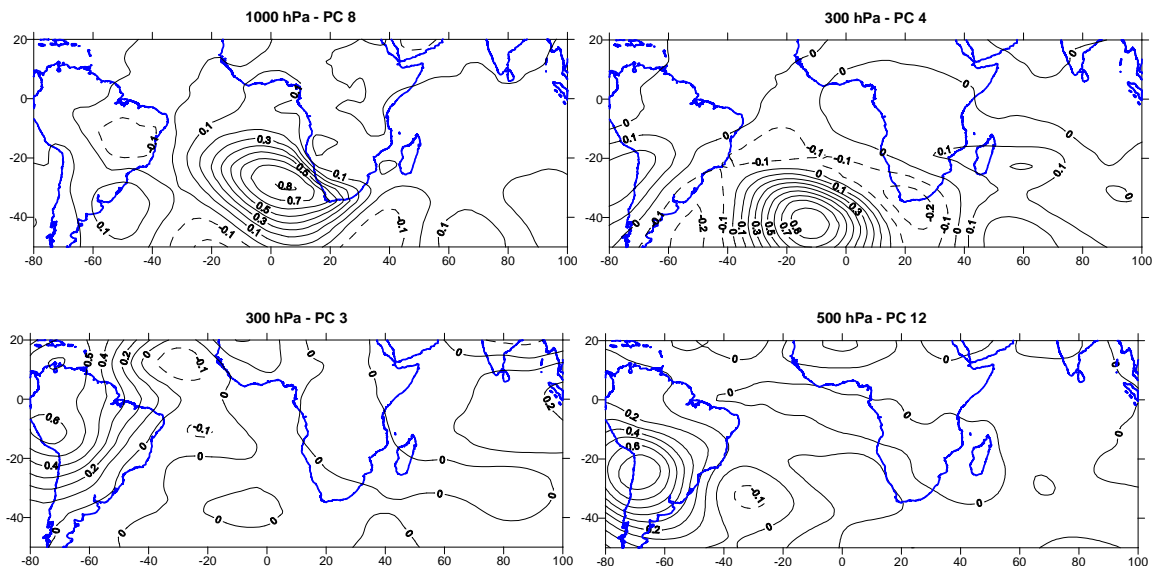


**Abbildung 6.60:** Zur Modellierung der Dezemberriederschläge häufig ausgewählte Variationszentren der Geopotentialen Höhen (räumliches Muster der Hauptkomponentenladungen). Durch PC3, PC12 (1000hPa-Niveau), PC14 (500hPa), PC10, PC12 und PC14 (300hPa) repräsentierte Zentren sind positiv (PC14 des 1000hPa und 300hPa-Niveaus z.T. auch negativ) mit den Prädiktanden korreliert.

ven Druckanomalien trockene Dezemberverhältnisse in Namibia. Wie im November gehen auch im Folgemonat entfernte Zentren häufig in die Regressionsrechnungen ein, die subtropische bzw. hochatmosphärische tropische Regionen Südamerikas durch PC12 (25° S 70° W, 500hPa) bzw. PC3 (10° S 75° W, 300hPa) in die Modellbildung einbringen. PC12 kann auch positiv mit den namibischen Niederschlagsdaten korreliert sein. Die beiden ferngekoppelten Variationszentren werden teilweise auch gemeinsam im schrittweisen Verfahren zur Modellbildung ausgewählt.

Alle partiellen Regressionskoeffizienten<sup>24</sup> der untersuchten Gleichungen sind im Dezember betragsmäßig höher als im November. Die Zirkulationsverhältnisse ändern sich nicht gravierend, aber die Stärke, mit denen sie in den Modellen verrechnet werden ist teilweise doppelt so hoch. Dieses Phänomen ist auch in den Folgemonaten zu beobachten und

<sup>24</sup>positive und negative



**Abbildung 6.61:** Zur Modellierung der Dezemberriederschläge häufig ausgewählte Variationszentren der Geopotentiellen Höhen (räumliches Muster der Hauptkomponentenladungen). Durch PC8 (1000hPa-Niveau), PC12 (500hPa), PC3 und PC4 (300hPa) repräsentierte Zentren sind negativ mit den Prädiktanden korreliert. Ausnahme: eine positive Korrelation bei PC12.

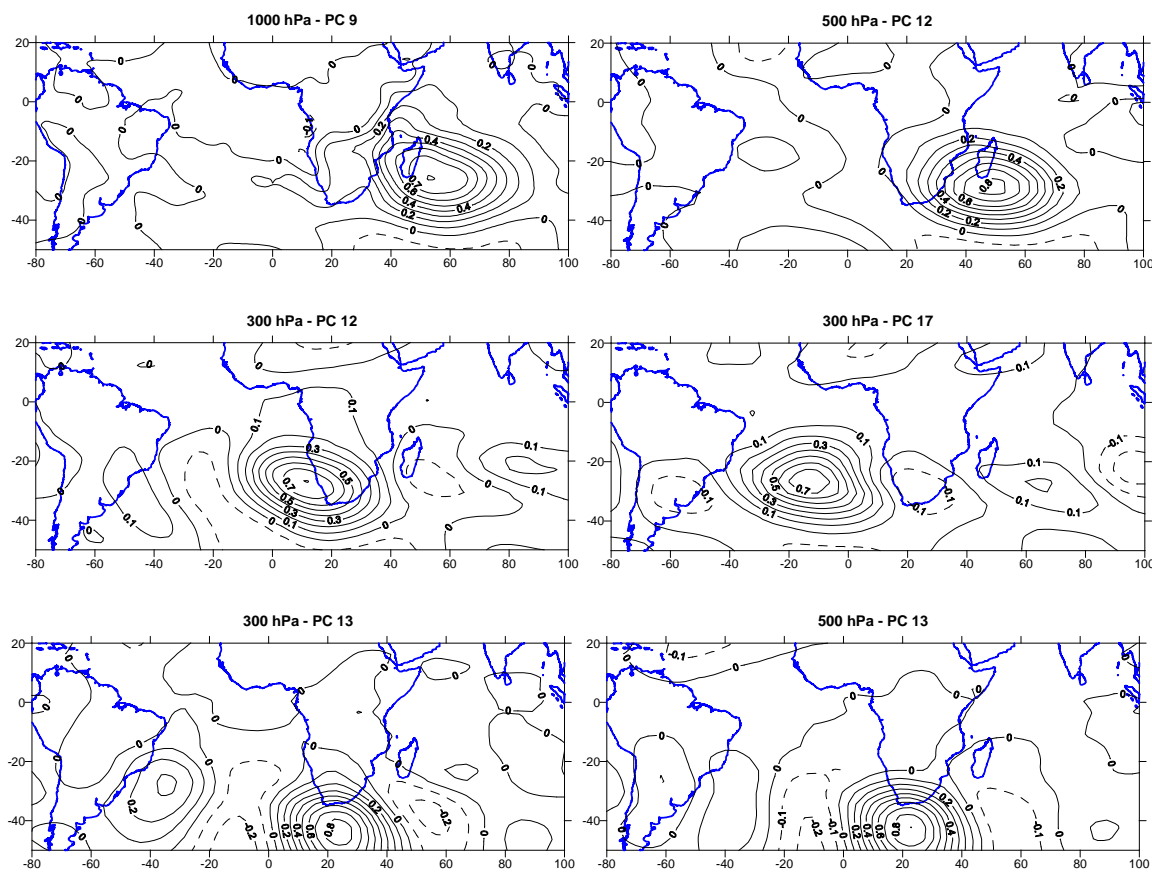
möglicherweise der numerische Ausdruck der höheren Niederschläge in diesem Zeitraum.

### 6.4.3 Januar

In einem der beiden niederschlagsreichsten Monate Namibias, dem Januar, ist gleichfalls ein starker Zusammenhang mit den oben beschriebenen Strömungskonfigurationen festzustellen. Die exakten Häufigkeiten der selektierten Prädiktoren bei stationsbasierten Abschätzungen stehen in Tabelle 6.3. PC9 des 1000hPa-Niveaus ist deutlich positiv mit den namibischen Januar-Niederschlägen korreliert. Das Variationszentrum kann bei positiven Scores als niederschlagsfördernde starke Indik-Antizyklone, die feuchte Luftmassen über den Indischen Ozean heranzführt, interpretiert werden. Diese Druckkonstellation findet sich, repräsentiert durch PC12, auch in der höheren Atmosphäre (500hPa) wieder. Die Zentren höchster Faktorladungen liegen jeweils südöstlich vor Madagaskar (siehe Abb. 6.62). Die zwei Prädiktoren treten jedoch nie gemeinsam in einer Gleichung auf.<sup>25</sup>

PC12 und PC17 der 300hPa-Geopotentialdaten werden ebenfalls häufig alternativ in Zusammenhang mit positiven Koeffizienten selektiert. Abbildung 6.62 zeigt die Lage der beiden Variationszentren westlich des südlichen Afrika bzw. über dem Atlantik. Verbunden mit feuchteren Verhältnissen in Namibia ist diese Konstellation erstaunlich, da bisher alle

<sup>25</sup>Die Liste im Anhang (A.8) zeigt für jeden Monat die Einzelkombinationen der selektierten Prädiktoren und partiellen Regressionskoeffizienten in den Regressionsgleichungen.

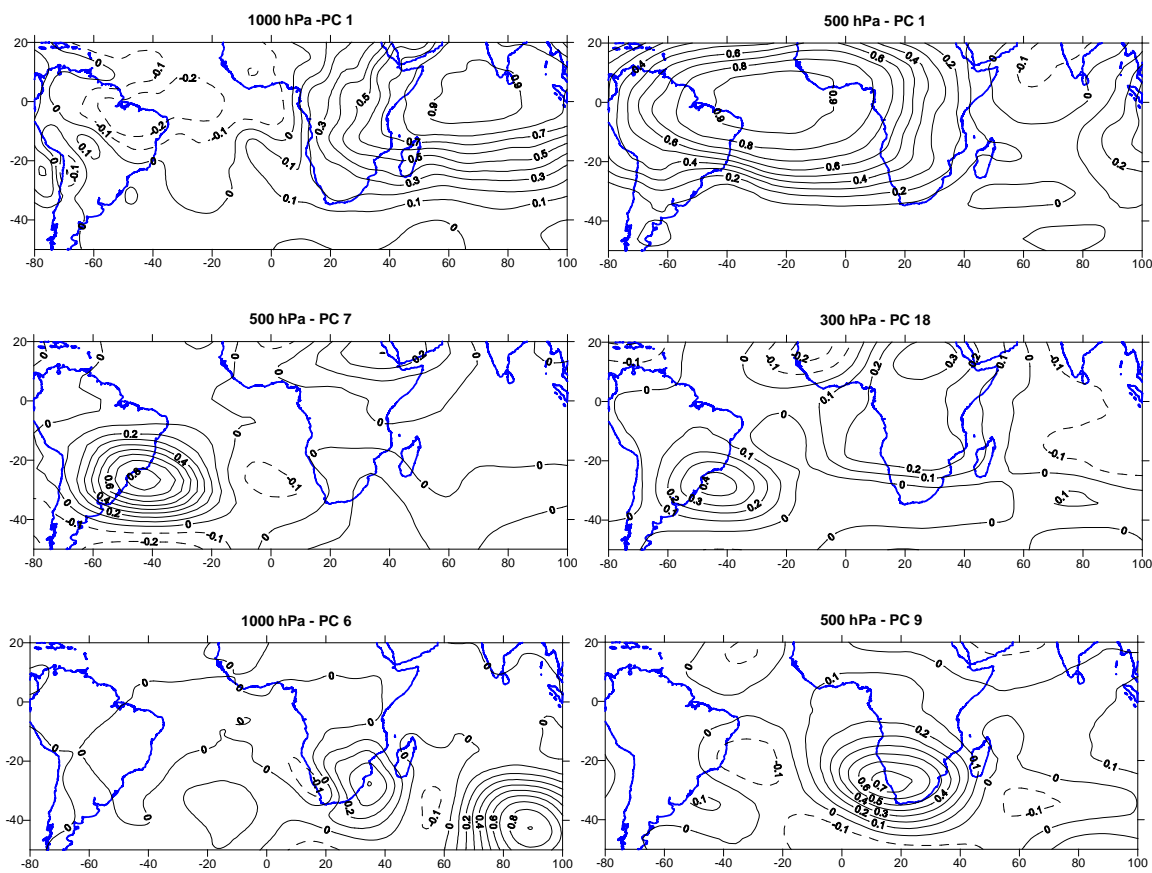


**Abbildung 6.62:** Zur Modellierung der Januarniederschläge häufig ausgewählte Variationszentren der Geopotentiellen Höhen (räumliches Muster der Hauptkomponentenladungen). Durch PC9 (1000hPa-Niveau), PC12, PC13 (500hPa), PC12, PC13 und PC17 (300hPa) repräsentierte Zentren sind positiv mit den Prädiktanden korreliert.

dementsprechenden Zentren östlich des Kontinents orientiert waren. Während der Hauptregenzeit sind diese Aktionszentren zur Verstärkung der tropischen Ostströmung westwärts verschoben. Unter 3.1 wurden bereits Windfeldanalysen des 200hPa-Niveaus von JACOBET (1997b, S.762f) vorgestellt, deren Ergebnisse den Zusammenhang tropischer Ostströmungen in der Höhe und feuchter Verhältnisse in Nordnamibia anzeigen.

Aus den Variationszentren der Hauptkomponenten 13 des 500hPa und 300hPa-Niveaus, deren Maxima südlich der Kapregion liegen (siehe Abb. 6.62), ist im Fall positiver Scores eine östliche Anströmung des Untersuchungsgebietes abzuleiten. Auch diese Zentren scheinen gegenüber denen der Vormonate nach Westen hin versetzt zu sein. Dabei wird vorwiegend die PC13 aus dem mittleren atmosphärischen Stockwerk für die Regressionsmodelle ausgewählt.

Die ersten Hauptkomponenten der unteren atmosphärischen Niveaus werden mit negativen Koeffizienten in den Regressionsgleichungen verrechnet. Die höchsten Faktorla-



**Abbildung 6.63:** Zur Modellierung der Januarniederschläge häufig ausgewählte Variationszentren der Geopotentiellen Höhen (räumliches Muster der Hauptkomponentenladungen). Durch PC1, PC6 (1000hPa-Niveau), PC1, PC7, PC9 (500hPa) und PC18 (300hPa) repräsentierte Zentren sind negativ mit den Prädiktanden korreliert.

dungen erstrecken sich über dem tropischen Atlantik (500hPa) bzw. Indik (1000hPa) und breiten sich jeweils von Osten und Westen über den afrikanischen Kontinent aus, wie es die Karten in Abbildung 6.63 zeigen. Teilweise treten die Faktoren gemeinsam in einer Gleichung auf. Gegenüber den zellulären Strukturen der meisten anderen Variationszentren tritt hier die zonale Komponente in den Vordergrund. Über Namibia ist in beiden atmosphärischen Niveaus im positiven Mode mit westlicher (500hPa) bzw. nördlicher (1000hPa) Strömung zu rechnen, die sich niederschlagsmindernd auswirkt. Entsprechend den Vormonaten werden auch im Januar telekonktiv wirksame Prädiktoren selektiert. Im Januar werden häufig PC18 (300hPa) und PC7 (500hPa) zur Modellbildung herangezogen. Die Variationszentren der Hauptkomponenten liegen vor der Ostküste Südamerikas im westlichen Atlantik etwa bei  $25^{\circ}$  S  $45^{\circ}$  W und sind im Fall positiver Scores mit trockeneren Verhältnissen in Namibia verbunden. Diese Zentren wurden bereits unter 6.4.1 als potentieller Bestandteil des variierenden ENSO-Systems erläutert, deren “low-phase” generell

Atm. Niv.	PC																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
g	+		1					1	2	6	1		2	2	1	1			3	-
	-	3		2	2	1	5	3	1			1		1	2		5	1		-
m	+				1	1			1			1	3	6	1	3	1			
	-	3	2	1		1		3		2	1							3	1	
h	+				1	1		1		1			8	2	2	1	2	3		1
	-		1		1				1	2						1			6	2

**Tabelle 6.3:** Anzahl der selektierten Hauptkomponenten aus den drei atmosphärischen Niveaus 1000hPa (g), 500hPa (m) und 300hPa (h) im Januar. Die obere Spalte zeigt jeweils Prädiktoren, die mit positiven Regressionskoeffizienten in die Gleichungen eingehen, darunter stehen die negativen Zusammenhänge. Die Häufigkeitsangaben beziehen sich auf die zur Niederschlagsabschätzung herangezogenen stationsbasierten Modelle mit dem Kalibrierungszeitraum 1968-97.

mit geringeren Niederschlagsmengen im südlichen Afrika verbunden ist. PC6 repräsentiert im Bodenniveau, mit maximaler Ladung etwa bei 45° S 90° E, die Fernkopplung des Zentrums über dem östlichen Indischen Ozean zum namibischen Niederschlagsgeschehen. Dieser Prädiktor wird relativ häufig selektiert und kann unter Bedingungen eines negativen Southern-Oscillation-Index zu überdurchschnittlich hohem Druck über dem südlichen Afrika führen, der in einem zweiten Maximum der Faktorladungen in der entsprechenden Karte von Abbildung 6.63 zu erkennen ist. Die Folge sind unterdurchschnittliche Januarregen über Afrika. Das Variationszentrum der neunten Hauptkomponente des 500hPa-Niveaus über Namibias Westküste bei 25° S 17° E repräsentiert im positiven Mode das aus den Vormonaten bekannte niederschlagsmindernde Muster einer ostwärts ausgreifenden atlantischen Antizyklone mit absteigenden Luftmassen und Wolkenauflösung.

#### 6.4.4 Februar

Im Februar ist das Spektrum selektierter Variationszentren relativ groß. Es gibt nur wenige Hauptkomponenten, die auffällig häufig ausgewählt werden, wobei dieses Phänomen auch auf die geringe Anzahl von Modellgleichungen zurückzuführen ist. Die Beträge der partiellen Regressionskoeffizienten sind gegenüber dem Vormonat nicht gestiegen, sondern sind in etwa vergleichbar (siehe A.8 im Anhang). Aus Tabelle 6.4 sind die Häufigkeiten der Prädiktoren in den Gleichungen und die Vorzeichen der jeweiligen partiellen Regressionskoeffizienten zu entnehmen.

Auch in diesem Monat der Hauptregenzeit sind feuchte Verhältnisse über Namibia mit östlichen Strömungsrichtungen verbunden. Diese werden durch die positiven Scores der etwas häufiger selektierten Variationszentren der PC9 im 500hPa bzw. PC10 des 300hPa-Niveaus repräsentiert. Vergleichbar mit einer leicht westwärts verlagerten Indik-Antizyklone treten die höchsten Faktorladungen dieser Hauptkomponenten südöstlich von



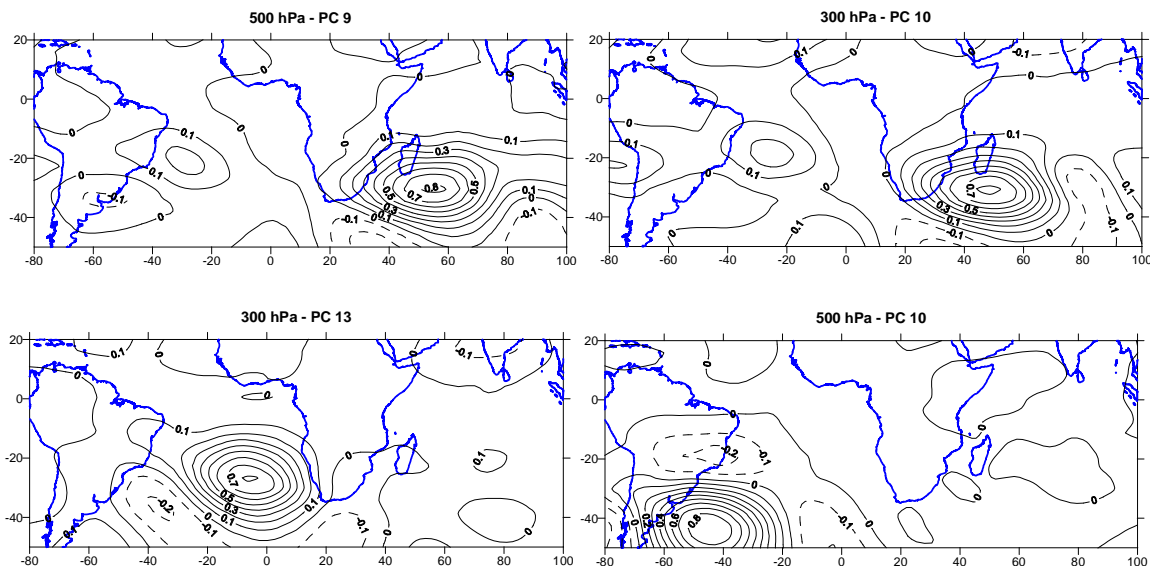
Atm. Niv.	PC																		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
g	+	1	1	2									1					2	-
	-	1	1					1	2				8		1			2	-
m	+				1			1	3	4	2	1					3	-	-
	-	1				2		1			1		2	1		2	1	-	-
h	+			3	2	2	2		1		5		1	3		2	4	1	
	-	1	2						2						3		2	1	4

**Tabelle 6.4:** Anzahl der selektierten Hauptkomponenten aus den drei atmosphärischen Niveaus 1000hPa (g), 500hPa (m) und 300hPa (h) im Februar. Die obere Spalte zeigt jeweils Prädiktoren, die mit positiven Regressionskoeffizienten in die Gleichungen eingehen, darunter stehen die negativen Zusammenhänge. Die Häufigkeitsangaben beziehen sich auf die zur Niederschlagsabschätzung herangezogenen stationsbasierten Modelle mit dem Kalibrierungszeitraum 1968-97.

Madagaskar auf, wie es in den Karten der Abbildung 6.64 zu erkennen ist. In diesem Zirkulationsmuster ist wieder das Prinzip der niederschlagsfördernden easterly waves erfasst, mit ausgeprägtem Feuchtetransport von Osten in die namibischen Landesteile, der durch die Umströmung des subtropischen Hochdruckgebietes induziert wird. Die Luftdruckverhältnisse, wie sie in Kapitel 3.1 erläutert wurden, mit dem Tiefdruckgebiet über Botswana und den Hochdruckzellen über Atlantik und Indik (siehe Abb. 3.1), sind nicht in einer einzigen Karte zu sehen, da innerhalb des Varimax-Rotationsverfahrens der Hauptkomponentenanalyse eine Maximierung der Varianzerklärung der einzelnen PC angestrebt ist und somit bei einer größeren Anzahl von PCs hauptsächlich Einzelstrukturen wiedergegeben werden. Das Variationszentrum der neunten Hauptkomponente kann, auch wenn es nicht das komplette easterly wave System darstellt, als wichtiger Bestandteil der Feuchteadvektion interpretiert werden.

Auch in der Höhe (300hPa) setzt sich der positive Zusammenhang mit PC10 in den Regressionsgleichungen durch. Hier fehlt jedoch die im 500hPa-Niveau ostwärts ausgreifende zonale Struktur. Zusammen mit PC13 des oberen atmosphärischen Niveaus, mit der die zehnte Hauptkomponente teilweise gemeinsam in einer Gleichung auftritt, wird wie in den vorhergehenden Monaten im positiven Modus die östliche Höhenströmung repräsentiert. Das Zirkulationsfeld der dreizehnten Hauptkomponente kann mit seinem Zentrum im Atlantik bei 25° S 5° W, vergleichbar zu PC12 und PC17 im Januar, ebenfalls als Antrieb dieser östlichen Strömungskonfiguration verstanden werden, die sich auf Namibia bei positiven Scores niederschlagsfördernd auswirkt. PC5 des 300hPa-Niveaus mit seinem Variationszentrum über dem südlichen Afrika (ohne Abb.) fügt sich dazwischen ein, so dass alle drei Hauptkomponenten, die für diese Strömungsrichtung stehen, ausschließlich mit positiven Koeffizienten in die Modellbildung eingehen.

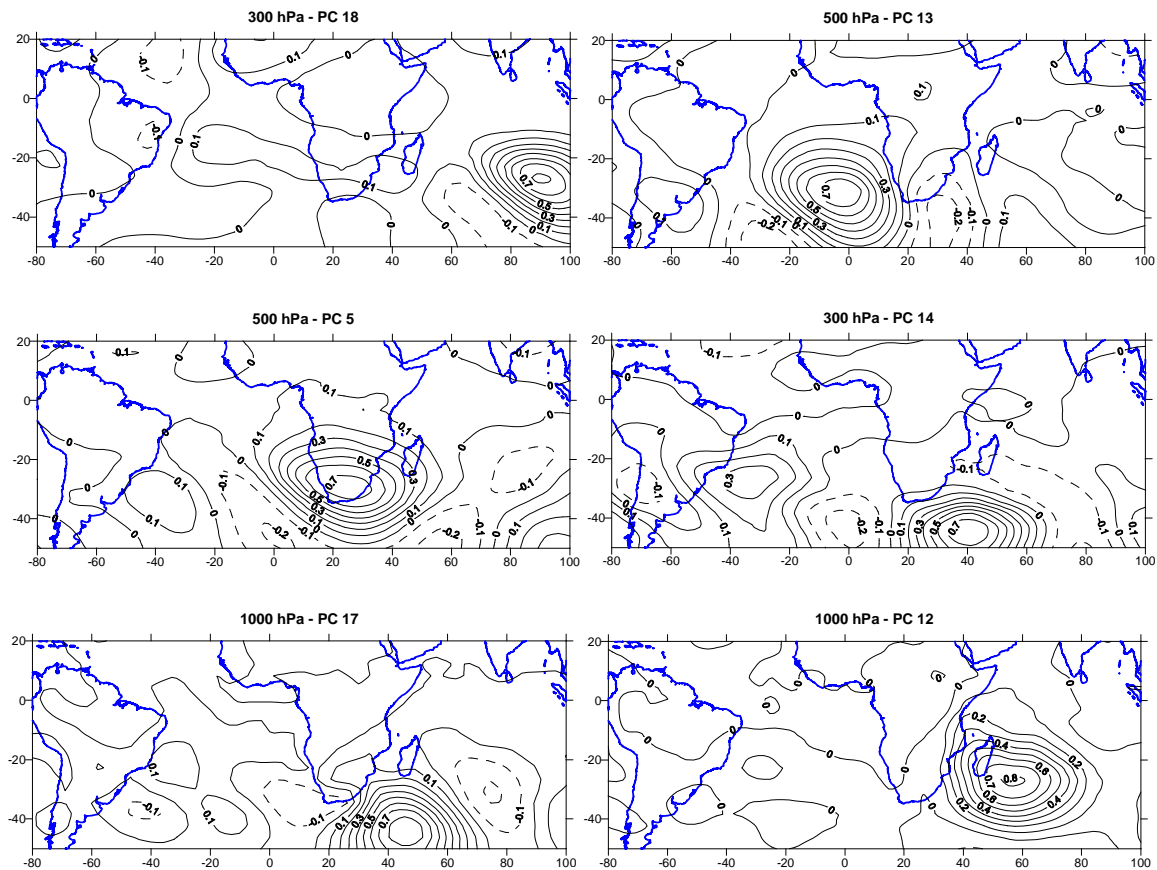
Die Telekonnektion feuchter Verhältnisse in Namibia zum Zirkulationsgeschehen vor der südamerikanischen Küste wird durch das Variationszentrum der PC10 des 500hPa-



**Abbildung 6.64:** Zur Modellierung der Februarniederschläge häufig ausgewählte Variationszentren der Geopotentiellen Höhen (räumliches Muster der Hauptkomponentenladungen). Durch PC9, PC10 (500hPa), PC10 und PC13 (300hPa) repräsentierte Zentren sind positiv mit den Prädiktanden korreliert.

Niveaus wiedergegeben (siehe Abb. 6.64). Die Zusammenhänge mit der ENSO-Zirkulation wurden bereits in den Vormonaten beschrieben. Als weit über den Westatlantik und die Südspitze Südamerikas ausgreifende subtropische Antizyklone kann diese PC im positiven Mode als Bestandteil der Walker-Zirkulation verstanden werden, die wie das easterly wave System in dieser Darstellungsform nur in einzelnen Teilen erfasst wird. Die dritten Hauptkomponenten des 1000hPa- und 300hPa-Niveaus wirken bei positiven Scores ebenfalls positiv auf die Niederschlagsverhältnisse Namibias. Deren höchste Faktorladungen befinden sich über dem tropischen Südamerika (ohne Abb.) und können ebenfalls den Repräsentanten der ENSO-Zirkulation zugeordnet werden.

Auch innerhalb der negativen Zusammenhänge können diese Telekonnektionen wirksam werden. Das Variationszentrum der PC18 (300hPa) mit maximalem Ladungswert über dem östlichen Indik (siehe Abb. 6.65) weist einen starken Gradienten der Geopotentialanomalien auf, aus dem bei positiven Scores nordwestliche Luftmassenbewegungen resultieren. Obwohl der Varianzerklärungsanteil dieser Hauptkomponente bezüglich des originalen Geopotentialdatenfelds gering ist, wird sie vergleichsweise häufig in die Niederschlagsabschätzungen miteinbezogen. Diese Konstellation wirkt im positiven Modus ebenso niederschlagsmindernd wie das aus den vorhergehenden Monaten bekannte Zirkulationsmuster der subtropischen atlantischen Antizyklone westlich von Namibia, das durch das Variationszentrum der PC13 im 500hPa-Niveau repräsentiert wird. Auch das Zentrum der PC5 desselben atmosphärischen Stockwerks, das über dem südlichen Afrika liegt (Abb. 6.65),



**Abbildung 6.65:** Zur Modellierung der Februarniederschläge häufig ausgewählte Variationszentren der Geopotentiellen Höhen (räumliches Muster der Hauptkomponentenladungen). Durch PC12, PC17 (1000hPa-Niveau), PC5, PC13 (500hPa), PC14 und PC18 (300hPa) repräsentierte Zentren sind negativ mit den Prädiktanden korreliert.

wirkt im Fall steigender Druckanomalien niederschlagsmindernd auf Namibia. Das Variationszentrum der PC14 der 300hPa-Geopotentialdaten befindet sich südlich des afrikanischen Kontinents bei  $45^{\circ}$  S  $40^{\circ}$  E und ist nur im Fall negativer Scores mit positiven Niederschlagsabweichungen in Namibia verbunden. Die angrenzenden negativen zellulären Strukturen sprechen in Kombination mit dem Variationszentrum im positiven Mode für Divergenz in der Höhe. Eine ähnliche geographische Lage weist auch das Variationszentrum der PC17 des 1000hPa-Niveaus über dem Westindik bei  $45^{\circ}$  S  $45^{\circ}$  E auf. Das östlich von Afrika gelegene Zentrum passt in Verbindung mit negativen Regressionskoeffizienten (im positiven Modus) nicht in die bisherigen Kombinationen von Zirkulations- und Niederschlagsverhältnissen, nach denen die Selektion solcher Prädiktoren vorwiegend in Zusammenhang mit positiven Koeffizienten auftrat. Es ist ebenfalls denkbar, dass im Fall positiver Scores die nordöstliche Anströmung zwar die klassischen Sommerregengebiete des östlichen Afrikas erreicht, jedoch nicht bis nach Namibia vordringt. PC17 wird nicht

Atm. Niv.	PC																				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	
g	+		2			2	2	1		1	1		4			1		1	2	-	-
	-			2	1				1		1					1		1	1	-	-
m	+				1						3	1	2			1			-	-	
	-	1	1						3		1	1						4	-	-	
h	+						1		1	1				6	1	1			1		
	-			2			1		1			3				1	1	1	1		

**Tabelle 6.5:** Anzahl der selektierten Hauptkomponenten aus den drei atmosphärischen Niveaus 1000hPa (g), 500hPa (m) und 300hPa (h) im März. Die obere Spalte zeigt jeweils Prädiktoren, die mit positiven Regressionskoeffizienten in die Gleichungen eingehen, darunter stehen die negativen Zusammenhänge. Die Häufigkeitsangaben beziehen sich auf die zur Niederschlagsabschätzung herangezogenen stationsbasierten Modelle mit dem Kalibrierungszeitraum 1968-97.

sehr häufig, aber immer gemeinsam mit PC13<sup>26</sup> aus dem 500hPa-Niveau in die Gleichungen aufgenommen.

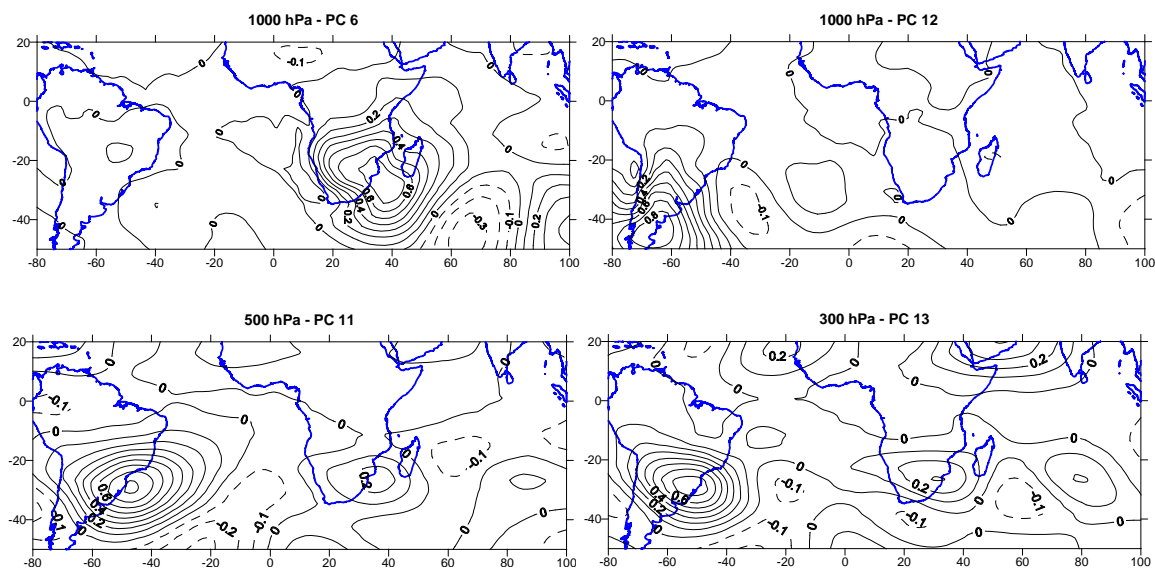
Am häufigsten (bei 8 Modellen) wird das Variationszentrum von PC12 der bodennahen Geopotentialdaten selektiert. Es geht ausschließlich mit negativen partiellen Regressionskoeffizienten in die Modellgleichungen ein und ist im Fall positiver Scores mit trockeneren Verhältnissen über Namibia verbunden. Das Zentrum liegt etwas südöstlich vor Madagaskar (siehe Abb. 6.65) und ist im positiven Modus als kräftige subtropische Antizyklone über dem Indischen Ozean zu verstehen. Anscheinend wirken im Februar eher die weiter südlich liegenden Zentren aus höheren atmosphärischen Niveaus niederschlagsfördernd.

### 6.4.5 März

Zur Niederschlagsabschätzung für das Ende der Regenzeit existieren nach dem Verifikationsverfahren nur wenige Stationen, für die zuverlässige Modellgleichungen aufgestellt werden konnten. Dafür treten hier einige Variationszentren besonders deutlich auf, die z.T. in mehr als 50% der Ansätze verwendet werden. Tabelle 6.5 gibt einen Überblick über die Häufigkeit der selektierten Prädiktoren. Die partiellen Regressionskoeffizienten sind im Vergleich zu den Vormonaten betragsmäßig reduziert. Sie sind aber generell noch höher als zu Beginn der Regenperiode im November (vgl. Anhang A.8).

Im Zusammenhang mit positiven Regressionskoeffizienten geht das Variationszentrum der PC6 des 1000hPa-Niveau über dem südöstlichen Afrika bei 30° S 40° E (Abb. 6.66) in die Modellgleichungen ein. Die wesentlich westlichere Lage gegenüber der zuletzt bei den Februar-Prädiktoren vorgestellten PC12 ist möglicherweise ausschlaggebend, dass diese Geopotentialanomalien in Namibia im positiven Modus feuchtere Verhältnisse verursachen. Über der namibischen Region ist dabei mit einer deutlichen Ost-Anströmung zu

<sup>26</sup>Repräsentant für eine stark ausgeprägte Atlantik-Antizyklone (bei positiven Scores)

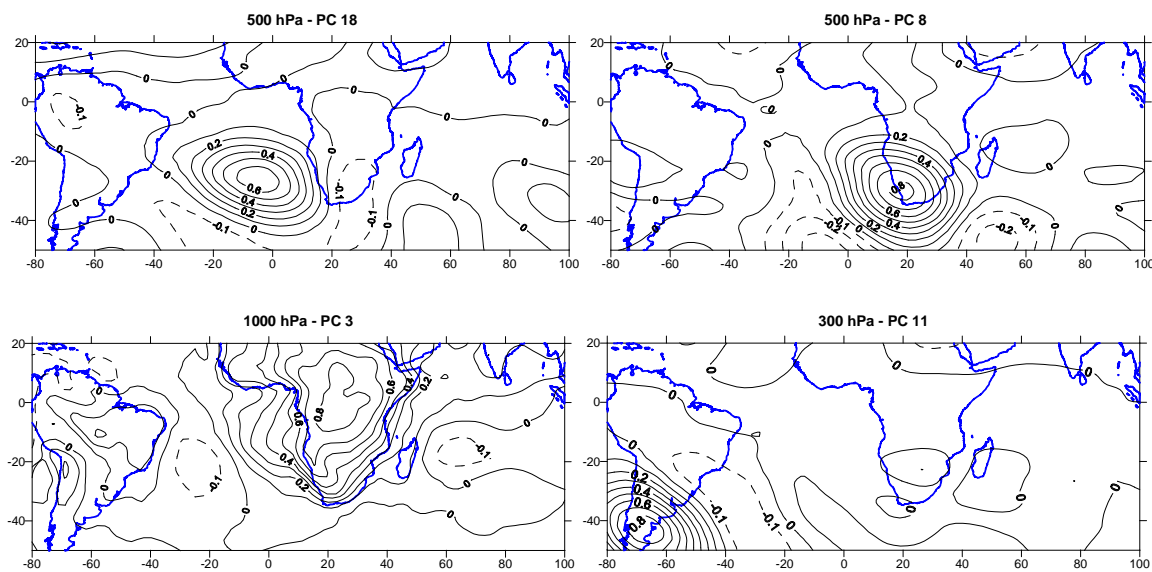


**Abbildung 6.66:** Zur Modellierung der Märzniederschläge häufig ausgewählte Variationszentren der Geopotentiellen Höhen (räumliches Muster der Hauptkomponentenladungen). Durch PC6, PC12 (1000hPa-Niveau), PC11 (500hPa) und PC13 (300hPa) repräsentierte Zentren sind positiv mit den Prädiktanden korreliert.

rechnen. Die drei übrigen, in den Karten der Abbildung 6.66 dargestellten Variationszentren von eindeutig positiv gewichteten Prädiktoren, die sehr häufig zur Niederschlagsabschätzung herangezogen werden, liegen alle über der Südostküste Südamerikas. Die höchsten Ladungswerte von PC12 des 1000hPa-Niveaus sind bei  $45^{\circ}$  S  $65^{\circ}$  W südlicher als die von PC11 des 500hPa-Niveaus und PC13 im obersten der untersuchten atmosphärischen Höhen bei etwa  $30^{\circ}$   $50^{\circ}$  E. Die Prädiktoren des mittleren und unteren Niveaus treten häufig gemeinsam mit PC13 der 300hPa-Geopotentialdaten auf. Diese eindeutige Kombination von positiven Auswirkungen auf die Niederschläge Namibias und positiven Druckanomalien über dem subtropischen Westatlantik bzw. über dem südlichen Südamerika ist wieder als bereits beschriebene Fernkopplung zwischen dem ENSO-System und südafrikanischen Niederschlägen zu interpretieren.

Das Variationszentrum über dem Südatlantik vor der afrikanischen Küste, das hier durch die PC18 des 500hPa-Niveaus repräsentiert ist (Abb. 6.67), steht bei positiven Scores auch im März im Zusammenhang mit trockeneren Verhältnissen in Namibia. Der Varianzklärungsanteil der Hauptkomponente im Originalgitterfeld ist gering, allerdings wird dieser Prädiktor im schrittweisen Verfahren häufig zur Modellbildung ausgewählt. Wie in den Vormonaten kann das Zentrum im positiven Mode als Atlantik-Antizyklone mit den entsprechenden niederschlagsmindernden Auswirkungen verstanden werden.

Fast ebenso oft wird PC8 (500hPa) selektiert, dessen maximale Faktorladung über der Südwestspitze Afrikas liegt (siehe Abb. 6.67). In Kombination mit den südlich angren-



**Abbildung 6.67:** Zur Modellierung der Märznieerschläge häufig ausgewählte Variationszentren der Geopotentiellen Höhen (räumliches Muster der Hauptkomponentenladungen). Durch PC3 (1000hPa-Niveau), PC8, PC18 (500hPa) und PC11 (300hPa) repräsentierte Zentren sind negativ mit den Prädiktanden korreliert.

zenden negativen Ladungen, kann durch die westliche Strömung (südöstlich des Kontinents) im Fall positiver Scores der PC8 auf verringerte easterly wave Aktivitäten geschlossen werden. Das bedeutet für Namibia trockene Verhältnisse, die ebenso durch die absteigenden Luftbewegungen der über dem südwestlichen Afrika liegenden Antizyklone verursacht werden können. Als Repräsentant einer deutlichen Westströmung im Bodenniveau und im positiven Modus niederschlagshemmend ist auch das Variationszentrum der PC3 (1000hPa) mit höchsten Ladungen über dem äquatorialen Afrika (siehe Abb. 6.67) zu interpretieren. Das Zentrum umfasst den gesamten Kontinent. Etwas südlich davon entfernt sind eher zonale Strukturen zu erkennen, die entsprechend der Umströmungsrichtung der Südhemisphäre auf die westliche Strömungstendenz bei positiven Druckanomalien des Zentrums hinweisen. Im letzten der untersuchten Sommerregenmonate existiert auch bei den negativen Korrelationen eine Fernkopplung zum Ostpazifik bzw. südlichen Südamerika. Das Variationszentrum der elften Hauptkomponente des 300hPa-Niveaus repräsentiert die Kapregion des Kontinents und ist gegenüber dem oben vorgestellten positiv wirksamen Prädiktor aus dem Höhenniveau weiter südwestlich verlagert. In dieser Lage geht dieser als negativ ferngekoppelte Einflussgröße in die Niederschlagsabschätzungen ein und unterstreicht damit nochmals die große Variabilität des ENSO-Zirkulationsgeschehens, das für Namibia je nach Phase sowohl niederschlagsfördernd als auch niederschlagsmindernd wirken kann.

Die oben dargestellten zirkulationsspezifischen Interpretationen stellen jeweils nur einen

kleinen Teil der selektierten Einflussgrößen vor. Das Ziel, den zirkulationsdynamischen Hintergrund der eigenen Modelle einzuordnen, ist durch die Betrachtung der Kombinationen der einzelnen Prädiktoren in den Modellgleichungen und deren partiellen Regressionskoeffizienten erreicht. Es können damit auch einige Modellergebnisse besser verstanden werden. Um jedoch speziell das Zirkulationsgeschehen und dessen Zusammenhänge zu den namibischen Niederschlägen zu erfassen, empfehlen sich andere Untersuchungsansätze, die bereits im Graduiertenkolleg umgesetzt wurden und beispielsweise niederschlagsphasenspezifische Kompositenanalysen<sup>27</sup> oder Telekonnektionsanalysen<sup>28</sup> beinhalten.

---

<sup>27</sup>Diese Methode wurde in der Dissertation von ENGERT (1999) angewendet

<sup>28</sup>Die Fernkopplungen der Niederschläge des südlichen Afrika zum Zirkulationsgeschehen sind Gegenstand der fast abgeschlossenen Dissertation von PHILIPP.

## Kapitel 7

# Modellierung mit Kanonischen Korrelationen

Neben der ausführlich dargestellten Downscaling-Variante mittels linearer schrittweiser Regressionsanalysen geht bereits aus der in Kapitel 2.3 aufgeführten Tabelle (Downscaling mittels Transferfunktionen) der Einsatz von Kanonischen Korrelationsanalysen als alternative Methode zu linearen Regressionsanalysen hervor.

Die hier vorgestellten Kanonischen Korrelationsanalysen wurden während eines Gastforschungsaufenthalts am GKSS-Forschungszentrum (Geesthacht) in Zusammenarbeit mit der Downscaling-Arbeitsgruppe von Prof. Hans v. Storch und Dr. Eduardo Zorita berechnet. Dabei stand nicht der konkrete Methodenvergleich im Vordergrund. Es sollte vielmehr deren erprobter und in außertropischen Gebieten vielfach eingesetzter zuverlässiger kanonischer Modellansatz zur Prognose zukünftiger namibischer Niederschläge angewandt werden. Daher werden in den beiden Modellbildungen auch nicht exakt identische Input-Datensätze eingesetzt.

Die differierenden Datenbearbeitungen vor den Modellierungen - Modellbildung durch lineare Regressionen bzw. durch kanonische Korrelationen - werden nach einer kurzen Einführung in die theoretischen Grundlagen der Kanonischen Korrelationsanalyse erläutert. Im letzten Teil des Kapitels werden die Ergebnisse der einzelmonatlichen kanonischen Korrelationsanalysen exemplarisch anhand zweier Monate der Sommerregenzeit präsentiert.

## 7.1 Kanonische Korrelation

Durch die Kanonische Korrelation wird der multivariate Zusammenhang zweier Variablengruppen  $X$ ,  $Y$  analysiert.

Mit der Konstruktion von kanonischen Variablen ( $X^n$  und  $Y^n$ ) werden  $X$  und  $Y$  miteinander verknüpft. Das Ziel der Kanonischen Korrelationsanalyse<sup>1</sup> ist es, Musterpaare zu finden, für die gilt:

---

<sup>1</sup>engl.: CCA (Canonical Correlation Analysis)



- das erste Paar kanonischer Variablen  $X^1$  und  $Y^1$  repräsentiert die maximale Korrelation der linearen Kombinationen von  $X$  und  $Y$
- $X^1$  und  $Y^1$  sind standardisierte Variablen
- das zweite Paar kanonischer Variablen  $X^2$  und  $Y^2$  weist die stärkste Korrelation der verbleibenden Variablenpaare von  $X$  und  $Y$  auf
- das Paar  $X^1$  und  $Y^1$  ist nicht mit  $X^2$  und  $Y^2$  korreliert
- die Korrelation zwischen kanonischen Variablen einer Gruppe beträgt 0.

Das Maximum kanonischer Variablenpaare ist durch die Anzahl der Variablen im kleineren Variablensatz vorgegeben.

Wichtige Parameter zur klimatologischen Interpretation der CCA sind

- der kanonische Korrelationskoeffizient, der Aufschluss über die Stärke und Richtung des multivariaten Zusammenhangs gibt
- die zeitabhängig variierenden Werte der kanonischen Variablen (canonical scores)
- die kanonischen Koeffizienten<sup>2</sup> (canonical loadings), die den Zusammenhang zwischen kanonischen Variablen und Originaldaten erfassen
- die Varianzerklärungsanteile der einzelnen kanonischen Muster an der Gesamtvarianz.

Die canonical loadings können vergleichbar zu den Ladungen der Hauptkomponenten in Kapitel 6.4 als räumliche Verteilungsmuster in Form von Isokorrelatenkarten dargestellt werden, um eine räumliche Interpretation des Zusammenhangs zu erleichtern.

Mathematisch ausführliche Darstellungen dieser Methode mit Beispielen aus der Klimatologie finden sich bei v. STORCH & ZWIERS (1999, S.317ff) oder BARNETT & PREISENDORFER (1987). Um aus den oben beschriebenen Zusammenhängen Abschätzungen zukünftiger Klimaverhältnisse abzuleiten, wird auf das von v. STORCH et al. (1993) vorgestellte und auch von BECK (2000) und ZORITA & LAINE (2000) angewandte Verfahren zurückgegriffen.

So lässt sich der Niederschlag  $N$  zum Zeitpunkt  $t$  für eine Station  $i$  durch kanonische Korrelationsanalysen mit Geopotentialdaten wie folgt modellieren:

$$N(i, t) = \sum_{k=1}^m cc_k \alpha_k(t) s(i) ccan_k(i) \quad (7.1)$$

mit:

$m$ : Anzahl kanonischer Variablenpaare (maximal: Anzahl der Variablen des kleineren Datensatzes)

---

<sup>2</sup>Korrelationskoeffizienten zwischen den kanonischen Variablen und den Originalvariablen

$cc_k$  : Kanonischer Korrelationskoeffizient für das kanonische Variablenpaar  $k$   
 $\alpha_k(t)$  : Wert der kanonischen Variable  $k$  (Geopotentiellen Höhe) im Zeitschritt ( $t$ )  
 $s(i)$  : Standardabweichung der Niederschlagswerte der Station ( $i$ ) in der Kalibrierungsperiode  
 $ccan_k(i)$ : Kanonische Ladung der Niederschlagsstation ( $i$ ) auf kanonischer Variable  $k$  in der Kalibrierungsperiode

$\alpha_k(t)$  wird für jeden Zeitschritt ( $t$ ) bestimmt durch die Minimierung von

$$(gp(j, t) - \sum_k \alpha_k(t) ccagp_k)^2 \quad (7.2)$$

$gp(j, t)$ : Geopotentialanomalien aus der Klimasimulation (Modelldaten) bzw. dem Verifikationszeitraum

$ccagp_k$ : Kanonisches Ladungsmuster der kanonischen Variable  $k$  (Geopotentielle Höhe) im Kalibrierungszeitraum

Die Methode der kanonischen Korrelation wird oft, wie in dieser Untersuchung, in Verbindung mit vorhergehenden Hauptkomponentenanalysen oder Empirischen Orthogonalfunktionen (EOF) eingesetzt. Durch diesen Bearbeitungsschritt wird das unerwünschte Rauschen in den Originaldaten größtenteils eliminiert und jeweils in sich statistisch unabhängige Eingangsdatensätze geschaffen. Die Resultate der hier durchgeführten EOF-Analysen werden unter 7.2 vor den Ergebnissen der kanonischen Korrelationen (7.3) vorgestellt. Dementsprechend wird die Modellbildung für EOFs der Niederschlagsstationsdaten bzw. der Geopotentialdaten durchgeführt und anschließend auf das Originalfeld rücktransformiert. Zunächst sollen die Unterschiede der Downscaling-Ansätze erläutert werden. In der Fachliteratur sind auch kombinierte Ansätze von linearen Regressionsrechnungen mit kanonischen Korrelations-Variablen zu finden, die laut FOUCART (1999) wie die Anwendung der klassischen Regressionsrechnung ebenfalls zuverlässige Ergebnisse erzielen.

## 7.2 Unterschied der beiden Modellbildungen

Der größte Unterschied zwischen beiden Downscaling-Varianten besteht in der Interpretationsmöglichkeit des Zusammenhangs der großskaligen Zirkulation zum lokalen Klimaparameter. Während bei kanonischen Korrelationen aus den gekoppelten Ladungsmustern der kanonischen Variablenpaare eine direkte Verknüpfung bestimmter Zirkulationsmuster mit dem Niederschlagsgeschehen resultiert, muss diese Information im schrittweisen Regressionsverfahren aus den einzelnen selektierten Prädiktoren und den Vorzeichen ihrer partiellen Regressionskoeffizienten entnommen werden. Der Raumbezug ergibt sich erst durch die Betrachtung der Variationszentren dieser als Prädiktoren eingesetzten Hauptkomponenten. Es existieren somit viele einzelne Zusammenhänge zwischen Zirkulationsfeldern und den Niederschlägen, wie sie auch unter 6.4 für Namibia beschrieben wurden.

Generell ist der kanonische Ansatz zur Interpretation der Gesamtheit niederschlagsmodulierender Strömungskonfigurationen überschaubarer, auch wenn bei der regressionsanalytischen Variante die großräumigen Verhältnisse in Bezug auf das Niederschlagsgeschehen detaillierter erfasst werden können.

Es ist generell möglich, die exakt gleichen Datensätze aus der linearen Regression zum Downscaling mit kanonischen Korrelationen zu verwenden. Wie bereits angemerkt, wird jedoch kein konkreter Methodenvergleich vorgenommen, sondern es sollten in Anlehnung an die vorhandenen Erfahrungen der Arbeitsgruppe in Geesthacht mit dieser Variante weitere Erkenntnisse über das zukünftige Niederschlagsgeschehen in Namibia gewonnen werden. Bezüglich der Modellbildung bestehen zwischen der in den letzten beiden Kapiteln ausführlich dargestellten Vorgehensweise und dem kanonischen Ansatz folgende Unterschiede:

- aus den Originaldaten werden EOFs statt Hauptkomponenten berechnet<sup>3</sup>
- beide Variablensätze der Downscaling-Prozedur bestehen aus EOFs - die Niederschlagsstationen gehen nicht einzeln in die Analysen ein
- die Niederschlagsdaten werden vor der Analyse stationsweise normiert<sup>4</sup>
- die Geopotentiellen Höhen des Bodenniveaus (1000hPa) werden nicht in die Untersuchung miteinbezogen - Informationen zur großskaligen Zirkulation stammen aus den höheren atmosphärischen Niveaus 500hPa und 300hPa.<sup>5</sup>

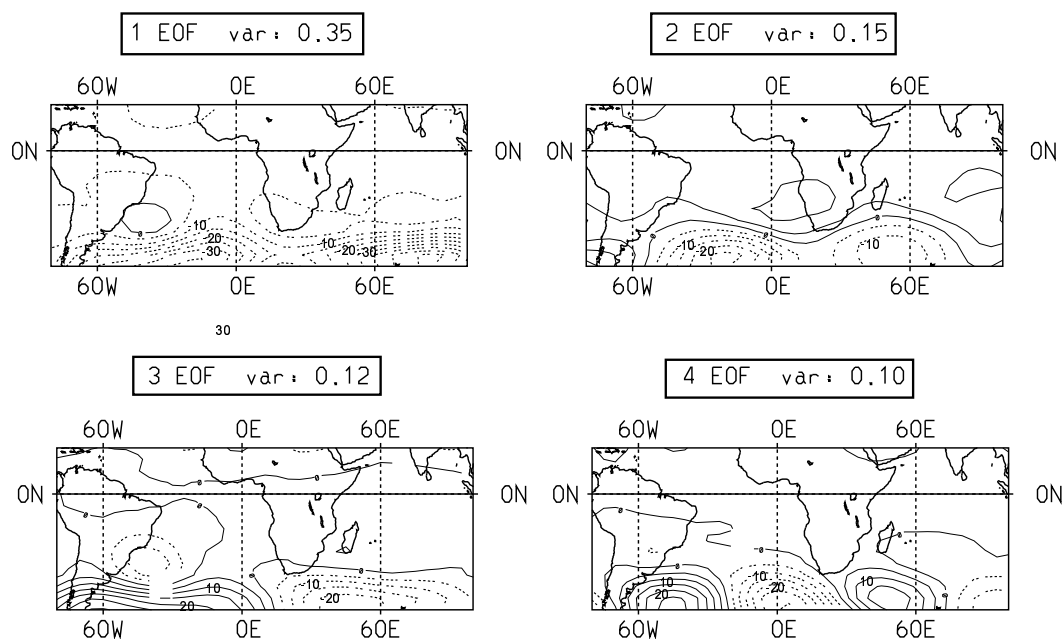
Der Unterschied zwischen der Modellbildung mit vorgeschalteten Hauptkomponentenanalysen oder Empirischen Orthogonalfunktionen ist nicht gravierend. Beide Verfahren zielen darauf ab, Originaldaten zu komprimieren und deren charakteristische Strukturen aufzudecken.

Bevor der Zusammenhang zwischen Zirkulationsgeschehen und namibischen Niederschlägen mittels kanonischer Korrelationsanalysen bestimmt wird, werden folglich die

<sup>3</sup>EOF-Analysen unterscheiden sich in der Eigenschaft der Eigenvektoren von PCAs. Die Eigenvektoren der berechneten EOFs sind normiert. Die Ladungen der EOFs sind nicht wie im Fall der PCA (bei der mit standardisierten Variablen gerechnet wurde) als Korrelationskoeffizienten von EOF und Originalvariable anzusehen, sondern entsprechen hier den Regressionskoeffizienten zwischen EOF und Originalvariable. PCA- und EOF-Ladungen unterscheiden sich durch den Faktor  $\sqrt{\lambda_i}$  ( $\lambda_i$  ist der Eigenwert des i-ten Eigenvektors).

<sup>4</sup>Die Niederschlagsdaten werden auf den Betrag 1 skaliert. Die Geopotentialdaten werden nicht normiert, damit die Information über die Gradienten in den Daten deutlich erhalten bleibt, es werden jedoch vor der EOF-Analyse Anomalien berechnet.

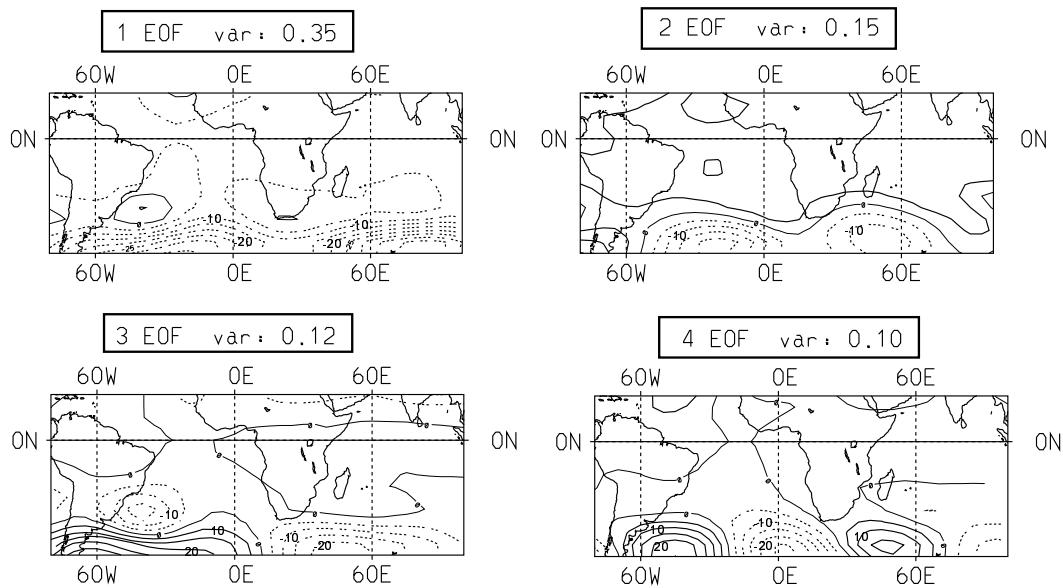
<sup>5</sup>Aufgrund der Erfahrungen der GKSS Downscaling-Arbeitsgruppe, dass bei Hinzunahme eines weiteren atmosphärischen Niveaus zur EOF-Analyse keine wesentlichen Änderungen resultieren, wird die 1000hPa-Geopotential-Komponente bei diesem Ansatz nicht berücksichtigt. Bei den Regressionsanalysen werden PCs dieses Niveaus zwar häufig als signifikante Einflussgrößen ausgewählt, die stärkeren Zusammenhänge mit dem namibischen Niederschlagsgeschehen werden trotzdem in den höheren Niveaus erwartet. Tropische Zirkulationsprozesse reichen beispielsweise bis in die höhere Atmosphäre und könnten durch 1000hPa-Geopotentialdaten nicht erfasst werden.



**Abbildung 7.1:** Muster der 4 EOFs im räumlichen Bezug zum Originalgitterfeld der 500hPa-Geopotentialdaten im Januar (Zeitraum: 1968-97). Durchgezogene Linien repräsentieren positive Regressionskoeffizienten, gestrichelte Linien negative. Die Einheit der Ladungen ist der Geopotentielle Meter. Die Varianzerklärungsanteile (var) der EOFs sind im umrandeten Textfeld angegeben.

zahlreichen Gitterpunktswerte der Geopotentiellen Höhen und die Stationsdaten, vergleichbar zur hauptkomponentenanalytischen Datenbearbeitung vor den Regressionsanalysen, durch EOF-Analysen auf eine geringere Anzahl von meistens jeweils 4 EOFs reduziert. Die Anzahl der EOFs wurde in dieser Untersuchung stark begrenzt, damit jede einzelne der später in die kanonischen Korrelationsanalysen eingehenden EOFs noch einen erheblichen Anteil der Varianz der Originalgitterfeldwerte bzw. der Stationsdaten erklärt. Ein statistischer Grenzwert lag nicht zu Grunde. Wie bei der Extraktion der Hauptkomponenten existiert auch für die EOF-Analysen kein allgemein gültiges Verfahren, das die Anzahl der EOFs vorschreibt. Der geringste Varianzerklärungsanteil einer einzelnen EOF unterschreitet in dieser Analyse nie 4%. Aus dem globalen Reanalyse-Datensatz der Geopotentiellen Höhen wird der gleiche Ausschnitt des Gitterfeldes (20° N bis 50° S, 80° W bis 100° E) wie im regressionsanalytischen Ansatz ausgewählt. In diesem Fall gehen das 500hPa- und 300hPa-Niveau der Geopotentialdaten gemeinsam in die EOF-Analyse ein. Diese wird für deren Anomalien im dreißigjährigen Kalibrierungszeitraum 1968-97 auf monatlicher Basis für die Sommerregenperiode (November bis März) durchgeführt.<sup>6</sup> Der

<sup>6</sup>Vor den Regressionsrechnungen gingen die Geopotentialdaten in 6-stündiger Auflösung in die PCA ein, so dass eine gemeinsame Berechnung (bei etwa 3x120-facher Beobachtungsanzahl) technisch schwer durchführbar war. Die höhere Anzahl detaillierter Hauptkomponenten für das schrittweise Selektionsver-



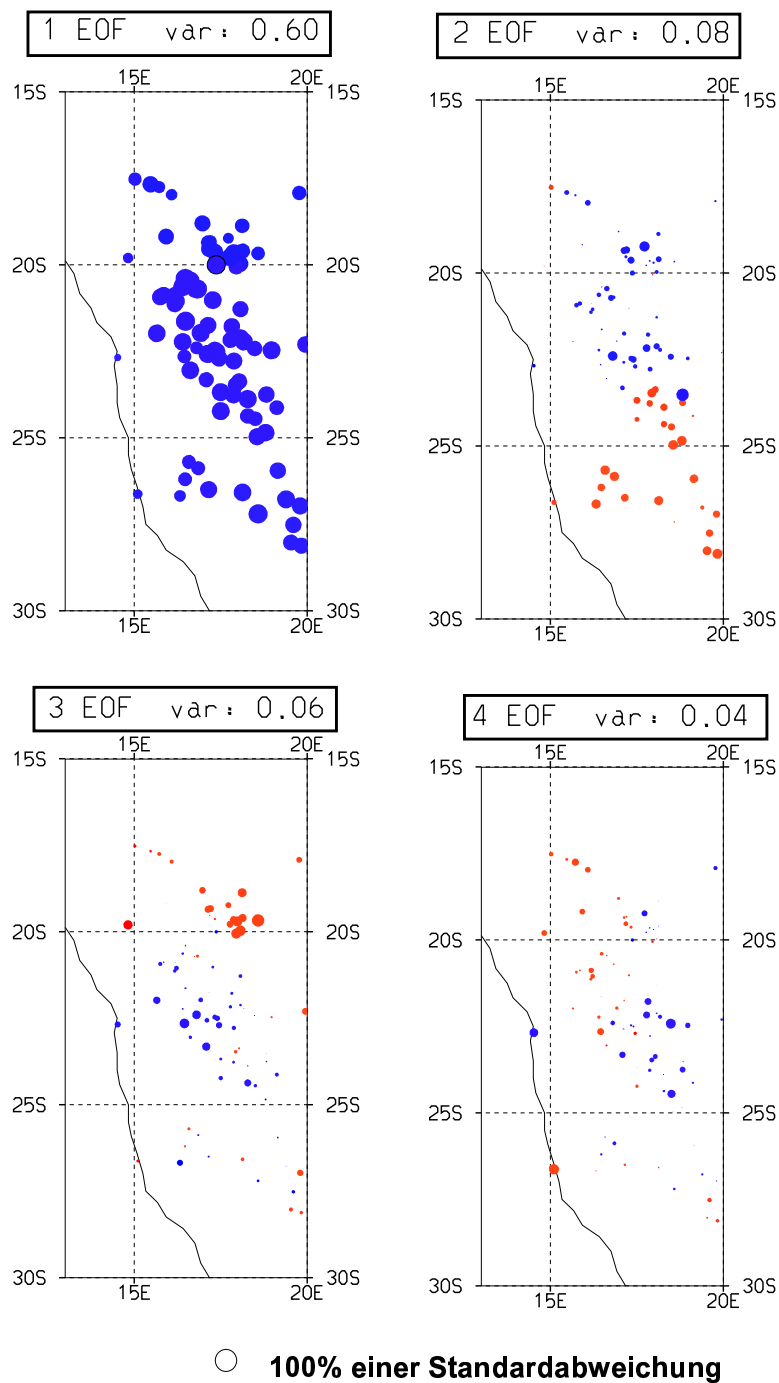
**Abbildung 7.2:** Wie 7.1, aber für 300hPa-Geopotentialdaten.

Gesamtvarianzerklärungsanteil der EOF-Analyse fällt geringer aus als bei der Hauptkomponentenanalyse, bei der 17-20 PCs extrahiert werden. Dieser Unterschied liegt jedoch nicht an der Analysevariante, sondern lediglich an der Beschränkung auf eine geringere Anzahl von Komponenten bei der EOF-Variante. Die EOFs sind unrotiert, da sie lediglich als Input für kanonische Berechnungen dienen und die daraus resultierenden kanonischen Muster zur räumlichen Interpretation herangezogen werden können. Die EOF-Ladungen sind hier nicht, wie die PC-Ladungsmuster im regressionsanalytischen Ansatz, die einzige Grundlage für zirkulationsdynamische Interpretationen.

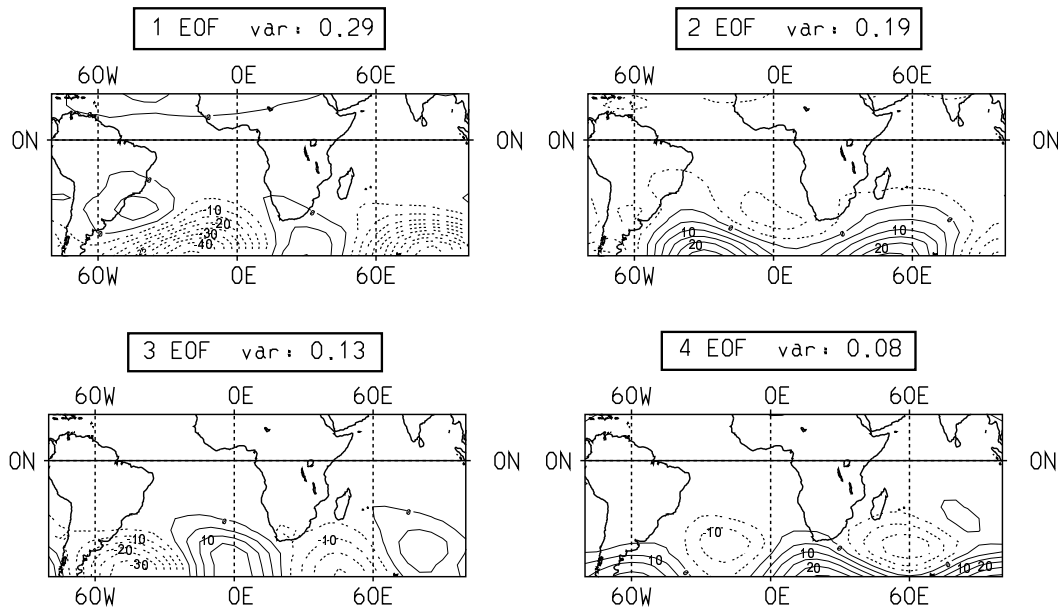
Die Abbildungen (7.1 bis 7.6) zeigen exemplarisch für Januar und März die räumlichen Verteilungsmuster der extrahierten EOFs für die Geopotentialdaten beider atmosphärischer Niveaus bzw. der Niederschlagsstationsdaten. Die beiden Monate werden herausgegriffen, da für diese später auch die Abschätzungsergebnisse der kanonischen Korrelationsanalysen vorgestellt werden. Die berechneten EOFs der Geopotentiellen Höhen sind barotrop. Das bestätigen die fast identischen EOF-Ladungsmuster in den Abbildungen 7.1 und 7.2 in Bezug zum Originaldaten-Gitterfeld des 500hPa- und 300hPa-Niveaus. Durch die Anwendung der Kovarianzmethode<sup>7</sup> beim Einsatz nicht-standardisierter Geopotentialdaten und die Multiplikation der EOFs mit  $\sqrt{\lambda_i}$  erscheinen die Ladungsmuster als Geopotentialanomalien. Die Regressionskoeffizienten der Zirkulationsdaten sind als Isolinien dargestellt. Die Ladungsmuster der Niederschlags-EOFs werden anhand der jeweiligen stations-

fahren der Regressionsrechnungen war erwünscht. Außerdem war die Forderung: Beobachtungsanzahl > Variablenanzahl erfüllt, die bei dem EOF-Ansatz (aufgrund der Erfahrungen aus bisherigen Untersuchungen der GKSS-Arbeitsgruppe) übergangen wird.

<sup>7</sup>Eigenwerte und Eigenvektoren werden aus der Kovarianzmatrix der Variablen bestimmt.



**Abbildung 7.3:** Die Bedeutung der 4 Niederschlags-EOFs für namibische Stationsdaten im **Januar** (Zeitraum: 1968-97). Positive Koeffizienten sind blau, negative rot gekennzeichnet. Die Größe des unten angegebenen Kreises entspricht 100% einer Standardabweichung des jeweiligen (normierten) Niederschlagsstationsdatensatzes. Die Varianzklärungsanteile (var) der EOFs sind im umrandeten Textfeld angegeben.

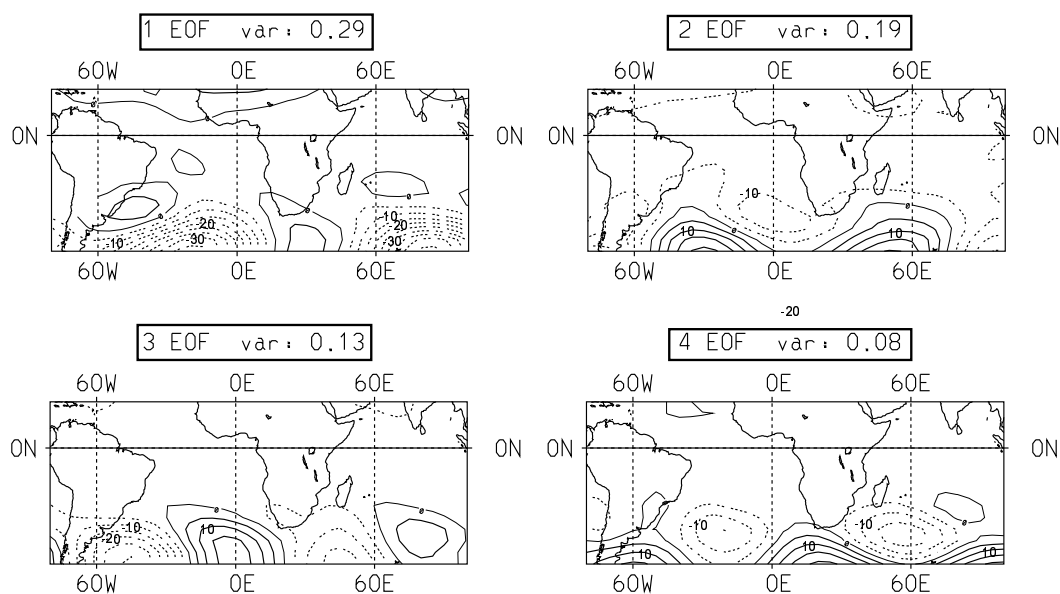


**Abbildung 7.4:** Muster der 4 EOFs im räumlichen Bezug zum Originalgitterfeld der 500hPa-Geopotentialdaten im März (Zeitraum: 1968-97). Durchgezogene Linien repräsentieren positive Regressionskoeffizienten, gestrichelte Linien negative. Die Einheit der Ladungen ist der Geopotentielle Meter. Die Varianzklärungsanteile (var) der EOFs sind im umrandeten Textfeld angegeben.

spezifischen Standardabweichungen in Bezug zu den normierten Niederschlagsdaten gesetzt und entsprechen den Regressionskoeffizienten zwischen Niederschlags-EOF und Niederschlag.<sup>8</sup>

Die erste EOF erklärt 35% der Varianz der Geopotentialdaten des 500hPa- und 300hPa-Niveaus und spiegelt mit negativen Geopotentialabweichungen im außertropischen Bereich der Südhemisphäre eine zonal geprägte Westströmung wider. In den Subtropen über Afrika und dem Indik weicht der zonale Charakter, v.a. im höheren atmosphärischen Niveau (siehe Abb. 7.2), einer geschlossenen zellulären Struktur. Das zweite EOF-Muster deutet mit 15% Varianzklärung ebenfalls auf eine außertropische Westströmung hin. Positive Geopotentialanomalien repräsentieren die subtropischen Gebiete über Atlantik und Indik mit einem Variationszentrum über dem südwestlichen Afrika, das nur im 500hPa-Niveau auftritt. Die dritte EOF erklärt 12% der Gesamtvarianz und weist über der Südspitze Südamerikas und dem südlichen Atlantik positive Anomalien auf. Südlich des afrikanischen Kontinents grenzt im außertropischen Bereich eine Zelle negativer Werte an, die sich über den Indik nach Osten hin ausweitet. Aus dem Gradienten zwischen der positiven und negativen Konfiguration kann eine südliche Anströmung des südlichen Afrikas resultieren. Im

<sup>8</sup>Da hier normierte Daten in die EOF-Analyse eingehen, entsprechen die Regressionskoeffizienten den Korrelationskoeffizienten zwischen EOF und Originalvariable.



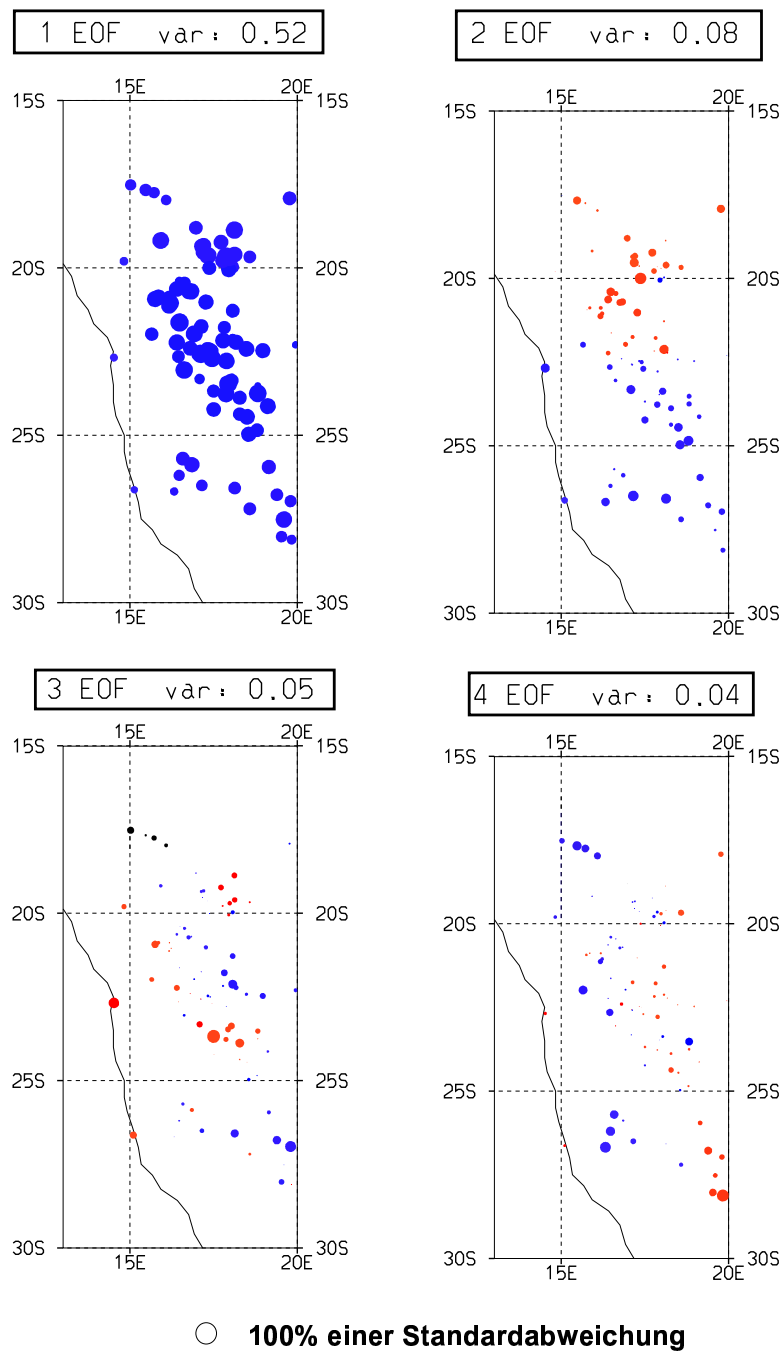
**Abbildung 7.5:** Wie 7.4, aber für 300hPa-Geopotentialdaten.

vierten EOF-Muster, das 10% der Varianz der Geopotentialdaten wiedergibt, tritt erstmals ein Zentrum positiver Werte über dem Indik bei etwa  $45^{\circ}$  S  $50^{\circ}$  E auf, das bei positiven Scores als östliche Strömungskomponente interpretiert werden kann. Positive Anomalien finden sich auch vor der Ostküste Südamerikas südlich von  $40^{\circ}$  S. Dazwischen liegt eine Zelle negativer Werte über dem Südatlantik mit einem Zentrum bei etwa  $0^{\circ}$  E. Es sei angemerkt, dass sich in keinem EOF-Muster auffällige Ladungen über den tropischen Breiten zeigen, die als spezielle Strömungskonfiguration interpretiert werden könnten.

Abbildung 7.3 zeigt die Bedeutung der einzelnen Niederschlags-EOFs für die namibischen Niederschlagsstationsdaten. Die erste EOF vereint mit 60% den größten Teil der Varianz auf sich. Die Zusammenhänge sind sehr hoch und haben ausschließlich positive Koeffizienten. Die zweite EOF weist bei 8% Varianzerklärung vorwiegend für die nordöstliche Region positive Ladungen auf. Stationen in Süd- und Zentralnamibia werden durch das Muster der dritten EOF repräsentiert, das noch 6% der Varianz erklärt. Weitere 4% werden von der vierten EOF erklärt, die insgesamt niedrige Koeffizienten aufweist und abgesehen von einigen deutlich positiven Ausnahmen im östlichen Zentralnamibia keiner Region eindeutig zuzuordnen ist.

Im März sind die Ladungen der EOFs für die Geopotentiellen Höhen weniger zonal orientiert als im Januar. Im ersten Muster, das 29% der Gesamtvarianz erklärt, sind im Atlantik und Indik bei etwa  $40^{\circ}$  südlicher Breite negative Ladungen der EOF auf das Originalgitterfeld zu erkennen (siehe Abb. 7.4). Die Geopotentialanomalien sind betragsmäßig höher als während der Hauptregenzeit. Die beiden zellulären Strukturen sind unterbrochen von positiven Ladungen südlich des afrikanischen Kontinents. Betrachtet man diese Konfiguration negativer Geopotentialanomalien als westliche Strömung, ist diese vermutlich





**Abbildung 7.6:** Die Bedeutung der 4 Niederschlags-EOFs für namibische Stationsdaten im März (Zeitraum: 1968-97). Positive Koeffizienten sind blau, negative rot gekennzeichnet. Die Größe des unten angegebenen Kreises entspricht 100% einer Standardabweichung des jeweiligen (normierten) Niederschlagsstationsdatensatzes. Die Varianzerklärungsanteile (var) der EOFs sind im umrandeten Textfeld angegeben.

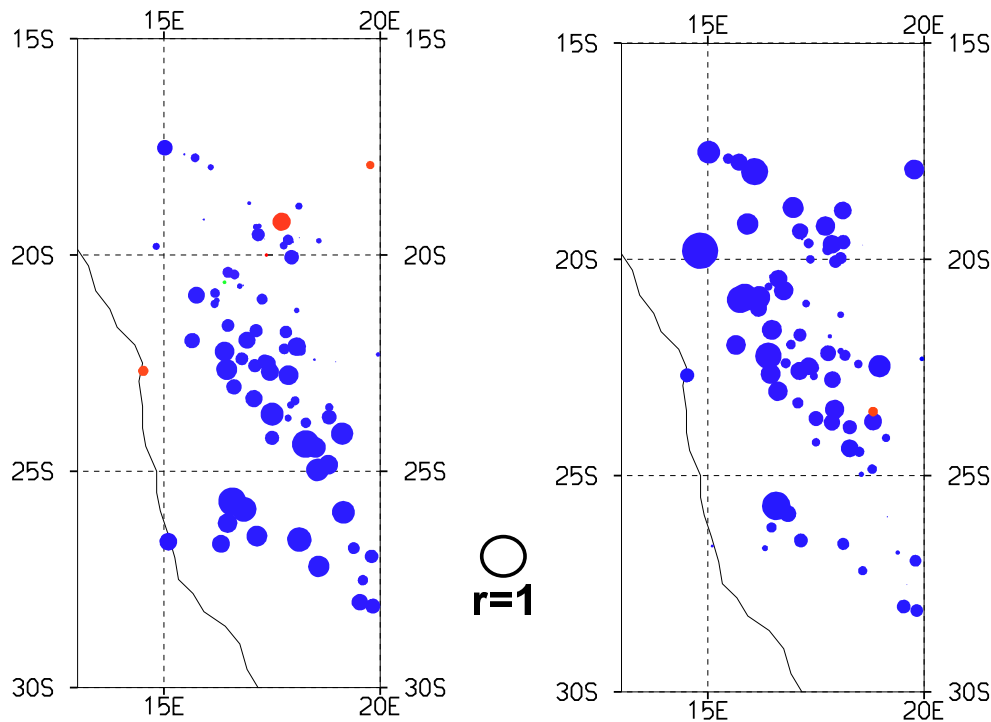
im Bereich um  $25^{\circ}$  E wellenförmig nach Süden ausgebuchtet. Als entgegen gerichtete subtropische Ostströmung ist, bei positiven Geopotentialanomalien, das Ladungsmuster der zweiten EOF mit 19% Varianzerklärung zu interpretieren, die im 300hPa-Niveau (siehe Abb. 7.5) etwas nach Süden verschoben ist. Die dritte Komponente (Varianzerklärungsanteil 13%) zeigt je zwei Zentren positiver und negativer Ladungen, wobei die positiven im subtropischen Ostatlantik bei ca.  $0^{\circ}$  E und in abgeschwächter Form über dem östlichen Indik liegen. In Kombination mit den negativen Geopotentialanomalien ist, wie im Muster der dritten EOF für die Geopotential-Anomalien im Januar, eine südliche Zirkulationskomponente anzunehmen. Das vierte Ladungsmuster erklärt noch 8% der Varianz und repräsentiert mit einem deutlichen Gradienten zwischen positiven und negativen Anomalien östlich des afrikanischen Kontinents eine Ostströmung über dem subtropischen Indischen Ozean. Über dem Atlantik ist eine ähnliche Konfiguration zu erkennen. Auch in diesem Monat hat keine EOF einen regionalspezifischen Bezug zu den tropischen Bereichen des Originalgitterfeldes.

Die Varianzerklärungsanteile der EOFs für die Niederschlagsdaten fallen im März etwas geringer aus als im Januar. Mit 52% erklärt die erste EOF den größten Teil der Varianz der Originalwerte. Die Ladungskoeffizienten sind hoch und positiv. Die Ladungen der zweiten EOF, deren Varianzerklärungsanteil schon wesentlich geringer ausfällt (8%), fallen vor allem im südlichen und zentralen Namibia positiv aus. Bei Komponente 3 und 4 nimmt die Bedeutung der EOFs für die Stationsdaten ebenfalls ab (Varianzerklärungsanteil 5% bzw. 4%) und die Koeffizienten weisen niedrigere Beträge auf (siehe Abbildung 7.6). In den letzten beiden Mustern wird von den EOFs kein regionaler Schwerpunkt bezüglich der repräsentierten Niederschlagsstationen deutlich.

Mit der Berechnung der EOF-Analysen für die Zirkulations- und Niederschlagsdaten sind die nötigen Vorbereitungsschritte zur kanonischen Korrelation entsprechend dem methodischen Ansatz vorgenommen.

### 7.3 Analyse und Resultate der kanonischen Korrelationen

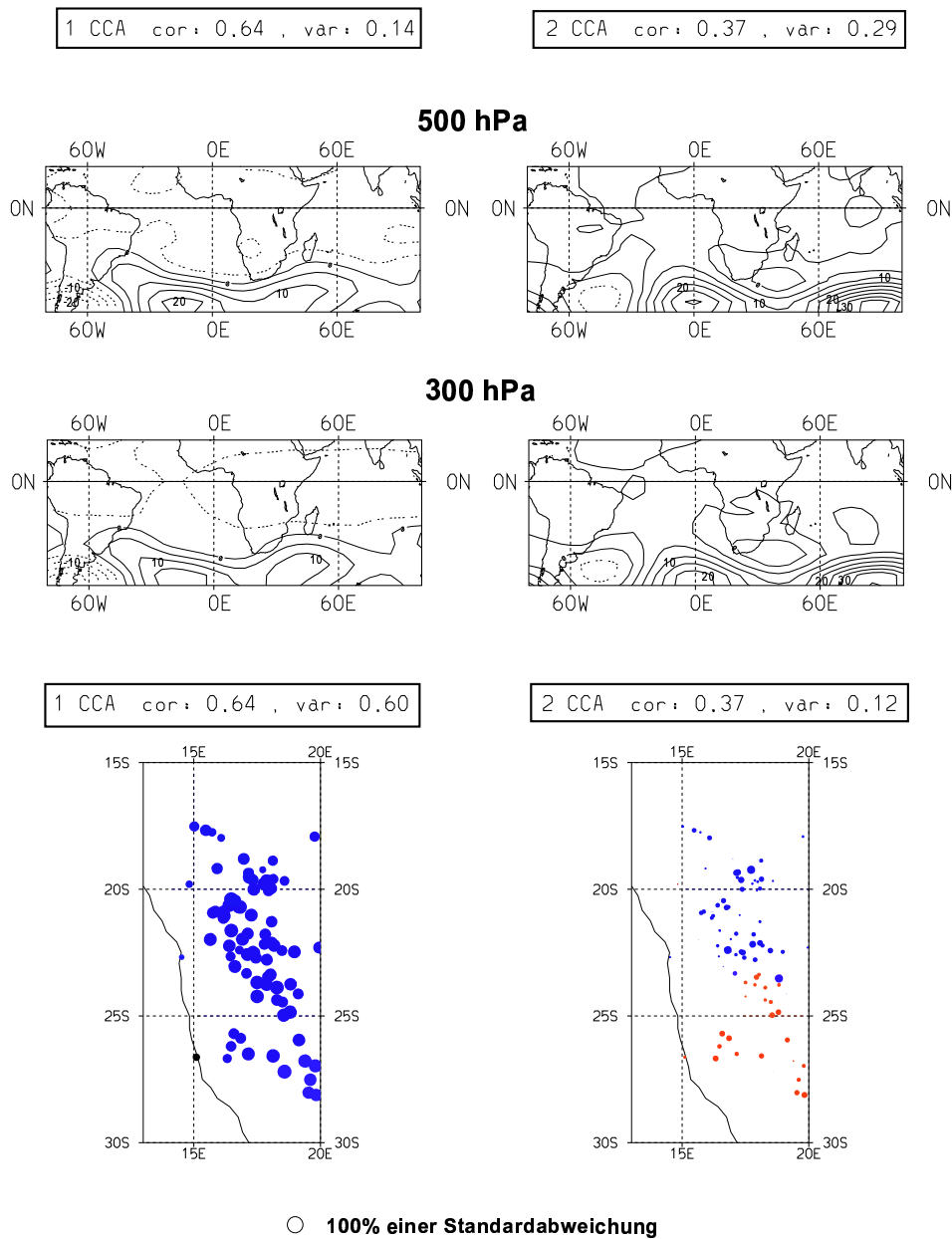
Die zwei in die kanonische Korrelationsanalyse eingehenden Variablensätze bestehen aus den oben beschriebenen EOFs der Geopotentialdaten und den EOFs für die Niederschlagsdaten. Vergleichbar zum Vorgehen bei den Regressionsanalysen wird auch hier ein Kalibrierungs- und Verifikationszeitraum ausgewiesen. In dem dreißigjährigen Zeitraum von 1968-97 wird das Modell kalibriert und unter Einsatz der Geopotentialdaten der Jahre 1951-67 überprüft. Die mit diesem unabhängigen Datensatz prognostizierten Niederschlagswerte werden mit den bekannten Messwerten desselben Zeitraumes korreliert. Die Ergebnisse zeigen für Januar und März gute Übereinstimmungen, die in Abbildung 7.7 anhand der Korrelationskoeffizienten zwischen modellierten und gemessenen Daten der Verifikationsperiode dargestellt sind. In den übrigen Monaten ergibt der kanonische Ansatz jeweils



**Abbildung 7.7:** Stationsspezifische Korrelationskoeffizienten zwischen modellierten und gemessenen Niederschlagswerten in der Verifikationsperiode (1951-67) für Januar (links) und März (rechts). Die modellierten Werte entstanden durch kanonische Korrelationsrechnungen unter Einsatz der transienten ECHAM4-Daten. Die Größe des in der Mitte angezeigten Kreises entspricht einer Korrelation von 1.0. Blaue Punkte markieren positive Korrelationen, rote negative.

nur für wenige Stationen gute Übereinstimmungen, so dass eine zuverlässige Abschätzung zukünftiger Niederschläge zu Beginn der Regenzeit und im Februar nicht möglich ist. Im November, Dezember und Februar sind die Beträge der Korrelationskoeffizienten sehr gering oder nehmen, v.a. im Februar sogar stark negative Werte an. Da bei dieser Variante der kanonischen Korrelation keine Modelle für Stationen, die in der Verifikation hohe Modellgüte bewiesen, selektiert werden können, ist eine Prognose künftiger Niederschläge auf der Basis der kanonischen Modelle nicht zu vertreten.

Deswegen werden die kanonischen Muster von Zirkulation und Niederschlag aus der Korrelationsanalyse nur für die Monate Januar und März präsentiert. Von den resultierenden vier Musterpaaren werden jeweils die führenden zwei Paare vorgestellt, die den Großteil der Gesamtvarianz auf sich vereinen und einen starken Zusammenhang zwischen den kanonischen Variablen aufweisen. Die kanonischen Variablen sind anhand ihrer Ladungen, wie die oben vorgestellten EOFs, als räumliche Verteilungsmuster auf das Originaldatenfeld zu übertragen. Die Abbildungen 7.8 und 7.9 zeigen die kanonischen Ladungsmuster



**Abbildung 7.8:** Gekoppelte Ladungsmuster der ersten und zweiten kanonischen Variablen des Gitterfeldes der Geopotentialdaten bzw. der Niederschlagsstationsdaten im **Januar**. Durchgezogene Linien/blau Punkte=positiv; gestrichelte Linien/rote Punkte=negativ. Die Ladungen der kanonischen Variable zum Niederschlagsfeld sind auf die stationsspezifischen Standardabweichungen bezogen. Varianzerklärungsanteile (var) und kanonische Korrelationskoeffizienten (cor) sind im umrandeten Textfeld angegeben.

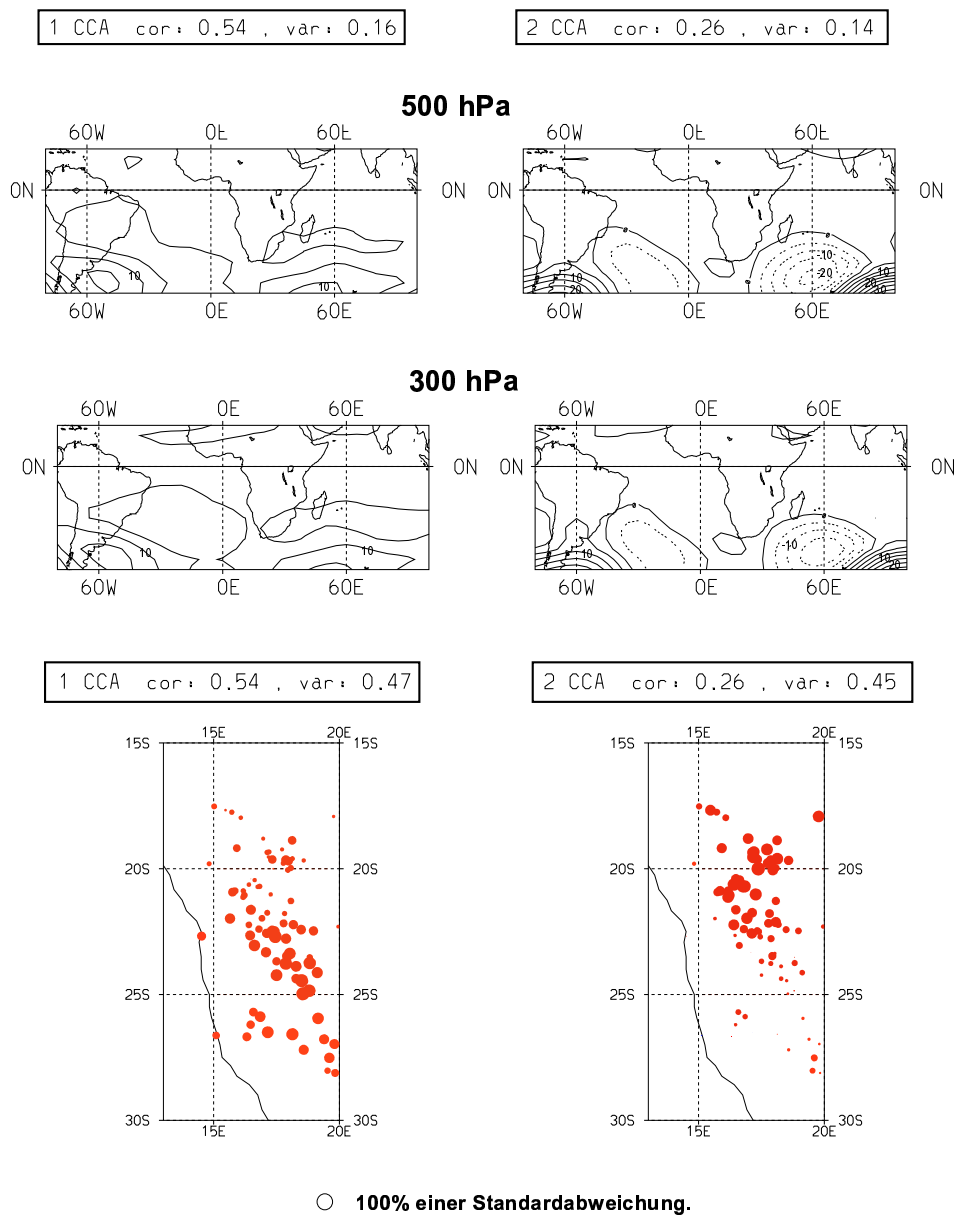
der kanonischen Variablen auf die Geopotentialfelder des 300hPa und 500hPa-Niveaus bzw. auf die Niederschlagsstationen.

Das erste kanonische Variablenpaar mit einem kanonischen Korrelationskoeffizienten

von 0.64 für Januar zeigt die Koppelung positiver Ladungskoeffizienten über dem subtropischen Atlantik und Indik mit positivem Niederschlagsgeschehen an allen namibischen Stationen (Abb. 7.8). Die Geopotential-Ladungsmuster für beide atmosphärische Niveaus entsprechen, gemäß der südhemisphärischen Zirkulationsdynamik, einer Ostströmung, die über den Indischen Ozean auf den afrikanischen Kontinent trifft. Der Gradient zwischen positiven und negativen kanonischen Ladungen verläuft in beiden atmosphärischen Höhen relativ zonal bei etwa  $35^\circ$  S. Über dem tropischen Bereich des Gitterfeldausschnittes sind vorwiegend negative Anomalien festzustellen, die im 500hPa-Niveau ein Minimum über Südwestafrika aufweisen. Generell bestätigt der Zusammenhang einer Ostströmung mit positiven Niederschlagsabweichungen in Namibia eine bereits in der Auswertung der häufig selektierten Variationszentren und aus dem regressionsanalytischen Ansatz bekannte Verknüpfung zwischen Zirkulationsverhältnissen und Niederschlag. Die Varianzerklärung bezüglich des Originalzirkulationsfeldes fällt mit 14% vergleichsweise zur 60%-igen Varianzerklärung der Niederschlagsstationsdaten gering aus. Das erste kanonische Variablenpaar repräsentiert folglich einen Großteil der Varianz der Niederschlagsdaten bei gleichzeitig kleinem Anteil des Zirkulationsparameters. Dieser geringe Varianzerklärungsanteil genügt bereits, um einen starken Zusammenhang zwischen Niederschlag und Geopotentiellen Höhen widerzuspiegeln.

Das zweite kanonische Muster enthält ebenfalls vorwiegend positive Ladungen, die eher zelluläre Strukturen aufweisen. Zwei positiv geladene Zentren im Atlantik und Indik bei etwa  $45^\circ$  S und  $0^\circ$  bzw.  $85^\circ$  E können als Repräsentanten der semipermanenten Hochdruckzellen interpretiert werden, die im hohen 300hPa-Niveau weiter südwärts liegen als in der unteren Atmosphäre (siehe Abb. 7.8 rechts). Direkt vor der Ostküste Südamerikas ( $45^\circ$  S  $50^\circ$  W) liegt ein Zentrum negativer Koeffizienten, das die positiven Strukturen im Atlantik nach Westen hin abgrenzt. Das Zirkulationsmuster erfasst 29% der Varianz des originalen Geopotentialdatensatzes. Mit einem kanonischen Korrelationskoeffizienten von 0.37 ist dieses zweite Muster mit positiven Niederschlagsverhältnissen in Nordnamibia verbunden. Im Süden treten eher negative Koppelungen auf. Die Zirkulationskonfiguration wirkt folglich auf Teile des Landes niederschlagsmindernd. Die Stärke des Zusammenhanges zwischen Stationsdaten und der zweiten kanonischen Niederschlagsvariable ist gegenüber dem ersten Muster stark reduziert. Der Varianzerklärungsanteil der kanonischen Variable in Bezug auf die Niederschlagsdaten beträgt 12%. Somit wird gegenüber dem ersten kanonischen Variablenpaar, bei dem das Gewicht eher auf der Niederschlagskomponente lag, hier nur ein geringerer Prozentsatz der Varianz der Niederschlagsdaten erklärt. Dagegen erhöht sich der Varianzerklärungsanteil der Geopotentialdaten auf 29%.

Im März sind beide kanonischen Korrelationskoeffizienten mit 0.54 für das erste und 0.26 für das zweite Variablenpaar niedriger als im Januar. Die Ladungsmuster der Zirkulationsvariablen (siehe Abb. 7.9) weisen im gesamten südhemisphärischen Gitterfeldausschnitt leicht positive Anomalien auf, die sich über den südwestlichen Atlantik nach Südamerika und über den Indik bei etwa  $25$ - $35^\circ$  S und  $20$ - $100^\circ$  E besonders im 300hPa-



**Abbildung 7.9:** Gekoppelte Ladungsmuster der ersten und zweiten kanonischen Variablen des Gitterfeldes der Geopotentialdaten bzw. der Niederschlagsstationsdaten im März. Durchgezogene Linien/blaue Punkte=positiv; gestrichelte Linien/rote Punkte=negativ. Die Ladungen der kanonischen Variable zum Niederschlagsfeld sind auf die stationsspezifischen Standardabweichungen bezogen. Varianzerklärungsanteile (var) und kanonische Korrelationskoeffizienten (cor) sind im umrandeten Textfeld angegeben.

Niveau als schmales Band ausbreiten. Dieses Ostströmungs-Muster hat einen Varianzerklärungsanteil von 16% und ist besonders im zentralen und südlichen Teil Namibias niederschlagswirksam, wie es die Ladungen der Niederschlagskomponente in Abbildung 7.9

unten demonstrieren. Das erste kanonische Muster erklärt 47% der Varianz des Niederschlagsgeschehens.

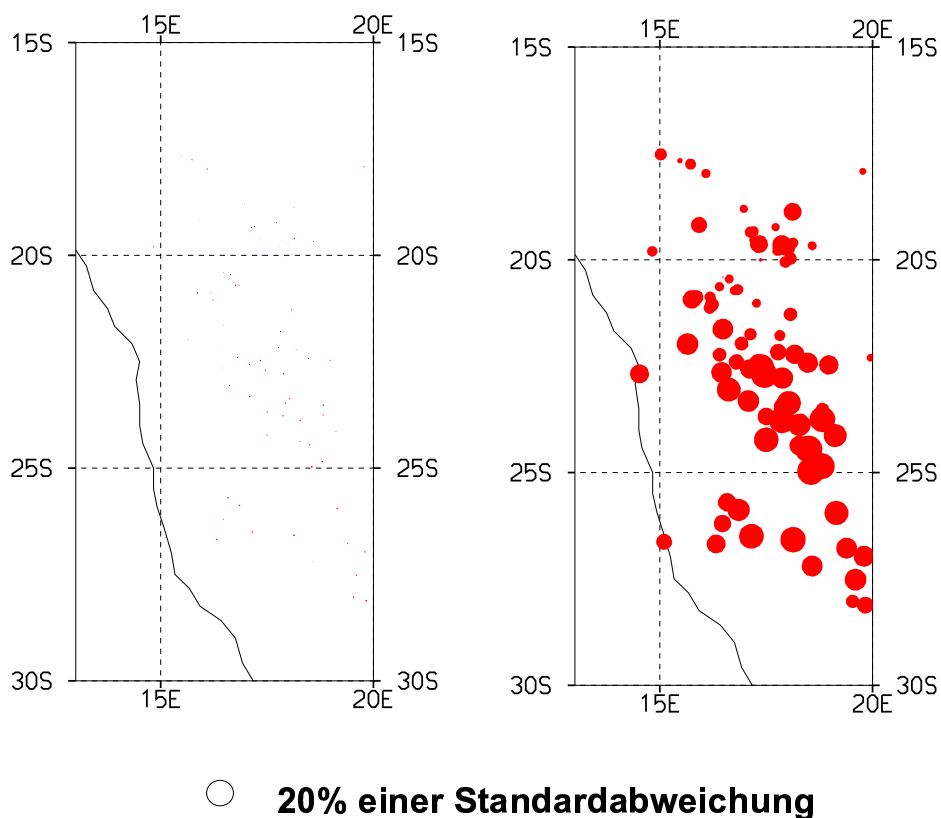
Die zweite kanonische Korrelation erfasst mit 45% ebenfalls einen hohen Anteil der Gesamtvarianz des Niederschlags bei geringerer Kopplungsstärke (Korrelationskoeffizient von 0.26) zwischen den kanonischen Variablen. In den Ladungsmustern der Geopotentialdaten überwiegen in den subtropischen Bereichen über dem Westatlantik und Westindik negative zelluläre Strukturen, lediglich im äußersten Südwesten und Südosten des Gitterfeldausschnittes treten positive Geopotential-Anomalien auf. Dieses mit einer westlichen Anströmung Afrikas verbundene Muster trägt mit 14% zur Varianzerklärung der Zirkulation bei und ist nur in Nordnamibia mit positiven Niederschlagsabweichungen gekoppelt. Stationen im Süden des Landes werden durch die kanonischen Variablen weniger repräsentiert.

Die statistischen Kenngrößen der Zusammenhänge zwischen den kanonischen Variablen von Zirkulation und Niederschlag werden als Grundlage zur Abschätzung zukünftiger Niederschläge herangezogen. Wie im Fall der Modellierung mittels Regressionsgleichungen gilt diese Downscaling-Variante ebenfalls nur unter bestimmten Voraussetzungen. Es wird ein generell stabiler Klimazustand angenommen, damit der Bestand der statistischen Koppelungen zwischen Zirkulation und Klimavariablen gewährleistet ist. Die in der Kalibrierung aufgestellten Zusammenhänge müssen anhand unabhängiger Daten verifiziert werden, und schließlich werden zuverlässig simulierte Modelldaten benötigt, die Informationen über zukünftige großskalige Zirkulationsverhältnisse liefern. Die Voraussetzungen sind, soweit möglich,<sup>9</sup> im Fall dieser Untersuchung erfüllt.

Aus der Modellierung mittels kanonischer Korrelation unter Einsatz der transienten ECHAM4-Modelldaten resultieren für die vorgestellten Monate folgende Niederschlagsänderungen. Im Januar bleiben die Niederschläge auf etwa gleichem Niveau und weisen auch keine gravierenden regionalen Änderungen auf. Dies äußert sich in unerheblichen, fast unsichtbaren Änderungen (siehe Abb. 7.10, links), die sowohl minimal positiv als auch negativ ausfallen. Am Ende der Regenzeit, im Monat März, reduzieren sich die Niederschläge deutlich, und das überall in Namibia. Aus der stationsbasierten Darstellung in Abbildung 7.10 ist zu erkennen, dass die gravierendsten Änderungen den Süden des Landes betreffen. Anhand des Bezugs auf die jeweiligen Standardabweichungen der Stationsdaten<sup>10</sup> manifestieren sich die Änderungsraten in einem Schwankungsbereich, der noch kein signifikantes Überschreiten der natürlichen Variabilität anzeigt. Trotzdem sind diese Niederschlagsabnahmen im März beachtlich, da sie wie die Ergebnisse der Regressionsanalysen auf eine potentielle Verkürzung der Regenzeit hinweisen können. Die Modellierungsansätze auf monatlicher Basis erweisen sich folglich auch unter Anwendung der kanonischen Methode als sehr sinnvoll, da die stärksten Veränderungen des Niederschlagsgeschehens unter Bedingungen des anthropogen verstärkten Treibhauseffektes in einzelnen

<sup>9</sup>Die Stabilität der Zusammenhänge zwischen zukünftigem Zirkulations- und Niederschlagsgeschehen kann nur angenommen werden.

<sup>10</sup>Die Standardabweichungen wurden in der Kalibrierungsperiode des Modells 1968-97 berechnet.



**Abbildung 7.10:** Zukünftige Niederschlagsänderungen in Namibia im Januar (links) und März (rechts) (IS92a-Szenario). Die Abschätzungen stammen aus kanonischen Korrelationsanalysen (unter Einsatz transienter ECHAM4-Modelldaten). Dargestellt ist die Differenz der Mittelwerte von 2070-2099 und 1890-1919 anhand der stationenspezifischen Standardabweichungen. Blaue Punkte markieren Niederschlagszunahmen, rote Abnahmen.

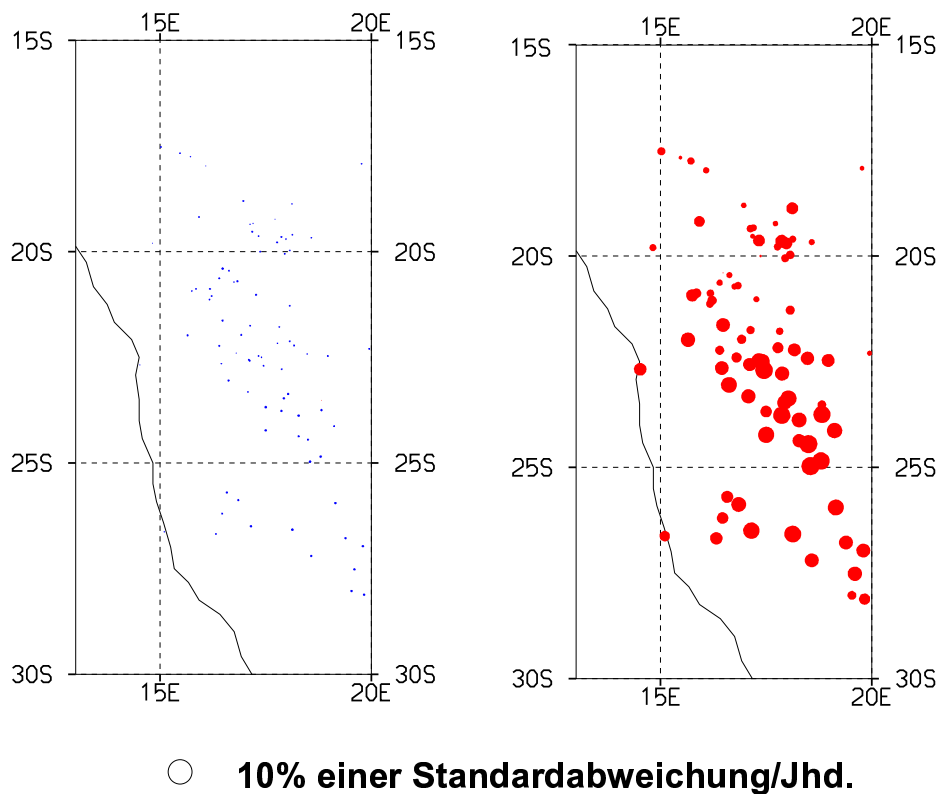
Monaten aufzudecken sind.

Zur Illustration des Niederschlagsverhaltens gegen Ende des Modellzeitraumes (2000-2099) sind in Abbildung 7.11 die mittleren Änderungen zwischen 2000 und 2099 angegeben. Berechnet wurden diese Änderungsraten durch Mittelung der einzeljährigen Differenzen zwischen den abgeschätzten Niederschlagswerten für 2001 bis 2099 und dem Referenzwert im Modelljahr 2000. Hier sind auch im Januar geringe Änderungen zu erkennen, die aus der Differenz beider Mittelwerte der Modelljahre von 2070-99 und 1890-1919 in Abb. 7.10 nicht entsprechend ersichtlich waren.

Die Downscaling-Alternative mit kanonischen Korrelationsanalysen kann generell als geeignete Methode der Niederschlagsabschätzung beurteilt werden. Die unzureichende Modellgüte in den Monaten November, Dezember und Februar kann möglicherweise auf die vorhergehende EOF-Analyse der Stationsdaten zurückgeführt werden.<sup>11</sup> Für eine Re-

<sup>11</sup>Der Ausschluß einzelner weniger zuverlässiger Modelle ist dann nicht möglich.





**Abbildung 7.11:** Zukünftige mittlere Niederschlagsänderungen zwischen 2000 und 2099 in Namibia im Januar (links) und März (rechts) (IS92a-Szenario). Die Änderungen sind anhand der stationsspezifischen Standardabweichungen dargestellt. Blaue Punkte markieren Niederschlagszunahmen, rote Abnahmen.

region hoher Variabilität bezüglich der Zirkulations- und Niederschlagsverhältnisse, wie das südliche Afrika, ist der regressionsanalytische Ansatz, der durch die schrittweise Selektion der Prädiktoren auch detaillierte Einzelkonfigurationen im Zirkulationsgeschehen erfassen kann und den Einfluss tropischer und außertropischer Zirkulationssysteme separat erkennen lässt, vor allem bei stationsbasierter Durchführung erfolgreicher. Die Komprimierung der Geopotentialdaten durch die kanonische Korrelation auf zwei Muster und deren direkte Koppelung mit den entsprechenden Niederschlagsmustern ist jedoch leichter zu interpretieren als die Vielzahl von Einzelmustern im Regressionsansatz.

Beide Methoden erzielen trotz der unterschiedlichen Verfahrensweisen übereinstimmende Ergebnisse und beweisen damit die Kompetenz des statistischen Downscalings zur Untersuchung regionaler Niederschlagsänderungen unter veränderten Klimabedingungen.

## Kapitel 8

# Schlussfolgerungen

In der vorliegenden Arbeit wurde gezeigt, dass die Methoden des statistischen Downscaling in Kombination mit dem Einsatz allgemeiner Zirkulationsmodelle dem Anspruch hoher räumlicher Auflösung genügen und damit ein gutes Werkzeug darstellen, um künftige Niederschlagsentwicklungen abzuschätzen. Das Ziel, regional hochaufgelöste Niederschlagsänderungen in Namibia zu erfassen, wurde erreicht. Zudem wurde mit dem Focus auf Namibia eine Region ausgewählt, die bisher weder in regionalen Klimaänderungsszenarien noch unter Anwendung von Downscaling-Methoden bearbeitet wurde. Dabei ist die Verfügbarkeit von rekonstruierten, homogenen Datensätzen eine hilfreiche Alternative zur Verwendung von Stationsdaten, um auch in Regionen mit weniger dichtem Messnetz und lückenhaften Zeitreihen zuverlässige Modelle zu erhalten und um die Resultate aus der stationsbasierten Modellbildung zu überprüfen. Beide sind gleichermaßen geeignet, um die Tendenzen zukünftiger Niederschlagsverhältnisse zu erkennen. Inhaltliche und methodische Schlussfolgerungen, die aus dieser Downscaling-Anwendung gezogen werden können, sollen im Folgenden kurz zusammengefasst werden.

Die Anwendung verschiedener Downscaling Ansätze ergab, dass die Ergebnisse stark abhängig von der Art der Modellbildung bezüglich der in die Regressionsmodelle eingesetzten Zirkulationsdaten sind. Korrigiert man beispielsweise die thermische Anhebung der Geopotentiellen Höhen in den Treibhauseffekt-Szenarien und versucht damit rein dynamisch induzierte Auswirkungen auf das Niederschlagsgeschehen zu erfassen, resultieren wesentlich geringere Niederschlagsänderungen - im positiven wie auch im negativen Bereich - als unter dem Einsatz unkorrigierter Geopotentialdaten. Für die zu Grunde liegende Fragestellung, bei der es vorwiegend um den generellen Trend der Sommerregen geht, ist diese Trennung thermischer und dynamischer Effekte, die vor allem quantitative Änderungen in den Abschätzungen ergibt, weniger gravierend. Unter Berücksichtigung der konkreten Änderungsraten, besonders wenn sich diese um den Nullpunkt bewegen, gewinnt dieser Aspekt an Bedeutung, der dann sogar eine Trendumkehr bedeuten kann.

Ebenso bedeutsam ist das Vorgehen während der Modellbildung. Die Abschätzungen aus nach dem Verifikationsverfahren selektierten Gitterfeld-Modellen oder aus stationsbasierten Modellierungen sind bezüglich ihrer Modellgüte einfacher interpretierbar als die Resultate für vorher zu Hauptkomponenten zusammengefasste Prädiktanden. Generell ist aber kein gravierender Unterschied - etwa ein umgekehrtes Vorzeichen der Niederschlagsänderungen - im direkten Vergleich der Ergebnisse feststellbar.

Als sinnvoll und wichtig erwies sich zudem die Analyse auf der Basis einzelner Monate anstelle einer saisonalen Betrachtung, da gerade innerhalb der Sommerregenzeit durch den Treibhauseffekt bedingte Änderungen der Niederschläge auftreten. Hätte man in dieser Arbeit anstelle der Analysen einzelner Sommerregenmonate das saisonale Mittel untersucht, wären vermutlich kaum Unterschiede zwischen Szenario- und Kontrolllauf aufgetreten, da teilweise in den aufeinanderfolgenden Monaten in derselben Region Niederschlagsänderungen unterschiedlichen Vorzeichens abgeschätzt wurden. Durch einen solchen regionalen Ausgleich im jahreszeitlichen Mittel würde beispielsweise das aus den hier vorgestellten Analysen resultierende, akzentuierte Niederschlagsgeschehen unter veränderten Klimabedingungen nicht mehr erfasst.

Die Erkenntnis der Bedeutsamkeit von methodischen Feinheiten und deren Einflussnahme auf die späteren Ergebnisse sind ebenso Bestandteil dieser Arbeit wie das konkrete Resultat der Abschätzung: Eine zukünftig akzentuiertere, in einzelnen Regionen verkürzte, aber intensiviertere Regenzeit in Namibia. Eine Ost-West-Differenzierung der prognostizierten Niederschlagsänderungen zu Beginn der Regenzeit verändert sich in der Hauptregenzeit zu eher Nord-Süd orientierten Gegensätzen bezüglich der zukünftigen Niederschlagsentwicklung, wobei die Abfolge von West nach Ost bzw. Süd nach Nord zunehmenden Regenmengen auch unter zukünftigen Klimabedingungen fortbesteht.

Untersuchungen des Niederschlagsverhaltens bei transienter Zunahme der Treibhausgas-Konzentrationen deuten in einigen Regionen darauf hin, dass Auswirkungen des Treibhauseffekts verzögert auftreten. Folglich kann nach Analysen der rezenten Klimaentwicklung, die Vergleiche zur vorindustriellen Zeit ziehen und im Ergebnis keine Änderungen feststellen, nicht mit Sicherheit davon ausgegangen werden, dass der Treibhauseffekt wirkungslos ist und die untersuchten Klimaparameter zukünftig weiterhin unverändert bleiben. Eine eventuell beschleunigte Entwicklung mit deutlichen und starken Änderungen ist ebenfalls möglich. In dieser Arbeit durchgeführte Abschätzungen ergaben bezüglich der Modelljahre des IS92a-Szenarios (1860-2099) häufig ein um etwa acht Jahrzehnte verzögertes Einsetzen von Niederschlagsänderungen. Die Komplexität des Klimasystems lässt nicht zu, diesen Verzug mit der Überschreitung konkreter Schwellenwerte oder mit Reaktionszeiten auf atmosphärische Treibhausgas-Konzentrationserhöhungen in Verbindung zu bringen. Es existiert aber offensichtlich ein Zusammenhang zwischen der Entwicklung der Niederschlagsänderungen und dem Emissionsszenario (IS92a), auf dem die transienten Modelldatenberechnungen basieren, da auch in anderen Downscaling-Analysen für nordhemisphärische Regionen unter Einsatz der ECHAM4-Geopotentialdaten z.B. für die küstennahe Wassertemperatur der Ostsee ähnliche Effekte mit mehrere Dekaden verspätet einsetzenden Reaktionen des lokalen Parameters auf den CO<sub>2</sub>-Anstieg zu beobachten sind (HUPFER et al. 1998b, S.166).

Es soll nochmals darauf hingewiesen werden, dass alle Untersuchungsergebnisse und daraus gezogene Schlussfolgerungen nur unter der Annahme gelten, dass die atmosphärische Zirkulation und ihr Zusammenhang zum bodennahen Klima unter veränderten Kli-

mabedingungen im Wesentlichen stabil bleibt. Diesbezügliche Untersuchungen existieren vorwiegend für das nordhemisphärische Zirkulationsgeschehen, wobei auch dort nicht definitiv geklärt ist, ob potentielle Änderungen innerhalb des Schwankungsbereiches natürlicher Variabilität liegen oder als anthropogen verändertes Klima zu beurteilen sind. Für alle Downscaling-Prozeduren wird grundsätzlich auch zukünftig ein stabiler Zusammenhang zwischen Zirkulationsgeschehen und lokalen Klimaparametern vorausgesetzt. Daher wurden die Abschätzungen auch ausschließlich in den Sommermonaten November bis März vorgenommen, da aktuell die meisten Niederschläge während dieser Zeit zu erwarten sind. Eine potentielle Verschiebung der Sommerregenzeit kann daher mit dieser Methode nicht untersucht werden, weil im Fall eines grundlegenden Wechsels des Klimasystems die Voraussetzungen für die statistische Downscaling Prozedur nicht mehr vollständig gegeben wären.

Besonders die ausführliche Beschäftigung mit verschiedenen methodischen Ansätzen und die Verwendung unterschiedlicher Datensätze zeigte die Sensitivität des fokussierten Klimaparameters in diesem semiariden Gebiet. Die Anwendung kanonischer Korrelationsmodelle erwies sich für namibische Niederschlagsabschätzungen als wenig erfolgreich, im Vergleich zu zuverlässigen Resultaten, die mit der gleichen Vorgehensweise im europäischen Raum erzielt wurden (v. STORCH et al. 1993). Deswegen sollten alle Resultate immer im jeweiligen methodischen und datentechnischen Kontext unter Beachtung der angegebenen Modellgüte interpretiert werden. Gerade in Regionen sehr hoher klimatischer Variabilität ist der Anteil von treibhauseffekt-induzierten Niederschlagsänderungen schwer zu quantifizieren. Dementsprechend sind die abgeschätzten monatlichen Änderungsraten nicht als Absolutbeträge mit rezenten Niederschlagsverhältnissen zu verrechnen, sondern lediglich als Hinweise auf die Tendenz des zukünftigen Niederschlagsgeschehens zu interpretieren. Dieser Szenariocharakter demonstriert nochmals die Einschränkung bezüglich einer weiteren Verwendung der Abschätzungen in Modellierungen, die zu Beginn des Disertationsprojekts als interdisziplinärer Beitrag zusammen mit der Kollegin aus der Hydrologie in Form von Grundwasserneubildungsmodellen aus abgeschätzten Niederschlagssummen angedacht waren. Als Grundlage für Überlegungen zukünftiger agrarwirtschaftlicher Inwertsetzung auf regionaler Ebene können die vorliegenden Abschätzungen herangezogen werden.

Weiterführende Untersuchungen in dieser Richtung könnten beispielsweise das Downscaling unter Verwendung von GCM-generierten Niederschlagsdaten anstelle der Zirkulationsdaten umfassen. GCM-Niederschlagsdaten sind selbst nicht zuverlässig genug und nicht ausreichend hochaufgelöst, um regionale Änderungen im Niederschlagsgeschehen anzuzeigen, sie enthalten aber bereits Informationen aus Zirkulations- und anderen Klimaparametern, die zu ihrer Modellierung herangezogen wurden. Somit könnten sie als aussagekräftige Prädiktoren in das Downscaling-Verfahren eingehen. Publikationen zur Anwendung dieses Ansatzes für Afrika existieren bisher noch nicht. Auch andere Parameter wie die spezifische Feuchte scheinen als zusätzliche Prädiktoren zur Niederschlagsabschätzung

sinnvoll. Analysen mit dieser Einflussgröße werden in einem kürzlich begonnenem Dissertationsprojekt innerhalb der Arbeitsgruppe Klimaforschung Würzburg von HERTIG mit Bezug auf den Mittelmeerraum durchgeführt.

Es wird immer eine Herausforderung darstellen, für semiaride Gebiete mit hoher Niederschlagsvariabilität, wie Namibia, optimale Modelle zu entwerfen. Die langfristige Klimaentwicklung kann bisher nur auf der Basis verschiedener Szenarien bestimmt werden. Deswegen sind Abschätzungen, wie sie in dieser Arbeit vorgenommen wurden, auch wenn sie an Szenariovorgaben gebunden sind, ein wichtiger Indikator für die grundsätzliche Tendenz der Änderungen für Klimabedingungen der globalen Erwärmung. Die durch das Downscaling erreichte hohe räumliche Auflösung ermöglichte es, auf regionaler Ebene die Konsequenzen des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts für das namibische Niederschlagsgeschehen und dessen Entwicklungsrichtung aufzuzeigen. Gerade für Namibia, für das bisher keine regionalen Abschätzungen zukünftiger Sommerregen existierten, geben die Ergebnisse dieser Untersuchungen die ersten Hinweise auf Veränderungen der Niederschlagsverhältnisse.

Vor allen Abschätzungen und Modellierungen der Treibhauseffekt-Auswirkungen heißt das vorrangige Ziel jedoch Klimaschutz und Minderung der Treibhausgas-Emissionen durch politische Maßnahmen. Von nationalen Institutionen, wie beispielsweise dem Potsdamer Institut für Klimafolgenforschung (PIK), oder auch internationalen Enquete-Kommissionen, die Entwürfe von Verpflichtungserklärungen z.B. für die "Vertragsstaatenkonferenz der Klimarahmenkonvention" 1997 in Kyoto oder 2000 in Den Haag vorbereiten, wird seit einigen Jahren eine einheitliche Klimaschutzstrategie propagiert, die tatsächlichen Erfolge sind jedoch bisher auf globaler Ebene vergleichsweise gering. Den wiederholten Aufrufen von Wissenschaftlern zu verändertem Umgang mit Treibhausgasen "Nur ein radikaler Verhaltenswandel würde katastrophale Folgen abwenden" (HOUGHTON & WOODWELL 1989, S.106) wird kaum Folge geleistet. Der lobenswerten Verpflichtungserklärung Deutschlands, bis zum Jahr 2005 die CO<sub>2</sub>-Emissionen um 25% zu senken, stehen angekündigte Konzentrations-Erhöhungen anderer Staaten gegenüber (z.B. Australien, USA), deren aktuelle wirtschaftliche Entwicklung nicht mit Emissionsminderungen vereinbar scheint. Das Zusammentreffen von Politikern aus 180 Staaten zum Klimagipfel im November 2000 bedeutete keinerlei Fortschritt für den Klimaschutz. Durch fehlende finanzielle Sanktionen bei Nicht-Einhaltung der Verpflichtungen von Kyoto oder die Möglichkeit, das Treibhausgasemissions-Reduktionsziel durch landwirtschaftliche oder forstliche Maßnahmen zu erreichen, und die Tatsache, dass kein Verbot erlassen wurde, welches den Ländern, die ihre Kyoto-Margen von 1997 unterschreiten, einen Verkauf ihres "Emissions-Kontingents" untersagt, steht Den Haag eher für einen Rückschritt in der gemeinsamen Klimaschutz-Strategie. Diesbezüglich erzielte auch das Treffen in Bonn im Juli 2001 keinen Fortschritt.

Nichtsdestotrotz ist es unverzichtbar, die Entwicklungen der Treibhauseffekt-Problematik und den "global change" zu beobachten, ohne jedoch zu vergessen, dass hinter der Aussage "a watched pot never boils" auch ein Fragezeichen stehen kann.

## Kapitel 9

# Zusammenfassung

Die vorliegende Studie präsentiert die Ergebnisse regionaler Niederschlagsabschätzungen für Namibia, die durch statistisches Downscaling für Bedingungen des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts erzielt wurden. Der Bezug auf Namibia entstand durch die Integration der Arbeit in das DFG-Graduiertenkolleg zur Geowissenschaftlichen Gemeinschaftsforschung in Afrika.

Die Ausführungen beinhalten eine allgemeine Einführung in die Treibhauseffekt-Problematik und eine Erläuterung der wichtigsten Treibhausgase sowie die Darstellung von Möglichkeiten, die anthropogen verursachten Klimaänderungen zu erfassen. Neben der ausgewählten Methode des Downscaling mit Transferfunktionen werden auch alternative Downscaling-Verfahren (dynamisches und synoptisches Downscaling) und deren Anwendungsbereiche jeweils mit einer Auswertung der bisher dazu veröffentlichten Fachliteratur vorgestellt. Die Methode des statistischen Downscalings zur regionalen Abschätzung lokal stark beeinflusster Klimaparameter etablierte sich vor allem in den 1990er Jahren. Des Weiteren wird ein Überblick zur rezenten und zukünftigen Niederschlagsentwicklung im südlichen Afrika mit einer Kurzbeschreibung des Verlaufs der Sommerregenzeit in Namibia gegeben. Die Regenzeit dauert von November bis März, wobei im Januar und Februar die höchsten Niederschlagsmengen zu erwarten sind.

Ziel der Untersuchungen war es, die durch erhöhte Treibhausgas-Konzentrationen induzierten, potentiellen Veränderungen im Niederschlagsgeschehen in diesen fünf einzelnen Monaten aufzudecken. Dafür wurden Datensätze benötigt, die zum einen Informationen über das rezente atmosphärische Geschehen und gleichzeitig auftretende Niederschlagsverhältnisse liefern und zum anderen zuverlässig simulierte Werte über künftig zu erwartende Zirkulationsverhältnisse enthalten. Folgende Daten liegen der Modellierung zu Grunde:

- Geopotentielle Höhen (1000hPa, 500hPa, 300hPa) der Reanalyse-Daten des NCAR/NCEP<sup>1</sup> (1951-97)

---

<sup>1</sup>National Center for Atmospheric Research (Boulder/USA)

- Geopotentielle Höhen des ECHAM3- bzw. ECHAM4-Modells<sup>2</sup> (1000hPa, 500hPa, 300hPa)
  - 30 Modelljahre Kontrolllauf (einfache CO<sub>2</sub>-Konzentration)
  - 30 Modelljahre Szenariolauf (dreifache CO<sub>2</sub>-Konzentration)
  - 240 Modelljahre Szenariolauf (1860-2099) mit transientem Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentration nach dem business-as-usual Szenario des IPCC<sup>3</sup>
- Monatssummen der Niederschläge an 84 namibischen Stationen des Namibian Meteorological Office (1951-97)
- Monatssummen der Niederschlags-Gitterfelder zwischen 11.75° - 22.75° E und 17.25° - 28.75° S aus dem CRU<sup>4</sup>-Datensatz in 0.5° x 0.5° Auflösung (1951-97)

Die Datenbasis der Niederschlagsmonatssummen ist für tägliche Analysen nicht ausreichend. Daher konzentrieren sich alle durchgeführten Untersuchungen auf die monatliche Ebene. Aus den globalen Zirkulationsdatensätzen in 2.5° x 2.5° Auflösung wird der Ausschnitt 20° N - 50° S und 80° W - 100° E gewählt, da in diesem Bereich, unmittelbar oder benachbart, die meisten niederschlagsmodulierenden Prozesse für Namibia ablaufen.

Durch das Aufstellen von Transferfunktionen in rezentem Datenmaterial wurden in einer dreißigjährigen Kalibrierungsperiode Zusammenhänge zwischen der großskaligen atmosphärischen Zirkulation (Prädiktor/Einflussgröße), die durch Geopotentielle Höhen repräsentiert ist, und dem gemessenem lokalen Niederschlag in Namibia (Prädiktand/Zielgröße) hergestellt. Die erhaltenen statistischen "Modelle"<sup>5</sup> bilden die Basis für die Abschätzung zukünftiger Niederschläge, nachdem sie in einem Verifikationszeitraum anhand unabhängiger Daten überprüft wurden. Die zu Grunde liegenden statistischen Zusammenhänge wurden auf veränderte Klimabedingungen übertragen, indem anstelle rezenter Geopotentialdaten Modelldaten aus der ECHAM3- bzw. ECHAM4-Simulation als Prädiktoren in diejenigen Gleichungen eingesetzt wurden, die sich in der Verifikation als zuverlässig erwiesen.

Die Anwendung der Downscaling-Methode ist dabei an folgende Voraussetzungen geknüpft:

- Es herrschen grundsätzlich stabile Klimaverhältnisse - rezente Zusammenhänge zwischen Zirkulation und bodennahem Klima bestehen auch zukünftig.

---

<sup>2</sup>Aus dem ECMWF-Modell (European-Center for Medium Range Weather Forecast) entwickelte Klimamodelle des Hamburger Max-Planck-Instituts für Meteorologie.

<sup>3</sup>IPCC = Intergovernmental Panel on Climate Change; im business-as-usual-Szenario wird von einer kontinuierlich um 1% zunehmenden CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre ausgegangen.

<sup>4</sup>Climate Research Unit, Norwich

<sup>5</sup>Nicht zu verwechseln mit den allgemeinen Zirkulationsmodellen, deren Modelldaten selbst in die hier aufgestellten Gleichungen eingehen.

- Es existieren zuverlässige Modelldaten des großskaligen Parameters, um die durch den anthropogen verstärkten Treibhauseffekt beeinflusste atmosphärische Zirkulation zu simulieren.
- Statistische Zusammenhänge zwischen Zirkulation und lokaler Variable werden im unabhängigen Datensatz verifiziert.

Der Schwerpunkt dieser Untersuchungen lag auf der Berechnung und Auswertung schrittweiser multipler Regressionen. Zusätzlich wurden auch kanonische Korrelationsanalysen zur Identifizierung und Quantifizierung der Koppelungen von Zirkulations- und Niederschlagsgeschehen durchgeführt, die jedoch nur für zwei der fünf Monate zuverlässige Modelle ergaben.

In den meisten bekannten Downscaling-Studien werden die großskaligen atmosphärischen Zustandsgrößen meist mit Klimavariablen an wenigen Standorten oder an einem regionalen Schwerpunkt verknüpft. In dieser Arbeit wird diese Vorgehensweise, die eine sehr hohe räumliche Auflösung ermöglicht, auf eine Vielzahl von Stationen angewandt.

Auf monatlicher Basis wurden für jede namibische Station Regressionsmodelle aufgestellt, die im Fall ausreichender Güte im Verifikationsverfahren zur Modellierung zukünftiger Niederschlagsverhältnisse (an der jeweiligen Station) herangezogen wurden. Die Resultate wurden anschließend durch Interpolationsverfahren auf die regionale Ebene übertragen. Dieser Ansatz ist neu - bei anderen stationsbasierten Varianten erfolgt meist vor dem Downscaling eine Regionalisierung und erst dann die Modellierung mittels Transferfunktionen für die regionalisierten Variablen. Damit wird in vielen Fällen die Modellqualität vermindert, v.a. wenn es sich um Regionen hoher Variabilität handelt.

Vor der Untersuchung statistischer Zusammenhänge wurden auf Monatsbasis für die Gitterfelder der Zirkulationsdaten, für jedes atmosphärische Niveau getrennt, Hauptkomponenten (PCs) berechnet, um die Vielzahl der Geopotentialwerte der Gitterfelder auf eine geringere Anzahl von PCs zu komprimieren, die Aufschluss über das Zirkulationsgeschehen geben. Die extrahierten Hauptkomponenten der drei atmosphärischen Niveaus gehen gemeinsam als Prädiktoren in die schrittweisen Regressionsrechnungen ein.

Bei den Prädiktanden ist eine vorgeschaltete Hauptkomponentenanalyse nicht gleichermaßen notwendig. Die Fragestellung, welcher Ansatz (mit oder ohne vorherige PCA) bessere Resultate erzielt, wurde durch gesonderte Analysen untersucht. Die Regressionsrechnungen wurden einmal mit Hauptkomponenten der CRU-Niederschlagsdaten und einmal mit Niederschlagsmonatssummen der CRU-Einzelgitterfelder als Prädiktanden durchgeführt. Die Untersuchung zeigte, dass eine höhere Modellgüte bei letzterem Ansatz gegeben ist, allerdings existieren keine gravierenden Unterschiede im Ergebnisvergleich.

Alle methodischen Varianten zeigen grundsätzlich übereinstimmende Ergebnisse. Die Niederschlagsänderungen wurden zwischen dem Mittel der modellierten Szenarioreihe und einem Kontroll-Mittelwert errechnet. Es handelt sich nicht um Realprognosen, sondern um Abschätzungen mit Szenariocharakter.



Die Bedeutsamkeit des einzelmonatlichen Analyseansatzes innerhalb der Sommerregenzeit sollte vor der Ergebnisdarstellung besonders hervorgehoben werden, da bei Betrachtung saisonaler Mittel die wichtigsten Änderungen im Niederschlagsgeschehen nicht mehr ersichtlich wären.

Aus den Abschätzungen lassen sich folgende Aussagen für den Fall des anthropogen verstärkten Treibhauseffekts ableiten:

- Die regionale Verteilung der Niederschläge innerhalb Namibias bleibt im Wesentlichen erhalten.<sup>6</sup>
- In den Monaten Dezember bis Februar sind v.a. im Norden und Osten signifikante Niederschlagszunahmen zu erwarten.
- Im November, Dezember und Januar nehmen die Niederschläge im Süden und Südwesten Namibias geringfügig ab.
- Im März ist in ganz Namibia eine deutliche Reduktion der Niederschläge zu verzeichnen.

Insgesamt lassen diese Ergebnisse den Schluss auf eine verkürzte und in nördlicheren Teilen des Landes intensiviertere Regenzeit zu, die in anderen Regionen (Süden/Südwesten) mit Abnahmetendenzen während der Hauptregenzeit sehr akzentuiert verläuft.

Zusätzliche Untersuchungen beinhalten die Trennung thermischer und dynamischer Effekte in den eingesetzten Zirkulationsdaten<sup>7</sup>. Korrigiert man die thermische Anhebung der Geopotentiellen Höhen in den Treibhauseffekt-Szenarien und versucht damit rein dynamisch induzierte Auswirkungen auf das Niederschlagsgeschehen zu erfassen, resultieren sowohl im positiven als auch im negativen Bereich wesentlich geringere Niederschlagsänderungen. Wenn sich die Abschätzungsergebnisse um den Nullpunkt bewegen, kann diese Korrektur der thermischen Anhebung sogar eine Trendumkehr bedeuten. Generell bleiben die regionalen Strukturen der Resultate auch bei Einsatz korrigierter Zirkulationsdaten in die Regressionsgleichungen während der fünf Monate (v.a. im November und Dezember) erhalten. Die auffälligsten Änderungen bei Ausschaltung des thermischen Uplifting der Prädiktoren manifestieren sich im Vergleich der Ergebnisse unter Verwendung korrigierter Geopotentialdaten gegenüber dem "unkorrigierten" Ansatz

- im Januar durch einen leichten Rückgang der Niederschläge in Nordnamibia,
- im Februar durch allgemein geringere Änderungsraten bzw. sogar schwache Niederschlagsabnahmen hauptsächlich im Südwesten des Landes,
- im März durch etwas geringere Niederschlagsabnahmen.

---

<sup>6</sup>Die Niederschläge nehmen von Süd nach Nord und West nach Ost zu.

<sup>7</sup>Geopotentialdaten aus dem ECHAM3- bzw. ECHAM4-Modell.

---

Die Unterscheidung zwischen thermisch und dynamisch induzierten Niederschlagsänderungen ermöglicht die Beurteilung des tatsächlichen Ausmaßes der Auswirkung thermischer Anhebung von Geopotentiellen Höhen im Treibhauseffekt-Szenario. In den hier durchgeführten Analysen ist nur in Einzelfällen (z.B. im Januar in Nordnamibia) eine erhebliche Änderung in den Modellergebnissen festzustellen.

Die Arbeit schließt nach einer zirkulationsdynamischen Interpretation der in den Regressionsmodellen ausgewählten Einflussgrößen und der Erörterung der Ergebnisse alternativer Modellierungen durch kanonische Korrelationsanalysen mit einer Schlussbemerkung, in der einige wesentliche Aspekte dieser Studie hervorgehoben werden und inhaltliche und methodische Folgerungen gezogen werden. In fast allen Anwendungen erwies sich das Downscaling als geeignete Methode zur Abschätzung regionaler Niederschlagsänderungen. Das gilt selbst in Gebieten, in denen die Datenlage als schwierig und das Zirkulationsgeschehen als sehr komplex einzustufen ist.

Fazit: Im Hinblick auf die gesamte Niederschlagsperiode bewegen sich die meisten der hier abgeschätzten Änderungen im Schwankungsbereich der natürlichen Variabilität. Dies bedeutet nicht, dass der Treibhauseffekt keine Auswirkung auf das namibische Niederschlagsgeschehen hätte. Die Untersuchungsergebnisse zeigen bei einzelmonatlicher Betrachtung, besonders in der Hauptregenzeit (Januar, Februar) und im März, signifikante Überschreitungen der im Kontrollfall angenommenen Schwankungsbreite der Niederschläge. Zudem muss die regionale Differenzierung der Resultate beachtet werden. Der Anstieg der Treibhausgas-Konzentrationen wirkt sich nicht in allen Landesteilen Namibias durch gleiche Niederschlagsänderungen aus. Vor allem im Norden und Süden des Landes manifestieren sich die Unterschiede in den Abschätzungsergebnissen, wie sie oben bereits dargestellt wurden.

Ohne Zweifel reagiert das Klimasystem auf den anthropogen verstärkten Treibhauseffekt. Die vorliegende Arbeit sollte dazu beitragen, diese Reaktionen im Hinblick auf das namibische Niederschlagsgeschehen durch statistische Abschätzungen zu erfassen.



# Literaturverzeichnis

- Airey M. J., Hulme M., Jobsn T. (1996), 'Evaluation of simulations of precipitation by the UK Met. Office/Hadley Centre model', *Geophys.Res. Lett.* **23**, 1657–1660.
- Airey M.J., Hulme M. (1995), 'Validating precipitation simulations by climate models: problems, methods and applications', *Prog. Phys. Geography* **19**(4), 427–448.
- Arntz W., Fahrbach, E. (1991), *El Niño*, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- Bacher A., Oberhuber J. M., Roeckner E. (1998), 'ENSO dynamics and seasonal cycle in the tropical Pacific as simulated by the ECHAM4/OPYC3 coupled general circulation model', *Clim. Dyn.* **14**, 431–450.
- Backhaus K., Erichson B., Plinke W., Weiber R. (2000), *Multivariate Analysemethoden*, Springer, Berlin.
- Bahrenberg G., Giese E., Nipper J. (1992), *Statistische Methoden in der Geographie - Band 2: Multivariate Statistik*, Teubner, Stuttgart.
- Barnett T.P., Preisendorfer R. (1987), 'Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis', *Monthly Weather Rev.* **115**, 1825–1850.
- Bates B., Charles S.P., Hughes J.P. (1998), 'Stochastic downscaling of numerical climate model simulations', *Env. Modelling and Software* **13**, 325–331.
- Beck Ch. (2000), *Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780*, Würzburger Geogr. Arbeiten 95, Würzburg.
- Bellone E., Hughes J.P., Guttorp P. (2000), 'A hidden Markov model for downscaling synoptic atmospheric patterns to precipitation amounts', *Clim. Res.* **15**(1), 1–12.
- Benestad R.E. (1999), 'Pilot studies on enhanced greenhouse gas scenarios for Norwegian temperature and precipitation from empirical downscaling', *DNMI-Klima Report, Norweg. Met. Inst.* **18**.
- Bertacchi-Uvo C., Tölle U., Berndtsson R. (2000), 'Forecasting discharge in Amazonia using artificial neural networks', *Int. J. Climatol.* **20**, 489–501.

- Beyer U. (1999), 'Niederschlagsabschätzungen für Namibia bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt', *Zbl. Geol. Paläont.* Teil I (5/6), 575–585.
- Biau G., Zorita E., v. Storch H., Wackernagel H. (1999), 'Estimation of precipitation by kriging in EOF space', *J. Clim.* **12**, 1070–1085.
- Birrong W., Schönwiese Ch.-D. (1988), 'Statistische Untersuchung europäischer Niederschlagsvariationen in Zusammenhang mit atmosphärischen Zirkulationsparametern', *Meteorol. Rundschau* **41**(2), 53–62.
- Boren R., Ribalaygua J., Benito L., Balairon L. (2000 submitted), 'A two-step analogical/regression downscaling method: part I: description and validation', *Clim. Res.* .
- Botha L. (1993), *Preliminary report on longterm climate prediction - some early results on the relationship between El Niño/Southern Oscillation and rainfall in Namibia*, Namibia Meteorological Services, Windhoek.
- Brandsma T., Buishand T.A. (1997), 'Statistical linkage of daily precipitation in Switzerland to atmospheric circulation and temperature', *J. Hydrology* **198**(1-4), 98–123.
- Bürger G. (1996), 'Expanded downscaling for generating local weather scenarios', *Clim. Res.* **7**(2), 111–128.
- Brown B.G., Katz R.W. (1995), 'Regional analysis of temperature extremes: Spatial analog for climate change?', *J. Clim.* **8**, 108–119.
- Buishand T.A., Brandsma T. (1997), 'Comparison of circulation classification schemes for predicting temperature and precipitation in the Netherlands', *Int. J. Climatol.* **17**, 875–889.
- Buishand T.A., Brandsma T. (1999), 'Dependence of precipitation on temperature at Florence and Livorno (Italy)', *Clim. Res.* **12**(1), 53–63.
- Buishand T.A., Klein-Tank A.M.G. (1996), 'Regression model for generating time series of daily precipitation amounts for climate change impact studies', *Stochastic Hydrology and Hydraulics* **10**, 87–106.
- Buma J., Dehn M. (2000), 'Impact of climate change on a landslide in South East France, simulated using different GCM scenarios and downscaling methods for local precipitation', *Clim. Res.* **15**(1), 69–81.
- Bundesministerium f. Bildung, Wissenschaft, F. u. T. H. (1996), *Stand der Klimaforschung. Ein Statusbericht des Wissenschaftlichen Klimabeirates der Bundesregierung*, GSF, München.

- Burkhardt U. (1995), 'Validation of the small-scale performance of a climate model', *Clim. Dyn.* **11**, 299–305.
- Burkhardt U. (1999), 'Alpine precipitation in a tripled CO<sub>2</sub> climate', *Tellus* **51A**, 289–303.
- Busuioc A., v. Storch H. (1996), 'Changes in the winter precipitation in Romania and its relation to the large scale circulation', *Tellus* **48A**, 538–552.
- Busuioc A., v. Storch H., Schnur R. (1999), 'Verification of GCM generated regional precipitation and of statistical downscaling estimates', *J. Clim.* **12**, 258–269.
- Carbone G.J., Bramante P.D. (1995), 'Translating monthly temperature from regional to local scale in the southeastern United States', *Clim. Res.* **5**(3), 229–242.
- Cavazos T. (1997), 'Downscaling large scale precipitation to local rainfall in North-Eastern Mexico', *Int. J. Climatol.* **17**, 1069–1082.
- Cavazos T. (1999), 'Large-scale circulation anomalies conducive to extreme precipitation events and derivation of daily rainfall in Northeastern Mexico and Southeastern Texas', *J. Clim.* **12**, 1506–1523.
- Cavazos T. (2000), 'Using self-organizing maps to investigate extreme climate events: an application to wintertime precipitation in the Balkans', *J. Clim.* **13**, 1718–1732.
- Charles S.P., Bates B.C., Whetton P.H., Hughes J.P. (1999), 'Validation of downscaling models for changed climate conditions: a case study of southwestern Australia', *Clim. Res.* **12**(1), 1–14.
- Chen D. (2000), 'A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study', *Int. J. Climatol.* **20**, 1067–1076.
- Christensen J.H., Machenhauer B., Jones R.G., Schär C., Ruti P., Castro M., Visconti G. (1997), 'Validation of present-day regional climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions', *Clim. Dyn.* **13**, 489–506.
- Chu P.S. (1998), 'Short term climate prediction of Mei-Yu rainfall for Taiwan using CCA', *Int. J. Climatol.* **18**, 215–224.
- Conway D. (1998), 'Recent climate variability and future climate change scenarios for Great Britain', *Prog. Phys. Geography* **22**(3), 350–374.
- Conway D., Jones P.D. (1998), 'The use of weather types and air flow indices for GCM downscaling', *J. Hydrology* **212-213**(1-4), 347–361.
- Conway D., Wilby R.L., Jones P.D. (1996), 'Precipitation and air flow indices over the British Isles', *Clim. Res.* **7**(2), 169–183.

- Corte-Real J., Xu H., Quian B. (1999), 'A weather generator for obtaining daily precipitation scenarios based on circulation patterns', *Clim. Res.* **13**(1), 61–75.
- Corte-Real J., Zhang X., Wang X. (1995), 'Downscaling GCM information to regional scales: a non-parametric multivariate regression approach', *Clim. Dyn.* **11**, 413–424.
- Crane R.G., Hewitson B.C. (1998), 'Doubled CO<sub>2</sub> climate change scenarios for Susquehanna Basin: precipitation', *Int. J. Climatol.* **18**, 65–76.
- Cubasch U. (1998), Modellierung regionaler Klimaänderungen, in J. Lozán, H. Graßl, P. Hupfer, ed., 'Warnsignal Klima', Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, pp. 170–176.
- Cubasch U., Hasselmann K., Höck H., Maier-Reimer E., Mikolajewicz U., Santer B.D., Sausen R. (1992), 'Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model', *Clim. Dyn.* **8**, 55–69.
- Cubasch U., Santer B.D., Hegerl G.C. (1995), 'Klimamodelle - wo stehen wir?', *Physik. Bl.* **51**(4), 269–276.
- Cubasch U., v. Storch H., Waszkewitz J., Zorita E. (1996), 'Estimates of climate change in Southern Europe derived from dynamical climate model output', *Clim. Res.* **7**(2), 129–149.
- Cui M., v. Storch H., Zorita E. (1995), 'Coastal sea-level and the large-scale climate state: a downscaling exercise for the Japanese Islands', *Tellus* **47A**, 132–144.
- Cui M., Zorita E. (1998), 'Analysis of the sea-level variability along the Chinese coast and estimation of the impact of a CO<sub>2</sub>-perturbed atmospheric circulation', *Tellus* **50A**, 333–347.
- D'Abreton P.C., Lindsay J.A. (1993), 'Water vapour transport over Southern Africa during wet and dry early and late summer months', *Int. J. Climatol.* **13**, 151–170.
- Dehn M. (1999), 'Application of an analog downscaling technique for assessment of future landslide activity - a case study in the Italian Alps', *Clim. Res.* **13**(2), 103–113.
- Easterling D.R. (1999), 'Development of regional climate scenarios using a downscaling approach', *Climatic Change* **41**(3/4), 615–634.
- Engert S. (1999), Analysis of late summer rainfall distribution and circulation dynamics during wet and dry spells in central and northern Namibia., PhD thesis, Universität Würzburg, Marburg.

- Engert S., Jury M.R. (1997), 'Sommerniederschläge im Norden Namibias. Vorläufige Ergebnisse einer zirkulationsdynamischen Untersuchung', *Würzburger Geogr. Arbeiten* **92**, 285–301.
- Enke W., Spekat A. (1997), 'Downscaling climate model outputs into local and regional weather elements by classification and regression', *Clim. Res.* **8**(3), 195–207.
- Enquete-Kommission "Schutz der Erdatmosphäre" des Deutschen Bundestages (Hrsg.) (1992), *Klimaänderung gefährdet globale Entwicklung*, Economica Verlag, Bonn.
- Falk M., Becker, R., Marohn F. (1995), *Angewandte Statistik mit SAS*, Springer, Berlin.
- Fischlin A., Gyalistras D. (1997), 'Assessing impacts of climatic change on forests in the Alps', *Global Ecology Biogeogr. Lett.* **6**, 19–37.
- Flohn H. (1983), 'Das CO<sub>2</sub>-Klima-Problem', *Geogr. Rundschau* **35**(5), 238–247.
- Flohn H. (1989), 'Wo bleibt das Erwärmungssignal?', *Geowissenschaften* **7**(2), 31–37.
- Foucart T. (1999), 'Multiple linear regression on canonical correlation variables', *Biometrical J.* **41**(5), 559–572.
- Fowler A.M., Hennessy K.J. (1995), 'Potential impacts of global warming on the frequency and magnitude of heavy precipitation', *Natural Hazards* **11**, 283–303.
- Frei C., Schär C., Lüthi D., Davies H.C. (1998), 'Heavy precipitation processes in a warmer climate', *Geophys. Res. Lett.* **25**(9), 1431–1434.
- Frey-Buness F., Heimann D., Sausen R. (1995), 'A statistical-dynamical downscaling procedure for global climate simulations', *Theor. Appl. Climatol.* **50**, 117–131.
- Fuentes U., Heimann D. (1996), 'Verification of statistical-dynamical downscaling in the Alpine region', *Clim. Res.* **7**(2), 151–168.
- Fuentes U., Heimann D. (2000), 'An improved statistical-dynamical downscaling scheme and its application to the Alpine precipitation climatology', *Theor. Appl. Climatol.* **65**(3/4), 119–135.
- Fuentes U., Heimann D., Sept V., Torres G. (1998), *An new statistical-dynamical downscaling scheme and its application to the Alpine precipitation climatology*, Vol. Report No.34, DLR Institut für Physik der Atmosphäre, München.
- Fyfe J. (1999), 'Climate simulations of African easterly waves', *J. Clim.* **12**, 1747–1769.
- Gates W.L. (1992), 'The Atmospheric Model Intercomparison Project', *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **73**, 1962–1970.



- Giambelluca T.W., Henderson-Sellers A. (1996), *Climate change. Developing southern hemisphere perspectives*, Wiley, Chichester.
- Giorgi F., Francisco R. (1999), 'Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate change', *Geophys. Res. Lett.* **27**(9), 1295–1298.
- Giorgi F., Francisco R. (2000), 'Uncertainties in regional climate change prediction: a regional analysis of ensemble simulations with HADCM2 coupled AOGCM', *Clim. Dyn.* **16**(2/3), 325–330.
- Giorgi F., Mearns L.O., Shields Ch., McDaniel L. (1998), 'Regional nested model simulations of present day and 2xCO<sub>2</sub> climate over the central plains of the US', *Climatic Change* **40**, 457–493.
- Glantz M.H. (1996), *Currents of change: El-Niño's impact on climate and society*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Glaser R. (2001), *Klimageschichte Mitteleuropas*, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- Goddard L., Graham N.E. (1999), 'Importance of the Indian Ocean for simulating rainfall anomalies over eastern and southern Africa', *J. Geophys. Res.* **104**(D16), 19099–19116.
- González-Rouco J.F., Heyen H., Zorita E., Valero F. (2000), 'Agreement between observed rainfall trends and climate change simulations in the Southwest of Europe', *J. Clim.* **13**, 3057–3065.
- Goodess C.M. (2000), The construction of daily rainfall scenarios for Mediterranean sites using a circulation-type approach to downscaling, PhD thesis, University of East Anglia.
- Goodess C.M., Palutikof J.P. (1998), 'Development of daily rainfall scenarios for southeast Spain using a circulation-type approach to downscaling', *Int. J. Climatol.* **18**, 1051–1083.
- Gordon H.B., Whetton P.H., Pittock A.B., Fowler A.M., Haylock M.R. (1992), 'Simulated changes in daily rainfall intensity due to the enhanced greenhouse effect: Implications for extreme rainfall events', *Clim. Dyn.* **8**, 83–102.
- Gregory D., Wigley T.M.L., Jones P.D. (1993), 'Application of Markov models to area-average daily precipitation series and interannual variability in season totals', *Clim. Dyn.* **8**, 299–310.
- Gyalistras D., v. Storch H., Fischlin A., Beniston M. (1994), 'Linking GCM-simulated climatic changes to ecosystem models: case studies of statistical downscaling in the Alps', *Clim. Res.* **4**(3), 167–189.

- Hagedorn H. (1992), 'Klimaänderungen und ihre Auswirkungen in regionaler Sicht', *Martinee im Bayerischen Landtag* pp. 74–106.
- Hansen J.E., Lacis A.A. (1990), 'Sun and dust versus greenhouse gases: an assessment of their relative roles in global climate change', *Nature* **346**, 713–718.
- Hantel J.E., Ehrendorfer M., Haslinger A. (2000), 'Climate sensitivity of snow cover duration in Austria', *Int. J. Climatol.* **20**, 615–640.
- Harvey L.D. (2000), *Climate and global environmental change*, Pearson Education, Singapore.
- Hasselmann K. (1993), 'Optimal fingerprints for the detection of time dependent climate change', *J. Clim.* **6**, 1957–1971.
- Hasselmann K. (1995), 'Klimaänderung mit einer geschätzten Wahrscheinlichkeit von 95% nachgewiesen', <http://www.dkrz.de/neuigkeiten/hasselmann.html>.
- Hasselmann K. (1997), 'Multipattern fingerprint method for detection and attribution of climate change', *Clim. Dyn.* **13**, 601–611.
- Heimann D., Sept V. (2000), 'Climate change estimates of summer temperature and precipitation in the Alpine region', *Theor. Appl. Climatol.* **66**(1/2), 1–12.
- Henderson-Sellers A. (1994), Numerical modelling of global climates, in N. Roberts, ed., 'The changing global environment', Oxford University Press, Oxford, pp. 98–124.
- Hennessy K.J., Gregory J.M., Mitchell J.F.B. (1997), 'Changes in daily precipitation under enhanced greenhouse conditions', *Clim. Dyn.* **13**, 667–680.
- Hewitson B.C. (2000), 'Relative changes in downscaled climate change scenarios due to atmospheric humidity', *Geophys. Res. Lett.* in press.
- Hewitson B.C., Crane R.G. (1992), 'Regional-scale climate prediction from the GISS GCM', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global and planetary change section)* **97**, 249–267.
- Hewitson B.C., Crane R.G. (1996), 'Climate downscaling: techniques and application', *Clim. Res.* **7**(2), 249–267.
- Heyen H., Zorita E., v. Storch H. (1996), 'Statistical downscaling of winter monthly mean North Atlantic sea-level to sea-level variations in the Baltic Sea', *Tellus* **48A**, 312–323.
- Houghton J. (1997), *Globale Erwärmung*, Springer, Berlin.
- Houghton R.A., Woodwell G.M. (1989), 'Globale Veränderung des Klimas', *Spektrum der Wissenschaft* **6**, 106–114.

- Hudson D.A. (1997), 'Southern african climate change simulated by the Genesis GCM', *South African J. Clim.* **93**, 389–403.
- Hulme M. (1991), 'Global warming', *Prog. Phys. Geography* **15**, 310–318.
- Hulme M. (1993), 'Global warming', *Prog. Phys. Geography* **17**(1), 81–91.
- Hulme M. (1994), 'Global warming', *Prog. Phys. Geography* **18**, 401–410.
- Hulme M. (1995a), 'An integrated framework to address climate change (ESCAPE) and further developments of the global and regional climate modules (MAGICC)', *Energy Policy* **23**, 347–355.
- Hulme M. (1995b), 'Estimating global changes in precipitation', *Weather* **50**(2), 34–42.
- Hulme M. (1996a), 'Global warming', *Prog. Phys. Geography* **20**(2), 216–223.
- Hulme M. (1996b), 'Recent climatic change in the worlds drylands', *Geophys. Res. Lett.* **20**(1), 61–64.
- Hulme M. (1997), 'Global warming', *Prog. Phys. Geography* **21**(3), 446–453.
- Hulme M. (1998), 'Global warming', *Prog. Phys. Geography* **22**(3), 398–406.
- Hulme M. (1999), 'Global warming', *Prog. Phys. Geography* **23**(2), 283–291.
- Hulme M., Conway D., Kelly P.M., Subak S., Downing T.E. (1995b), *The impacts of climate change on Africa*, CSERGE Working Paper, Norwich.
- Hulme M., Doherty R.M., Ngara T., New M., Lister D. (2001 accepted), 'African climate change: 1900-2100', *Clim. Res.* .
- Hulme M., Jiang T., Wigley T.M.L. (1995a), *SCENGEN: A Climate Change Scenario Generator*, Climate Research Unit, Norwich.
- Hupfer P. (1998c), Glossar, in J. Lozán, H. Graßl, P. Hupfer , ed., 'Warnsignal Klima', Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, pp. 432–438.
- Hupfer P., Baerens Ch., Kolax M., Tinz B. (1998b), *Zur Auswirkung von Klimaschwankungen auf die deutsche Ostseeküste*, Spezialarbeiten Met. Inst. HU Berlin, Berlin.
- Hupfer P., Graßl H., Lozán J.L. (1998a), Überblick: Warnsignale aus der Klimaentwicklung, in J. Lozán, H. Graßl, P. Hupfer , ed., 'Warnsignal Klima', Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, pp. 419–426.
- Hutchinson P. (1993), 'The climatology of Namibia and its relevance to the drought situation', *Weather Bureau Report* 1 unpublished.

- Huth R. (1999), 'Statistical downscaling in central Europe: evaluation of methods and potential predictors', *Clim. Res.* **13**(2), 91–101.
- Huth R., Kyselý J. (2000), 'Constructing site-specific climate change scenarios on a monthly scale using statistical downscaling', *Theor. Appl. Climatol.* **66**(1/2), 13–27.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (2001), Third Scientific Assessment Report. in press.
- Jacob D. (1998), Intensivierung des Wasserkreislaufs? in J. Lozán, H. Graßl, P. Hupfer, ed., 'Warnsignal Klima', Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, pp. 177–178.
- Jacobeit J. (1993a), 'Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen', *Die Erde* **124**, 63–77.
- Jacobeit J. (1993b), 'Möglichkeiten und Probleme der Abschätzung zukünftiger Klimaänderungen', *Würzburger Geogr. Arbeiten* **87**, 419–430.
- Jacobeit J. (1994a), 'Empirische Abschätzung zur Änderung des Winterniederschlags im Mittelmeerraum bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt', *PIK-Report* **1**, 117–121.
- Jacobeit J. (1994b), 'Atmosphärische Zirkulationsveränderungen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt', Würzburger Geogr. Manuskripte 34, Würzburg.
- Jacobeit J. (1996), Atmospheric circulation changes due to increased greenhouse warming and its impact on seasonal rainfall in the Mediterranean area, in Nemesová, ed., 'Climate variability and climate change - vulnerability and adaption, Proceedings Prague 11.-15. Sept 1995', pp. 71–80.
- Jacobeit J. (1997a), 'Atlantisch-europäische Bodenluftdruckfelder ombrothermisch anomaler Monate in Mitteleuropa als Hilfsmittel für die synoptische Interpretation analoger Anomalien im historischen Klima und in zukünftigen Klimaszenarien', *Peterm. Geogr. Mitt.* **141**, 139–144.
- Jacobeit J. (1997b), 'Rezente Klimadynamik im südlichen Afrika', *Zbl. Geol. Paläont.* Teil I (7/8), 757–766.
- Jóhannesson T., Jónsson T., Källén E., Kaas E. (1995), 'Climate change scenarios for the Nordic countries', *Clim. Res.* **5**(3), 181–195.
- Johnson C.E., Henshaw J.E., McInnes G. (1992), 'Impact of aircraft and surface emissions of nitrogen-oxides on tropospheric ozone and global warming', *Nature* **355**, 69–71.
- Jones J.M., Davies T.D. (2000), 'The influence of climate on air and precipitation chemistry over Europe, and downscaling applications to future acidic deposition', *Clim. Res.* **14**(1), 7–24.

- Jones P.D., Hulme M. (1996), 'Calculating regional climatic time series for temperature and precipitation: methods and illustrations', *Int. J. Climatol.* **16**, 361–377.
- Joubert A.M. (1995), 'Simulations of southern African climate by early generation general circulation models', *South African J. Sci.* **91**, 85–91.
- Joubert A.M., Hewitson B.C. (1997), 'Simulating present and future climates of southern Africa using general circulation models', *Prog. Phys. Geography* **21**(1), 51–78.
- Joubert A.M., Katzfey J.J., McGregor J.L., Nguyen K.C. (1999), 'Simulating mid-summer climate over Southern Africa using a nested regional climate model', *J. Geophys. Res.* **104**(D16), 19015–19025.
- Joubert A.M., Mason S.J. (1996), 'Equilibrium and fully coupled GCM simulations of future southern African climates', *Int. J. Climatol.* **16**, 1149–1156.
- Joubert A.M., Tyson P.D. (1996), 'Equilibrium and fully coupled GCM simulations of future southern African climates', *South African J. Sci.* **92**, 471–484.
- Jury M.R. (1996), 'Regional teleconnection patterns associated with summer rainfall over South Africa, Namibia and Zimbabwe', *Int. J. Climatol.* **16**, 135–153.
- Jury M.R., Engert S. (1995), *Northern Namibia summer rainfall: a study of seasonal and intra-seasonal dynamical processes*, Project Report for the Namibian Agronomic Board, Cape Town.
- Jury M.R., Engert S. (1999), 'Teleconnections modulating inter-annual climate variability over northern Namibia', *Int. J. Climatol.* **19**, 1459–1475.
- Jury M.R., Levey K.M. (1997a), 'Vertical structure of the atmosphere during wet spells over Southern Africa', *Water SA* **23**, 51–55.
- Jury, M.R. Levey K.M. (1997b), 'Vertical structure of mid-latitude Rossby waves during summer wet spells over Southern Africa', *South African J. Sci.* **93**, 277–282.
- Jury M.R., Pathack B.M.R. (1993), 'Composite climatic patterns associated with extreme modes of summer rainfall over Southern Africa: 1975-1984', *Theor. Appl. Climatol.* **47**, 137–145.
- Jury M.R., Pathack B.M.R., De Rautenbach C.J., Vanheerden J. (1996), 'Drought over South Africa and Indian Ocean SST: Statistical and GCM results', *The Global Atmosphere and Ocean System* **4**, 47–63.
- Kaas E., Li T.S., Schmith T. (1996), 'Statistical hindcast of wind climatology in the North Atlantic and northwestern European region', *Clim. Res.* **7**(2), 97–110.

- Kalney E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. (1996), 'The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project', *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **77**(3), 437–471.
- Karl T.R., Wang W.C., Schlesinger M.E., Knight R.W., Portman D. (1990), 'A method of relating general circulation model simulated climate to observed local climate. Part I: Seasonal statistics', *J. Clim.* **3**, 1053–1079.
- Katz R.W., Brown B.G. (1992), 'Extreme events in a changing climate: variability is more important than averages', *Climatic Change* **21**, 289–302.
- Katz R.W., Parlange M.B. (1996), 'Mixtures of stochastic processes: application to statistical downscaling', *Clim. Res.* **7**(2), 185–193.
- Kennedy A.D. (1997), 'Bridging the gap between general circulation model (GCM) output and biological microenvironments', *Int. J. Biometeorol.* **40**, 119–122.
- Kidson J.W., Thompson C.S. (1998), 'Comparison of statistical and model-based downscaling techniques for estimating local climate variations', *J. Clim.* **11**, 735–753.
- Kidson J.W., Watterson I.G. (1995), 'A synoptic climatological evaluation of the changes in the CSIRO nine-level model with doubled CO<sub>2</sub> in the New Zealand region', *Int. J. Climatol.* **15**, 1179–1194.
- Kilsby C.G., Cowpertwait P.S.P., O'Connell P.E., Jones P.D. (1998), 'Predicting rainfall statistics in England and Wales using atmospheric circulation variables', *Int. J. Climatol.* **18**, 523–539.
- Kim J.W., Chang J.T., Baker N.L., Wilks D.S., Gates W.L. (1984), 'The statistical problem of climate inversion: determination of the relationship between local and large-scale climate', *Monthly Weather Rev.* **112**, 2069–2077.
- Klaus D. (1999), 'Neue Ansätze und Erkenntnisse in der Klimaforschung', *Geogr. Rundschau* **51**, 448–453.
- Klaus D., Lauer W. (1999), 'Gegenwärtiger Kenntnisstand zur allgemeinen Atmosphärischen Zirkulation', *Geogr. Rundschau* **51**, 32–37.
- Kondratyev K.Ya., Cracknell A.P. (1998), *Observing global climate change*, Taylor & Francis, London.
- Krönke J., Dippner W., Heyen H., Zeiss B. (1998), 'Long-term changes in macrofauna communities of Norderney (East Frisia, Germany) in relation to climate variability', *Mar. Ecol. Prog. Series* **167**, 25–36.

- Kruger A.C. (1999), 'The influence of the decadal-scale variability of summer rainfall on the impact of El Niño and La Niña events in South Africa', *Int. J. Climatol.* **19**, 59–68.
- Landmann W.A., Mason S.J. (1999a), 'Operational long-lead prediction of South African rainfall using canonical correlation analysis', *Int. J. Climatol.* **19**, 1073–1090.
- Landmann W.A., Mason S.J. (1999b), 'Change in the association between Indian Ocean sea-surface temperatures and summer rainfall over South Africa and Namibia', *Int. J. Climatol.* **19**, 1477–1492.
- Landmann W.A., Tennant W.J. (2000), 'Statistical downscaling of monthly forecasts', *Int. J. Climatol.* **20**, 1521–1532.
- Langenberg H., Pfitzenmayer A., v. Storch H., Sündermann J. (1999), 'Storm related sea-level variations along the North Sea coast: natural variability and anthropogenic change', *Cont. Shelf Res.* **19**, 821–842.
- Latif M. (1998), Das El-Niño-Southern-Oscillation Phänomen, Dynamik und klimatologische Auswirkungen, in J. Lozán, H. Graßl, P. Hupfer, ed., 'Warnsignal Klima', Wissenschaftliche Auswertungen, Hamburg, pp. 407–414.
- Levey K.M., Jury M.R. (1996), 'Composite Intraseasonal Oscillations of convection over Southern Africa', *J. Clim.* **8**, 1910–1920.
- Li X., Sailor D. (2000), 'Application of tree-structured regression for regional precipitation prediction using general circulation model output', *Clim. Res.* **16**(1), 17–30.
- Lindesay J.A., Vogel C.H. (1990), 'Historical evidence for southern oscillation - Southern African rainfall relationships', *Int. J. Climatol.* **10**, 679–689.
- Maak K., v. Storch H. (1997), 'Statistical downscaling of monthly mean air temperature to the beginning of flowering of *Galanthus nivalis* L. in Northern Germany', *Int. J. Biometeor.* **41**(1), 5–12.
- Main J.P.L., Hewitson B.C. (1995), 'Regionalisation of daily precipitation in Botswana', *South African Geogr. J.* **77**(2), 51–55.
- Makarau A., Jury M.R. (1997), 'Seasonal Cycle of convective spells over Southern Africa during austral summer', *Int. J. Climatol.* **17**, 1317–1332.
- Martin E., Timbal B., Brun E. (1997), 'Downscaling of general circulation model outputs: simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change', *Clim. Dyn.* **13**, 45–56.
- Mason S.J. (1998), 'Seasonal forecasting of South African rainfall using a non-linear discriminant analysis model', *Int. J. Climatol.* **18**, 147–164.

- Mason S.J., Joubert A.M. (1997), 'Simulated changes in extreme rainfall over Southern Africa', *Int. J. Climatol.* **17**, 291–301.
- Mason S.J., Jury M.R. (1997), 'Climatic variability and change over southern Africa: a reflection on underlying processes', *Prog. Phys. Geography* **21**(1), 23–50.
- Matyasovszky I., Bogardi I. (1996), 'A space-time stochastic climatological approach to daily global solar radiation', *Clim. Res.* **7**(1), 11–20.
- Mearns L.O., Bogardi I., Giorgi F., Matyasovszky I., Palecki M. (1999), 'Comparison of climate change scenarios generated daily temperature and precipitation from regional climate model experiments and statistical downscaling', *J. Geophys. Res.* **104**(D6), 6603–6621.
- Mengelkamp H.-T. (1999), 'Wind climate simulation over complex terrain and wind turbine energy output estimation', *Theor. Appl. Climatol.* **63**(3/4), 129–139.
- Mestas-Nuñez A.M. (2000), 'Orthogonality properties of rotated empirical modes', *Int. J. Climatol.* **20**, 1509–1516.
- Mietus M. (1999), 'The role of regional atmospheric circulation over Europe and North Atlantic in formation of climatic and oceanographic condition in the Polish coastal zone', *Research Materials, Inst. Meteor. u. Water Management, Meteor. Series* **29**, 147.
- Mitchell J.F.B. (1997), 'On modification of global warming by sulphate aerosols', *J. Clim.* **10**, 245–267.
- Mitchell J.F.B., Hulme M. (1999), 'Predicting regional climate change: living with uncertainty', *Prog. Phys. Geography* **23**(1), 57–78.
- Mitchell J.F.B., Johns T.C., Gregory J.M., Tett S.F.B. (1995), 'Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosols', *Nature* **376**, 501–504.
- Murphy J.M. (1999), 'An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate', *J. Clim.* **12**, 2256–2284.
- Murphy J.M. (2000), 'Prediction of climate change over Europe using statistical and dynamical downscaling techniques', *Int. J. Climatol.* **20**, 489–501.
- Mutai C.C., Ward M.N., Colman A.W. (1998), 'Towards the prediction of the East Africa short rains based on sea-surface temperature-atmosphere coupling', *Int. J. Climatol.* **18**, 975–997.
- New M., Hulme M., Jones P.D. (1999), 'Representing twentieth century space-time climate variability. Part 1: development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology', *J. Clim.* **12**, 829–856.



- Nicholson S., Kim J. (1997), 'The relationship of the El Niño-Southern-Oscillation to African rainfall', *Int. J. Climatol.* **17**, 117–135.
- Noda A., Tokioka T. (1989), 'The effect of doubling the CO<sub>2</sub>-concentration on convective and non-convective precipitation in a general circulation model coupled with a simple mixed layer ocean model', *J. Meteorol. Soc. Japan* **67**, 1057–1069.
- Noguer M., Jones R.G., Murphy J. (1998), 'Sources of systematic errors in the climatology of a regional climate model over Europe', *Clim. Dyn.* **14**, 691–712.
- Oberhuber J.M. (1993), 'Simulation of the Atlantic circulation with a coupled sea ice - mixed layer-isopycnal general circulation model', *J. Phys. Oceanogr.* **22**, 808–829.
- Perry A. (1996), 'IPCC second assessment and beyond', *Prog. Phys. Geography* **20**(4), 477–481.
- Philipp A. (1997), Telekonnektionen des mediterranen Regionalklimas mit der atmosphärischen Zirkulation des Atlantisch-Europäischen Sektors, Diplomarbeit, Universität Würzburg.
- Prasad K.D., Bransod S.D., Sabade S.S. (2000), 'Forecasting indian summer monsoon rainfall by outgoing longwave radiation over the Indian Ocean', *Int. J. Climatol.* **20**, 105–114.
- Prasad K.D., Singh S.V. (1996), 'Forecasting the spatial variability of the indian summer monsoon rainfall using canonical correlation', *Int. J. Climatol.* **16**, 1379–1390.
- Preisendorfer R.W. (1988), *Principal component analysis in meteorology and oceanography*, Elsevier, New York.
- Preston-Whyte R., Tyson P.D. (1993), *The atmosphere and weather of Southern Africa*, Oxford University Press, Cape Town.
- Rasmusson E.M. (1994), Global climatic change and variability: effects on drought and desertification in Africa, in M. Glantz, ed., 'Droughts and hunger in Africa', Cambridge University Press, Cambridge, pp. 3–23.
- Reason C.J.C., Mulenga H. (1999), 'Relationships between South African rainfall and SST anomalies in the Southwest Indian Ocean', *Int. J. Climatol.* **19**, 1651–1673.
- Reichert B.L., Bengtsson L., Akesson O. (1999), 'A statistical modeling approach for the simulation of local paleo proxy records using GCM output', *J. Geophys. Res.* **104**(D16), 19071–19083.
- Richman M.B. (1986), 'Rotation of principle components', *J. Climatol.* **6**, 293–335.

- Richman M.B. (1987), 'Rotation of principle components: a reply', *J. Climatol.* **7**, 511–520.
- Riedo M., Gyalistras D., Fischlin A., Fuhrer J. (1999), 'Using an ecosystem model linked to GCM derived local weather scenarios to analyse effects of climate change and elevated CO<sub>2</sub> on dry matter production and partitioning and water use in temperate managed grasslands', *Global Change Biol.* **5**, 213–223.
- Robinson J.R., Henderson-Sellers A. (1999), *Contemporary climatology*, Pearson Education, Singapore.
- Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dümenil L, Esch M., Giorgetta M., Schlese U., Schulzweida U. (1996), *The atmospheric general circulation model ECHAM-4: model description and simulation of present-day climate*, Vol. Report No.218, Max-Planck Institut for Meteorology, Hamburg.
- Roeckner E, Bengtsson L., Feichter J., Lelieveld J., Rohde H. (1998), *Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulphur cycle*, Vol. Report No.266, Max-Planck Institut for Meteorology, Hamburg.
- Sailor D.J., Li X. (1999), 'A semi-empirical downscaling approach for predicting regional temperature impacts associated with climatic change', *J. Clim.* **12**, 103–114.
- Schinke H. (1997), 'Sommerniederschläge in Namibia und ihr Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation', *Zbl. Geol. Paläont.* Teil I (**1/2**), 147–159.
- Schmittner A., Stocker T.F. (1999), 'Stability of the thermohaline circulation in global warming experiments', *J. Clim.* **12**, 1117–1133.
- Schönwiese Ch.-D. (1993), 'Globale Klimaänderung in Vergangenheit und Zukunft', *Geogr. Rundschau* **45**(2), 74–80.
- Schönwiese Ch.-D. (1995), 'Der anthropogene Treinhouseeffekt in Konkurrenz zu natürlichen Klimaänderungen', *Geowissenschaften* **13**(5-6), 207–212.
- Schönwiese Ch.-D. (1997a), 'Störfeuer in der Klimadebatte', *Physik. Bl.* **53**(11), 1077.
- Schönwiese Ch.-D. (1997b), 'Anthropogene und natürliche Signale im Klimageschehen', *Naturwissenschaften* **84**, 65–73.
- Schönwiese Ch.-D., Birrong W. (1990), 'European precipitation trend statistics 1851-1980 including multivariate assessments of the anthropogenic CO<sub>2</sub> signal', *Z. Meteorol.* **40**(2), 92–98.
- Schubert S. (1997), 'Downscaling local extreme temperature changes in south-eastern Australia from CSIRO MARK2 GCM', *Clim. Dyn.* **13**, 223–234.

- Schubert S., Henderson-Sellers A. (1997), 'A statistical model to downscale local daily temperature extremes from synoptic-scale atmospheric circulation patterns in the Australian region', *Clim. Dyn.* **13**, 223–234.
- Schulze R.E. (1997), 'Impacts of global climate change in a hydrologically vulnerable region: challenges to South African hydrologists', *Prog. Phys. Geography* **21**(1), 113–136.
- Seggern J., V. (1993), Empirische Modelle regionaler Klimaänderungen in Westeuropa und Bayern, PhD thesis, Universität Erlangen.
- Semenov M.A., Barrow E.M. (1996), 'Use of a stochastic weather generator in the development of climate change scenarios', *Clim. Change* **35**(2), 397–414.
- Semenov M.A., Brooks R.J. (1999), 'Spatial interpolation of the LARS-WG stochastic weather generator in Great Britain', *Clim. Res.* **11**(2), 137–148.
- Sengupta S., Boyle J.S. (1998), 'Using principal components for comparing GCM simulations', *J. Clim.* **11**, 816–830.
- Sept V. (1998), *Untersuchungen der Gewitteraktivität im süddeutschen Raum mittels statistisch-dynamischer Regionalisierung*, Vol. Report No.98-27, DLR Forschungsbericht, München.
- Shannon L.V., Boyd A.J., Brundrit, G.B., Taunton, J. (1986), 'On the existence of an El-Niño-type phenomenon in the benguela system', *J. Marine Research* **44**, 495–520.
- Shinoda M., Kawamura R. (1996), 'Relationships between rainfall over semi-arid Southern Africa and geopotential heights and sea surface temperature', *J. Meteorol. Soc. Japan* **74**, 21–76.
- Solman S.A., Nuñez M.N. (1999), 'Local estimates of global climate change: a statistical downscaling approach', *Int. J. Climatol.* **19**, 835–861.
- Spellman G. (2000), 'The use of an index-based regression model for precipitation analysis on the Iberian peninsula', *Theor. Appl. Climatol.* **66**(3/4), 229–239.
- Stocker T.F., Schmittner A. (1997), 'Influence of CO<sub>2</sub>-emission rates on the stability of the thermohaline circulation', *Nature* **388**, 862–865.
- Storch v. H., Reichardt H. (1997), 'A scenario of storm surge statistics for the German Bight at the expected time of doubled atmospheric carbon dioxide concentration', *J. Clim.* **10**, 2653–2662.

- Storch v. H. (1999a), Spatial patterns: EOFs and CCA.- In: H. v. Storch, A. Navarra Analysis of climate variability - Applications of statistical techniques, in A. N. H. v. Storch, ed., 'Analysis of climate variability; Application of statistical techniques', Springer, Berlin, pp. 227–257 bzw. 342pp.
- Storch v. H. (1999b), 'The use of inflation in statistical downscaling', *J. Clim.* **12**, 3505–3506.
- Storch v. H., Zorita E., Cubasch U. (1993), 'Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to iberian rainfall in wintertime', *J. Clim.* **6**, 1161–1171.
- Storch v. H., Zwiers F.W. (1999), *Statistical analysis in climate research*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Sturm K. (1997), Abschätzung regionaler Niederschlagsänderungen in Mitteleuropa bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt, Diplomarbeit, Universität Würzburg.
- Tait A.B., Fitzharris B.B. (1998), 'Relationships between New Zealand rainfall and southwest pacific pressure patterns', *Int. J. Climatol.* **18**, 407–424.
- Taljaard J.J. (1986), 'Change of rainfall distribution and circulation patterns over southern Africa in summer', *J. Climatol.* **6**, 579–592.
- Taljaard J.J., Steyn P.C.L. (1991), 'Relationship between atmospheric circulation and rainfall in the South African region', *Techn. Paper South African Weather Bureau* **24**, 1–62.
- Taylor K.E., Penner J.E. (1994), 'Response of the climate system to atmospheric aerosols and greenhouse gases', *Nature* **369**, 734–737.
- Timbal B., McAvaney B.J. (1999), 'A downscaling procedure for Australia', *BMRC scientific report* **74**.
- Trigo R.M., DeCamarra C.C. (2000), 'Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal', *Int. J. Climatol.* **20**, 1559–1581.
- Trigo R.M., Palutikof J.P. (1999), 'Simulation of daily temperatures for climate change scenarios over Portugal: a neural network model approach', *Clim. Res.* **13**(1), 45–59.
- Tyson P.D. (1981), 'Atmospheric circulation variations and the occurrence of extended wet and dry spells over Southern Africa', *Int. J. Climatol.* **1**, 115–130.
- Tyson P.D. (1986), *Climatic change and variability in Southern Africa*, Oxford University Press, Cape Town.

- Tyson P.D. (1993), 'Recent developments in the modelling of the future climate of Southern Africa', *South African J. Sci.* **89**, 494–505.
- Tyson P.D. (1996), 'An air transport climatology for subtropical Southern Africa', *Int. J. Climatol.* **16**, 265–291.
- VanHeerden J., Terblanche D.E., Schulze G.C. (1988), 'The southern oscillation and South African summer rainfall', *J. Climatol.* **8**, 577–597.
- Venugopal V., Foufoula-Georgiou E., Sapozhnikov V. (1999), 'A space-time downscaling model for rainfall', *J. Geophys. Res.* **104**(D16), 19705–19721.
- Wang W.C., Zhuang Y.C., Bojkov R.D. (1993), 'Climate Implications of observed changes in ozone vertical distributions at middle and high-latitudes of the northern hemisphere', *Geophys. Res. Lett.* **20**, 1567–1570.
- WASA (1998), 'Changing waves and storms in the Northeast Atlantic', *Bull. Amer. Met. Soc.* **79**, 741–760.
- Weichert A., Bürger G. (1998), 'Linear versus nonlinear techniques in downscaling', *Clim. Res.* **10**(2), 83–93.
- Weischet W. (1991), *Einführung in die allgemeine Klimatologie*, Teubner, Stuttgart.
- Werner P.C., Gerstengarbe F.W. (1997), 'Proposal for the development of climate scenarios', *Clim. Res.* **8**(3), 171–182.
- Widmann M., Schär C. (1997), 'A principle component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland', *Int. J. Climatol.* **17**, 1333–1356.
- Wilby R.L. (1994), 'Stochastic weather type simulation for regional climate change impact assessment', *Water Resources Research* **30**, 3395–3403.
- Wilby R.L. (1997), 'Non-stationarity in daily precipitation series: Implications for GCM Downscaling using atmospheric circulation indices', *Int. J. Climatol.* **17**, 439–454.
- Wilby R.L. (1998), 'Statistical downscaling of daily precipitation using daily airflow and seasonal teleconnection indices', *Clim. Res.* **10**(3), 163–178.
- Wilby R.L., Wigley T.M.L. (1997), 'Downscaling general circulation model output: A review of methods and limitations', *Prog. Phys. Geography* **21**(4), 530–548.
- Wilby R.L., Wigley T.M.L. (2000), 'Precipitation predictors for downscaling: observed and general circulation model relationships', *Int. J. Climatol.* **20**, 641–661.

- Wilby R.L., Wigley T.M.L., Conway D., Jones P.D., Hewitson B.C., Main J., Wilks D.S. (1998), 'Statistical Downscaling of general circulation model output: a comparison of methods', *Water Resources Res.* **34**, 2995–3008.
- Wilks D.S. (1999), 'Multisite downscaling of precipitation with a stochastic weather generator', *Clim. Res.* **11**(2), 125–136.
- Xoplaki E., Luterbacher J., Burkhard R., Patrikas I., Maheras P. (2000), 'Connection between the large-scale 500hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime', *Clim. Res.* **14**(2), 129–146.
- Xu Ch.-Y. (1999), 'From GCMs to river flow: a review of downscaling methods and hydrologic modelling approach', *Prog. Phys. Geography* **23**(2), 229–249.
- Zorita E. (1999), 'Predicción global y regional del clima', *Rev. R. Acad. Exact. Fisik. Nat.* **93**(1), 67–83.
- Zorita E., Hughes J.P., Lettenmaier D.P., v. Storch H. (1995), 'Stochastic characterisation of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation', *J. Clim.* **8**, 1023–1042.
- Zorita E., Kharin V., v. Storch H. (1992), 'The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in Winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation', *J. Clim.* **5**, 1097–1108.
- Zorita E., Laine A. (2000), 'Dependence of salinity and oxygen concentrations in the Baltic Sea on large-scale atmospheric circulation', *J. Clim.* **14**(1), 25–41.
- Zorita E., v. Storch H. (1999), 'The analog method as a simple statistical downscaling technique: comparison to more complicated methods', *J. Clim.* **12**, 2474–2489.



# Anhang



## A.1 Stationsliste der Niederschlagsdaten

Stationsname	südl. Breite	östl. Länge	Stationsname	südl. Breite	östl. Länge
<b>ABBABIS</b>	22.65	16.45	HARIBES	24.58	17.57
ANDARA	18.07	21.47	<b>HELMERINGHAUSEN</b>	25.88	16.85
<b>ARANOS</b>	24.13	19.12	<b>HOCHENFELS</b>	20.70	16.83
<b>ARIAMSVLEI</b>	28.12	19.83	<b>HOFMEYER</b>	24.37	18.28
<b>AROAB</b>	26.78	19.39	<b>HOHENAU</b>	22.70	17.45
<b>ARUAB</b>	25.70	16.58	HUTTENHOF	19.48	17.18
AUS	26.68	16.32	<b>JADENNOCH</b>	23.75	18.82
<b>AWAGOBIB</b>	19.65	17.87	<b>KALIDONA</b>	21.28	18.07
<b>BEENBRECK</b>	23.47	17.93	<b>KALKFELD</b>	20.88	16.18
<b>BETHANIEN</b>	26.50	17.15	KALKRAND	24.05	17.60
<b>BINSENHEIM</b>	22.78	17.88	KAMANJAB	19.63	14.85
BITTERWASSER	23.87	17.95	<b>KANONSCHOOT</b>	22.12	18.07
BLANKSDAM	27.78	18.30	<b>KARAAM</b>	24.97	18.55
BOXHAGEN	22.62	18.88	KARAB	24.65	16.68
<b>BUITEPOS</b>	22.30	19.95	KARASBURG	28.03	18.75
BUNJA	17.85	19.35	KARLSRUH	22.37	18.90
<b>CHOANTSAS</b>	18.87	18.12	KEETMANHOOP(Airp.)	26.53	18.12
DASSIESFONTEIN	24.62	17.68	<b>KEETMANSHOOP</b>	26.58	18.13
DAVIGNAB	27.53	19.82	KLEINHUS	19.40	18.62
<b>DIAZ-POINT</b>	26.63	15.10	<b>KLEINWINDHOEK</b>	22.58	17.12
<b>DORNENPFANNE</b>	23.37	18.03	<b>KOES</b>	25.95	19.15
<b>EHERATENGUA</b>	21.13	16.17	<b>KUB-SUD</b>	24.23	17.50
<b>EREMUTUA</b>	20.93	15.75	KUIBIS	26.68	16.85
<b>EREMUTUA-NE</b>	20.88	15.85	KUTEB	25.53	17.13
<b>ERUNDU</b>	20.63	16.40	LAHNSTEIN	24.45	16.53
<b>ETEKERO</b>	20.72	16.75	LAPALOMA	20.92	17.78
<b>EXCELSIOR</b>	26.20	16.47	<b>LEONARDVILLE</b>	23.52	18.82
<b>GABABIS</b>	19.97	18.07	<b>LOUWSVLEY</b>	26.97	19.80
GAUB	19.45	17.75	LUPALA	17.85	19.08
<b>GOABFORTE</b>	19.53	17.18	MAGUAMS	25.53	16.88
<b>GOBABIS</b>	22.47	18.97	<b>MAHONDA</b>	23.05	16.62
<b>GOCHAS</b>	24.85	18.80	MAROELABOUM	19.27	18.85
<b>GODEIS</b>	22.40	16.80	<b>MBELA</b>	23.77	17.87
<b>GOMCHANAS</b>	23.88	18.28	MECKLENBURG	22.17	17.63
GRABSTEIN	25.90	19.30	MONICA	23.40	19.02
<b>GROOTFONTEIN</b>	19.60	18.13	MORGENSONNE	26.15	19.37

**Tabelle 1:** Namibische Niederschlagsmessstationen und deren geographische Lage. Stationsnamen der zur Modellierung genutzten, von 1951 bis 1997 kompletten Datenreihen sind fett gedruckt. Südliche Breite und östliche Länge sind dezimal in Grad angegeben.

Stationsname	südl. Breite	östl. Länge	Stationsname	südl. Breite	östl. Länge
NABAS	27.88	19.57	OTJITUEZU	22.30	17.47
NAMASVREDE	28.03	19.53	<b>OTJIWARONGO</b>	20.45	16.63
NAMATANGA	19.83	15.55	<b>OTJOMBALI</b>	21.75	17.13
NAMUTONI	18.80	16.97	<b>OTJOMBUINDJA</b>	21.63	16.48
NAOS	27.20	18.58	OTJOZONJATI	22.05	17.42
NARUGAS	28.13	18.73	OUTJO	20.12	16.15
<b>NEUDAMPRECHT</b>	22.47	17.33	PERDEPAN	23.70	18.83
<b>NIMMERRUST</b>	27.52	19.60	<b>REHOBOTH</b>	23.32	17.08
NOAHABEB	27.65	18.52	<b>RIETFONTEIN</b>	19.78	17.77
NOIBIS	27.87	19.05	RIETFONTEIN	22.95	17.40
NOMTSAS	24.48	16.82	RISHON	27.30	18.73
<b>OKAHANDJA</b>	21.97	16.92	<b>RUNDU</b>	17.92	19.77
<b>OKAHUA</b>	22.17	17.78	SENDELIN	19.58	15.10
OKAKUYA	21.37	17.18	<b>SISSEKAB</b>	19.33	17.20
OKASONDANA	21.43	18.68	<b>SOAVIS</b>	19.35	17.13
<b>OKATANA</b>	17.75	15.72	<b>SONNLEITEN</b>	22.50	17.40
<b>OKAUKUEJO</b>	19.18	15.92	STRATE	23.97	18.52
OKONGAVA	22.08	15.97	<b>SWAKOPMUND</b>	22.68	14.52
<b>OMAMBONDE</b>	20.05	17.95	SWARTKOP	27.83	19.70
<b>OMATEVA</b>	22.22	18.17	TOGGENBURG	19.48	17.97
<b>OMATJENNE</b>	20.40	16.48	TONDORO	17.77	18.78
<b>OMBALANTU</b>	17.52	15.02	TSACHANA	26.80	16.63
<b>OMBONA</b>	21.05	16.22	<b>TSUMEB</b>	19.23	17.72
OMRAH	24.27	19.23	TWILIGHT	24.22	17.97
ONDANGUA	17.90	15.98	UITKOMS	23.60	19.03
<b>ONDEKAREMBA</b>	21.02	17.27	UKANAS	28.03	19.78
<b>ONDJOU</b>	19.80	14.82	<b>UNA</b>	20.00	17.37
ONGAVA-ONUEA	22.18	18.58	URIEIS-EKANGO	19.73	15.02
<b>ONIPA</b>	17.97	16.08	<b>USAKOS</b>	21.98	15.65
ORANJEMUND	28.57	16.43	VOIGHTLAND	22.58	17.33
<b>OSHIKUKU</b>	17.67	15.47	VOORUITGANG	21.75	17.48
OSHINGAM	17.82	16.07	<b>WAAIHOEK</b>	21.78	17.82
<b>OTAVI</b>	19.63	17.33	WARMFONTEIN	27.10	19.30
<b>OTJITUO</b>	19.67	18.58	<b>WESTFALENHOF</b>	22.23	16.40
OTJIKUNDUA	22.05	17.62	<b>WILDERNIS</b>	23.68	17.50
OTJIMBINGWE	22.37	16.13	WILHELMSTAL	21.92	16.32
<b>OTJIRUKAKU</b>	19.70	17.98	<b>WINDHOEK</b>	22.56	17.10
OTJISEVA	22.30	16.93	<b>WITKRANS</b>	24.45	18.50
OTJITAMBI	19.78	15.18	<b>WITVLEI</b>	22.42	18.48
OTJITOROA	20.52	15.95			

Tabelle 1: Fortsetzung

## A.2 Varianzerklärungsanteile der Geopotential- Hauptkomponenten

PC	Nov	Dez	Jan	Feb	März
1	14.99	14.52	15.22	15.06	13.81
2	11.95	13.25	14.10	14.91	13.74
3	8.83	6.66	6.92	6.31	7.26
4	5.36	6.56	6.35	5.86	6.39
5	3.73	3.29	3.03	2.99	3.20
6	3.52	3.26	2.89	2.89	3.19
7	3.41	2.93	2.89	2.80	3.12
8	3.24	2.79	2.85	2.77	2.95
9	2.79	2.66	2.82	2.63	2.76
10	2.72	2.52	2.80	2.60	2.73
11	2.60	2.52	2.72	2.60	2.70
12	2.52	2.48	2.71	2.58	2.61
13	2.51	2.44	2.63	2.55	2.57
14	2.45	2.39	2.49	2.53	2.45
15	2.38	2.35	2.19	2.45	2.26
16	2.05	2.26	2.08	2.40	2.26
17	1.71	2.23	1.92	2.35	1.99
18	1.44	2.20	1.64	2.31	1.61
19	—	1.42	—	—	—
<b>Summe</b>	78.20	78.73	78.25	78.59	77.60

**Tabelle 2:** Varianzerklärungsanteile der einzelnen Hauptkomponenten (PC) (in Prozent) nach der einzelmonatlichen Analyse der Geopotentialdaten des **1000hPa**-Niveaus. Die Abweichungen der Summenwerte vom angegebenen Gesamtvarianzerklärungsanteil in Tabelle 4.2 im Text entstehen durch Rundungsfehler bei der Berechnung der Einzelvarianzerklärungsanteile.

PC	Nov	Dez	Jan	Feb	März
1	18.02	18.55	18.98	19.36	18.95
2	17.39	17.51	18.82	18.81	18.45
3	3.52	3.97	3.55	3.99	3.70
4	3.06	3.01	3.20	2.92	3.00
5	3.03	2.97	3.00	2.91	2.98
6	2.89	2.91	3.00	2.73	2.88
7	2.89	2.90	2.85	2.64	2.87
8	2.80	2.89	2.68	2.62	2.84
9	2.80	2.87	2.57	2.61	2.79
10	2.76	2.87	2.55	2.61	2.54
11	2.73	2.60	2.51	2.57	2.51
12	2.57	2.60	2.43	2.57	2.40
13	2.45	2.55	2.38	2.49	2.26
14	2.41	2.45	2.21	2.43	2.22
15	2.24	2.42	2.14	2.37	2.19
16	2.23	2.23	1.93	1.91	1.92
17	2.15	2.18	1.86	1.62	1.68
18	2.11	1.41	1.80	—	1.67
19	—	—	1.41	—	—
<b>Summe</b>	<b>78,05</b>	<b>78.89</b>	<b>79.87</b>	<b>77.16</b>	<b>77.85</b>

**Tabelle 3:** Varianzerklärungsanteile der einzelnen Hauptkomponenten (PC) (in Prozent) nach der einzelmonatlichen Analyse der Geopotentialdaten des **500hPa**-Niveaus. Die Abweichungen der Summenwerte vom angegebenen Gesamtvarianzerklärungsanteil in Tabelle 4.2 im Text entstehen durch Rundungsfehler bei der Berechnung der Einzelvarianzerklärungsanteile.

PC	Nov	Dez	Jan	Feb	März
1	17.53	19.23	19.79	21.52	19.09
2	13.41	15.77	11.92	14.73	17.43
3	6.03	3.12	8.10	5.38	3.39
4	3.08	3.03	3.26	2.99	3.01
5	2.94	2.88	3.07	2.80	2.81
6	2.90	2.83	2.95	2.79	2.72
7	2.89	2.82	2.73	2.72	2.69
8	2.86	2.79	2.71	2.70	2.59
9	2.62	2.75	2.69	2.52	2.55
10	2.59	2.67	2.57	2.41	2.42
11	2.57	2.66	2.54	2.31	2.38
12	2.40	2.66	2.42	2.22	2.27
13	2.31	2.64	2.38	2.22	2.17
14	2.21	2.49	2.22	2.21	2.10
15	2.21	2.40	2.19	2.13	2.07
16	2.19	2.26	2.17	2.05	2.06
17	2.13	2.17	2.10	2.04	2.04
18	2.01	1.68	1.84	1.95	2.00
19	1.86	1.53	1.60	1.65	1.98
20	1.84	1.48	—	—	1.67
<b>Summe</b>	78,58	79.86	79.25	79.34	79.44

**Tabelle 4:** *Varianzerklärungsanteile der einzelnen Hauptkomponenten (PC) (in Prozent) nach der einzelmonatlichen Analyse der Geopotentialdaten des 300hPa-Niveaus. Die Abweichungen der Summenwerte vom angegebenen Gesamtvarianzerklärungsanteil in Tabelle 4.2 im Text entstehen durch Rundungsfehler bei der Berechnung der Einzelvarianzerklärungsanteile.*

### A.3 Ergebnisse der Geopotential-Hauptkomponentenanalysen 1951-80

Atm. Niveau	Nov	Dez	Jan	Feb	März
1000 hPa	19 (80.63%)	19 (80.21%)	18 (79.64%)	17 (78.79%)	17 (77.61%)
500 hPa	18 (79.23%)	18 (80.26%)	18 (80.69%)	18 (80.67%)	19 (79.97%)
300 hPa	20 (79.37%)	19 (79.64%)	19 (80.52%)	18 (78.89%)	20 (79.71%)

**Tabelle 5:** Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten pro Monat und atmosphärischem Niveau. In Klammern sind die jeweiligen Gesamtvarianzerklärungsanteile angegeben. In diese Analysen gehen Geopotentialdaten aus dem Zeitraum 1951-80 ein.

### A.4 Normalverteilttheit der monatlichen Niederschlagssummen namibischer Stationen

Station	Nov	Dez	Jan	Feb	März
ABBABIS	-	-	x	x	x
ARANOS	x	-	x	x	x
ARIAMSVLEI	-	-	-	x	x
AROAB	x	x	x	x	x
ARUAB	-	-	x	x	x
AUS	-	-	-	x	x
AWAGOBIB	x	x	x	x	x
BEENBRECK	x	x	x	x	x
BETHANIEN	-	-	x	-	-
BINSENHEIM	x	x	x	x	x
BUIITEPOS	x	x	x	x	x

**Tabelle 6:** Stationsweise Ergebnisse des Tests auf Normalverteilttheit der namibischen monatlichen Niederschlagssummen. Monate, die mit einem x gekennzeichnet sind, folgen mit 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit der Normalverteilung. Im Monat Februar sind die Niederschlagssummen fast aller Messstationen signifikant der Normalverteilung angepasst, zu Beginn der Regenzeit ist nur bei etwas mehr als 60 Stationen eine Normalverteilung anzunehmen.

Station	Nov	Dez	Jan	Feb	März
CHOANTSAS	x	x	x	x	x
DIAZ-POINT	-	-	-	-	-
DORNENPFANNE	x	x	x	x	x
EHERATENGUA	-	x	x	x	x
EREMUTUA	x	x	x	x	x
EREMUTUA-NE	x	x	x	x	x
ERUNDU	x	x	x	x	x
ETEKERO	x	x	x	x	x
EXCELSIOR	-	-	-	x	x
GABABIS	x	x	x	x	x
GOABFORTE	x	x	x	x	x
GOBABIS	x	x	x	x	x
GOCHAS	x	-	x	x	x
GODEIS	x	x	x	x	x
GOMCHANAS	x	x	x	x	x
GROOTFONTEIN	x	x	x	x	x
HELMERINGHAUSEN	-	-	-	x	x
HOCHENFELS	x	x	x	x	x
HOFMEYER	x	x	x	x	x
HOHENAU	x	x	x	x	x
JADENNOCH	x	x	x	x	x
KALIDONA	x	x	x	x	x
KALKFELD	x	x	x	x	x
KANONSCHOOT	x	x	x	x	x
KARAAM	x	x	x	x	x
KEETMANSHOOP	-	x	-	x	x
KLEINWINDHOEK	x	x	x	x	x
KOES	-	-	x	-	x
KUB-SUD	-	x	x	x	x
LEONARDVILLE	x	x	x	x	x
LOUWSVLEY	x	x	x	x	x
MAHONDA	-	x	x	x	x
MBELA	x	x	x	x	x
NAMASVREDE	x	-	-	x	x
NAMUTONI	x	x	x	x	x
NAOS	x	x	x	x	x

Tabelle 6: Fortsetzung

Station	Nov	Dez	Jan	Feb	März
NEUDAMPRECHT	x	x	x	x	x
NIMMERRUST	-	x	-	-	x
OKAHANDJA	x	x	x	x	x
OKAHUA	x	x	x	x	x
OKATANA	x	x	x	x	x
OKAUKUEJO	x	x	x	x	x
OMAMBONDE	x	x	x	x	x
OMATEVA	x	x	x	x	x
OMATJENNE	x	x	x	x	x
OMBALANTU	x	x	x	x	x
OMBONA	x	x	x	x	x
ONDEKAREMBA	x	x	x	x	x
ONDJOU	x	x	x	x	x
ONIIPA	x	x	x	x	x
OSHIKUKU	x	x	x	x	x
OTAVI	x	x	x	x	x
OTJIRUKAKU	x	x	x	x	x
OTJITUO	x	x	x	x	x
OTJIWARONGO	x	x	x	x	x
OTJOMBALI	x	x	x	x	x
OTJOMBUINDJA	x	x	x	x	-
REHOBOTH	-	x	x	x	x
RIETFONTEIN	x	x	x	x	x
RUNDU	x	x	x	x	x
SISSEKAB	x	x	x	x	x
SOAVIS	x	x	x	x	x
SONNLEITEN	x	x	x	x	x
SWAKOPMUND	-	-	-	-	-
TSUMEB	x	x	x	x	x
UNA	x	x	x	x	x
USAKOS	-	-	x	x	x
WAAIHOEK	x	x	x	x	x
WESTFALENHOF	-	x	x	x	x
WILDERNIS	x	-	x	-	x
WINDHOEK	x	x	x	x	x
WITKRANS	x	x	x	x	x
WITVLEI	x	x	x	x	x

Tabelle 6: Fortsetzung



## A.5 Multiple Korrelationskoeffizienten der Kalibrierungsperiode

Station	Nov	Dez	Jan	Feb	März
ABBABIS	0.91 (0.87)	0.95 (0.78)	0.84 (0.90)	0.81 (0.74)	0.58 (0.67)
ARANOS	0.95 (0.95)	0.54 (0.82)	0.80 (0.89)	0.95 (0.92)	0.91 (0.83)
ARIAMSVLEI	0.54 (0.57)	0.75 (0.84)	0.47 (0.83)	0.71 (0.54)	0.95 (0.46)
AROAB	0.89	0.14	0.78	0.87	0.95
ARUAB	0.69 (0.95)	0.59 (0.95)	0.67 (0.84)	0.68 (0.94)	0.82 (0.95)
AUS	0.95 (0.61)	0.50 (0.76)	0.71 (0.77)	0.90 (0.69)	0.63 (0.69)
AWAGOBIB	0.29 (0.71)	0.90 (0.72)	0.52 (0.59)	0.91 (0.62)	0.83 (0.88)
BEENBRECK	0.85 (0.73)	0.71 (0.95)	0.69 (0.84)	0.95 (0.68)	0.83 (0.57)
BETHANIEN	0.70 (0.95)	0.49 (0.83)	0.72 (0.93)	0.92 (0.57)	0.87 (0.23)
BINSENHEIM	0.71 (0.80)	0.94 (0.54)	0.95 (0.72)	0.16 (0.56)	0.95 (0.64)
BUIITEPOS	0.48	0.93	0.92	0.79	0.89
CHOANTSAS	0.48	0.63	0.69	0.92	0.93
DIAZ-POINT	0.81 (0.72)	0.24 (0.35)	0.79 (0.83)	0.67 (0.84)	0.89 (0.80)
DORNENPFANNE	0.58 (0.87)	0.93 (0.12)	0.95 (0.81)	0.86 (0.57)	0.78 (0.24)
EHERATENGUA	0.73 (0.68)	0.52 (0.51)	0.74 (0.95)	0.94 (0.50)	0.95 (0.58)
EREMUTUA	0.82 (0.95)	0.86 (0.89)	0.95 (0.78)	0.94 (0.64)	0.73 (0.51)
EREMUTUA-NE	0.58 (0.64)	0.76 (0.70)	0.82 (0.85)	0.95 (0.88)	0.33 (0.76)
ERUNDU	0.65 (0.54)	0.90 (0.81)	0.89 (0.93)	0.74 (0.52)	0.95 (0.95)
ETEKERO	0.61 (0.85)	0.72 (0.93)	0.95 (0.89)	0.90 (0.60)	0.46 (0.71)
EXCELSIOR	0.68 (0.72)	0.58 (0.79)	0.51 (0.62)	0.83 (0.91)	0.50 (0.23)
GABABIS	0.48 (0.95)	0.74 (0.89)	0.63 (0.94)	0.92 (0.54)	0.51 (0.44)
GOABFORTE	0.69 (0.83)	0.63 (0.85)	0.94 (0.51)	0.95 (0.89)	0.89 (0.35)

**Tabelle 7:** Die Tabelle zeigt die multiplen Korrelationskoeffizienten der Regressionsmodelle für die namibischen Stationen pro Monat für die Kalibrierungsperiode 1968-97. In Klammern stehen zum Vergleich die Koeffizienten der Kalibrierungsperiode 1951-80. Die Modelle auf Basis der Niederschlags-Stationsdaten als Prädiktanden und Geopotential-Hauptkomponenten-Scores als Prädiktoren wurden nur für Stationen mit vollständigen Datenreihen aufgestellt. Zum Zeitpunkt der Berechnung im Kalibrierungszeitraum 1951-80 waren nicht alle oben aufgeführten Stationsreihen komplett, so dass bei einigen Stationen nur ein multipler Korrelationskoeffizient aus der Kalibrierung 1968-97 existiert. Die beiden Ansätze zeigen unabhängig von der Auswahl des Kalibrierungszeitraumes - bis auf vereinzelte Abweichungen - ähnliche Koeffizienten für die meisten Stationen.

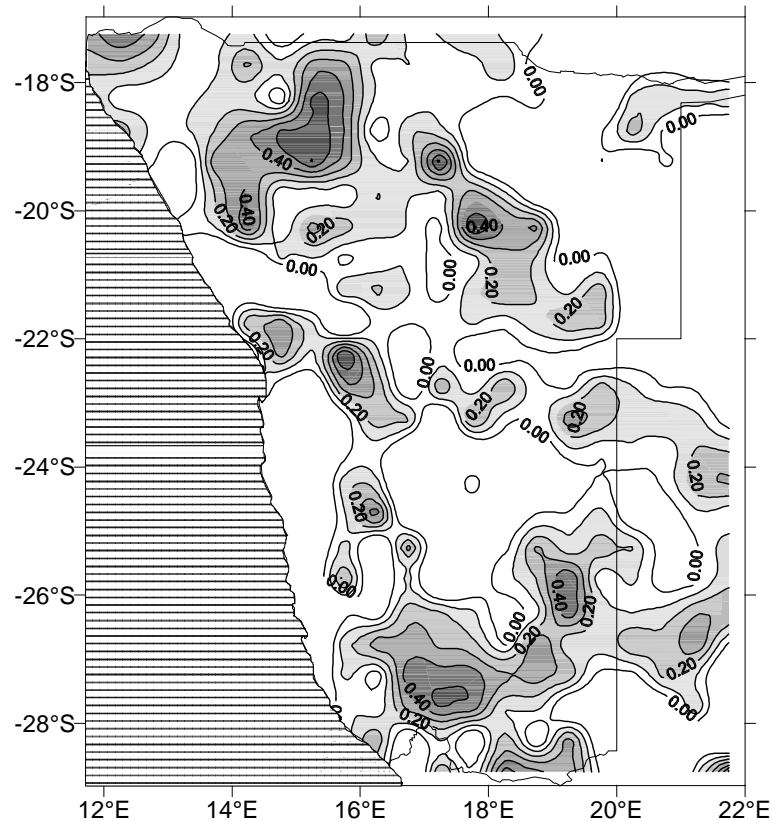
Station	Nov	Dez	Jan	Feb	März
GOBABIS	0.93	0.80	0.89	0.88	0.76
GOCHAS	0.81 (0.75)	0.95 (0.42)	0.80 (0.79)	0.65 (0.30)	0.86 (0.36)
GODEIS	0.95 (0.90)	0.89 (0.70)	0.75 (0.95)	0.95 (0.61)	0.62 (0.86)
GOMCHANAS	0.47 (0.95)	0.95 (0.71)	0.87 (0.88)	0.25 (0.27)	0.88 (0.65)
GROOTFONTEIN	0.49	0.70	0.64	0.89	0.90
HELMERINGHAUSEN	0.58 (0.52)	0.95 (0.92)	0.35 (0.40)	0.95 (0.78)	0.95 (0.66)
HOCHENFELS	0.48 (0.70)	0.79 (0.95)	0.85 (0.89)	0.91 (0.64)	0.87 (0.61)
HOFMEYER	0.53 (0.17)	0.85 (0.93)	0.66 (0.95)	0.75 (0.54)	0.91 (0.88)
HOHENAU	0.95 (0.95)	0.79 (0.45)	0.66 (0.65)	0.62 (0.84)	0.95 (0.90)
JADENNOCH	0.72 (0.95)	0.76 (0.87)	0.88 (0.75)	0.95 (0.65)	0.86 (0.79)
KALIDONA	0.92 (0.95)	0.95 (0.82)	0.93 (0.61)	0.72 (0.46)	0.95 (0.93)
KALKFELD	0.92 (0.80)	0.56 (0.44)	0.74 (0.95)	0.64 (0.70)	0.82 (0.48)
KANONSCHOOT	0.83 (0.95)	0.56 (0.54)	0.84 (0.87)	0.95 (0.40)	0.50 (0.82)
KARAAM	0.64 (0.49)	0.65 (0.95)	0.77 (0.93)	0.95 (0.95)	0.85 (0.95)
KEETMANSHOOP	0.40	0.85	0.56	0.70	0.89
KLEINWINDHOEK	0.95 (0.67)	0.90 (0.93)	0.71 (0.58)	0.55 (0.60)	0.95 (0.63)
KOES	0.58	0.53	0.58	0.89	0.78
KUB-SUD	0.85 (0.93)	0.72 (0.48)	0.68 (0.89)	0.73 (0.88)	0.95 (0.74)
LEONARDVILLE	0.72 (0.95)	0.80 (0.53)	0.57 (0.69)	0.95 (0.81)	0.95 (0.87)
LOUWSVLEY	0.85 (0.77)	0.65 (0.60)	0.68 (0.72)	0.55 (0.60)	0.95 (0.91)
MAHONDA	0.85 (0.85)	0.63 (0.53)	0.68 (0.76)	0.95 (0.95)	0.84 (0.95)
MBELA	0.50 (0.40)	0.88 (0.91)	0.60 (0.74)	0.91 (0.88)	0.91 (0.80)
NAMASVREDE	0.95	0.66	0.76	0.83	0.95
NAMUTONI	0.89 (0.91)	0.69 (0.57)	0.95 (0.88)	0.81 (0.75)	0.95 (0.94)
NAOS	0.73	0.83	0.77	0.89	0.95
NEUDAMPRECHT	0.95 (0.95)	0.77 (0.65)	0.95 (0.95)	0.70 (0.95)	0.95 (0.65)
NIMMERRUST	0.63 (0.74)	0.95 (0.79)	0.78 (0.64)	0.62 (0.95)	0.95 (0.95)
OKAHANDJA	0.95 (0.88)	0.73 (0.71)	0.73 (0.95)	0.70 (0.65)	0.95 (0.63)
OKAHUA	0.95 (0.68)	0.67 (0.70)	0.63 (0.66)	0.89 (0.51)	0.95 (0.83)
OKATANA	0.76 (0.83)	0.72 (0.77)	0.78 (0.82)	0.94 (0.84)	0.78 (0.78)
OKAUKUEJO	0.87 (0.95)	0.54 (0.62)	0.85 (0.71)	0.81 (0.66)	0.95 (0.89)

Tabelle 7: Fortsetzung

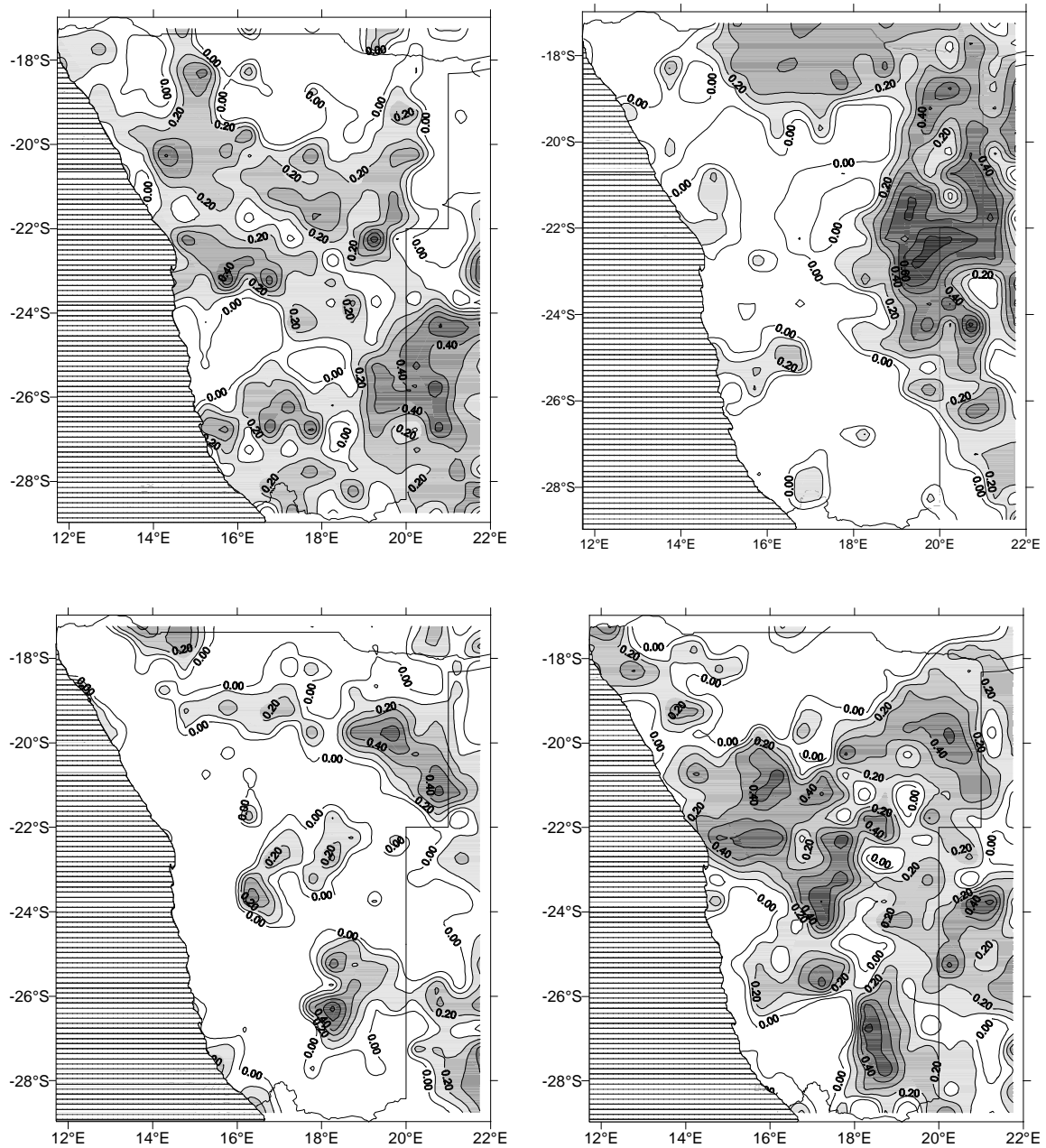
Station	Nov	Dez	Jan	Feb	März
OMAMBONDE	0.54	0.38	0.62	0.84	0.92
OMATEVA	0.77	0.63	0.95	0.92	0.95
OMATJENNE	0.65 (0.57)	0.72 (0.89)	0.86 (0.85)	0.95 (0.65)	0.69 (0.91)
OMBALANTU	0.50 (0.47)	0.69 (0.82)	0.82 (0.57)	0.76 (0.77)	0.95 (0.89)
OMBONA	0.65 (0.78)	0.95 (0.61)	0.95 (0.95)	0.78 (0.61)	0.93 (0.71)
ONDEKAREMBA	0.84 (0.76)	0.92 (0.81)	0.82 (0.89)	0.75 (0.60)	0.95 (0.73)
ONDJOU	0.67	0.65	0.88	0.95	0.35
ONIIPA	0.63	0.80	0.90	0.92	0.95
OSHIKUKU	0.94	0.38	0.93	0.72	0.68
OTAVI	0.52	0.42	0.60	0.72	0.95
OTJIRUKAKU	0.91 (0.74)	0.83 (0.95)	0.59 (0.73)	0.84 (0.50)	0.85 (0.81)
OTJITUO	0.60 (0.31)	0.86 (0.87)	0.95 (0.95)	0.95 (0.67)	0.95 (0.87)
OTJIWARONGO	0.95 (0.39)	0.95 (0.63)	0.57 (0.74)	0.95 (0.92)	0.61 (0.34)
OTJOMBALI	0.79 (0.94)	0.95 (0.70)	0.93 (0.95)	0.95 (0.62)	0.86 (0.41)
OTJOMBUINDJA	0.63 (0.95)	0.54 (0.79)	0.95 (0.77)	0.44 (0.43)	0.92 (0.65)
REHOBOTH	0.66 (0.80)	0.59 (0.67)	0.53 (0.66)	0.83 (0.81)	0.75 (0.65)
RIETFONTEIN	0.65 (0.91)	0.78 (0.66)	0.85 (0.28)	0.95 (0.31)	0.95 (0.86)
RUNDU	0.33	0.37	0.95	0.61	0.95
SISSEKAB	0.26	0.95	0.63	0.94	0.82
SOAVIS	0.62	0.57	0.81	0.87	0.88
SONNLEITEN	0.64 (0.88)	0.67 (0.74)	0.95 (0.73)	0.47 (0.61)	0.95 (0.82)
SWAKOPMUND	0.59 (0.75)	0.61 (0.90)	0.95 (0.72)	0.89 (0.89)	0.95 (0.95)
TSUMEB	0.89 (0.95)	0.62 (0.76)	0.95 (0.14)	0.67 (0.95)	0.95 (0.58)
UNA	0.40 (0.85)	0.62 (0.77)	0.84 (0.77)	0.70 (0.68)	0.38 (0.23)
USAKOS	0.58 (0.62)	0.73 (0.95)	0.72 (0.80)	0.53 (0.56)	0.64 (0.86)
WAAIHOEK	0.80 (0.91)	0.95 (0.70)	0.76 (0.72)	0.90 (0.67)	0.83 (0.83)
WESTFALENHOF	0.84 (0.61)	0.71 (0.59)	0.60 (0.80)	0.58 (0.45)	0.95 (0.72)
WILDERNIS	0.77 (0.95)	0.55 (0.79)	0.58 (0.85)	0.57 (0.75)	0.90 (0.59)
WINDHOEK	0.86	0.87	0.85	0.78	0.93
WITKRANS	0.95 (0.88)	0.57 (0.25)	0.62 (0.95)	0.73 (0.68)	0.91 (0.64)
WITVLEI	0.78 (0.95)	0.93 (0.62)	0.95 (0.63)	0.71 (0.61)	0.95 (0.82)

Tabelle 7: Fortsetzung

## A.6 Korrelationskoeffizienten der modellierten und originalen Niederschlags-Gitterfeldwerte in der Verifikationsperiode

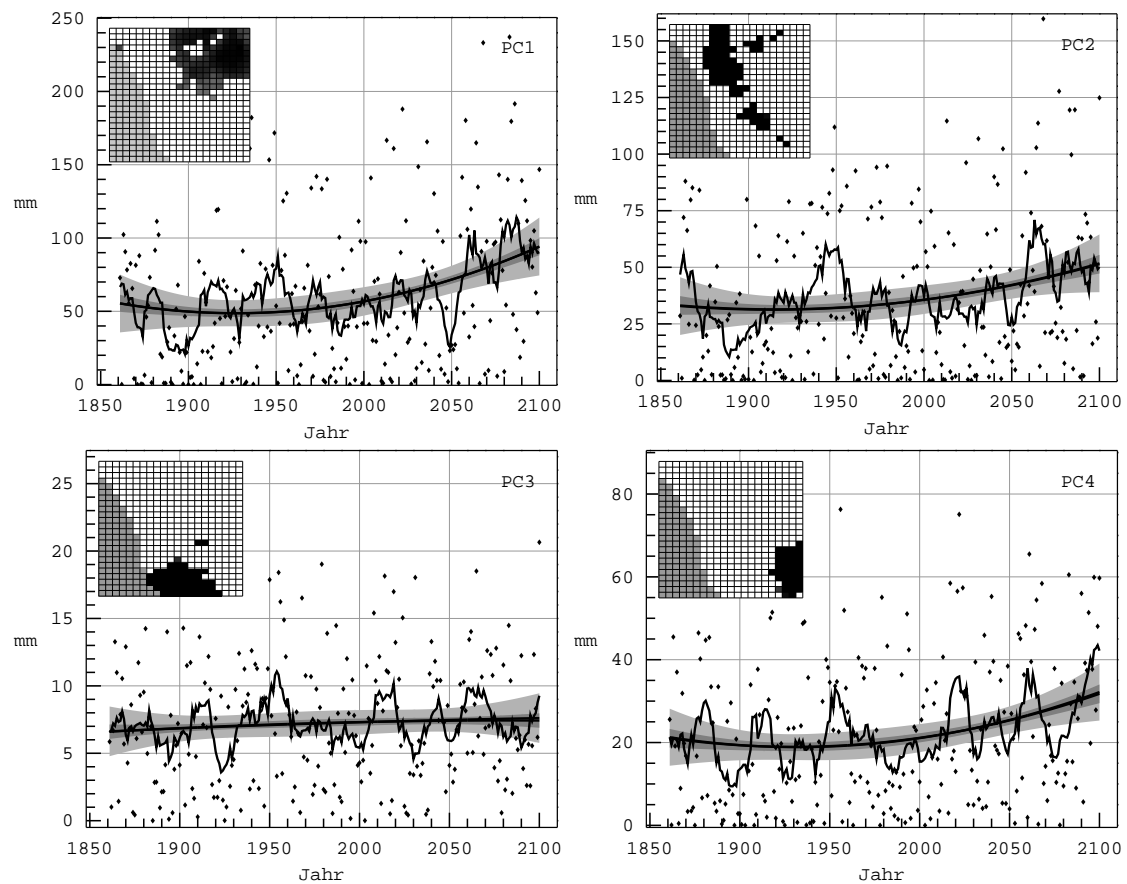


**Abbildung 1:** Interpolierte Korrelationskoeffizienten der modellierten und beobachteten November-Niederschlagswerte in der Verifikationsperiode 1981-1997. Die Regressionsmodelle werden auf der Basis von Niederschlags-Gitterfeld-Daten und Hauptkomponenten der Geopotentiellen Höhen im Zeitraum 1951-80 aufgestellt. Je dunkler die Schattierung ausfällt, desto stärker ist der Korrelationszusammenhang zwischen modellierten und beobachteten Niederschlagsreihen. Modelle aus Bereichen, in denen der Korrelationskoeffizient mindestens 0.40 beträgt, werden zur Abschätzung zukünftiger Niederschläge herangezogen.



**Abbildung 2:** Links oben bis rechts unten: Dezember, Januar, Februar und März. Ansonsten wie Abbildung 1.

## A.7 Abschätzungen für PC-Regionen



**Abbildung 3:** Die Abbildung zeigt Modellreihen der gewichteten Mittelwerte aus den Niederschlagsabschätzungen der PC-Regionen für November im Fall kontinuierlich ansteigender  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen. In den Bildeinlagen ist das  $0.5 \times 0.5^\circ$ -Gitternetz für Namibia dargestellt. Hellgrau unterlegte Bereiche links im Bild zeigen den Atlantik und den Verlauf der Küstenlinie. Gitterfelder, die in die Mittelbildung einbezogen werden, sind markiert. Je dunkler die Kästchen, desto stärker wird das Ergebnis durch die PC-ladung gewichtet. Dargestellt ist jeweils der 10-jährig gleitende Mittelwert der mit Rauten markierten Abschätzungswerte und deren polynomischer Trend zweiter Ordnung. Dunkelgraue Bereiche ober- und unterhalb der Trendlinie markieren das 95%-Konfidenzintervall der Anpassung für den 10-jährig gleitenden Mittelwert, in hellgrau ist das Konfidenzintervall für die Einzelwerte gegeben.

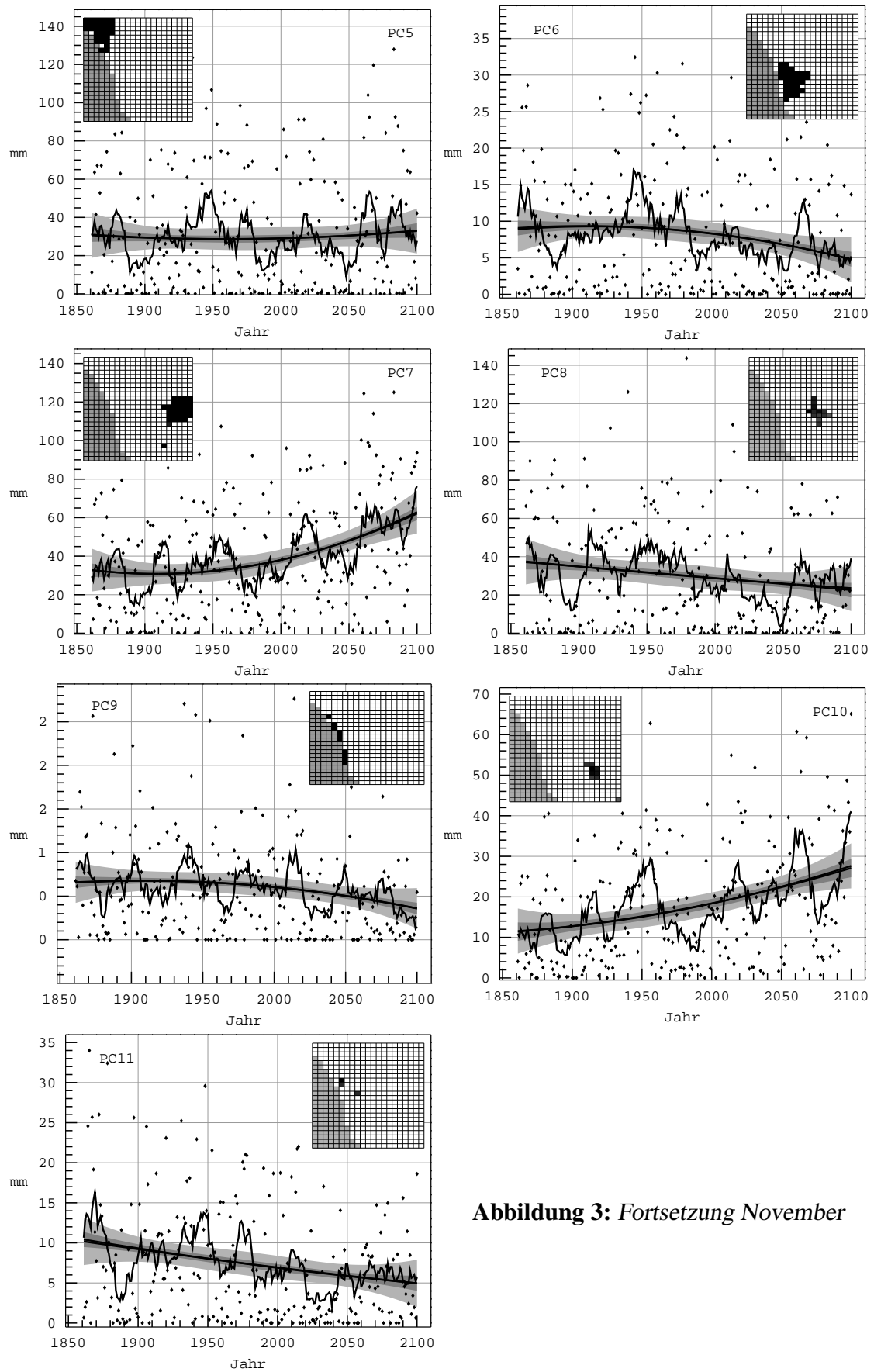


Abbildung 3: Fortsetzung November

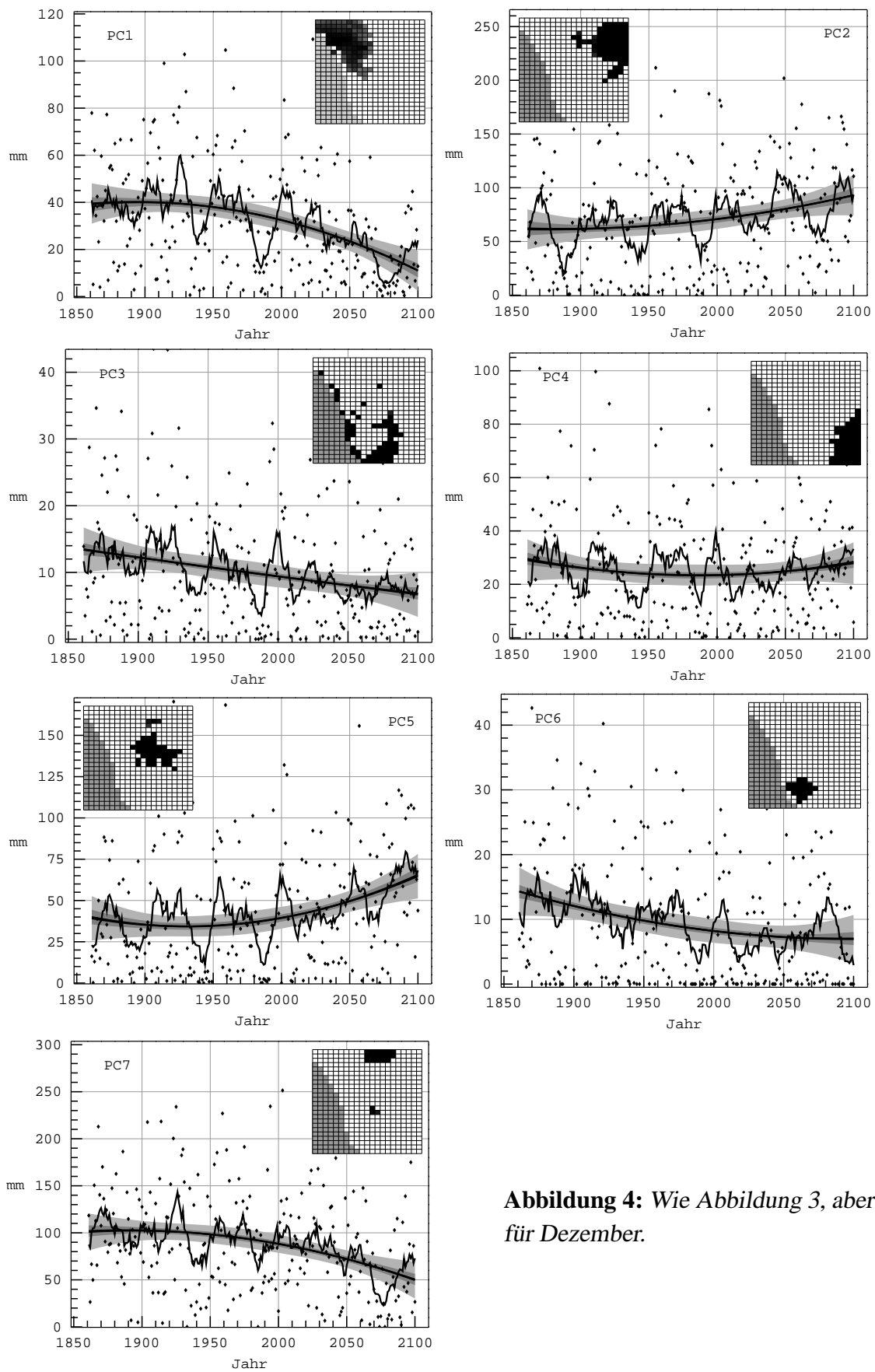


Abbildung 4: Wie Abbildung 3, aber für Dezember.



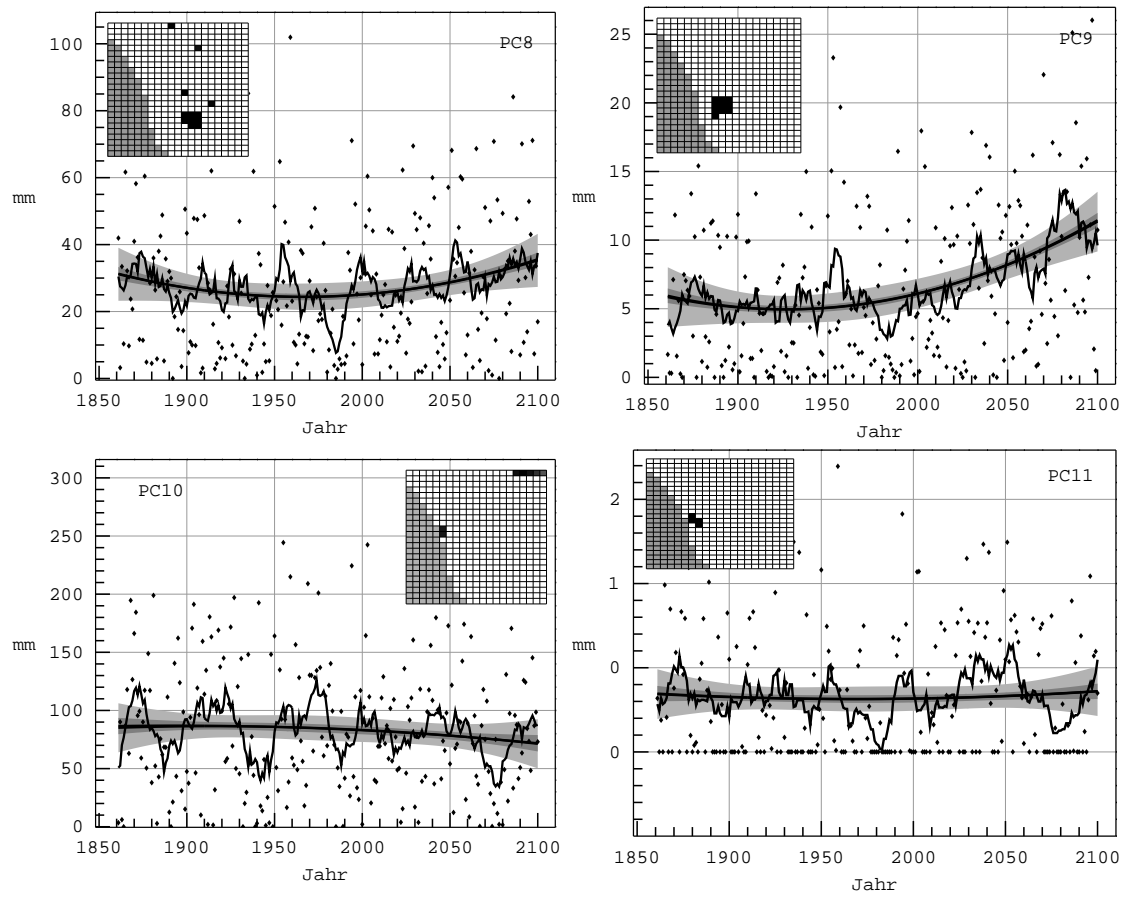


Abbildung 4: Fortsetzung Dezember

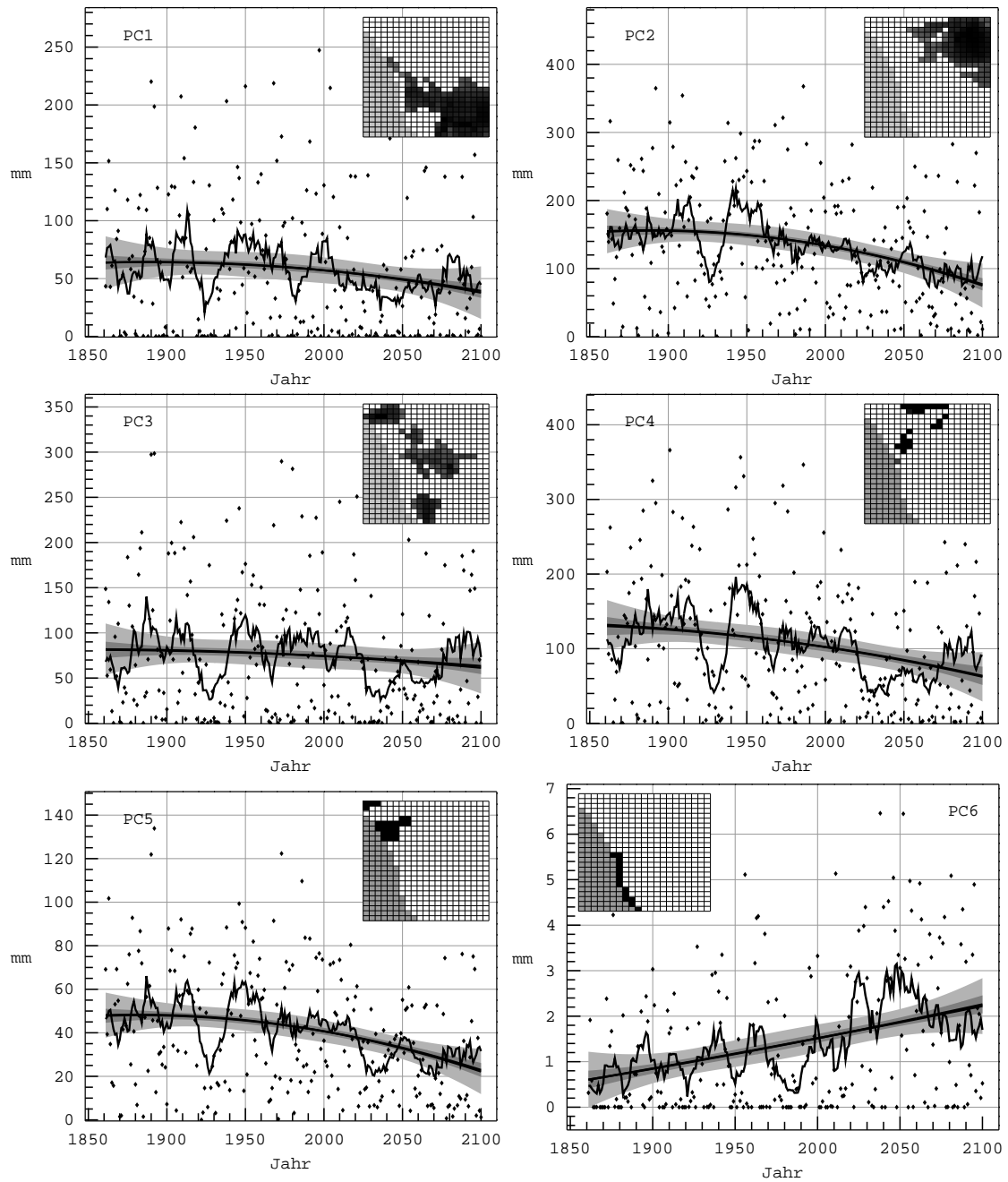


Abbildung 5: Wie Abbildung 3, aber für Januar.

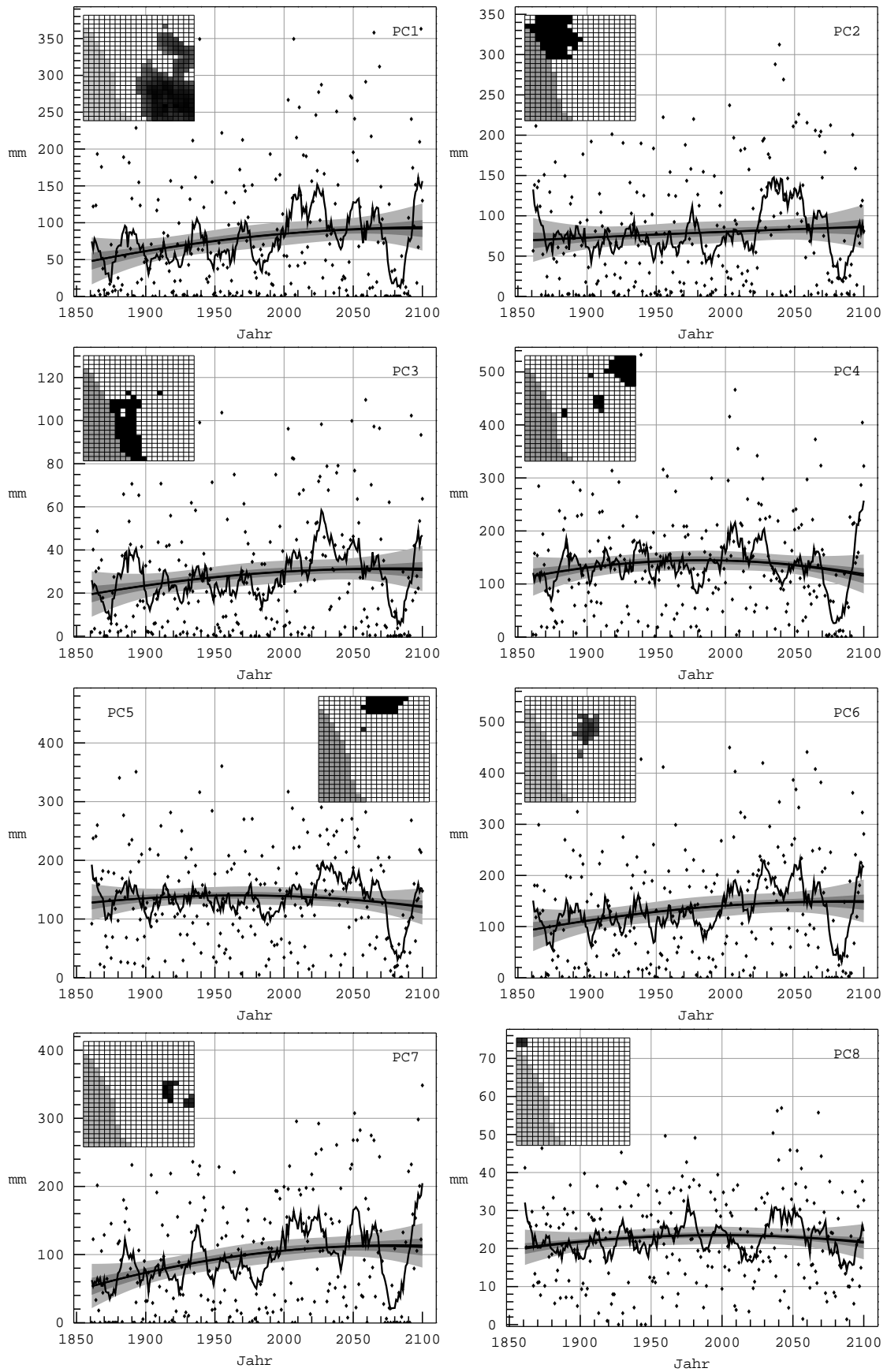


Abbildung 6: Wie Abbildung 3, aber für Februar.

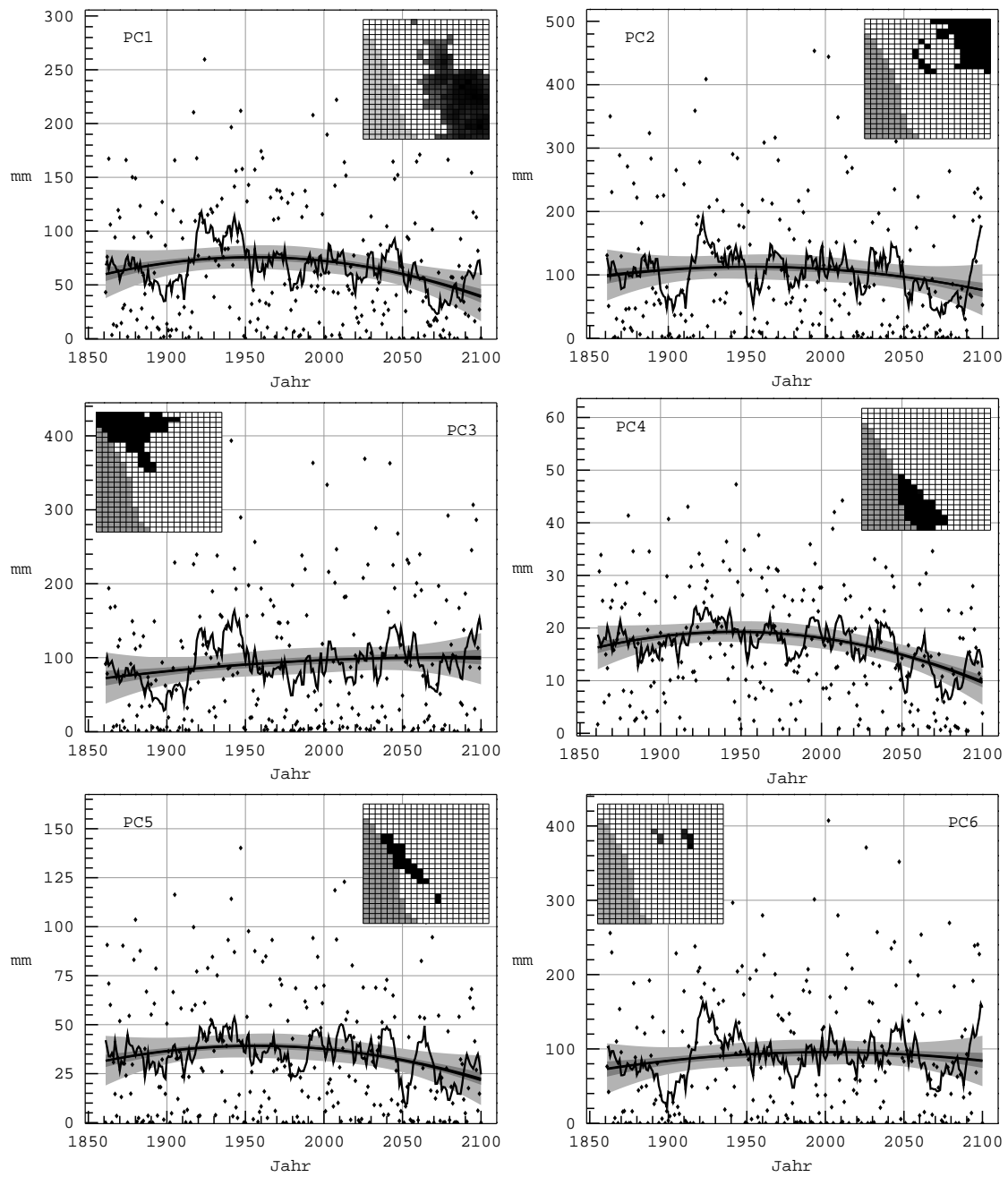


Abbildung 7: Wie Abbildung 3, aber für März.

## A.8 Partielle Regressionskoeffizienten der Modellgleichungen

Abbabis											
GP2	12.11	g2	GP3	19.03	g3	GP6	-38.06	g6	GP16	18.37	g16
GP20	-8.19	m2	GP44	4.73	h8	GP47	14.76	h11	GP50	12.68	h14
GP51	-12.87	h15	GP52	-24.24	h16	GP53	-28.10	h17	GP55	-23.38	h19
Beenbreck											
GP2	24.92	g2	GP6	-20.05	g6	GP10	-20.05	g10	GP25	16.58	m7
GP29	-14.56	m11	GP46	24.69	h10	GP47	13.00	h11	GP49	-20.61	h13
GP53	-22.96	h17									
Choantsas											
GP6	-40.85	g6	GP14	-46.71	g14	GP21	-37.74	m3	GP47	17.95	h11
Excelsior											
GP7	-7.31	g7	GP18	6.61	g18	GP41	-5.73	h5	GP42	-10.27	h6
GP48	7.12	h12	GP54	8.79	h18						
Godeis											
GP1	13.64	g1	GP6	-51.81	g6	GP12	-20.55	g12	GP13	-12.89	g13
GP14	29.38	g14	GP39	12.82	h3	GP42	-25.54	h6	GP43	11.90	h7
GP44	-19.64	h8	GP52	-35.85	h16	GP53	-23.75	h17			
Hochenfels											
GP6	-34.51	g6	GP17	20.20	g17	GP18	-24.67	g18	GP49	-20.36	h13
Kleinwindhoek											
GP6	-35.25	g6	GP11	12.99	g11	GP12	-46.57	g12	GP16	13.59	g16
GP21	-14.94	m3	GP25	-24.28	m7	GP29	14.09	m11	GP42	-15.38	h6
GP51	-8.58	h15	GP52	-30.67	h16						
Kub-Sud											
GP1	31.32	g1	GP6	-16.98	g6	GP13	13.96	g13	GP16	-16.44	g16
GP28	-23.03	m10	GP40	-9.03	h4	GP52	-15.18	h16	GP53	-18.57	h17
GP54	19.44	h18									

**Tabelle 8:** Im schrittweisen Regressionsverfahren selektierte Prädiktoren des 1000hPa (g), 500hPa (m) und 300hPa (h) Niveaus zur Niederschlagsabschätzung mit ihren partiellen Koeffizienten (2. Spalte) für den Monat November. Zum besseren Verständnis werden die nummerierten Prädiktoren der Modellgleichungen (jeweils 1. Spalte) auch als entsprechende Hauptkomponenten der drei atmosphärischen Niveaus (jeweils 3. Spalte) ausgewiesen. Grundlage ist die stationsbasierte Modellbildung mit der Kalibrierungsperiode 1968-1997. Die Stationskollektive fallen in den Einzelmonaten durch die Selektion in der Verifikation unterschiedlich aus.

Mahonda											
GP6	-19.94	g6	GP16	15.01	g16	GP17	8.93	g17	GP22	23.37	m4
GP28	-6.30	m10	GP38	-14.20	h2	GP52	-24.91	h16			
Nimmerrust											
GP10	19.83	g10	GP21	-11.81	m3	GP36	12.52	m18	GP48	-10.10	h12
Okaukuejo											
GP2	10.02	g2	GP5	25.48	g5	GP6	-62.50	g6	GP10	-26.98	g10
GP11	27.60	g11	GP12	-34.61	g12	GP15	12.47	g15	GP18	-10.05	g18
GP33	-27.35	m15	GP34	21.03	m16	GP40	25.78	h4			
Ombona											
GP6	-19.16	g6	GP8	18.85	g8	GP18	-22.54	g18			
Otjituo											
GP5	-16.25	g5	GP6	-23.06	g6	GP14	-57.39	g14	GP35	-28.81	m17
GP39	-26.43	h3	GP45	-24.01	h9	GP54	51.48	h18			
Otjombali											
GP2	25.84	g2	GP6	-59.31	g6	GP13	-27.17	g13	GP35	33.48	m17
GP49	-42.58	h13	GP53	-17.24	h17	GP54	21.67	h18			
Otjobuindja											
GP2	13.25	g2	GP6	-45.47	g6	GP13	-15.72	g13	GP40	17.50	h4
Rehoboth											
GP2	36.69	g2	GP6	-19.92	g6	GP12	-23.34	g12	GP35	52.94	m17
GP47	12.48	h11	GP49	-60.49	h13						
Soavis											
GP25	-56.87	m7	GP28	-27.02	m10	GP43	24.24	h7	GP50	21.95	h14
Sonnleiten											
GP1	14.31	g1	GP6	-27.22	g6	GP14	22.87	g14	GP22	17.87	m4
GP28	-17.86	m10	GP47	14.42	h11						
Usakos											
GP2	11.09	g2	GP6	-30.05	g6	GP19	-5.16	m1	GP23	14.74	m5
GP27	5.40	m9	GP53	-5.93	h17						
Waaihoek											
GP6	-23.87	g6	GP9	-24.29	g9	GP22	31.41	m4	GP23	-20.08	m5
GP30	-9.19	m12	GP39	-13.78	h3	GP42	-32.30	h6	GP50	14.58	h14
Westfalenhof											
GP2	33.94	g2	GP6	-59.38	g6	GP35	33.08	m17	GP40	13.41	h4
GP44	7.17	h8	GP49	-39.88	h13	GP50	21.45	h14	GP53	-15.68	h17
GP55	-12.02	h19	GP56	19.00	h20						
Windhoek											
GP1	12.80	g1	GP6	-54.01	g6	GP18	-16.05	g18	GP37	-7.84	h1
GP40	25.50	h4	GP48	-26.29	h12	GP50	11.73	h14	GP52	-16.30	h16

Tabelle 8: Fortsetzung

Abbabis											
GP4	25.83	g4	GP6	-10.02	g6	GP15	-22.37	g15	GP18	5.08	g18
GP23	12.94	m4	GP33	44.68	m14	GP35	-5.10	m16	GP46	18.03	h9
GP47	10.60	h10	GP51	-27.08	h14	GP53	-13.98	h16	GP54	-5.03	h17
Dornenpfanne											
GP8	-18.18	g8	GP12	33.46	g12	GP18	-19.69	g18	GP19	16.21	g19
GP26	17.27	m7	GP31	10.93	m12	GP33	24.30	m14	GP40	-21.81	h3
GP41	-24.05	h4	GP43	-13.60	h6	GP55	14.05	h18			
Gobabis											
GP8	-78.73	g8	GP12	58.99	g12	GP19	33.64	g19	GP27	-31.83	m8
GP32	19.51	m13	GP37	33.45	m18	GP40	-32.39	h3	GP47	46.55	h10
GP51	19.50	h14									
Kleinwindhoek											
GP3	27.61	g3	GP4	-25.85	g4	GP14	30.72	g14	GP18	-7.47	g18
GP23	38.56	m4	GP30	-30.36	m11	GP39	-12.61	h2	GP40	-35.48	h3
GP41	-69.32	h4	GP48	41.48	h11	GP49	32.04	h12			
Namutoni											
GP2	-53.42	g2	GP17	61.50	g17	GP26	-28.24	m7	GP33	202.07	m14
GP45	52.03	h8	GP51	-179.56	h14						
Naos											
GP6	16.45	g6	GP31	-22.04	m12	GP37	23.54	m18	GP41	-28.02	h4
GP48	17.20	h11	GP51	15.66	h14	GP55	8.00	h18	GP57	13.99	h20
Okahandja											
GP3	48.88	g3	GP8	-73.99	g8	GP9	-41.73	g9	GP11	-24.61	g11
GP12	41.07	g12	GP47	31.06	h10	GP56	-42.28	h19	GP57	38.71	h20
Okatana											
GP3	66.10	g3	GP55	44.33	h18						
Omatje											
GP3	59.51	g3	GP6	-22.69	g6	GP13	-28.74	g13	GP34	-87.70	m15
GP49	121.69	h12	GP52	20.47	h15	GP54	16.89	h17			
Ombona											
GP1	-22.93	g1	GP8	-43.67	g8	GP18	19.63	g18	GP25	-37.03	m6
GP33	81.23	m14	GP37	47.01	m18	GP38	21.39	h1	GP40	-27.47	h3
GP42	23.72	h5	GP45	39.70	h8						
Ondekaremba											
GP3	61.81	g3	GP5	-45.18	g5	GP10	-74.57	g10	GP12	72.83	g12
GP14	-41.72	g14	GP29	32.21	m10	GP33	173.37	m14	GP43	-24.77	h6
GP46	-16.20	h9	GP51	-73.92	h14	GP53	29.87	h16			
Una											
GP14	51.56	g14	GP31	-38.22	m12	GP34	-149.73	m15	GP40	-46.70	h3
GP48	42.83	h11	GP49	189.03	h12						

Tabelle 9: Wie Tabelle 8 für den Monat Dezember.

Choantsas											
GP1	-94.09	g1	GP19	-53.55	m1	GP21	-52.76	m3	GP47	62.12	h10
Erundu											
GP4	-73.63	g4	GP9	57.03	g9	GP14	-42.46	g14	GP16	-80.86	g16
GP27	-61.87	m9	GP35	-39.30	m17	GP42	121.20	h5	GP49	155.18	h12
GP55	-47.70	h18									
Gababis											
GP20	-42.14	m2	GP22	115.83	m4	GP27	-152.32	m9	GP49	205.46	h12
Kalidona											
GP2	24.16	g2	GP7	-98.73	g7	GP8	67.67	g8	GP11	-45.20	g11
GP12	143.72	g12	GP25	-75.01	m7	GP29	40.03	m11	GP30	184.24	m12
GP47	-140.79	h10	GP54	84.21	h17						
Kalkfeld											
GP13	129.66	g13	GP16	-85.89	g16	GP49	114.23	h12	GP51	83.33	h14
GP55	-83.71	h18									
Keetmanhoop											
GP8	36.95	g8	GP19	-34.30	m1	GP53	28.28	h16	GP55	-32.57	h18
Mbela											
GP7	-58.68	g7	GP30	39.83	m12	GP50	34.54	h13	GP55	-46.13	h18
Okahandja											
GP3	-103.52	g3	GP7	-90.57	g7	GP9	67.58	g9	GP16	-75.65	g16
GP25	-82.44	m7	GP33	111.44	m15	GP49	70.50	h12			
Okahua											
GP6	-89.48	g6	GP9	79.76	g9	GP14	-74.61	g14	GP31	126.59	m13
GP36	-63.19	m18	GP54	142.24	h17						
Ombona											
GP6	-196.70	g6	GP16	-166.46	g16	GP18	158.42	g18	GP23	128.34	m5
GP25	-12.86	m7	GP28	-61.25	m10	GP33	134.27	m15	GP45	35.35	h8
GP47	-46.83	h10	GP49	187.43	h12	GP50	169.24	h13	GP52	30.79	h15
Otavi											
GP1	-156.20	g1	GP9	90.38	g9	GP23	-102.57	m5	GP35	-83.34	m17
Otjombali											
GP6	-175.70	g6	GP16	-106.72	g16	GP18	145.26	g18	GP26	159.21	m8
GP31	289.21	m13	GP34	99.37	m16	GP41	-43.71	h4	GP46	-217.74	h9
GP49	179.39	h12	GP51	89.95	h14	GP53	62.04	h16			
Tsumeb											
GP1	-103.72	g1	GP5	-89.84	g5	GP6	-191.46	g6	GP8	-57.39	g8
GP9	23.71	g9	GP12	92.35	g12	GP13	-250.49	g13	GP17	-83.95	g17
GP18	129.21	g18	GP31	100.10	m13	GP49	38.37	h12	GP52	-28.74	h15
GP56	-53.22	h19									
Westfalenhof											
GP9	66.89	g9	GP10	67.97	g10	GP31	68.90	m13	GP35	-46.67	m17
GP54	42.46	h17									
Wildernis											
GP6	-99.83	g6	GP20	-32.68	m2	GP30	43.25	m12	GP31	104.02	m13
GP32	45.07	m14									
Windhoek											
GP3	-154.23	g3	GP7	73.83	g7	GP13	196.25	g13	GP15	77.48	g15
GP33	55.86	m15	GP39	-56.81	h2	GP43	46.33	h6	GP49	129.38	h12
GP55	-155.81	h18	GP56	24.37	h19						

Tabelle 10: Wie Tabelle 8 für den Monat Januar.



Witkrans											
GP4	-24.13	g4	GP14	27.73	g14	GP19	-20.99	m1	GP31	52.32	m13
GP55	-46.22	h18	GP56	-28.02	h19						

Tabelle 10: Fortsetzung

Erundu											
GP3	140.98	g3	GP12	-92.54	g12	GP29	-98.00	m11	GP41	62.89	h6
GP45	100.66	h10	GP51	140.72	h16						
Etekero											
GP12	-204.66	g12	GP14	-52.37	g14	GP17	-55.80	g17	GP22	139.96	m4
GP27	173.08	m9	GP31	-94.78	m13	GP34	-39.13	m16	GP35	23.28	m17
GP43	-74.43	h8	GP48	140.14	h13	GP52	-128.42	h17			
Nimmerrust											
GP2	-27.37	g2	GP27	23.02	m9	GP28	31.36	m10	GP29	34.46	m11
GP35	-13.59	m17									
Okahua											
GP8	-87.82	g8	GP12	-116.76	g12	GP23	-79.15	m5	GP25	-31.10	m7
GP28	201.48	m10	GP37	-67.05	h2	GP38	94.92	h3	GP43	-61.61	h8
GP45	85.43	h10	GP51	66.17	h16						
Ondekaremba											
GP12	-92.17	g12	GP28	69.03	m10	GP35	38.16	m17	GP38	34.52	h3
GP45	93.90	h10	GP48	83.43	h13	GP53	-55.60	h18			
Otavi											
GP7	-61.04	g7	GP12	-130.86	g12	GP34	-48.78	m16	GP39	113.43	h4
GP45	122.73	h10	GP50	45.36	h15	GP51	52.92	h16	GP53	-47.17	h18
Otjirukaku											
GP1	56.22	g1	GP12	-77.90	g12	GP18	78.09	g18	GP19	-111.35	m1
GP23	-88.95	m5	GP28	166.81	m10	GP38	103.83	h3	GP48	56.95	h13
GP49	-62.73	h14	GP51	96.19	h16						
Otjombali											
GP2	49.61	g2	GP3	86.26	g3	GP8	-60.91	g8	GP13	149.50	g13
GP17	-59.20	g17	GP26	164.28	m8	GP31	-130.00	m13	GP35	55.92	m17
GP37	-35.27	h2	GP39	90.46	h4	GP43	66.88	h8	GP49	-147.41	h14
GP51	-67.89	h16	GP52	110.58	h17						
Una											
GP12	-43.01	g12	GP18	144.85	g18	GP30	105.94	m12	GP36	-42.22	h1
GP41	78.45	h6	GP47	46.94	h12	GP49	-64.86	h14	GP53	-123.14	h18
Usakos											
GP1	-17.15	g1	GP12	-28.02	g12	GP32	-39.10	m14	GP40	22.55	h5
GP45	23.43	h10									
Wildernis											
GP27	42.73	m9	GP29	101.92	m11	GP40	62.95	h5	GP50	30.20	h15
GP51	-50.15	h16	GP53	-35.43	h18						

Tabelle 11: Wie Tabelle 8 für den Monat Februar.

Eheratengua											
GP6	34.21	g6	GP8	-65.18	g8	GP10	86.18	g10	GP12	153.06	g12
GP26	-47.36	m8	GP28	-29.19	m10	GP29	74.62	m11	GP36	-85.07	m18
GP49	55.33	h13	GP51	42.40	h15	GP52	-18.48	h16	GP54	100.48	h18
Eremutua-NE											
GP19	-41.27	m1	GP49	77.77	h13						
Erundu											
GP16	-61.00	g16	GP17	-24.72	g17	GP18	-33.95	g18	GP20	-29.51	m2
GP29	50.51	m11	GP34	34.41	m16	GP39	-13.22	h3	GP42	55.04	h6
GP45	19.07	h9									
Kalidona											
GP4	-86.50	g4	GP6	75.78	g6	GP9	29.60	g9	GP12	90.39	g12
GP15	28.70	g15	GP17	71.47	g17	GP18	29.64	g18	GP30	-40.79	m12
GP36	-44.76	m18	GP42	-26.17	h6	GP44	-23.39	h8	GP49	41.70	h13
GP54	-32.69	h18	GP55	-73.22	h19						
Ombona											
GP2	43.82	g2	GP7	38.86	g7	GP12	97.16	g12	GP26	-39.18	m8
GP29	57.33	m11	GP36	-36.99	m18	GP39	-19.00	h3	GP47	-120.13	h11
GP49	43.51	h13	GP53	-47.95	h17						
Otjirukaku											
GP3	-93.47	g3	GP5	75.77	g5	GP10	-130.82	g10	GP18	40.03	g18
GP22	73.39	m4	GP31	237.38	m13	GP44	151.80	h8	GP47	-381.38	h11
GP49	158.46	h13	GP50	87.58	h14						
Windhoek											
GP2	26.88	g2	GP3	-70.95	g3	GP5	32.83	g5	GP12	57.33	g12
GP26	-67.44	m8	GP30	32.21	m12	GP31	115.03	m13	GP36	-42.23	m18
GP47	-209.87	h11	GP49	86.84	h13						

Tabelle 12: Wie Tabelle 8 für den Monat März.

## A.9 Quotienten von Niederschlagsänderungen im Szenario- und Standardabweichung im Kontrolllauf

November							
Abbabis	-1.07	Beenbreck	-0.07	Choantsas	-0.05	Excelsior	0.54
Godeis	-1.02	Hochenfels	0.49	Kleinwindhoek	-0.47	Kub-Sud	-1.16
Mahonda	-0.69	Nimmerrust	-0.03	Okaukuejo	0.35	Ombona	0.38
Otjituo	-0.36	Otjombali	-0.14	Otjobuindja	0.78	Rehoboth	-0.32
Soavis	-0.69	Sonnleiten	1.04	Usakos	0.49	Waaiohoek	-0.06
Westfalenhof	-0.01	Windhoek	-0.17				
Dezember							
Abbabis	0.02	Dornenpfanne	0.13	Gobabis	0.68	Kleinwindhoek	-0.89
Namutoni	0.03	Naos	-0.26	Okahandja	-0.29	Okatana	0.95
Omatje	0.87	Ombona	1.94	Ondekaremba	0.61	Una	2.04
Januar							
Choantsas	-0.45	Erundu	4.88	Gababis	5.52	Kalidona	0.22
Kalkfeld	3.16	Keetmanhoop	0.17	Mbela	5.20	Okahandja	1.73
Okahua	4.61	Ombona	0.00	Otavi	-0.91	Otjombali	14.12
Tsumeb	0.53	Westfalenhof	1.43	Wildernis	1.82	Windhoek	2.90
Witkrans	0.74						
Februar							
Erundu	3.23	Etekero	0.49	Nimmerrust	0.00	Okahua	1.62
Ondekaremba	4.31	Otavi	6.80	Otjirukaku	0.52	Otjombali	-0.39
Una	-0.92	Usakos	0.63	Wildernis	12.76		
März							
Eheratengua	0.37	Eremutua-ne	-0.56	Erundu	-0.92	Hofmeyer	1.01
Kalidona	-2.11	Ombona	-2.42	Otjirukaku	1.27	Windhoek	-2.18

**Tabelle 13:** Quotienten der Differenz zwischen Szenario- und Kontrolllauf-Mittelwerten aus der ECHAM3-Modellierung (Kalibrierung 1968-97) und den stationspezifischen Standardabweichungen im Kontrolllauf. Die Ergebnisse quantifizieren das Signal der Niederschlagsänderungen gegenüber dem Hintergrundrauschen der natürlichen Variabilität, das hier durch die Standardabweichungsintervalle der Kontroll-Abschätzungen erfasst wird. Beträge über 1 bedeuten eine Überschreitung des ohne Treibhauseffekt zu erwartenden Schwankungsbereiches in dem bei Annahme der Normalverteiltheit ca. 68% der Niederschlagswerte liegen. Es sind diejenigen Stationen angegeben, die nach der Verifikation zur Modellierung herangezogen wurden.