

**Zirkulationsdynamische Telekonnektivität des
Sommerniederschlags im südhemisphärischen
Afrika**

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

vorgelegt von

Andreas Philipp

aus Ebermannstadt

Würzburg 2003

Meinem Vater

Vorwort

Klimavariabilität stellt eine maßgebliche Rahmenbedingung für den Naturhaushalt einer Landschaft dar. Mit der gerade in jüngster Zeit wachsenden öffentlichen Aufmerksamkeit für Klimavariabilität, angesichts des aktuellen Klimawandels und damit in Zusammenhang diskutierten Auftretshäufigkeitsänderungen von Extremereignissen wie z.B. Hochwässern oder Stürmen in Europa, wird jedoch deutlich, wie stark - selbst in den hochtechnisierten Industrienationen - auch die Anthroposphäre unmittelbar von atmosphärischen Prozessen betroffen sein kann; so z.B. durch das Oderhochwasser im Sommer 1997, das Elbehochwasser im Sommer 2002 oder Sturm Lothar im Winter 1999/2000.¹

In den weitaus stärker agrarisch und durch hohe Anteile an Subsistenzwirtschaft geprägten Ökonomien der Trikontstaaten Südamerikas, Asiens und Afrikas - insbesondere in den Tropen und Subtropen - sind nicht mehr nur klimatische Extremereignisse von stärkerer Relevanz für die Gesellschaft und wirtschaftliche Entwicklung einer Region, sondern auch Anomalien, welche sich innerhalb der "normalen" Schwankungsbreite bewegen, sind durch weitaus stärkeres Einflusspotential gekennzeichnet - und dies auch schon ohne einen globalen Wandel der Klimavariabilität. Neben den Gebieten Mittel- und Südamerikas, Süd- und Ostasiens sowie Nordafrikas gilt dies insbesondere auch für den Bereich des südhemisphärischen Afrikas, welcher mit seiner Erstreckung über tropische und subtropische Klimaregime bis hin zur mediterran geprägten Kapregion klimatisch hoch sensible Wirtschaftsregionen umfasst (SCHULZE, 1997; LINDESAY, 1998).

Im Rahmen des durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft (DFG) finanzierten Graduiertenkollegs "Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika" der Fakultät für Geowissenschaften der Universität Würzburg wurden u.a. klimatologische Problemkreise des südlichen Afrikas (z.T. mit dem räumlichen Schwerpunkt Namibia) bearbeitet. Das einflussreichste Klimaelement in diesen Regionen stellt der Niederschlag dar, augenfällig wirksam in katastrophenar-

¹Vgl. z.B. SCHÖNWIESE, et al. (2001): Stellungnahme zu Klimaänderungen.

tigen Episoden von Dürren oder Hochwässern (wie z.B. die Hochwasserereignisse in Moçambique 2000 und 2001, Dürreperioden in Äthiopien 1972-1974, 1984-1985, 1990-1991 oder im südlichen und östlichen Afrika 1992 und 2002), sowohl bezüglich des Trockenfeldbaus und der Weidewirtschaft als auch indirekt und längerfristig, hinsichtlich der Grundwasserneubildungsrate (siehe z.B. die Graduiertenkollegsprojekte von KÜLLS (2000) oder KLOCK (2001)) im Wechselspiel mit der Grundwassernutzung durch Bewässerungsfeldbau und zur Deckung des Trinkwasserbedarfs, deren tief greifende gesellschaftlichen Implikationen im Rahmen des Kollegs z.B. von NIEMANN (1999) untersucht wurden. Gleichzeitig ist der Niederschlag als Klimaparameter eine wissenschaftlich besonders schwierig zu handhabende Größe, da dessen Variabilität von einer Vielzahl von Einflussfaktoren gesteuert wird, deren Funktionsweisen und Wechselwirkungen Gegenstand intensiver Forschungsarbeit sind (im Graduiertenkolleg bearbeitet von ENGERT (1999), JACOBET (1997), SCHINKE (1997), BEYER (2001), RATHMANN & JACOBET (2003)). Einen viel versprechenden Ansatz zur Erweiterung des Verständnisses der Niederschlagsschwankungen von Jahr zu Jahr stellt dabei die Telekonnectionsforschung dar, womit der Blickwinkel für die Untersuchung der Zusammenhänge zwischen der Variabilität eines Klimatelements und seinen Steuerungsfaktoren über die lokale Betrachtungsregion hinaus erweitert wird und mögliche überregionale, auf kontinentalem und globalem Maßstab agierende Wirkungsmechanismen untersucht werden.

Kapitel 1 gibt eine Einführung in wichtige Grundbegriffe und nimmt eine Einordnung der Thematik innerhalb der Klimaforschung vor. Ein kurzer klimatologischer Überblick wird in Kapitel 2 gegeben, gefolgt von einer Übersicht wichtiger, bisheriger Forschungsergebnisse in Kapitel 3, die in der Formulierung der Zielstellung der Arbeit (Kapitel 4) mündet.

Kapitel 5 stellt das in der Arbeit eingesetzte Datenmaterial sowie die Ergebnisse einiger Voruntersuchungen der Datensätze vor. Anschließend werden in Kapitel 6 grundlegende Methoden der Telekonnectionsanalyse (konventionelle als auch eigens weiterentwickelte Techniken) an zentraler Stelle eingeführt und erläutert, die in den darauf folgenden Untersuchungsabschnitten eingesetzt werden.

Im Rahmen der Analysen erfolgt in Kapitel 7 zunächst mit Hilfe bivariater Methoden eine Bestandsaufnahme der Telekonnectionen zwischen Niederschlag im südlichen Afrika und der atmosphärischen Zirkulation sowie den Meeresoberflächentemperaturen; weiterhin werden Koppungssysteme innerhalb der beiden letztgenannten Felder erfasst, die als potentielle Verknüpfungsmechanismen für Fernkopplungen von Bedeutung sind. Die mittels bivariater Methoden erzielte Fülle an Einzelergebnissen macht den Einsatz multivariater Methoden unverzichtbar.

Mit Hilfe verschiedener multivariater Methoden sowie einer weiterentwickelten Methodenkombination von bi- und multivariaten Analysen werden bedeutende Fernkopplungssysteme und deren Zusammenhänge mit dem Niederschlagsfeld im südlichen Afrika in Kapitel 8 herausgearbeitet.

Deren Interpretation und Überprüfung hinsichtlich zugrunde liegender zirkulationsdynamischer Kopplungsmechanismen erfolgt in Kapitel 9. Die anschließende Betrachtung herauszuhebender Fallbeispiele in Kapitel 10 lässt schließlich die Auswirkungen maßgeblicher Telekonnektionen des Niederschlags exemplarisch für einzelne Regionen im südlichen Afrika erkennen. Mit einer Zusammenfassung und Diskussion der wichtigsten Ergebnisse und der Darstellung potentieller Anknüpfungspunkte für auf dieser Arbeit aufbauende Analysen im Anwendungsbereich der saisonalen Niederschlagsprognose in Kapitel 11 schließen die Ausführungen ab.

Inhaltsverzeichnis

1	Einführung	1
2	Klimatologischer Überblick	9
2.1	Niederschlag des südlichen Afrikas	10
2.2	Horizontalzirkulation	12
2.3	Hadleyzirkulation	21
2.4	Meeresoberflächentemperaturen	26
2.5	Walkerzirkulation und ENSO	28
3	Zusammenfassung relevanter Forschungsergebnisse	33
3.1	Zirkulations- und SST-interne Telekonnektionen	34
3.1.1	ENSO und tropische Telekonnektionen	34
3.1.1.1	ENSO-Zyklus	34
3.1.1.2	SST-Gradient und Walkerzirkulation	35
3.1.1.3	Oszillationsmechanismen	37
3.1.1.4	ENSO-Telekonnektionen	38
3.1.1.4.1	Tropische ENSO-Telekonnektionen	39
3.1.1.4.2	Sub- und außertropische ENSO-Telekonnektionen	42
3.1.2	Nordhemisphärische Telekonnektionen	43
3.1.3	Südhemisphärische Telekonnektionen	45

3.2	Niederschlagstelektonektivität im südhemisphärischen Afrika	45
3.2.1	Gesamtraum und Nordteil des südhemisphärischen Afrikas	46
3.2.2	Südliches Afrika	48
4	Zielstellung und Abgrenzung	53
5	Datengrundlage und Voruntersuchungen	57
5.1	Niederschlag	57
5.1.1	Konstruktion regionaler Niederschlagsindizes	59
5.2	Atmosphärische Zirkulation	63
5.3	Meeresoberflächentemperaturen	64
5.4	Normalverteilung und Datenunabhängigkeit	65
5.5	Langzeitvariabilität und Trends	70
5.5.1	Niederschlag	70
5.5.2	Zirkulationsvariablen	72
5.5.3	Meeresoberflächentemperaturen	78
6	Methoden der Telekonnektionsanalyse	81
6.1	Intrasaisonale Differenzierung und Zeitskalenabhängigkeit	82
6.1.1	Jahreszeitenablauf und Saisonabschnittslänge	82
6.1.2	Saisonalitätsdiagramme	84
6.1.3	Multisaisonale Analysen	85
6.2	Bivariate Analysemethoden	86
6.2.1	Bivariate Korrelationsanalyse	86
6.2.2	Isokorrelatendarstellung	91
6.2.3	Telekonnektivität	92
6.2.3.1	Negative Telekonnektivität	92
6.2.3.2	Positive Telekonnektivität	93

6.2.4	Relatives Bedeutungsmaß	98
6.3	Multivariate Methoden	100
6.3.1	Hauptkomponentenanalyse	100
6.3.2	Kanonische Korrelationsanalyse	103
6.3.3	Singular Value Decomposition	105
6.4	Zeitreihenfilterung	105
7	Bivariate Telekonnektionsanalysen	109
7.1	Übersicht der Niederschlagstelekonnektionen	109
7.1.1	Telekonnektionen bezüglich der SST-Variabilität	110
7.1.1.1	Relatives Bedeutungsmaß	110
7.1.1.2	Telekonnektivität	113
7.1.2	Telekonnektionen mit der atmosphärischen Zirkulation	116
7.1.2.1	Relatives Bedeutungsmaß	116
7.1.2.2	Telekonnektivität	119
7.1.2.3	Eignung multisaisonaler Analysen für Niederschlagstelekonnektionen	124
7.1.3	Zusammenfassung	127
7.2	Telekonnektionen im Druckfeld	128
7.2.1	Relatives Bedeutungsmaß	129
7.2.2	Telekonnektivität	134
7.2.3	Bedeutende Telekonnektionsmuster	137
7.3	Telekonnektionen im SST-Feld	153
7.3.1	Relatives Bedeutungsmaß	154
7.3.2	Telekonnektivität	156
7.3.3	SST-Telekonnektionsmuster	159
7.3.4	Korrelationen zwischen SST- und Druckfeld	167

8	Multivariate Telekonnektionsanalysen	171
8.1	Hauptkomponentenanalyse des GPH-Feldes	171
8.1.1	Korrelation mit den Niederschlagsindizes	182
8.2	Kanonische Korrelation zwischen Niederschlag und Zirkulation	185
8.3	SVD für Niederschlag und Zirkulation	194
8.4	Bewertung der Ergebnisse für CCA und SVD	204
8.5	Hauptkopplungsmodi der Niederschlagstelekonnektionen	206
8.5.1	Selektion der Telekonnektionszentren des Niederschlags	207
8.5.2	Multiple Regressionsanalysen	208
8.5.3	Hauptkomponentenanalyse der selektierten Prädiktoren	209
9	Zirkulationsdynamische Analyse der Hauptkopplungsmodi	217
9.1	Modus 1: ENSO	219
9.1.1	Übereinstimmung mit ENSO-Indizes	221
9.1.2	Korrelationen im Niederschlagsfeld	223
9.1.3	Dezember-April: Kopplung der südlichen Niederschlagsregionen	225
9.1.4	November-Dezember: Kopplung des ostafrikanischen Niederschlags	242
9.1.5	Zusammenfassung	247
9.2	Modus 2: Hochtroposphärenkopplung zwischen Südwest- und Südostindik	248
9.2.1	Korrelationen im Niederschlagsfeld	249
9.2.2	Januar-Februar: Kopplung in Südostafrika	251
9.2.3	November: Korrelation in Ostafrika	255
9.2.4	November-Dezember: Dipol zwischen West- und Südafrika	258
9.3	Modus 3: Antarktische Oszillation	262
9.4	Modus 4: Westindik-Zentrum	268
9.4.1	Februar-April	270
9.4.2	Negativkorrelationen in Ostafrika	278

9.5	Modus 5: Ostpazifik	281
9.6	Modus 6: Northern Asian Pattern	285
9.6.1	Korrelationen im Niederschlagsfeld	286
9.6.2	Dezember: Niederschlagskopplung in Ostafrika	286
9.7	Modus 7: Subtropisches Kopplungsmuster im Indischen Ozean	291
9.7.1	Niederschlagstelekonnektionen	292
9.7.2	November: Niederschlagskopplung in Ostafrika	292
9.8	Modus 8: Südhemisphärisches Vierwellenmuster	299
9.8.1	Korrelationen im Niederschlagsfeld	300
9.8.2	Februar-April: Niederschlagskopplung im Südwesten	300
9.9	Modus 9: Arktische Oszillation und Nordhemisphärisches Wellenmuster	305
9.9.1	Niederschlagskorrelationen	305
9.9.2	November-Dezember: Dipol zwischen ost- und südafrikanischem Niederschlag	307
9.10	Modus 10: Nordatlantische Tripolkopplung	311
9.10.1	Korrelationen im Niederschlagsfeld	312
9.10.2	Dezember-April: Korrelation des Niederschlags im Kongobecken	314
9.11	Modus 11: Western Atlantic Pattern	316
9.11.1	Korrelationen im Niederschlagsfeld	317
9.11.2	Dezember: Korrelation des Niederschlags im Süden und in Ostafrika	318
9.11.3	Januar: Korrelation des Niederschlags in Nordsambia und Äquatorialafrika	322
9.12	Diskussion und Zusammenfassung	324
10	Bedeutung der Telekonnektionen für die Niederschlagsregionen des südhemisphärischen Afrikas	329
10.1	Südafrika	329
10.1.1	Telekonnektionsmuster	330

10.1.2	Multiple Regressionsanalyse	332
10.1.3	Stationarität der Telekonnektionen	338
10.2	Südostafrika und zentrales südhemisphärisches Afrika	341
10.2.1	Telekonnektionsmuster	341
10.2.2	Multiple Regressionsanalyse	343
10.2.3	Stationarität	346
10.3	Ostafrika	347
10.3.1	Telekonnektionsmuster	347
10.3.2	Multiple Regressionsanalyse	348
10.3.3	Stationarität	353
11	Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick	355
	Literatur	365
	Abkürzungsverzeichnis	377
	Abbildungsverzeichnis	381
	Tabellenverzeichnis	399

Kapitel 1

Einführung

Begriffsklärung

Der Begriff *Telekonnektion* oder *Fernkopplung* bezeichnet allgemein das Phänomen von Zusammenhängen im Klimasystem der Erde über weite Distanzen hinweg. Bei WALLACE & GUTZLER (1981) wird zur Begriffsbestimmung noch eine Einschränkung auf zeitlich simultane Kopplungen vorgenommen: “Significant simultaneous correlations between temporal fluctuations in meteorological parameters at widely separated points on earth” (WALLACE & GUTZLER, 1981, S. 784) ebenso wie bei RASMUSSON (1991): “The term ‘teleconnection,’ ... refers to a pattern of significant simultaneous correlations between seasonally averaged variations in meteorological parameters at widely separated ‘centers of action’.” (RASMUSSON, 1991, S. 309). Der Einbeziehung zeitlicher Verzögerungen (engl.: lag) in Kopplungsmechanismen wie etwa bei JURY (1996) ist jedoch - angesichts der fortschreitenden Anwendung im Bereich der Saisonalprognose - bei einer allgemeinen Definition des Begriffes der Vorzug zu geben. Weiterhin kann zwischen homogenen Telekonnektionen ein und desselben meteorologischen Parameters (z.B. des Luftdrucks) an verschiedenen Standorten und heterogenen Telekonnektionen zwischen verschiedenen Parametern (z.B. zwischen Niederschlag und Luftdruck) unterschieden werden. Die in den Definitionen verwendete unscharfe Formulierung “weite Distanzen” oder “widely separated“ als räumlicher Gesichtspunkt der Definition von Telekonnektionen bedarf hierbei im Weiteren noch einer Konkretisierung (siehe unten).

Als bekanntester Vertreter dieses Phänomens der Klimavariabilität ist hier beispielhaft das über die Grenzen der Klimawissenschaften hinaus bekannte “El Niño / Southern Oscillation” (ENSO) - System zu nennen, welches durch Auswirkungen seiner Extremphasen auf das Ökosystem

und den Menschen in Form von Dürren und Bränden bzw. überdurchschnittlichen Niederschlägen immer wieder - zumindest temporär - in das Bewusstsein der Öffentlichkeit rückt. Dieses Kopplungssystem äußert sich zunächst in gegensätzlichen Anomalieerscheinungen atmosphärischer und ozeanischer Zustandsgrößen wie Luftdruck, Niederschlag oder Meeresoberflächentemperatur zwischen dem westpazifischen Sektor Australiens und der indonesischen Inselwelt auf der einen Seite und dem ost- und zentralpazifischen Bereich auf der anderen Seite. Aufgrund der Zusammenhänge innerhalb dieses transpazifischen ENSO-Systems sowie Zusammenhängen zwischen dessen Zustand und Klimaanomalien in weit entfernten Gebieten der Erde wiederum, welche global gesehen eine der wichtigsten Variabilitätsmodi der Atmosphäre stellen, gilt das ENSO-System heute als Inbegriff für Klimafernkopplungen. Auch für das südliche Afrika spielt dieses Kopplungssystem eine bedeutende Rolle (LINDESAY, 1998).

Obwohl das pazifische Kopplungssystem schon 1932 von WALKER & BLISS (1932) untersucht wurde, ist die Wurzel des Begriffes ursprünglich mit einer anderen, im europäisch-nordatlantischen Sektor wirksamen Telekonnektion verknüpft. So ist - soweit bekannt (GLANTZ et al., 1991, S. 1) - erstmals bei ANGSTRÖM (1935) die Rede von "teleconnections", der den Begriff bei einer Untersuchung der Nordatlantischen Oszillation (NAO) einführt, welche ursprünglich einen systematischen Gegensatz der Druckanomalien zwischen Islandtief und Azorenhoch beschreibt und maßgeblich an der Steuerung europäischer Witterungsverhältnisse beteiligt ist. Mit der Erkenntnis der globalen Bedeutung des ENSO-Systems in der zweiten Hälfte des vergangenen Jahrhunderts und einer Vielzahl von Forschungsarbeiten dazu sowie der Entwicklung systematischer Methoden zur Telekonnektionsanalyse etablierte sich der Begriff schließlich fest in der Klimaforschung, in der aktuellen Diskussion um Klimawandel oft als Schlagwort gebraucht, um den komplexen Aspekt klimainterner Variabilität zu veranschaulichen.

Der im Titel dieser Arbeit verwendete Begriff *Telekonnektivität* leitet sich dabei ab von dem bei WALLACE & GUTZLER (1981) verwendeten Terminus "*teleconnectivity*", der dort als spezielles Maß für die Kopplungsstärke von Luftdruckvariabilität bezüglich Fernverbindungen eingesetzt wurde. Der Bedeutungsumfang des Begriffes kann jedoch - wie zu zeigen sein wird - erheblich erweitert und verallgemeinert werden und als Synonym für die Sensitivität von Klimavariabilität einer Raumeinheit hinsichtlich telekonnektiver Wirkungsprozesse definiert werden.

Aus der obigen Definition des Begriffes, ergeben sich zwei Hauptgesichtspunkte der Telekonnektionsanalyse: Zum einen sind allgemein Zusammenhänge im Schwankungsverhalten von Klimatelementen Gegenstand der Betrachtungen, zum anderen impliziert der Begriff mit der Unterscheidung zwischen - nicht so benannten - "Nahkopplungen" und Telekonnektionen eine geographische, räumliche Betrachtungsweise und Differenzierung der Korrelationen im Klimasystem.

Der Umstand, dass kein Fachterminus für “Nahkopplungen” existiert, impliziert, dass Kopplungen zwischen Klimaelementen vor Ort den Regelfall, Fernkopplung hingegen Ausnahmeregionen darstellen. Diese Terminologie beinhaltet somit indirekt eine Verbindung zwischen Raum und Kausalität und berührt hierbei die grundlegende Fragestellung der Geographie nach der räumlichen Wirksamkeit von Prozessen, in diesem Fall den Prozessen der Klimavariabilität.

Um die angesprochene Lücke in der Terminologie der Klimakopplungen zu schließen, wird der Begriff *Primärkopplung* vorgeschlagen und im weiteren Verlauf - als Pendant zu Fernkopplung - zur Benennung von “Vor-Ort-Kopplungen” verwendet, welche auf relativ direktem Wege über kurze Distanz wirksam sind.

Fernkopplung versus Primärkopplung

Dabei kann jedoch bei der Verwendung des Begriffes Primärkopplung nicht immer auf direkte Kausalitätszusammenhänge abgezielt werden, wie sich am Beispiel der Niederschlagsvariabilität zeigen lässt: Unmittelbar wirksam bei der Auslösung und Intensivierung oder Verhinderung und Reduktion von Niederschlag sind zunächst Faktoren, die die mikrophysikalischen Vorgänge der Kondensation und des Tropfenwachstums sowie die Wiederverdunstungsrate auf der Fallstrecke bis zum Erdboden steuern (siehe z.B. ROEDEL, 2000, S. 175ff), wie das Vorhandensein und die Art von Kondensationskernen, das Luftfeuchteangebot, horizontale und vertikale Temperaturverteilung, etc., also Variablen, die meist nicht umfassend und direkt bearbeitet werden können. Diese unmittelbaren Steuerungsfaktoren befinden sich jedoch wiederum in Abhängigkeit von weiteren Klimavariablen wie u.a. Vertikalzirkulation, Horizontaldivergenz, Wind und Luftdruck, deren Variabilität indirekt durchaus die Prozesse direkter kausaler Zusammenhänge im näheren Umkreis der fokussierten Basisvariable widerspiegeln kann. Als einfaches Beispiel wäre hier die Beeinflussung der Luftfeuchte durch Advektion ozeanischer feuchter Luftmassen zu nennen, wodurch sich eine Korrelation zwischen Niederschlag und den Horizontalwindkomponenten in unmittelbarer Nachbarschaft zum Bezugspunkt ergibt. Insofern ist der Begriff Primärkopplung zu erweitern auf diejenigen Steuerungssignale, welche sich in den zur Verfügung stehenden Variablen als am “unmittelbarsten” und in räumlicher Nähe manifestieren. Hierbei ist der Begriff “räumliche Nähe” - ebenso wie die eben angesprochene “kausale Nähe” - relativ aufzufassen und kann nicht eindeutig der in der Klimatologie und Meteorologie gebräuchlichen Raumskalenaufteilung in mikro-, meso- und makroskalige Prozesse zugeordnet werden¹. Primärkopplungen können sich sowohl auf der Mikroskala (z.B. Cumuluskonvektion), auf der Mesoskala (z.B.

¹Hierbei besteht keine allgemeingültige Skalendifferenzierung. Eine Diskussion verschiedener Ansätze zur Skalenunterteilung findet sich bei LIN (2004). Hier wird Bezug auf die Skalendefinition nach ORLANSKI (1975)

Squallines, Hurricanes) als auch auf der Makroskala (z.B. Niederschlag in Frontensystemen) manifestieren. Deshalb kann die räumliche Distanz zwischen den Standorten zweier korrelierter meteorologischer Parameter - etwa in Form eines absoluten Schwellenwertes - auch nicht allein als definitorisches Unterscheidungskriterium zwischen Telekonnektion und Primärkopplung dienen. Vielmehr ist als zusätzliches Kriterium die prozessuale "kausale Nähe" bzw. "Entfernung" einzubeziehen.

Zur Begriffstrennung kann demnach festgehalten werden:

Primärkopplungen eines meteorologischen Parameters an einem bestimmten Ort sind diejenigen Zusammenhänge mit seiner Umgebung, die sich in relativer räumlicher und kausaler Nähe nachweisen lassen. Fernkopplungen oder Telekonnektionen eines Parameters hingegen sind kausal indirekt mit seiner Variabilität verknüpft, wirken auf dessen Primärkopplungsprozesse ein und etablieren sich in relativ großer räumlicher Distanz zu diesen.

Umfang des Untersuchungsraumes

Auf der kontinuierlichen räumlichen Skala, welche zwischen den Begriffen Telekonnektion und Primärkopplung aufgespannt wird, lassen sich Untersuchungskonzepte mit Übergangscharakter einordnen. So wird häufig zur Untersuchung einer Basisvariablen als Hauptbetrachtungsgegenstand eine räumliche Erstreckung des Untersuchungsraumes für potentielle Einflussfaktoren gewählt, welche einerseits großskalige Prozesse erschließt, ohne sich auf Primärkopplungen zu beschränken, andererseits aber nicht global unbeschränkt angelegt ist. Dies trifft für die überwiegende Anzahl klimatologischer Untersuchungen zu. Als Beispiel hierfür seien die Untersuchung von JURY (1996) genannt, in der im Titel explizit "regional teleconnection patterns" zur Kennzeichnung einer solchen Übergangsform der räumlichen Skala charakterisiert sind, oder das Konzept von JACOBET (1989b), das u.a. bezüglich strömungsdynamischer Untersuchungen des Niederschlags tropischer Teilbereiche "Regionen des halben Erdumfangs" (JACOBET, 1989b, S. 7) vorsieht. Hier wird das Problem des Umfangs an einzubeziehender Fläche für die Zirkulationsanalyse tropischer Konvektionsanomalien auch explizit angesprochen: "So ist bei großräumiger Betrachtungsweise einerseits ein Mindestmaß räumlicher Erstreckung erforderlich (etwa über den betreffenden (Sub-) Kontinent allseitig hinausgehend), andererseits aber auch eine kritische Obergrenze gegeben, jenseits derer die Zirkulationsmuster durch weitere kräftige,

genommen: Mikroskala bis 2 km (z.B. Turbulenzen, Tornados, Cumuluskonvektion), Mesoskala 2 km bis 200 km (z.B. Gewitterzellen, Land-See-Windsysteme, Fronten, Hurricanes, Stadtklima), Makroskala über 200 km (z.B. Zyklonen, Rossbywellen).

meist schon fernab gelegene Signale in ihrer differenzierenden Kennzeichnung des jeweils vergleichsweise kleindimensionierten Untersuchungsgebietes gestört werden;” (JACOBET, 1989b, S. 161). Telekonnektionsanalyse geht genau über diese kritische Obergrenze hinaus und untersucht neben den Primärkopplungen und den 'regional teleconnections', den Charakter der genannten "fernab gelegenen Signale" oder "Störungen". Diese können zufallsbedingter Natur sein und somit das Erkennen relevanter Zusammenhänge erschweren, weshalb auch zumeist die räumliche Restriktion gewählt wird, sie können jedoch auch ergänzend eine Einbettung der Primärkopplungen in ein physikalisch begründetes Geflecht aus Zusammenhängen über derart weite Entfernungen darstellen. Diese Unterscheidung auf globaler räumlicher Skala zu erarbeiten ist als vordringliches Ziel der Telekonnektionsanalyse zu bezeichnen.

Bedeutung der Telekonnektionsanalyse

Das Bedeutungspotential der Telekonnektionsanalyse, die zunächst vielleicht ausschließlich im Bereich der abstrakten Grundlagenforschung angesiedelt werden könnte, lässt sich insbesondere in drei Anwendungsgebieten der Klimawissenschaften aufzeigen, wobei jedoch streng genommen Fernkopplungseinflüsse bei fast allen Untersuchungen von Klimavariabilität mit Raumbezug im synoptischen Skalenbereich eine Rolle spielen, diese jedoch oft nicht explizit als solche benannt werden. Dies trifft insbesondere für das erste hier zu nennende Forschungsfeld zu, das der historischen Klimatologie insbesondere der Rekonstruktion vergangener Klimavariabilität. Hier werden z.B. in Modellen der Kanonischen Korrelations- oder der Multiplen Regressionsanalyse, empirisch im rezenten Klima gewonnene, statistische Abhängigkeiten zwischen Gitterfeldzeitreihen und lang zurückreichenden Zeitreihen aus Mess- oder Proxydaten dem aktualistischen Prinzip folgend, dazu verwendet, historische Gitterfelder zu rekonstruieren (siehe z.B. JACOBET et al., 1998; LUTERBACHER et al., 1999). Die Erstellung dieser statistischen Modelle stützt sich dabei auch auf Zusammenhänge über größere Entfernungen hinweg und somit implizit auf die Verwendung von Klimafernkopplungen innerhalb des Rekonstruktionsraumes. Bei der Einschätzung der Zuverlässigkeit der rekonstruierten Daten stellt sich somit u.a. die Frage nach zeitlichen Veränderungen der genutzten Telekonnektionen sowie nach der Funktionsweise der Zusammenhänge.

Ebenso spielen Telekonnektionen beim so genannten statistischen Downscaling von Klimamodellergebnissen eine bedeutende Rolle. Während numerisch-physikalische Modelle bestimmte Klimaparameter, wie etwa den Luftdruck, bei relativ grober räumlicher Auflösung - etwa unter Annahme zunehmender anthropogener Treibhausgasemission - relativ zuverlässig simulieren

können, sind Aussagen bei höherer räumlicher Auflösung und für Parameter wie z.B. den Niederschlag sehr unsicher. Um dennoch Abschätzungen vornehmen zu können, werden die aktuellen Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Zirkulation mit Hilfe statistischer Modelle erfasst, die dann mit den zuverlässig simulierten Daten angetrieben werden. Hierbei wird versucht aus Daten physikalischer, numerischer Modelle, welche nur bei bestimmten Klimaparametern bzw. grober räumlicher Auflösung relativ zuverlässige Prognosedaten - etwa für die Berechnung der Druckverhältnisse bei angenommener zukünftiger Zunahme der anthropogenen Treibhausgasemissionen - liefern können, auf mittlere Zustände weiterer Klimaparameter in höherer räumlicher Auflösung zu schließen, welche bislang nicht zuverlässig simuliert werden können. Diese statistischen Modelle sind auch auf die Nutzung und Übertragung der durch Telekonnektionen gegebenen Abhängigkeiten zwischen den verwendeten Einflussparametern und den abzuschätzenden Variablen angewiesen. Beispielhaft sei hier die Dissertation von BEYER (2001) genannt, in der mit Hilfe verschiedener Downscaling-Techniken Niederschlagsabschätzungen für Namibia bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt erstellt wurden. Hier werden die in den Modellen verwendeten Prädiktoren auch hinsichtlich ihrer physikalischen Grundlage besprochen und die Rolle der Telekonnektionen innerhalb des Untersuchungsraumes hervorgehoben.

In einem dritten Fachgebiet der Klimawissenschaften schließlich, der statistischen Saisonalprognose (engl.: "seasonal forecasting"), sind Telekonnektionen von maßgeblicher Bedeutung. Mithilfe empirisch gewonnener Zusammenhangsbeschreibungen werden hierbei z.B. Regressions- oder Kanonische Korrelationsmodelle aufgestellt, welche bei mehrmonatigem Zeitversatz den Niederschlag in ökonomisch relevanten Saisonabschnitten abschätzen. Im Falle des südlichen Afrikas sind insbesondere Indikatoren des ENSO-Systems von Bedeutung, dessen Zustand sich mittlerweile bis zu einem halben Jahr im voraus recht gut vorhersagen lässt. Zahlreiche Institutionen unterhalten seit einigen Jahren operationelle Webseiten mit Abschätzungen klimatischer Zustände kommender Jahreszeiten, welche als Empfehlungen für die Agrarwirtschaft hinsichtlich der Gefährdung von Feldfrüchten genutzt werden.² Weitere Prädiktoren - wie z.B. Meeresoberflächentemperaturen des Indischen Ozeans - werden in solche Modelle integriert, um die Vorhersagegüte zu verbessern bzw. die Fehlerquote zu minimieren. Aufgrund oft mangelhafter Datenqualität - sei es hinsichtlich des abzuschätzenden Niederschlags oder hinsichtlich der verschiedenen Prädiktoren - ist der Zeitraum, der zur Ableitung und Verifikation geeigneter Modelle zur Verfügung steht, relativ kurz und führt somit oft zu ungenügenden Modellqualitäten. Hinzu kommen längerfristige Veränderungen der Zusammenhänge zwischen Prädiktoren und

²z.Bsp. Südafrikanischer Wetterdienst <<http://www.weathersa.co.za/nwp/seasonal.html>> oder NCEP (National Center for Environmental Prediction) <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/african_desk/index.html> mit Beiträgen regionaler sog. "Climate Outlook"-Foren für Ostafrika, Südafrika und Sahel.

Niederschlag, aber auch zufällige Übereinstimmungen innerhalb bestimmter Zeiträume. Gerade hinsichtlich einer Verbesserung der Modellgüte kommt dem Verständnis der physikalischen Grundlagen nutzbarer Telekonnektionen besondere Bedeutung zu (International CLIVAR Project Office, 1999; JURY, 1996; JURY et al., 1999; LANDMAN et al. 2001; MASON, 1998).

Kapitel 2

Klimatologischer Überblick

Der folgende, sehr knapp gehaltene Überblick der klimatologischen Normalzustände des Süd-sommerhalbjahres (hier die Monate Oktober bis April umfassend) für die in dieser Arbeit relevanten Klimaparameter Niederschlag, atmosphärische Zirkulation und Meeresoberflächentemperatur im Bereich des südlichen Afrikas, dient der Betrachtung der langjährigen mittleren Zustände als Referenz zu interannuellen Anomalien (Abweichungen von Jahr zu Jahr bezogen auf den langjährigen Mittelwert), welche den Hauptgegenstand der Untersuchung darstellen. Sie dient jedoch auch der Darstellung und Rekapitulation einiger Details bezüglich des Untersuchungsraumes, welche über das vorauszusetzende Grundverständnis der Allgemeinen und Regionalen Klimatologie hinausgehen. Zur Vertiefung dieser Sachverhalte muss jedoch auf die einschlägige Fachliteratur verwiesen werden (insbesondere TYSON, 1986; HASTENRATH, 1988; JACOBET, 1989b; MC GREGOR & NIEUWOLT, 1998; LINDESAY, 1998; WEISCHET & ENDLICHER, 2000; ROEDEL, 2000; TYSON & PRESTON-WHYTE, 2000; MASON & JURY, 1997). Neben den jahreszeitlichen Veränderungen für Niederschlag, Horizontal- und Meridionalzirkulation im Bereich des südlichen Afrikas werden die Grundzüge des in mehrjähriger Variation agierenden ENSO-Systems und der globalen Walkerzirkulation anhand der in dieser Arbeit verwendeten Datensätze dargestellt. Die Datengrundlage hierzu wird an späterer Stelle (Kapitel 5) erläutert. Eine Vertiefung der bisherigen Erkenntnisse über Telekonnektionen auf globalem Maßstab und mit Bedeutung für das südhemisphärische Afrika wird im nachfolgenden Kapitel 3 vorgenommen.

2.1 Niederschlag des südlichen Afrikas

Im Bereich des südlichen Afrikas können drei verschiedene Grundtypen des Niederschlagsjahresganges mit Wintermaximum, Sommermaximum und Äquinoktialmaxima unterschieden werden. Abbildung 2.1 stellt die mittleren Monatssummen 1948 bis 1998 in 19 Niederschlagsregionen (siehe Kapitel 5.1.1) von Juli bis Juni (zentriert auf den Südsommer) dar.

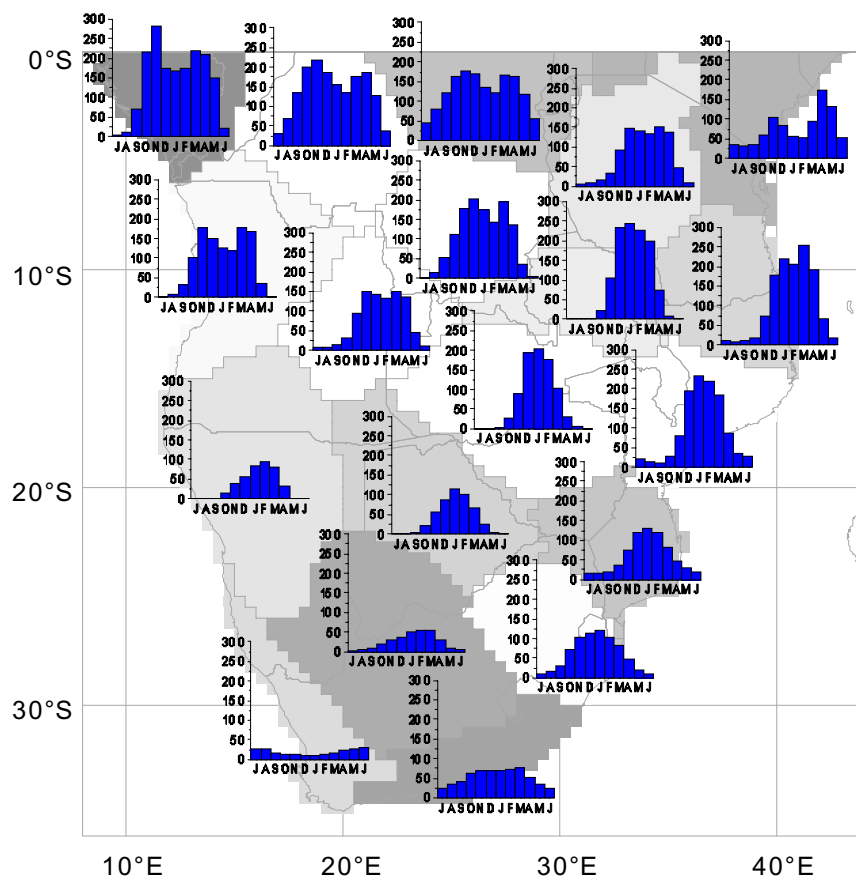


Abbildung 2.1: Jahresgangdiagramme des mittleren monatlichen Niederschlags von Juli bis Juni 1948 bis 1998 der 19 Niederschlagsregionen für das südhemisphärische Afrika.

Wintermaxima sind lediglich in der mediterran geprägten Kapregion etabliert und können sich hier bei insgesamt sehr trockenen Verhältnissen an der Südwestküste im Bereich Südafrikas und Südnamibias durchsetzen. Ursache der Wintermaxima ist der Einfluss außertropischer Zyklonen, welche hier die winterliche Hochdruckdominanz zeitweise überwinden und von Frontalniederschlägen begleitet sind.

Östlich und nördlich anschließend an die Kapregion setzen sich Sommermaxima durch, welche bis ca. 10°S dominieren. An der Südostküste machen sich die Einfüsse der kontinuierlichen Luft-

feuchteversorgung durch den Indischen Ozean in Form relativ flacher Kurvenverläufe der Niederschlagsdiagramme bemerkbar. Generell ist hier ein Ost-West-Gradient mit insgesamt höheren Niederschlägen im Osten bis ca. 10°S zu beobachten, welcher die Nähe zur Indik-Küste im Osten sowie den Einfluss der quasipermanenten Südatlantikantikyklone und der stabilisierend wirkenden, kühlen Meeresoberflächentemperaturen des Benguelastroms im Westen widerspiegelt. Das Sommermaximum selbst ist auf die südliche Position der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) im Südsommer und damit verbundene Konvektionsniederschläge, oftmals ausgelöst durch östliche tropische Wellenstörungen (engl.: easterly waves, siehe unten), zurückzuführen.

Der Ost-West-Gradient der Gesamtniederschlagsmenge kehrt sich nördlich von ca. 10°S , im Bereich deutlich ausgeprägter Äquinoktinalmaxima, um. Im Westen, im Bereich südlich des Guinea-Golfs, macht sich der mit innertropischen Westwinden in der unteren Troposphäre assoziierte Einfluss des (im Vergleich zum weiter südlich gelegenen Benguelastrom) warmen äquatorialen Gegenstroms des Atlantischen Ozeans bzw. Angolastroms und der westlichen Monsunströmung bemerkbar. Beide Faktoren reduzieren die Stabilität der Troposphärenschichtung durch Bereitstellung latenter Wärme zum einen sowie durch die generelle Labilisierungstendenz tropischer Westströmung zum anderen, welche aus der Zufuhr an Vorticity bei tropischer Westströmung resultiert (WEISCHET & ENDLICHER, 2000; JACOBET 1989b; HASTENRATH, 1988).

Im inneren Kontinentalbereich des äquatorialen Afrikas tritt der Einfluss der ITCZ-Position weiter in den Vordergrund des Niederschlagsregimes. Die verstärkte Aktivität des sog. kleinen Wasserkreislaufs, mit dem die intraregionale Regeneration des niederschlagsrelevanten Luftfeuchteangebots aus der Evapotranspiration vor Ort beschrieben wird, macht die überwiegend autochthone Klimadynamik deutlich. Die Ausbildung des innertropischen Regenwalds ist hierbei zugleich Konsequenz und Begünstigungsfaktor des intensiven kleinen Wasserkreislaufs.

Im äquatorialen Ostafrika hingegen führt als externer zirkulationsdynamischer Einflussfaktor der absteigende Ast der Walkerzelle über dem Indischen Ozean sowie, direkt in Küstennähe, die küstenparallele Strömung des Indischen Monsuns - mit ablandigen Komponenten durch Reibungsdivergenz (WEISCHET & ENDLICHER, 2000) - zu insgesamt geringeren Niederschlagsmengen. Als weitere Erklärung der Sonderstellung des - für innertropische Verhältnisse - relativ trockenen Ostafrikas kommt die Nordneigung der vertikalen innertropischen Tiefdruckachse über Ostafrika und Madagaskar in Frage, die durch begleitende Vertikalwindscherung hochreichende Konvektionstätigkeit behindert (WEISCHET & ENDLICHER, 2000, S. 250).

2.2 Horizontalzirkulation

In den Abbildungen 2.2 bis 2.4 sind die langjährigen (1968-1996, NCEP/NCAR Reanalysedaten) November-, Januar- und März-Monatsmittelwerte für Geopotentialhöhe und Horizontalwind der hohen (200 hPa-Niveau), mittleren (500 hPa-Niveau) und oberflächennahen Troposphäre (1000 hPa-Niveau) dargestellt. Diese Monate geben schlaglichtartig die Veränderungen im Verlauf des Südsommers wieder. Die Situation im südhemisphärischen Spätfrühjahr/Frühsummer (November, Abb. 2.2) ist gekennzeichnet durch die relativ äquatornahe Lage der innertropischen Höhenhochdruckzone (200 hPa-Niveau) mit Hochdruckzentren über Afrika, Südamerika und dem maritimen Kontinent bzw. Westpazifik, in dessen Bereich sich unter Zweiteilung der Hochdruckzone die höchsten Werte ergeben. Zwischen den Kontinenten greift die außertropische Westwindzone bis weit in die inneren Tropen in Form von stehenden Wellen über dem Ostpazifik, Atlantik und bei geringerer Amplitude über dem Westindik über. Über dem südafrikanischen Subkontinent ist die außertropische Westwinddrift bis ca. 15°S ausgedehnt. In der mittleren Troposphäre (500 hPa-Niveau) sind die inneren Tropen fast durchweg durch die Ausprägung der tropischen Ostströmung zwischen den randtropisch-subtropischen Hochdruckzonen der beiden Hemisphären gekennzeichnet. Die mitteltroposphärische Hochdruckzelle über dem südlichen Afrika - als Pendant der oberflächennahen Tiefdruckrinne - befindet sich noch in relativ nördlich gelegener Position, ist jedoch schon in Intensivierung begriffen. Die niedertroposphärische (1000 hPa-Niveau) Tiefdruckzone über dem südlichen Afrika, als Teil der hier in Nord-Süd-Richtung orientierten ITCZ, befindet sich bereits deutlich ausgeprägt zwischen 15° und 20°S und kennzeichnet in der Sommerhälfte in einem nach Südwesten fortgesetzten Ast die ungefähre Lageorientierung der sog. Zaire-Air-Boundary (ZAB), in der Luftmassen atlantischer Herkunft mit Luftmassen aus dem Indischen Ozean konfluieren. Deutlich wird hier auch die Zweiteilung der innertropischen Tiefdruckzone mit einem nördlich verbleibenden Ast bei ca. 5-10°N. Die inneren Tropen sind allgemein geprägt von tropischer Ostströmung bis auf die innertropischen Westwindzonen im Bereich Mittelamerikas, Westafrikas und über dem Indischen Ozean und Indonesien.

Im Hochsommer (Januar, Abb. 2.3) ist die generelle Südverlagerung der Druck- und Windgürtel zu erkennen. Die Einflüsse der Westwinddrift in der hohen Troposphäre (200 hPa-Niveau) sind über dem südlichen Afrika nur mehr bis ca. 25°S ausgeprägt. Die starke Hochdruckzelle bei ca. 20°S entspricht der durch hochreichende Konvektion freigesetzten latenten Wärmezufuhr in der Luftsäule über dem nun intensivierten Tiefdrucktrog zwischen 20° und 30°S in Oberflächennähe (1000 hPa-Niveau). Nordöstlich Ostafrikas verstärkt sich der (hier winterliche) Nordostmonsun.

Im Herbst (März, Abb. 2.4) sind schon erste Zeichen der Umstellung auf die Wintersituation

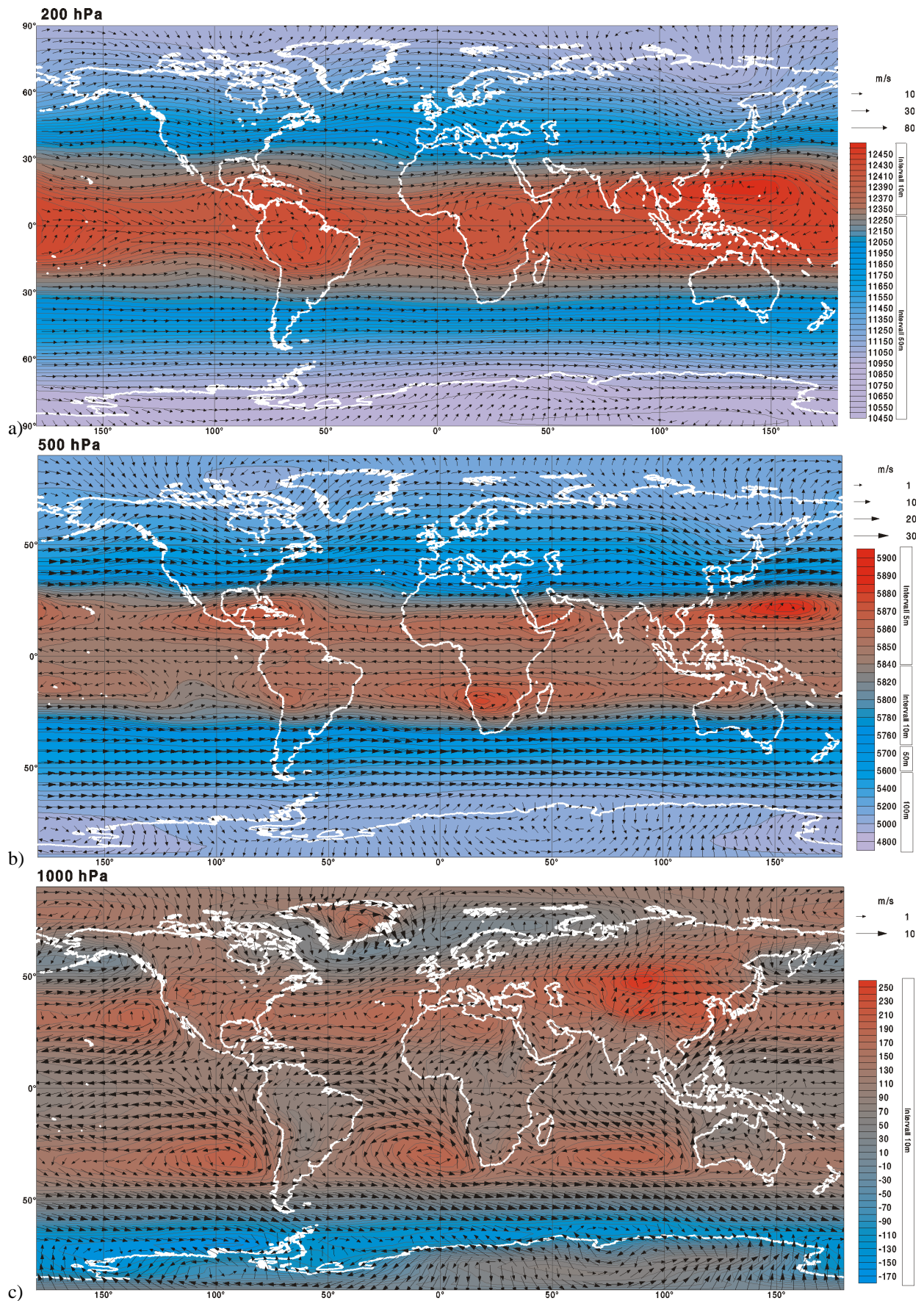


Abbildung 2.2: Mittlere Druck- (Geopotentielle Höhen) und Windverhältnisse November 1968-1996, a) im 200, b) 500, und c) 1000 hPa-Niveau.

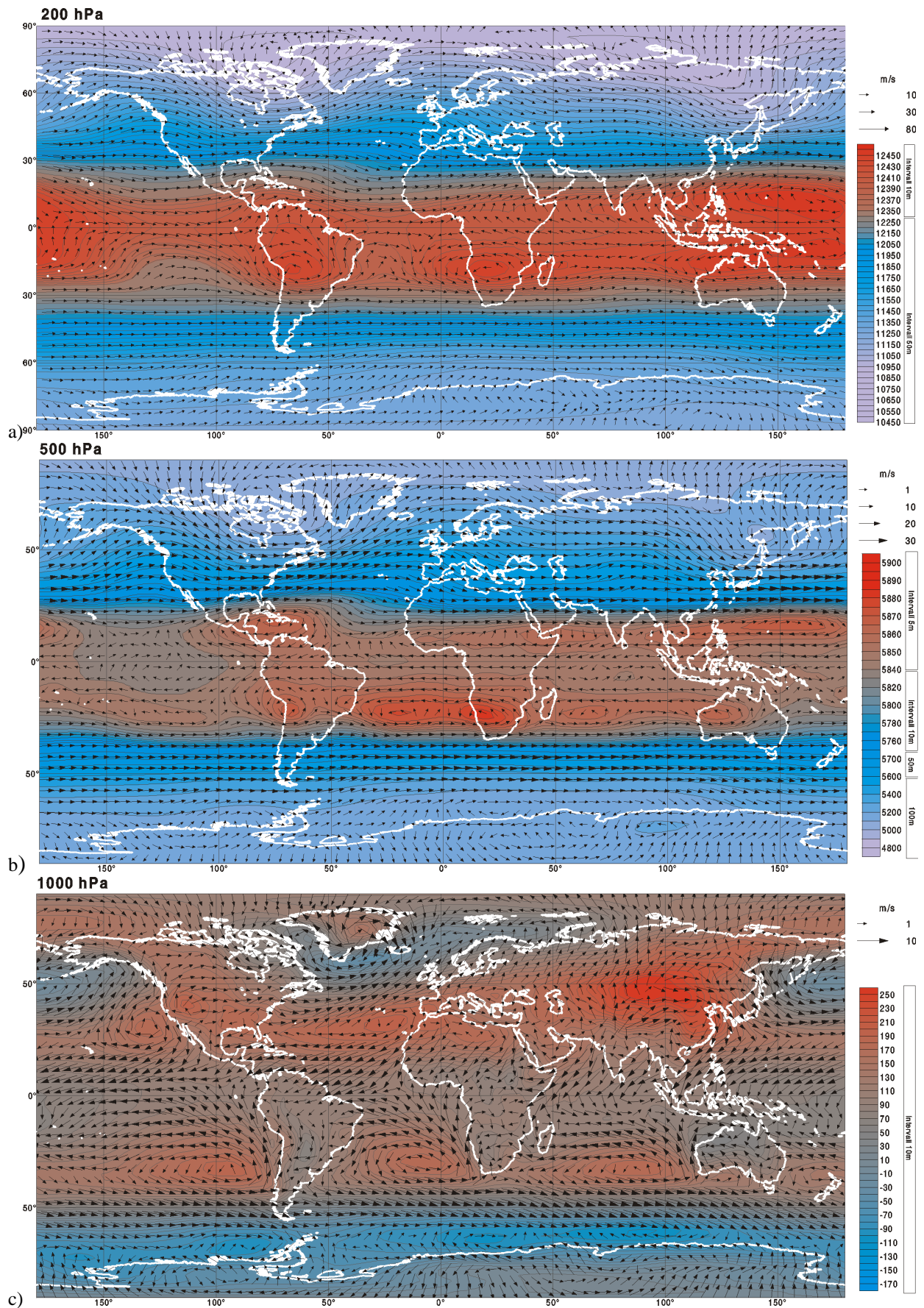


Abbildung 2.3: Mittlere Druck- (geopotentielle Höhen) und Windverhältnisse Januar 1968-1996, a) im 200, b) 500, und c) 1000 hPa-Niveau.

zu erkennen. So verlagert sich die hoch- und mitteltroposphärische (200 und 500 hPa-Niveau) Hochdruckzelle über dem südafrikanischen Subkontinent unter Abschwächung wieder nach Norden, während in Bodennähe die ITCZ-assozierte Tiefdruckrinne schon nahezu kollabiert ist und von Südosten her die quasipermanente subtropische Antizyklone des Südwestindik einen Hochdruckkeil auf den Kontinent vorschiebt.

Für die Niederschlagsvariabilität des südlichen Afrikas sind vor dem Hintergrund der dargestellten mittleren Zirkulationskonfiguration weiterhin Faktoren im synoptischen Skalenbereich relevant, welche sich nicht unmittelbar im langjährigen Mittelwert zu erkennen geben. An erster Stelle sind hier tropische Störungen in Form sog. "easterly waves" zu nennen.

Easterly Waves

Eine zusammenfassende Darstellung der Bedeutung und Dynamik der easterly waves wird bei JACOBET (1989b, S. 20 ff.) gegeben. Hierbei handelt es sich um horizontale Auslenkungen der tropischen Ostströmung, welche sich jedoch nur bei hochreichender Mächtigkeit der von hochtroposphärischen außertropischen Westwinden überlagerten tropischen Ostwindzone entwickeln können. Als auslösendes Moment der in mittleren bis unteren Troposphäreniveaus maximal ausgeprägten Wellenstörungen werden initiale mechanische Auslenkungen durch orographische Hindernisse, durch lokale Konvektionstätigkeit sowie barotrope Instabilität (verursacht durch Windscherungen), aber auch barokline Instabilität (durch unterschiedlich temperierte Luftmassen) diskutiert. Obwohl zunächst im atlantisch-karibischen Bereich (RIEHL, 1979) und insbesondere in Westafrika (jüngst von THORNCROFT et al. (2003)) untersucht, wird die Bedeutung der easterly waves für die Auslösung und räumliche Organisation von Konvektionsniederschlag auch für das südliche Afrika hervorgehoben (z.B. TYSON, 1986). Je nach Wanderungsrichtung und Geschwindigkeit der Welle sowie nach Konfigurationsvarianten in der vertikalen Windgeschwindigkeitsverteilung können verschiedenartige Vertikalgeschwindigkeits- und Niederschlagseffekte resultieren. Für das südliche Afrika wird jedoch das nachfolgend beschriebene Szenario einer langsam westwärts wandernder Welle als typisch hervorgehoben (TYSON, 1986, S. 127 f.). Eine in einem mit dominierender Ostwindkomponente ausgeprägten Grundstrom eingebettete Welle, in Form eines flachen, nach Süden vorstoßenden Tiefdruckkeils, führt bei Stillstand oder im Vergleich zur Grundstromgeschwindigkeit nur geringer Wellenlaufgeschwindigkeit (Luftmassen durchströmen die Welle von Ost nach West) zu oberflächennahen Konvergenz- und Höhendivergenzeffekten im rückwärtigen, östlichen Flankenbereich des Wellentroges sowie zu oberflächennahen Divergenz- und Höhenkonvergenzeffekten im westlichen Vorderseitenbe-

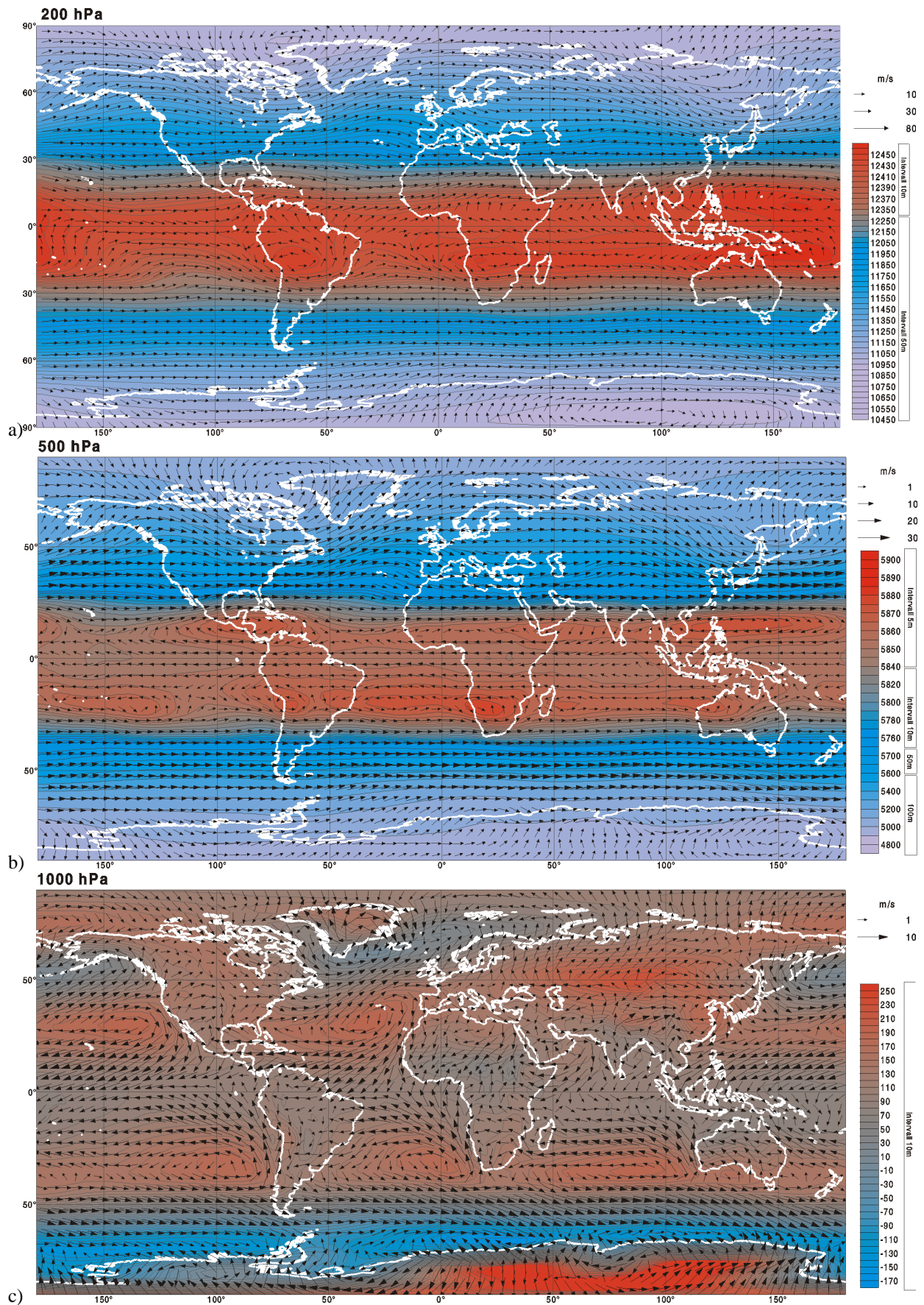


Abbildung 2.4: Mittlere Druck- (geopotentielle Höhen) und Windverhältnisse März 1968-1996, a) im 200, b) 500, und c) 1000 hPa-Niveau.

reich der Wellenachse. Ursache hierfür ist die Zufuhr absoluter Vorticity (sowohl aus Zunahme der Corioliskomponente als auch der relativen Wirbelgröße resultierend) auf den gekrümmten, polwärts gerichteten Trajektorien im Rückseitenbereich und die hieraus - bei Erhaltung der potentiellen Vorticity (siehe z.B. ROEDEL, 2000, S 109 ff.) - resultierende Streckung der Luftsäule, die zu Hebungstendenzen führt. Das Gegenteil trifft für den westlichen Vorderseitenbereich zu, in dem Luftmassen nach Norden in Richtung Äquator geführt werden. Hier führt die trajektoriebedingte Reduktion der Vorticity zu Divergenz in der unteren Troposphäre, somit zu einer Förderung von Absinktendenzen und einer starken Reduktion der Niederschlagsneigung.

Obwohl Tyson (1986) anmerkt, dass easterly waves im südlichen Afrika langsamer wandern als in anderen Tropenregionen ("more semistationary in character ... than their counterparts elsewhere", TYSON, 1986, S. 127), sind auch hier tropische Störungen von zu kurzer Lebensdauer und weisen zu hohe Wanderungsgeschwindigkeiten auf, um sie in Monatsmittelwertskarten eindeutig identifizieren zu können. MC GREGOR & NIEUWOLT (1998) geben für den Atlantik (gemeint ist hier der Nordatlantik) typische Wanderungsgeschwindigkeiten von 6-7° Länge pro Tag (ca. 8m/s) bei einer Lebensdauer von 1-2 Wochen und einer Wellenlänge von 2-4 km an (MC GREGOR & NIEUWOLT, 1998, S. 150). Somit ist als Signatur eines Wellendurchzuges im horizontalen Druckfeld eines Monatsmittels, je nach räumlicher Konfiguration der Isobaren und zeit- bzw. raumabhängigen Intensitätsschwankungen einer durchziehenden Störung, lediglich ein schwacher Streifen an Anomaliesignalen zu erwarten, der von weiteren "Anomalieabdrücken" überlagert wird und sogar die vollständige Auslöschung der Signale eines Wellentrogges durch einen nachfolgenden Wellenrücken ist theoretisch vorstellbar. Während die Auslösung und Lebensdauer einer wandernden Störung in Variabilitätsanalysen der Monatsmittelwerte somit auch kaum ein direktes Signal liefert, sind die atmosphärischen Randbedingungen, welche die Wahrscheinlichkeit und Häufigkeit solcher Störungen beeinflussen - die Dominanz der Ostwindkomponenten bis in die höhere Troposphäre - nicht nur räumlich weitreichender, sondern auch von zeitlich höherer Persistenz geprägt. Räumlich weit ausgedehnte Ostwindströmung kann sich nur bei geeigneter großskaliger Luftdruckkonstellation einstellen - etwa durch Südverlagerung und Abschwächung der Westwindzone im Bereich des südlichen Afrikas durch einen reduzierten Druckgradienten zwischen Tropen und Mittelbreiten in diesem Bereich. Diese Druckverteilungskonstellationen reagieren ihrerseits relativ träge auf Veränderungen, schon allein da hier wesentlich größere Mengen an Luftmasse involviert sind. Daher sind Anomaliesignale der atmosphärischen Randbedingungen deutlicher zu erwarten als diejenigen der niederschlagsauslösenden Prozesse selbst.

Tropical-Temperate-Trough-Systeme

Die generell mit tropischen Wellenstörungen im unteren und mittleren Troposphärenstockwerk assoziierte Niederschlagsneigung wird zusätzlich beeinflusst durch die Zirkulationsdynamik der hohen Troposphäre. So kann die Superposition von Höhentroggen der außertropischen Westwinddrift und easterly waves zu ergiebigen Niederschlägen sogenannter Tropical-Temperate-Trough (TTT)-Systeme führen. Hierbei wird der labilisierte Rückseitenbereich einer easterly wave überlagert vom Vorderseitenbereich eines außertropischen Wellentrogges, dessen eigene zirkulationsdynamische Antriebstendenz für Aufstiegsbewegungen der Luftmassen zusammen mit denjenigen der tropischen Wellenstörung zu intensiven Konvektionserscheinungen führen kann. Die allgemeine Nordwest-Südost-Ausrichtung der Trogachsen begünstigt die Ausbildung diagonaler Wolkenbänder als Ausdruck hochreichender Konvektion entlang eines aus tropischer Störung und außertropischer Welle gemeinsam etablierten Troges weitreichender Erstreckung, oft gut beobachtbar auf Satellitenaufnahmen als quer über den Subkontinent des südlichen Afrikas hinweg verlaufendes Bewölkungsband (FLOHN, 1975).

Außertropische Wellen der Höhenströmung

Die angesprochene grundsätzliche Förderung von Luftmassenaufstiegstendenzen im östlichen Vorderflankenbereich außertropischer Rossbywellen resultiert aus der zirkulationsdynamisch bedingten Höhendivergenz und Bodenkonvergenz im östlichen Vorderseitenbereich der Welle (siehe z.B. ROEDEL, 2000). Auch hier trifft - ähnlich wie bei tropischen Wellenstörungen - das Gegenteil für den westlichen Rückseitenbereich der Wellen zu. Die daraus resultierende räumliche Verteilung von Aufstiegs- und Abstiegsantrieb kann je nach Longitudinalposition der Trogachse zur Beschleunigung oder Behinderung von Konvektion aus niedertroposphärischem Antrieb (z.B. thermisch induziert oder in Verbindung mit easterly waves) führen (TYSON & PRESTON-WHYTE, 2000, S. 209 ff.).

Im Vergleich zur nordhemisphärischen außertropischen Westwinddrift sind quasipermanente Höhenträge der mittleren Breiten in der Südhemisphäre mit wesentlich geringeren Amplituden bei geringerer räumlicher und zeitlicher Persistenz ausgeprägt (vgl. Abb. 2.2 bis 2.4 für den Südsommer, dies trifft jedoch auch für den Südwinter zu). Dennoch ergeben sich für die Trogachsenlagen präferierte Longitudinalbereiche auch auf der Südhemisphäre. Allerdings überlagern sich hier zumeist mehrere Wellenstrukturen unterschiedlicher Wellenzahlen, und auch wandernde oder 'transiente' Wellen spielen eine größere Rolle (TYSON, 1986). Abbildung 2.5 gibt eine schematische Illustration der quasipermanenten Wellen 1 und 3 sowie der wandernden Welle

6 wieder. Im Mittel ergeben sich hieraus relativ kräftige mittlere Troglagen im Südatlantik, im östlichen Indischen Ozean und Zentralpazifik. Weiterhin sind häufige Troglagen im Südosten Südafrikas, bei Neuseeland und im Bereich Südamerikas festzustellen.

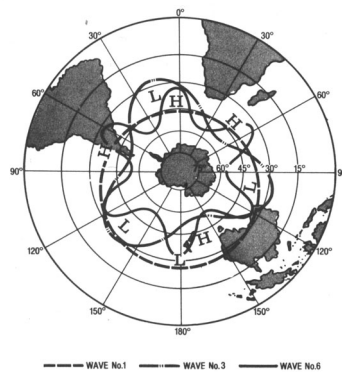


Abbildung 2.5: Schematische Darstellung der südhemisphärischen stehenden Wellen 1 und 3 sowie der wandernden Welle 6 (aus TYSON, 1986, S. 106).

Den Rossbywellen der außertropischen Westwinddrift kommt als Signaltransportmechanismus über weite Entfernungen besondere Bedeutung zu.¹ Hierbei ist nicht nur an Signaltransport in Form transienter Wellen zu denken, sondern auch an zirkulationsdynamische Gesetzmäßigkeiten in der Konfiguration stehender Wellen.

Hierbei können Anomalieerscheinungen an verschiedenen Orten über weite Distanzen hinweg simultane Veränderungsimpulse durch Variationen in Wellenlänge und Amplitude eines Wellenzuges erfahren. Ein Vorstellungsmodell der Zusammenhänge zwischen Druckanomalien und Rossbywellenkonfiguration wurde bereits von PHILIPP (1997) für nordhemisphärische Verhältnisse entworfen. Ein auf die Höhenströmung der Südhemisphäre übertragenes Modell ist in Abbildung 2.6 schematisiert. Da lediglich qualitative Zusammenhänge demonstriert werden sollen, entfallen hierbei jegliche Wertangaben zur Beschreibung des Luftdruckes oder der räumlichen Dimensionen.

Die Ausgangslage in Abbildung 2.6a stellt eine zonale Strömungskonfiguration (gelbe Isobaren) in einem Gradientfeld mit nördlichem (äquatorialem) Hochdruck (H) und südlichem (polarem) Tiefdruck (L) dar. Dem gegenübergestellt ist ein durch einen stationären Wellenzug meridionalisiertes Strömungsmuster (dunkelblaue Isobaren). Hierdurch ergeben sich simultan auftretende Luftdruckveränderungen mit negativen Anomalien jeweils im Stirnbereich der Höhenträge (hellblau) und Positivanomalien im Stirnbereich des Höhenrückens (rot). Bei mehrmals wiederholtem

¹Auf die Rolle bezüglich außertropischer Telekonnektionen u.a. des ENSO-Systems in Form des sogenannten PNA-Musters wird in Kapitel 3 noch näher eingegangen.

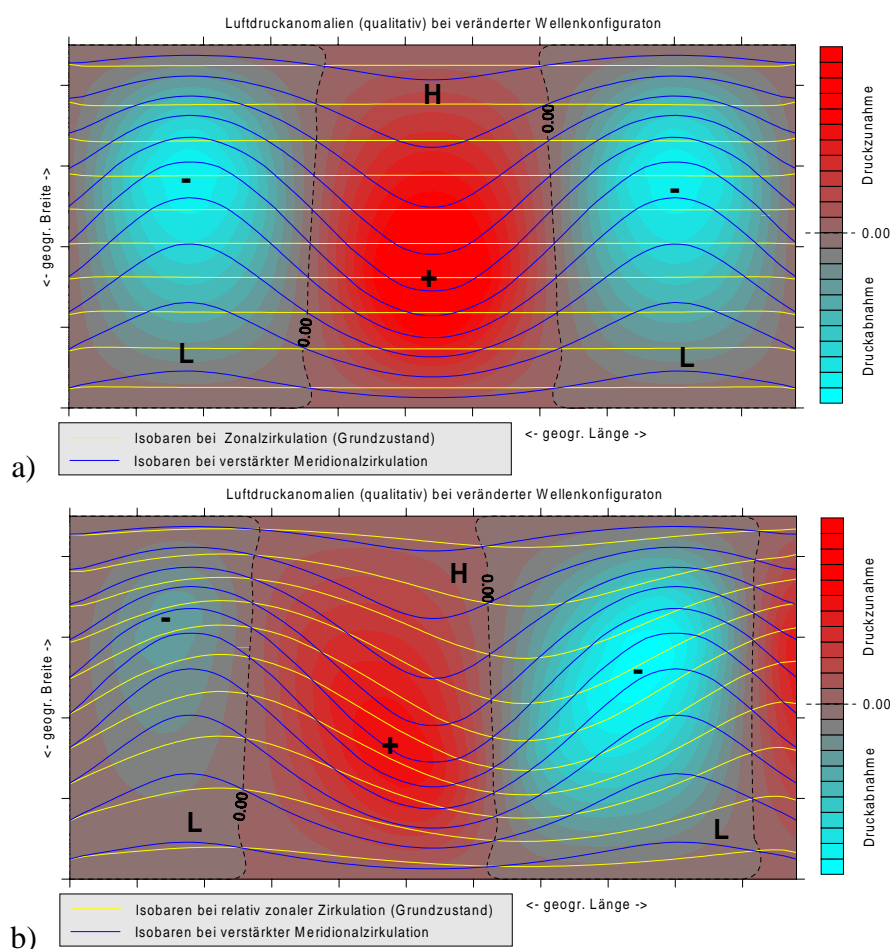


Abbildung 2.6: Schematische Darstellung der simultanen Luftdruckänderungen bei Veränderung der Strömungskonfiguration durch stationäre Wellen:

- a) Druckveränderung bei Übergang von zonaler zu wellenförmiger Strömungskonfiguration (gelb: schematische Isobaren einer zonalen Zirkulationskonfiguration; dunkelblau: Isobaren eines Wellenzuges).
- b) Druckdifferenzen bei Amplituden- und Wellenlängenänderung einer stationären Welle (gelb: Wellenzug mit kleiner Amplitude bei großer Wellenlänge; dunkelblau: Wellenzug mit großer Amplitude bei kurzer Wellenlänge).

Wechsel zwischen diesen zwei Zuständen wird sich allein durch das Auftreten der Welle eine Abhängigkeit zwischen den drei in Dreiecksform angeordneten Anomaliezentren ergeben.

Der in Abbildung 2.6a dargestellte Grundzustand einer vollkommen zonal ausgeprägten Strömungskonfiguration ist jedoch nicht auf reelle Verhältnisse übertragbar. Vielmehr finden lediglich mehr oder minder starke Amplituden- und Wellenlängenveränderungen in einem grundsätzlich durch das Auftreten verschiedener Wellen geprägten Höhenströmungsfeld statt. Die typische Dreieckskonfiguration der Anomaliezentren stellt sich jedoch auch ein, wenn lediglich ein Wechsel zwischen zwei bevorzugten Zuständen der Konfiguration eines Wellenzuges auftritt, wie in

Abbildung 2.6b illustriert wird. Die Ausgangslage stellt hier ein in gelben Isobaren dargestellter prototypischer Sinuswellenzug mit relativ großer Wellenlänge und relativ geringer Amplitude dar. Dem gegenübergestellt ist der Wellenzug bei nun verstärkter Amplitude mit verkürzter Wellenlänge (dunkelblaue Isobaren).² Die aus dem Übergang von langwelliger zu kurzwelliger Konfiguration resultierende Druckveränderung lässt in Abbildung 2.6b wiederum ein dreipoliges Anomaliepattern erkennen, mit Zentren im Trog- bzw. Rückenstirnbereich der starkamplitudigen Welle.

Die genaue Position der Anomalie-maxima wird - ebenso wie der Betrag der Anomalie - bestimmt von der Stärke der Amplituden- und Wellenlängenänderung, aber auch von der Phasenlage der Tröge und Rücken zueinander, welche sich wiederum mit der geographischen Länge ändert. Zudem weichen reelle Wellenzüge von der hier berechneten prototypischen Sinuswellenform ab und zeigen ein Nachziehen der Trogstirn bei (auf der Südhemisphäre) meist Südsüdost-Nordnordwest orientierter Trogachse. Hieraus ergeben sich vielfältige Realisierungsmöglichkeiten des aus Wellenveränderungen resultierenden Anomaliepattern, welche jedoch die dreipolige Grundkonfiguration im Bereich einer Wellenlänge gemeinsam haben. Bei mehrmals wiederholtem Wechsel zwischen zwei bevorzugten Zuständen der Wellenkonfiguration wird sich demnach alleine aus diesem Wechsel eine Abhängigkeit zwischen den Anomaliezentren etablieren. Die Stärke des Zusammenhangs wird wiederum bestimmt durch die Häufigkeit des Wechsels zwischen beiden Zuständen (relativ zur Häufigkeit weiterer Zustände) sowie durch die zeitliche Persistenz dieser beiden Zustände.

2.3 Hadleyzirkulation

Abbildung 2.7 bis 2.9 stellt die mittlere Vertikalgeschwindigkeit und Meridionalwindkomponente in troposphärischen Vertikalprofilen für Oktober, Januar und April (1948-1998) bei 10°E, 20°E und 30°E, basierend auf den hier verwendeten Daten (s. Kap. 5) dar. Generell ist ein deutlicher Unterschied in der Intensität der Hadleyzirkulation zwischen Ost und West festzustellen, der hier noch durch die Wahl des kontinentalen Längengrades im Osten (30°E) und des mehr ozeanisch geprägten Längengrades im Westen (10°E) zusätzlich betont wird, jedoch generell zu beobachten ist. TYSON (1986) spricht sogar vom vollständigen Fehlen der Hadleyzelle im Westküstenbereich für das Oktober-März-Mittel 1962-1981: "The mean structure of the meridio-

²Diese Konfiguration ist nicht willkürlich gewählt, sondern kann - unter Annahme von Stationarität einer Rossbywelle der außertropischen Höhenströmung - aus der Rossby-Phasengeschwindigkeitsgleichung abgeleitet werden, welche eine gegensinnige Abhängigkeit zwischen Wellenlänge und Amplitude beschreibt (MALBERG, 1994).

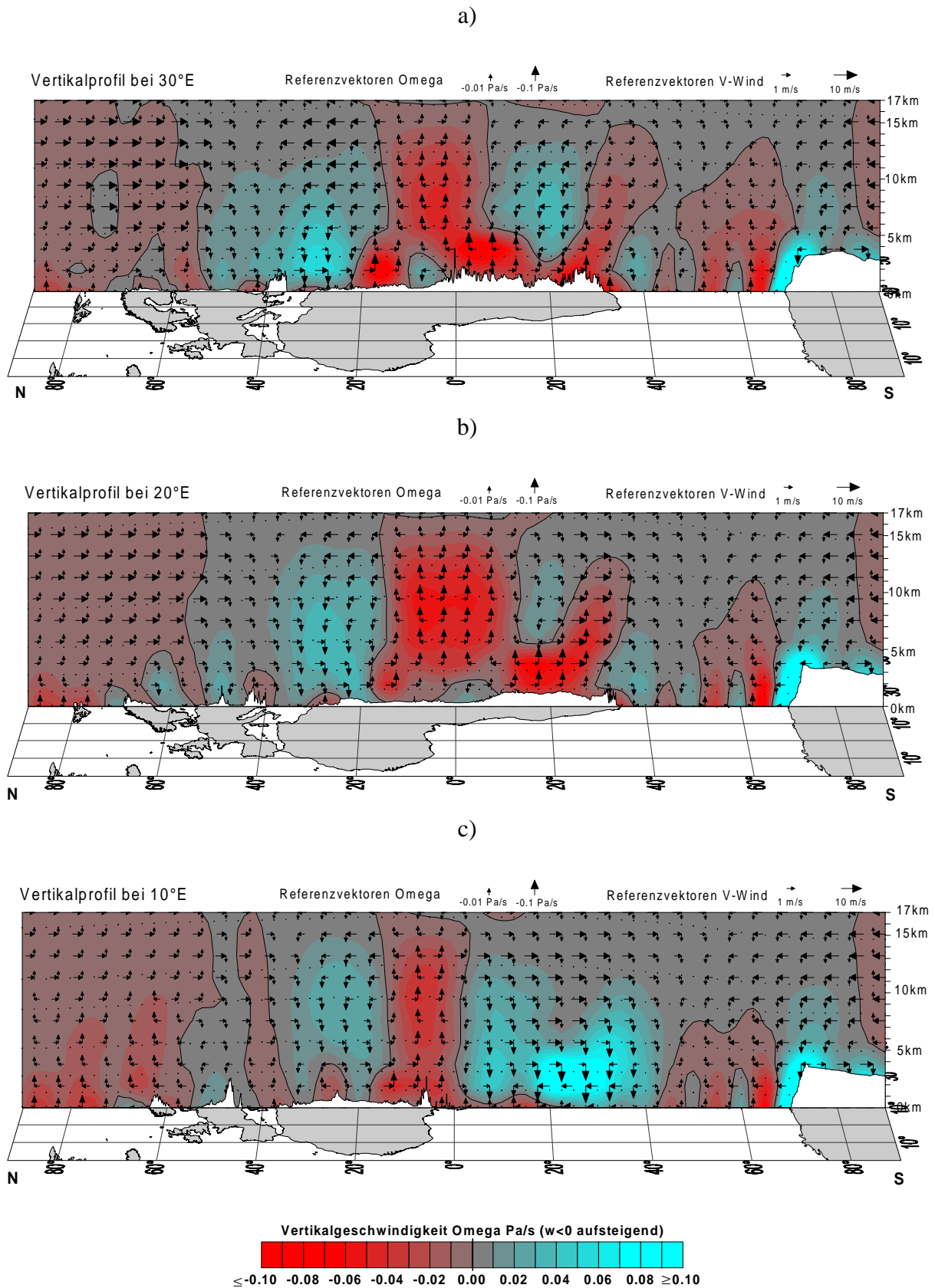


Abbildung 2.7: Langjähriges Monatsmittel Oktober 1949-1998 der Vertikalgeschwindigkeit Omega (Pa/s) und Meridionalwindkomponente V (m/s) im Vertikalschnitt bei a) 30°E, b) 20°E und c) 10°E. Farbkonturen und Vertikalvektoren für Omega in Pa/s ($\omega < 0$ aufsteigend), Horizontalvektoren für V-Wind in m/s.

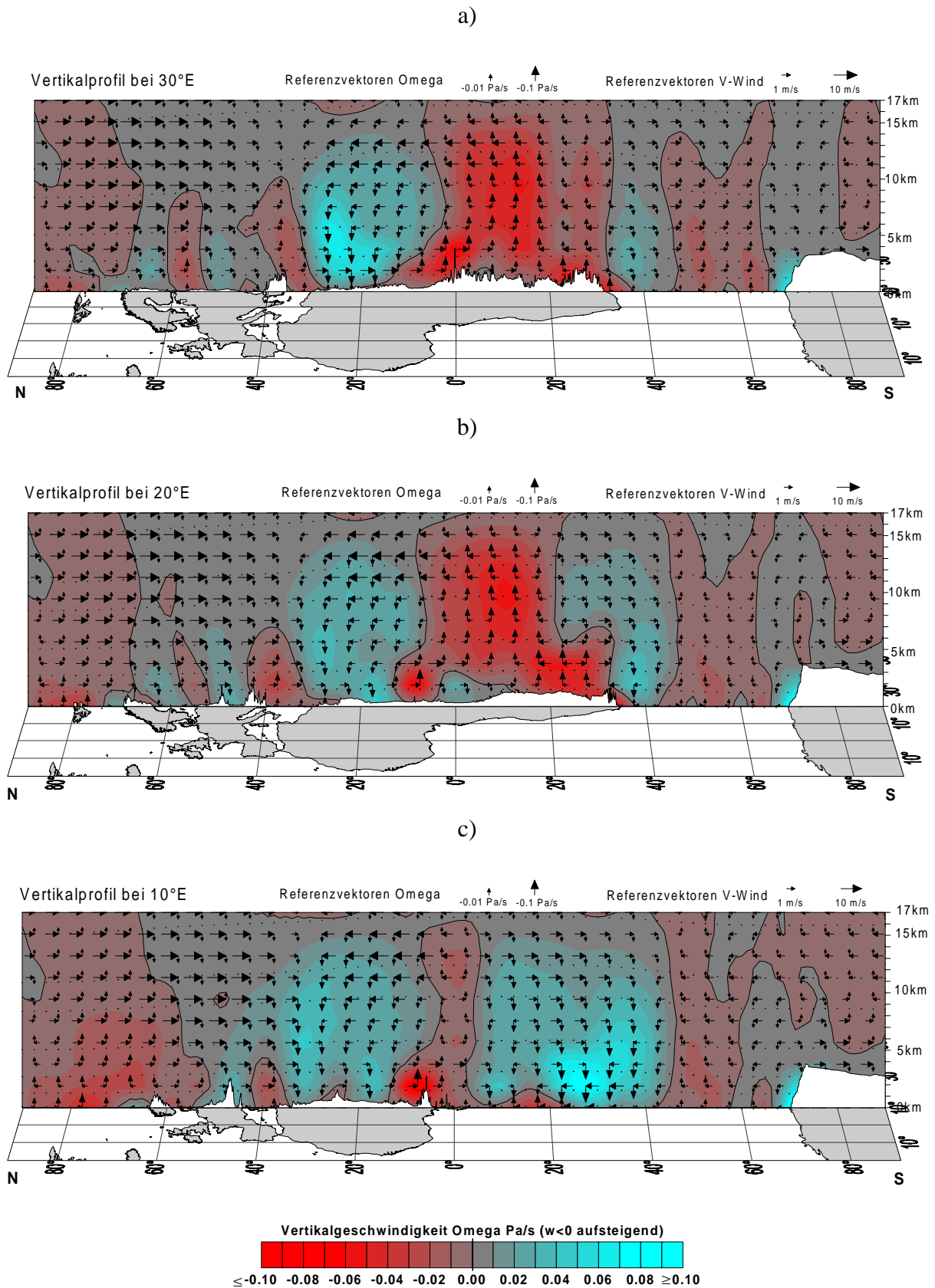


Abbildung 2.8: Langjähriges Monatsmittel Januar 1949-1998 der Vertikalgeschwindigkeit Omega (Pa/s) und Meridionalwindkomponente V (m/s) im Vertikalschnitt bei a) 30°E, b) 20°E und c) 10°E. Farbkonturen und Vertikalvektoren für Omega in Pa/s ($w < 0$ aufsteigend), Horizontalvektoren für V-Wind in m/s.

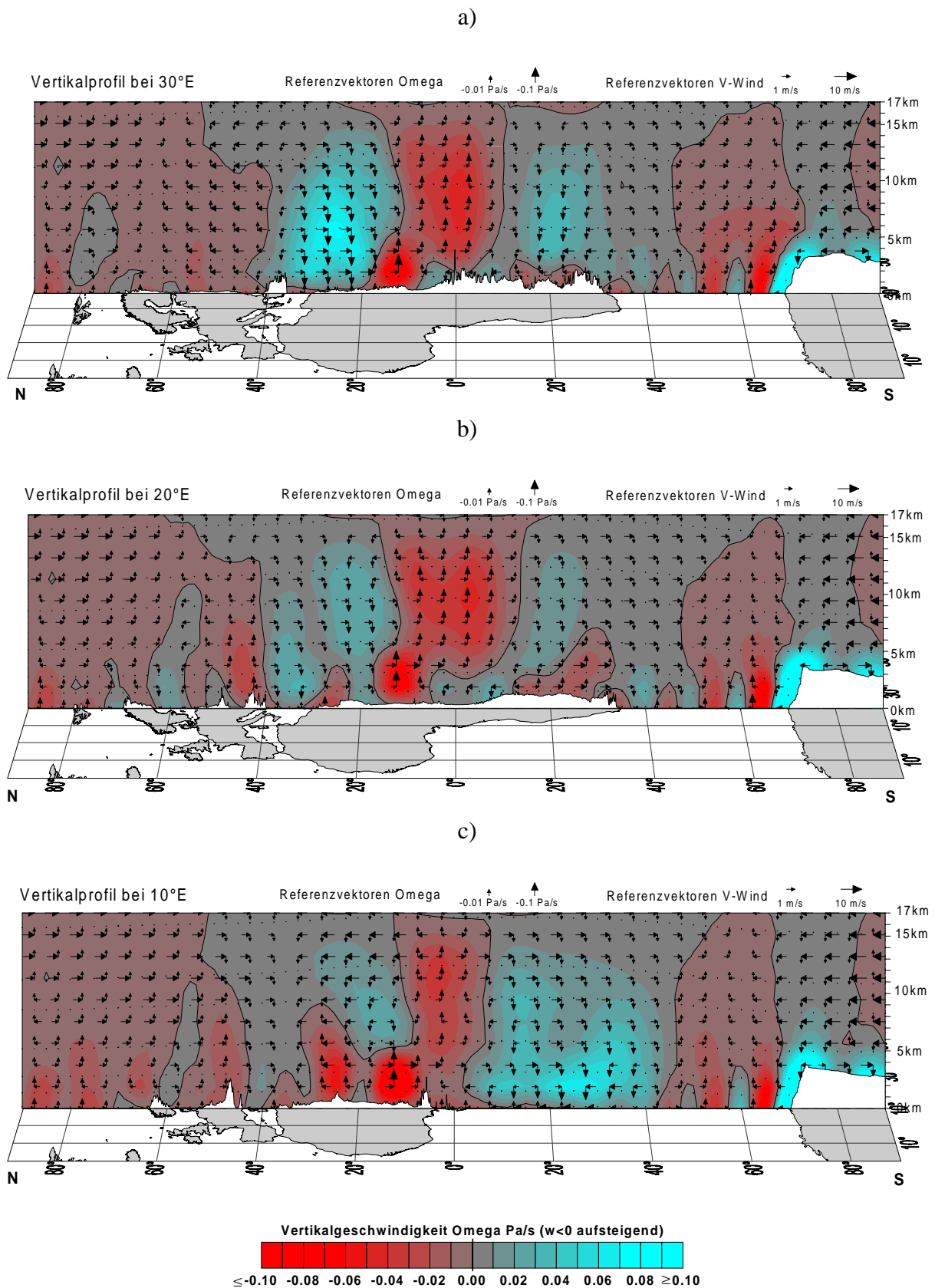


Abbildung 2.9: Langjähriges Monatsmittel April 1949-1998 der Vertikalgeschwindigkeit Omega (Pa/s) und Meridionalwindkomponente V (m/s) im Vertikalschnitt bei a) 30°E, b) 20°E und c) 10°E. Farbkonturen und Vertikalvektoren für Omega in Pa/s ($\omega < 0$ aufsteigend), Horizontalvektoren für V-Wind in m/s.

nal flow field shows the effect of the Hadley and Ferrel cells at 30°E and their absence at 10°E.” (TYSON, 1986, S. 190). Jedoch lassen auch hier die bodennahen Südströmungskomponenten im östlichen Randbereich des Südatlantikhochs, die Aufstiegsbewegungen nahe des Äquators, die mittel- und hochtroposphärischen Nordkomponenten sowie die südliche Absinkbewegung in der Hochdruckzone eine - wenngleich auch schwache - Zirkulationsstruktur im Sinne der Hadleyzirkulation erkennen. Bemerkenswerterweise kommt LINDESAY (1998) für Januar-März anhand von Mittelwerten der Jahre 1958-87 für 10°E und 30°E aufgrund dieser Konfiguration sogar zu einem genau gegenteiligen Befund wie TYSON: “The dominance of southerly flow around the eastern flank of the South Atlantic high pressure cell in the lower troposphere appears to enhance the mean Hadley Circulation at these longitudes, with equatorward flow below and poleward flow above. Over the eastern parts of the region the opposite is true: there northerly airflow around the western side of the anticyclone in the Indian Ocean serves to diminish the mean hemispheric Hadley Circulation ...” (LINDESAY, 1998, S. 15). In gleicher Weise argumentieren TYSON & PRESTON-WHITE (2000, S. 161) und D’ABRETON & LINESAY (1993). Auf Grundlage der in Abbildung 2.7 bis 2.9 einzelmonatlich aufgelösten Reanalysedaten kann unter Hinzuziehen der Vertikalgeschwindigkeit hier keinem der beiden Autoren vollständig - am ehesten jedoch noch LINDESAY (1998) - zugestimmt werden: Während eine Störung der südlichen Hadleyzirkulation im Osten festzustellen ist, wird die westliche Hadley-Zirkulation durch die oberflächennahe Südströmung auf der Ostseite des Südatlantikhochs gestützt. Dieser Südströmungsast erscheint - bei nur geringer Vertikalmächtigkeit und Intensität - jedoch kaum als wesentliches Antriebsmoment.

Während im Bereich vor der Westküste des äquatorialen und südhemisphärischen Afrikas im Wesentlichen lediglich Intensitätsänderungen den jahreszeitlichen Verlauf kennzeichnen und sowohl die äquatoriale Aufstiegszone als auch die subtropisch-randtropische Abstiegszone (Ostflanke des Südatlantikhochs) in ihrer Breitenkreisposition mehr oder weniger verharren, sind im Zentrum bzw. im kontinentalen Ostküstenbereich weitaus stärkere Verschiebungen festzustellen. Bei einer Zweiteilung des Bereiches stärkster Aufstiegsbewegungen, dessen niedertroposphärischer nördlicher Ast in seiner Position nördlich des Äquators verbleibt, pendelt der südliche niedertroposphärische Ast sowie die mittel- und hochtroposphärische Aufstiegszone sonnenstandsbedingt im Hochsommer nach Süden aus, wobei das mitteltroposphärische Zentrum stärkster Konvektion im Januar und Februar ca. 15°S erreicht. Zudem kann sich über dem Höhenzug der Drakensberge im Bereich der südlichen Ostküste ein Konvektionsschlot bis in den März hinein isoliert vom Hauptaszendenzgebiet etablieren. Möglicherweise kann dieser als Störfaktor bezüglich der Hadleyzirkulation wirken. Stärkste Ausprägung erfährt insgesamt die nördliche Hadleyzelle über

Ostafrika, in welcher hochtroposphärische Südströmung (Ausnahmen im November und April), Deszendenz über Nordostafrika, niedertroposphärische Nordströmung und innertropische Konvektion integriert sind.

2.4 Meeresoberflächentemperaturen

Abbildung 2.10 gibt die langjährigen (1950-1998) Monatsmittelwerte der Meeresoberflächentemperaturen (SST) der Sommermonate Oktober bis Januar sowie für April wieder. Deutlich sichtbar sind die longitudinal asymmetrischen Temperaturverhältnisse der südhemisphärischen Ozeanbecken mit den Kaltwasserzungen des Humboldt-, Benguela- und Westaustralienstroms jeweils im Osten und den südwärts vorstoßenden Warmwasserströmen des Brasilien-, Agulhas- und Ostaustralienstroms im Westen der Ozeane. Die Stützung der Kaltwasserzungen erfolgt hierbei durch die Südströmung auf der Ostseite der quasipermanenten Subtropenhochs sowie durch ablandige Windströmungen im Nordosten der Hochs und daraus resultierenden Aufquellerscheinungen. An der Westküste des südhemisphärischen Afrikas stößt der relativ schwach ausgeprägte nördliche Angolastrom aus dem Golf von Guinea gegen den Bereich der Benguela-Aufquellzone als Warmwasserzunge vor, bleibt jedoch in seiner Auswirkung auf die SST-Verteilung beschränkt. In der Kapregion ist die sog. "Agulhas Retroflection" ausgeprägt, der Bereich des von Nord- auf Westrichtung drehenden Ausläufers des Agulhasstroms, der hier schließlich in die außertropische Westwinddrift mit einbezogen wird.

Anhand der in Abbildung 2.10 hervorgehobenen 27°C Isotherme, deren Überschreiten als Entstehungsvoraussetzung für tropische Zyklonen gilt (MC GREGOR & NIEUWOLT, 1998, S. 153), lässt sich der SST-Jahresgang im Bereich des südhemisphärischen Afrikas gut verfolgen. Zwischen Oktober und Januar ist die rasche Südverlagerung der 27°C Isotherme sowohl im Ostatlantik (bis ca. 10°S) als auch - hier weitaus stärker bis zur Südspitze Madagaskars - im Westindik zu beobachten. Starke großflächige jahreszeitliche Veränderungen finden im westlichen Indischen Ozean mit der monsonalen Umstellung im Bereich des Somalstroms am Horn von Afrika im südhemisphärischen Frühjahr statt. Im weiteren Verlauf des Südsommers hingegen sind kaum mehr größere Veränderungen zu beobachten.

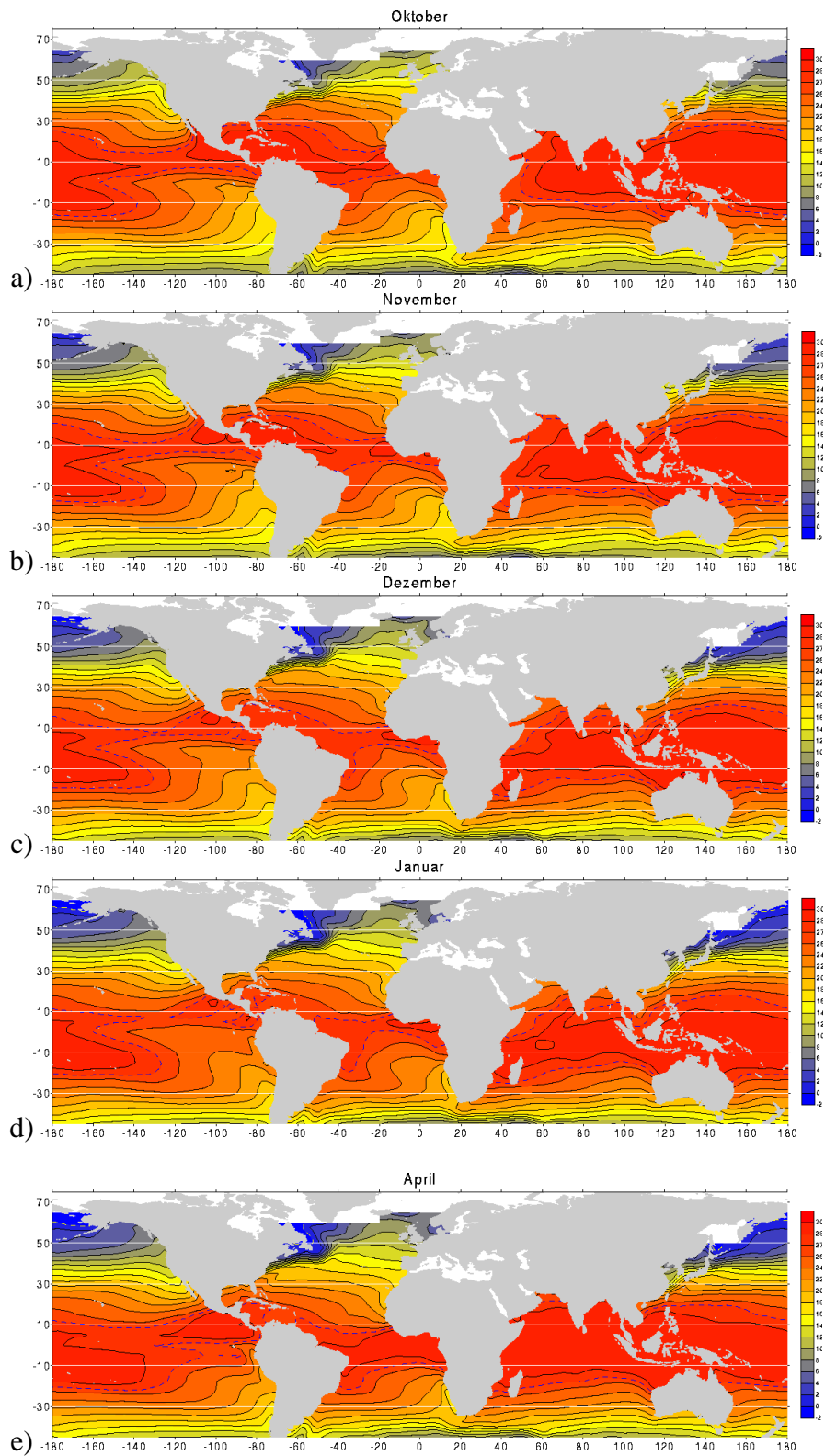


Abbildung 2.10: Langjährige (1950-1998) Monatsmittel der Meeresoberflächentemperaturen in °C für Oktober bis Januar (a bis d) und für April (e). Blaue unterbrochene Linie 27°C, Konturintervall 1°C.

2.5 Walkerzirkulation und ENSO

Schon in Kapitel 1 wurde die bedeutende Rolle des El Niño/Southern Oscillation-Systems (ENSO) in Hinsicht auf Telekonnektionen globalen Maßstabs, aber auch für den Niederschlag im südlichen Afrika angesprochen. Eine ausführliche Behandlung des Erkenntnisstandes zu Prozessen und Telekonnektionen des ENSO-Systems erfolgt in Kapitel 3. Im Rahmen der hier vorgenommenen Beschreibung der klimatologischen Normalzustände werden (u.a. anhand des in dieser Arbeit verwendeten Datenmaterials) die Grundzüge der hierbei involvierten äquatorialen Zonalzirkulation (sog. Walkerzirkulation) vorgestellt.

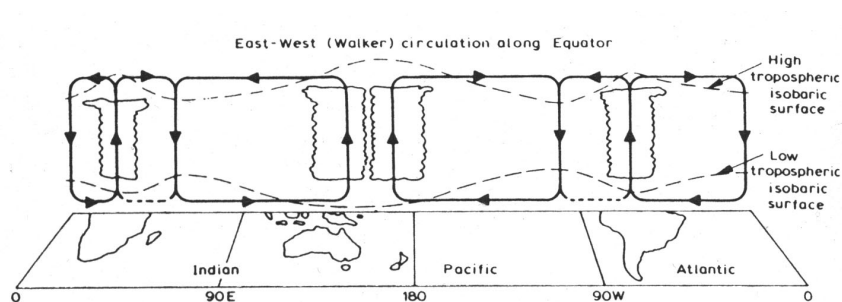


Abbildung 2.11: Schematische Illustration der äquatorialen Walker-Zirkulation (aus YARNAL & KILADIS, 1985, orig. aus Streten und Zillmann, 1984).

Das Konzept der Walkerzirkulation beschreibt modellhaft die großskalige räumliche Organisation von äquatorialen Konvektionszonen (über Südamerika, Afrika und dem sog. 'maritimen Kontinent' im indonesischen Sektor), Absinkzonen über den Ozeanen sowie hoch- und niedertroposphärischen zonalen Ausgleichsströmungen in sog. Walkerzellen, wie sie z.B. in Abbildung 2.11 schematisch skizziert werden.

Grundzustand der Walkerzirkulation

Abbildung 2.12 zeigt die ENSO-abhängige äquatoriale Zonalzirkulation wie sie sich in den Rohdaten der NCEP/NCAR-Reanalyse für den Saisonabschnitt Dezember-Januar darstellt. Stärkste Aufstiegsbewegungen sind bei Ausschluss von El-Niño-Ereignissen (2.12a) über dem maritimen Kontinent festzustellen. Diese Konvektionszone erstreckt sich dabei westlich bis weit über den Indischen Ozean sowie östlich bis in den Zentralpazifik. Über dem südamerikanischen und afrikanischen Kontinent bilden sich zwei weitere, jedoch weitgehend auf die Landflächen begrenzte Aufstiegszonen aus. Stärkste Absinkbewegungen ergeben sich über dem Ostpazifik.

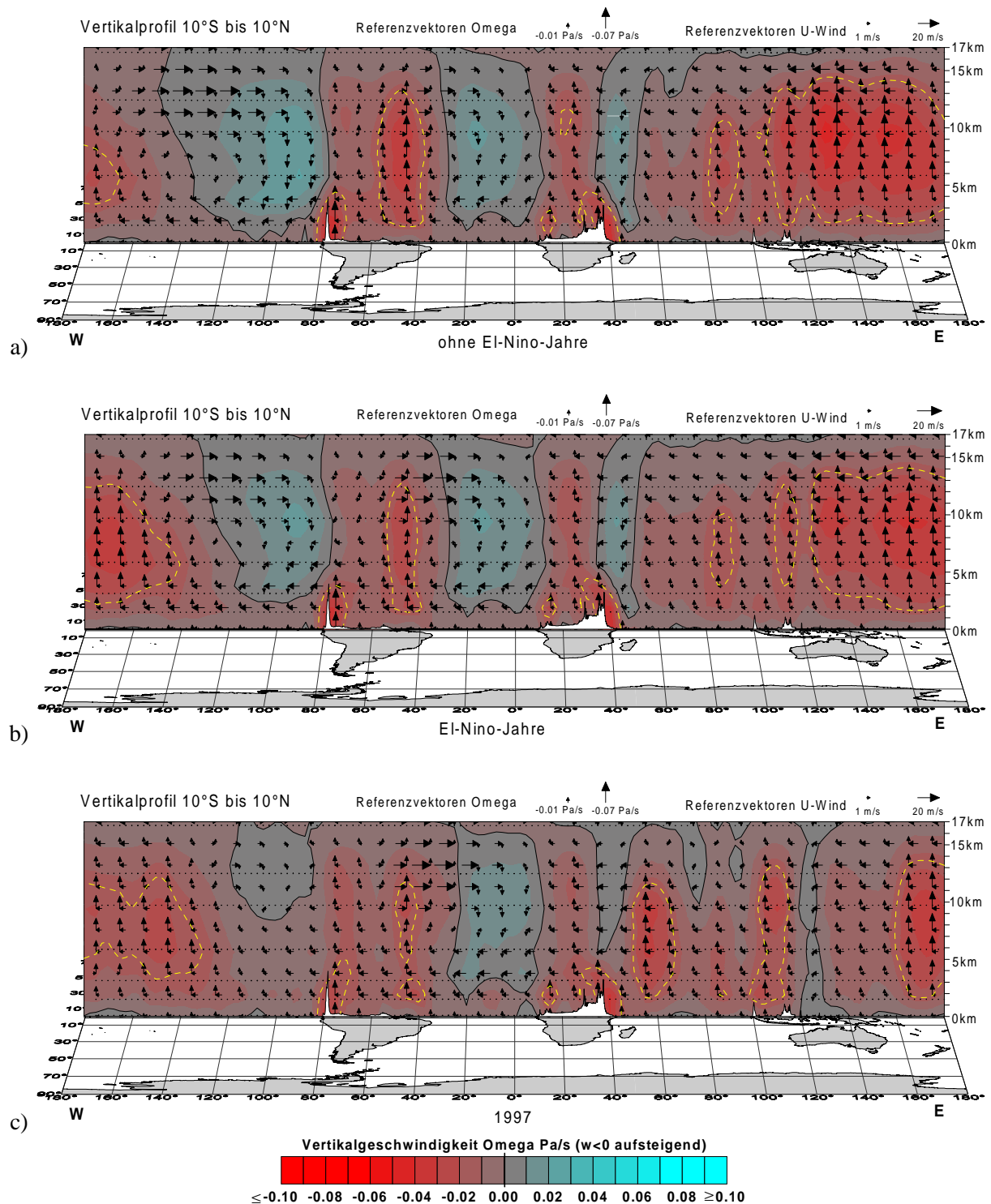


Abbildung 2.12: Konfiguration der Walkercirkulation:

Dezember-Februar-Mittelwerte der Vertikalgeschwindigkeit Omega (Pa/s) und Zonalwindkomponente U (m/s) zwischen 10°S und 10°N im Vertikalprofil.

a) langjähriger Mittelwert ohne El-Niño-Jahre (siehe b);

b) Mittelwert der El-Niño-Jahre 1951, -53, -57, -63, -65, -69, -72, -76, -82, -86, -91, -97;

c) Mittelwert des El-Niño-Jahres 1997.

Farbkonturen und Vertikalvektoren für Omega in Pa/s ($\omega < 0$ aufsteigend), Horizontalvektoren für U-Wind in m/s. Gelbe Linie für $\omega = -0.025$.

Weiterhin sind der Atlantische Ozean sowie der westliche Indische Ozean bzw. der afrikanische Ostküstenbereich von absinkenden Luftmassen überlagert. Mit der bodennahen Ostströmung und der hochtroposphärischen Westströmung über dem Pazifischen Ozean ergibt sich somit die stärkste Walkerzelle zwischen West- und Ostpazifik (bei YARNAL & KILADIS (1985) als östlicher Zweig der Pazifischen Walkerzirkulation bezeichnet). Östlich davon schließt sich eine Zelle zwischen Ostpazifik und dem amerikanischen Kontinent an, welche jedoch mit den bodennahen Ostwinden (auch im Höhengniveau des Kordillerenmassivs) keinen geschlossenen Kreislauf darstellt. Wiederum geschlossen dagegen stellt sich die daran anschließende relativ kräftige Walkerzelle über dem westlichen Atlantik dar. HASTENRATH (2001) untersuchte speziell die Zonalzirkulationszelle über dem äquatorialen Atlantik mit dem auch hier verwendeten Datensatz der NCEP/NCAR-Reanalyse und konnte - abgesehen von einigen Unstimmigkeiten insbesondere im südhemisphärischen Herbst (April) - den ganzjährigen Zusammenhang zwischen Zonalzirkulation in hohen und niederen Troposphärenschichten sowie Absinkbewegungen im Osten und Aufstiegsbewegungen im Westen des Atlantiks für das Frühjahr (Oktober) aufzeigen. Die stärkste Ausprägung dieser Zelle wurde hier für den Südsommer (Januar) festgestellt. Schwächer und kleinräumiger ausgeprägt dagegen sind die allgemein durch die tropische Ostströmung dominierten Abschnitte der Walkerzirkulation über dem afrikanischen Kontinent. So kann hier die Vorstellung gewonnen werden, dass sich die den afrikanischen Kontinent flankierenden Absinkzonen primär aus der atlantischen Zelle im Westen und der Walkerzelle des Indischen Ozeans (westlicher Zweig der Pazifischen Walkerzirkulation bei YARNAL & KILADIS, 1985) im Osten ergeben, während die Aufstiegszone über dem afrikanischen Kontinent lediglich eine Trennung beider Abstiegszonen voneinander bewirkt, ohne einen initial auslösenden Faktor darzustellen, welcher für sich auch eine subsequeunte Umstellung der Zonalkomponenten des horizontalen Strömungsfeldes bewirken kann. Weiter südlich (nicht gezeigt) nimmt zwar die Vertikalgeschwindigkeit über dem afrikanischen Kontinent zu, jedoch bleibt auch hier die Zonalkomponente des Horizontalwindfeldes von der tropischen Ostströmung dominiert. Als weitere Veränderung bei ca. 5-10°S stellen sich über dem Indischen Ozean westliche Zonalwindkomponenten im oberflächennahen Windfeld ein, welche - im Gegensatz zu den bei 0°Breite noch von den Nordostmonsunalen Winden dominierten Oberflächenströmungen (vgl. Abb. 2.3) - nun das Bild eines geschlossenen Zirkulationskreislaufes der Walkerzelle über dem Indischen Ozean ergeben.

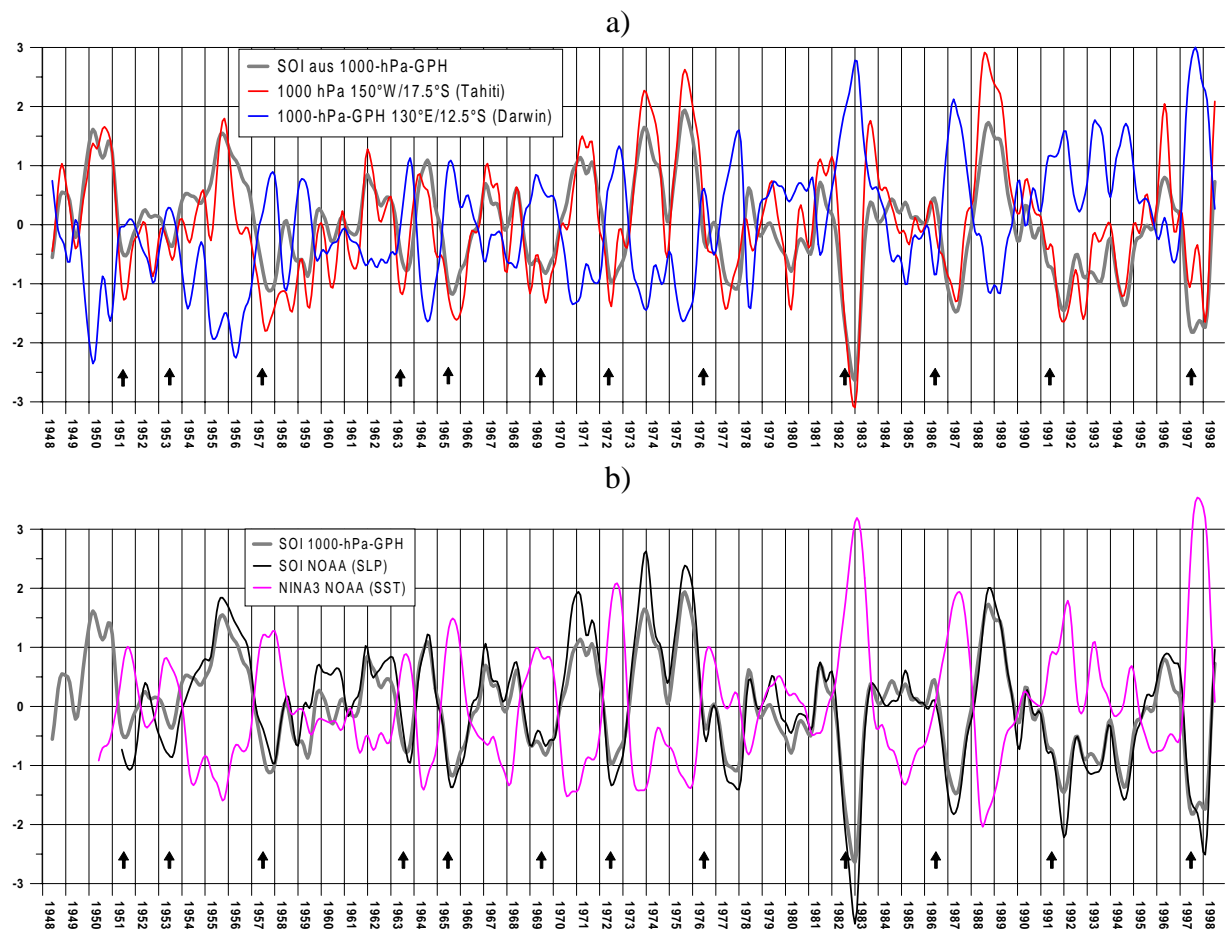


Abbildung 2.13: Zeitreihen zur Kennzeichnung des ENSO-Systems:

a) Saisonbereinigte, tiefpassgefilterte (11-jähriger Gaussfilter) und normalisierte Zeitreihen der Luftdruckschwankungen (1000 hPa Geopotential) bei Tahiti (rot) und Darwin (blau) sowie tiefpassgefilterte und normalisierte Differenz der Geopotentialanomalien bei Tahiti und Darwin als Southern Oscillation Index (SOI) auf Grundlage der NCEP/NCAR Reanalysedaten (grau).

b) Zeitreihen des SOI aus Abbildung a) (grau), des SOI aus SLP-Daten (schwarz, Quelle NOAA) sowie des NINA3-Index (violett, Quelle NOAA).

Pfeile kennzeichnen El-Niño-Jahre nach BARRY & CARLETON (2001).

El-Niño- oder Warmereignisse

Als Warmereignisse des ENSO-Systems (sog. El-Niño-Ereignisse) werden Phasen anomal hoher Meeresoberflächentemperaturen im östlichen Pazifik bezeichnet. Diese sind über Wechselwirkungen zwischen SST- und Zirkulationsvariabilität (siehe nachfolgendes Kapitel 3) eng mit der Walkerzirkulation gekoppelt. Zur Beschreibung des Zustandes des atmosphärischen Teils dieses Kopplungssystems - der Southern Oscillation (SO) - wird als Index die Differenz der standardisierten Luftdruckzeitreihen bei Papeete auf Tahiti im zentralen Pazifik und bei Darwin (Nordau-

stralien) verwendet und als 'Southern Oscillation Index' (SOI) bezeichnet. Der Begriff 'Southern Oscillation' beschreibt hierbei das Oszillieren von Luftdruckanomalien zwischen Zentralpazifik und indonesisch-australischem Sektor. Abbildung 2.13 zeigt die geglätteten Anomaliezeitreihen im Vergleich zwischen dem hier verwendeten Datensatz (1000 hPa Geopotential) und einem von NOAA (National Oceanic & Atmospheric Administration, USA) aus SLP-Daten (engl.: 'Sea Level Pressure') erstellten Index sowie den sog. 'NINO3'-Index (Datenquelle: NOAA), der den Erwärmungszustand im Zentral- bis Ostpazifik (5°N - 5°S / 150°E - 90°W) widerspiegelt. Als El-Niño-Jahre werden hierbei diejenigen Jahre definiert, in deren Verlauf sich eine mehrmonatig anhaltende Erwärmung der Meeresoberflächentemperaturen im Ost- und Zentralpazifik entwickelt (vgl. NINO3-Index in Abb. 2.13b), die zumeist im Zeitraum des südhemisphärischen Hochsommers des ausgehenden Jahres ihren Höhepunkt erreicht und mit Veränderungen in der Walkerzirkulation einhergeht.

Die stärksten Unterschiede in der Walkerzirkulation zwischen Jahren mit Warmereignissen des ENSO-Systems und Jahren ohne El-Niño-Anomalien treten in der Zirkulationszelle des Pazifiks auf. Abbildung 2.12b zeigt hierzu den Mittelwert der zwölf nach BARRY & CARLETON (2001) selektierten El-Niño-Jahre, während Abbildung 2.12c den Einzelfall 1997 wiedergibt, welcher (im Gegensatz z.B. zu 1982) kräftige Signale bei mittelwertstypischer Anomaliekonfiguration aufweist. Hierbei schwächen sich die kräftigen Aufstiegsbewegungen über dem indonesischen Sektor ab und verlagern sich nach Osten. Im Jahr 1997 sind hier sogar Abstiegsbewegungen realisiert. Ebenfalls abgeschwächt stellt sich der östliche absinkende Ast der pazifischen Walkerzelle und weiter Richtung Osten die Ausprägung der atlantischen Zelle dar. Über dem westlichen Indischen Ozean und der ostafrikanischen Küste sind die Absinkbewegungen reduziert. Einhergehend können sich die Aufstiegtendenzen über dem westlichen zentralen Indischen Ozean verstärken. Über dem afrikanischen Kontinent sind die Konvektionsbewegungen reduziert.

Vor dem Hintergrund der oben umrissenen regelmäßigen jahreszeitlichen Schwankungen im Klimasystem führen interannuell wirksame Zusammenhangsprozesse - wie das eben angesprochene ENSO-System - zu mehr oder minder relevanten Anomalien bezüglich der langjährigen Mittelwerte, die im Falle des Niederschlags im südhemisphärischen Afrika erhebliche Bedeutung aufweisen.

Kapitel 3

Zusammenfassung relevanter Forschungsergebnisse

Der Themenkomplex des globalen Klimawandels führte in den letzten Jahren zu einer Zunahme der Publikationen auf dem Gebiet der Telekonnectionsforschung. Nicht zuletzt auch aufgrund der wachsenden Verfügbarkeit globaler bzw. ausreichend langer Datensätze in hinreichender Qualität und dem verstärkten Einsatz numerisch-physikalischer Klimamodellierung in globalem Maßstab werden klimatische Zusammenhänge zwischen weit entfernten Gebieten zunehmend thematisiert.

Mittlerweile ist die Literatur zu dem Gesamtthemenkomplex “Telekonnectionen und Afrika” nahezu unüberschaubar geworden.¹ Um einen Überblick über relevante Arbeiten zum Thema dieses Projekts zu erlangen, wird deshalb eine Auswahl zu zwei enger eingegrenzten Teilkomplexen vorgenommen. Zunächst erfolgt ein Abriss grundlegender Erkenntnisse, welche Telekonnectionen im Druck- und SST-Feld auf globaler bzw. hemisphärischer Skala betreffen, anschließend eine Übersicht der wichtigsten Ergebnisse zur Telekonnektivität des Niederschlags im südhemisphärischen Afrika.

¹Eine stets aktualisierte Publikationsliste wird durch CLIVAR Africa unterhalten. <http://www.clivar.org/science/vacs_pubs.htm>

3.1 Zirkulations- und SST-interne Telekonnektionen

3.1.1 ENSO und tropische Telekonnektionen

Das schon in Kapitel 2 beschriebene El Niño / Southern Oscillation (ENSO)-System stellt im globalen Maßstab einen der wichtigsten interannuellen Variabilitätsmodi der Troposphäre dar (TRENBERTH, 1991, S. 13) und ist in besonderem Maße auch für die Telekonnektionen des südlichen Afrikas relevant. Es handelt sich hierbei um gegenläufige Zusammenhänge zwischen troposphärischer und ozeanischer Variabilität zwischen Indonesien und Westpazifik auf der einen und tropischem Zentral- und Ostpazifik auf der anderen Seite. Hierbei ist zu unterscheiden zwischen der atmosphärischen Komponente des Systems, welche sich insbesondere in einem Ost-West-Dipol der oberflächennahen Druckanomalien - der Southern Oscillation (SO) - äußert - oft mithilfe der Luftdruckdifferenz zwischen Darwin in Nordaustralien und Tahiti als Index SOI (Southern Oscillation Index) beschrieben - und der ozeanischen Komponente, welche sich u.a. in gegenläufigen Meeresoberflächentemperaturen zwischen Ost- bzw. Zentral- und Westpazifik zeigt. Ein in diesem System integriertes Phänomen sind die - als El-Niño-Ereignisse bekannten - Erwärmungsanomalien im Ost- und Zentralpazifik (s.o. Kap. 2, Abb. 2.13, S. 31). Hierbei hat der Begriff *El Niño* einen Bedeutungswandel vom ursprünglich lokal auf die südamerikanische Westküste begrenzten Phänomen der - oft nur schwachen - alljährlichen Erwärmung um die Weihnachtszeit - daher der Name *El Niño* als Synonym für *Christkind* - erfahren, hin zu der Bezeichnung der in meist mehrjährigem Abstand auftretenden kräftigen Erwärmungen des gesamten tropischen Ozeangebietes des Ost- und Zentralpazifiks (TRENBERTH, 1991, S.17).

3.1.1.1 ENSO-Zyklus

Im Verlauf der großräumigen Erwärmungserscheinungen im Ost- und Zentralpazifik kann ein relativ regelmäßiger Entwicklungsablauf beobachtet werden, der allgemein als ENSO-Zyklus bezeichnet wird. Eine durch RASMUSSEN & CARPENTER (1982) eingeführte Konvention zur Benennung der Teilabschnitte dieses Zyklus wurde von vielen Autoren übernommen bzw. als Bezugsbasis zitiert (KILADIS & DIAZ, 1989; ROPELEWSKI & HALPERT, 1989; NICHOLSON, 1997a; RICHARD et al., 2000) und kann mittlerweile als Standardnomenklatur bezeichnet werden. Dieser idealisierte Zyklus umfasst 24 Monate beginnend mit dem Juli des Jahres vor dem eigentlichen Erwärmungsereignis im Pazifik (gekennzeichnet als Jahr -1) und abschließend mit dem Juni des Jahres nach der Erwärmung (+1). Im Jahr 0 findet die eigentliche Erwärmungsphase der Meeresoberfläche sowie der Wechsel von positiven Werten des SOI zu negativen Werten

statt (Druckabnahme im Zentral- und Ostpazifik sowie Druckzunahme im indonesischen Sektor). Nach RASMUSSEN & CARPENTER (1982) können verschiedene SST-bezogene Phasen des Zyklus benannt werden: 1.) die "peak phase" von März bis Mai im Jahr 0 mit Erwärmung vor der Westküste Südamerikas ("peak" bezieht sich hier allein auf das Gebiet direkt vor der Südamerikanischen Küste, nicht auf das zentralpazifische Becken), 2.) die "transition phase" zwischen August bis Oktober im Jahr 0 mit der Wanderung der Warmanomalie von der Küstenregion in den zentralpazifischen Bereich, 3.) die "mature phase" als Reifestadium zwischen Dezember im Jahr 0 und Februar im Jahr +1, in dem die Warmanomalie im tropischen Zentralpazifik voll entwickelt ist, und 4.) die "demise phase" als Phase der Rückkehr der SSTs zu klimatologischen Normalverhältnissen zwischen März und Mai des Jahres +1 (TRENBERTH, 1991).

3.1.1.2 SST-Gradient und Walkerzirkulation

Schon bei der vereinfachten Beleuchtung der Prozesse zur Aufrechterhaltung des klimatologischen Normalzustandes im tropisch-pazifischen Raum lässt sich weder eine strikte Trennung zwischen ozeanischen und atmosphärischen Systemkomponenten aufrechterhalten, noch eine Einordnung der verschiedenen Teilprozesse in eine Kausalitätskette mit fest bestimmbarer Richtung - also eine Trennung von Ursache und Wirkung - durchführen. Im klimatologischen Mittel herrscht in Bodennähe entlang des Äquators ein transpazifisches Druckgefälle mit relativem Hochdruck im ostpazifischen und Tiefdruck im westpazifischen und indonesischen Raum vor. Hiermit einhergehend zeigt sich ein ozeanisches Temperaturgefälle mit warmen Oberflächentemperaturen im Westen - durch die enge Land-See-Verzahnung im Indo-Malayischen Archipel begünstigt - und für diese Breitenlage ungewöhnlich kühlen Oberflächenwässern im Osten - welche schon allein im Horizontalströmungsfeld durch den südlichen Humboldtstrom mit der Advektion subantarktischer Wässer gestützt werden (vgl. Abbildung 2.10 S.27). Eine weitere Prozesskomponente, die zur Aufrechterhaltung des Temperaturgradienten führt, ist die Förderung von Aufquellenden kalter Tiefenwässer an der südamerikanischen Küste durch die tropische östliche Windströmung, welche mittels Windstress die äquatorialen östlichen Ozeanströmungen antreibt und somit als Ausgleichsstrom, der den Massenverlust kompensiert, den Aufstieg kalter Tiefenwässer anregt. Zusätzlich werden schon wenige Breitengrade abseits des Äquators Corioliskomponenten im Kräftefeld der äquatorialen ozeanischen Strömung wirksam, welche eine Auslenkung in Richtung Pol der jeweiligen Hemisphäre verursachen, womit direkt in Äquatornähe - nun auch in größerer longitudinaler Entfernung von der südamerikanischen Küste - Aufquellenden und somit Abkühlungserscheinungen gefördert werden (CANE, 1991). SST-Anomalien stellen jedoch nur einen von mehreren Aspekten bzw. Ausdrucksformen des

ozeanischen Zirkulationsgeschehens dar, auch wenn sie am meisten Beachtung erfahren, da die Variation der Meeresoberflächentemperaturen relativ einfach zu beobachten ist und sie - hauptsächlich als Einflussgröße des latenten Wärmestroms - das maßgebliche Verbindungsglied zwischen Ozean- und Atmosphärenvariabilität darstellen. Weitere ozeanische Variablen sind die Höhe des Meeresspiegels sowie die Tiefenlage der Thermokline, jener Ozeanschicht, in der der vertikale Temperaturgradient zwischen warmen Oberflächenwässern und kühlem Tiefenwasser (oft 10°C und mehr) sich auf wenige (5-10) Dekameter in der sog. Sprungschicht konzentriert. Im klimatischen Normalzustand liegt der Meeresspiegel im Westpazifik höher sowie die Thermokline tiefer als im Ostpazifik. Hierbei herrscht die Vorstellung einer Kumulation warmen Oberflächenwassers durch den mittleren Winddruck der tropischen Ostwindströmung vor, welche im Westen sowohl den Meeresspiegel anhebt als auch die Absenkung der Thermokline bedingt. Der gegensätzliche Effekt resultiert für Ost- und Zentralpazifik.

Als Konsequenz für den atmosphärischen Normalzustand ergibt sich eine longitudinal ungleichgewichtige Verteilung der tropischen Vertikalbewegungen in der Troposphäre. Diese werden durch die erhöhte Bereitstellung sensibler, aber hauptsächlich latenter Wärme im Westen gefördert, was oberflächennahe Luftdruckabsenkung sowie eine Aufwölbung der Isobarenfläche in der Höhe zur Folge hat, im Ost- und Zentralpazifik aber erheblich geschwächt, so dass sich hier Absinkbewegungen und oberflächennahe Druckerhöhung sowie hochtroposphärische Absenkungen der Flächen gleichen Luftdrucks durchsetzen können. Das hierdurch zwischen beiden SST-Polen installierte Druckgefälle führt - bei äquatornaher Absenz starker Corioliskomponenten, welche direkte Druckausgleichsströmungen erlaubt - in den niederen Troposphärenschichten zur Intensivierung der passatischen tropischen Ostströmung, in der hohen Troposphäre zu westlichen Windströmungen, womit das von BJERKNES (1969) beschriebene Prinzip der äquatorialen pazifischen Walkerzirkulationszelle - ergänzt durch Aufstiegsbewegung im Westen und Absinkbewegung im Osten - umrissen ist. Intensivierte niedertroposphärische Ostströmung jedoch führt ihrerseits wieder - durch Aufquellenden im Osten und Wärme- und Luftfeuchtetransport nach Westen - zu einer Verstärkung des ozeanischen Temperaturgradienten, womit ein System selbstverstärkender positiver Rückkopplung beschrieben ist, welches keine Trennung von Ursache und Wirkung ermöglicht. Andererseits führt eine Abschwächung des SST-Gradienten zur Abschwächung der niedertroposphärischen Ostströmung, womit kurzgefasst die positive Rückkopplung nun in ihrem selbstabschwächenden Zustand realisiert ist. Beide Zustände des gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Systems - sowohl die zuletzt angesprochene Reduktion der Gradienten, welche bei Warmereignissen oder El-Niño-Phasen ihren Höhepunkt erreicht, als auch die Erhöhung der Gradienten (bei kräftiger Ausprägung als Pendant zu *El Niño* mit *La-Niña*-Phasen

bezeichnet) - sind instabil. Dieses von BJERKNES schon 1969 aufgestellte Erklärungsmodell hat seine Gültigkeit im Wesentlichen bis heute bewahrt, wurde jedoch um weitere Prozesskomponenten ergänzt, welche insbesondere die Ursachen des Oszillierens zwischen beiden Systemzuständen, also den Wechsel zwischen Gradientverstärkung und Gradientabschwächung, fokussieren.

3.1.1.3 Oszillationsmechanismen

Ohne die wellenphysikalischen Details hier zu sehr zu vertiefen, soll die z.B. bei CANE (1991) zusammengefasste Theorie eines ozeaninternen Oszillatormechanismus kurz umrissen werden. Hierzu muss zwischen relativ schnell ostwärts wandernden äquatorialen Kelvin-Wellen (Pazifikdurchquerung in weniger als 3 Monaten) und langsamer westwärts fortschreitenden, langen Rossbywellen (Pazifikdurchquerung ca. 9 Monate) unterschieden werden, welche an die Wirksamkeit der Corioliskomponente wenige Breitengrade abseits des Äquators gebunden sind. Mit Wellen sind hier nicht Meeresoberflächenwellen gemeint, sondern die Fortpflanzungsarten von Anomalien. Ausgehend von einer Signalquelle im Zonalwindfeld im westlichen und zentralen Pazifischen Ozean pflanzt sich das Anomaliesignal in der oberen Ozeanschicht (mixed layer) - insbesondere als Anomalie der Thermoklinentiefe - in Richtung Osten als Kelvinwelle fort und wird bei Erreichen der Küste Südamerikas als Rossbywelle - nördlich und südlich des Äquators - reflektiert, um zurück in Richtung Westen zu laufen. An der westlichen Grenze des Pazifikbeckens im Bereich Indonesiens, Australiens und Südostasiens folgt ein äquatorwärtiger Transport der Wellenenergie und eine Reflexion in Form von Kelvinwellen wieder in Richtung Osten. Übertragen auf das oben beschriebene selbstverstärkende Ozean-Atmosphären-System des Pazifiks kann somit folgendes Szenario entworfen werden: Eine Reduktion der Ostwindkomponente im West- und Zentralpazifik führt zu Erwärmungsanomalien im Ostpazifik. Das Anomaliesignal wird hierbei in Form von Kelvinwellen in der ozeanischen Mischungsschicht nach Osten transportiert und führt zu vermindertem westwärts gerichtetem Transport von Oberflächenwässern und zu einer Absenkung der Thermokline im Osten. Gleichzeitig wird ein Signal reduzierter Thermoklinentiefe in Richtung Westen - in Form von Rossbywellen - emittiert, welches an der Westgrenze des Pazifischen Beckens - in Form von Kelvinwellen - zurück nach Osten reflektiert wird. Dieses Signal reduzierter Thermoklinentiefe steht nun in Konkurrenz zu dem direkt nach Osten ausgesandten Signal verstärkter Thermoklinentiefe und kann unter bestimmten Randbedingungen zu einer Auslöschung des summierten Anomaliesignals und zu einer Umkehr des Anomalievorzeichens führen. Dieser Oszillatormechanismus nach SUAREZ & SCHOPF (1988) und BATTISTI & HIRST (1989) agiert jedoch zunächst auf höherfrequenten

Zeitskalen als der beobachtete unregelmäßige Wechsel zwischen Erwärmungs- und Abkühlungsphasen im Ostpazifik. Erst das Zusammenwirken der o.g. Selbstverstärkungsprozesse mit diesem als Delayed Oscillator bezeichneten Mechanismus sowie weitere Einflüsse können die Erklärungsansätze für das ENSO-System plausibel erscheinen lassen. Eine wichtige Rolle für den Wechsel zwischen Erwärmungs- und Abkühlungsphase spielt hierbei z.B. die Asymmetrie der Reflexionseffizienz für Kelvin bzw. Rossbywellen an Ost- und Westgrenze des Pazifikbeckens, mit höherer Effizienz im Westen als im Osten (CANE, 1991). Weiterhin diskutierte Faktoren, welche als Auslöser von Phasenwechseln im Pazifik fungieren können, sind die mit der Zeit akkumulierten und bei Warmereignissen freigesetzten Wärmemengen des Ozeans sowie sub- und außertropische Einflüsse (TRENBERTH, 1991). WANG et al. (1999) untersuchen insbesondere die SST-Anomalien im Westpazifik und stellen dem Delayed Oscillator einen Western Pacific Oscillator zur Seite. Sie stellen fest, dass in der El-Niño-Hochphase (Dezember) die stärksten positiven SST-Anomalien im äquatorialen Ostpazifik (begleitet von negativen ostpazifischen SLP²- und negativen zentralpazifischen OLR³- und Westwind-Anomalien) einhergehen mit westpazifischen Kaltwasseranomalien nördlich und südlich des Äquators, weniger jedoch am Äquator selbst. Entsprechend zweigeteilt und abseits des Äquators prägen sich auch positive OLR- und positive SLP-Anomaliezentren im Westpazifik aus. Letztere führen zu äquatorwärts konvergierenden Winden über dem äußersten Westpazifik, welche antizyklonal zu Ostwinden ausgelenkt werden. Diese stehen - obwohl von schwächerer Signalamplitude - somit in Konkurrenz zu den bei Warmereignissen festgestellten Westwindanomalien, welche die Erwärmung des Ostpazifiks verursachen, womit ein System negativer Rückkopplung schon allein im äusseren Westpazifik etabliert ist. Die Umkehrung der geschilderten Verhältnisse wird für La-Niña-events angezeigt. Obwohl für die Funktionsweise des ENSO-Systems die Ozean-Atmosphärenkopplung elementar ist, wird das auslösende Moment für die Ozeanerwärmung auch von weiteren Autoren in den Westwindanomalien des Zentralpazifiks gesehen (VECCHI & HARRISON, 2000).

3.1.1.4 ENSO-Telekonnektionen

YARNAL (1985) und YARNAL & KILADIS (1985) geben getrennt nach Außertropen und Tropen einen Überblick über die Telekonnektivität des ENSO-Systems. Als wesentliche Unterscheidung zwischen außertropischer und tropischer Reaktion der Troposphäre auf die ENSO-

²SLP (engl. Sea Level Pressure): auf Meeresniveau reduzierter Luftdruck.

³OLR (engl.: Outgoing Longwave Radiation) bezeichnet die langwellige Erdaustrahlung und wird als indirekter Indikator für hochreichende Bewölkung und damit für verstärkte Konvektionstätigkeit verwendet, welche durch erhöhte Absorption der langwelligen Wärmestrahlung zu reduzierter Emission führt.

Variabilität im tropisch-pazifischen Raum wird der Ausbreitungscharakter der Anomalien betont. Innerhalb der Tropen pflanzt sich das Signal hauptsächlich über die baroklinen Systeme der Walker- und Hadleyzirkulation fort, während die Signalemission in die Außertropen hauptsächlich über barotrope Wellenstrukturen (Rossbywellen) erfolgt. Weitere zusammenfassende Arbeiten finden sich bei GLANTZ et al. (1991) und DIAZ et al. (2001). Bezüglich der ENSO-Telekonnektionen erfolgt hier eine Zusammenfassung der wichtigsten Aspekte zirkulationsdynamischer bzw. thermischer Auswirkungen, während Arbeiten, welche den Niederschlag im südlichen Afrika mit umfassen, nachfolgend in Kapitel 3.2 fokussiert werden.

3.1.1.4.1 Tropische ENSO-Telekonnektionen Als primäre Telekonnektion des ENSO-Systems in der innertropischen atmosphärischen Zirkulation wurde die SLP-Kopplung zwischen indonesischem Sektor und dem zentral- und ostpazifischen Sektor von WALKER & BLISS (1932) als Southern Oscillation (SO) beschrieben und im Kontext der - zunächst von BJERKNES (1969) lediglich auf den Pazifik bezogenen - Walkerzirkulation erklärt. Die direkte Auswirkung der Erwärmungserscheinungen im Zentral- und Ostpazifik auf die atmosphärische Zirkulation ist die Abschwächung und Ostverlagerung der im Normalfall auf das indonesische Gebiet konzentrierten Konvektionsmaxima durch eine Ausdehnung bzw. Ostverschiebung des Hauptquellgebietes latenter Wärme bis in den Zentralpazifik.

Hiermit assoziiert zeigt sich eine Abschwächung des Südpazifikhochs, eine Südverlagerung der ITCZ über dem äquatorialen Pazifik sowie eine Ostverlagerung der südpazifischen Konvergenzzone (South Pacific Convergence Zone, SPCZ), welche sich aus den antizyklonalen Strömungen des Südpazifikhochs (im Westpazifik zu Nordostströmungen ausgelenkt) und eines östlich Australiens regelmäßig ausgeprägten Hochs als Nordwest-Südost gerichtete diagonale Zone hochreichender Konvektion ergibt (vgl. Abb. 3.1). Während die Schnittstelle zwischen ITCZ und der SPCZ normalerweise im äußersten Westen des Pazifiks bzw. bei Indonesien liegt und die Region intensivster Konvektionstätigkeit kennzeichnet, wird somit das Konvektionsmaximum im Falle von Warmereignissen nach Osten verlagert (YARNAL & KILADIS, 1985).

Abseits des Pazifiks schwächen sich mit der reduzierten Konvektionstätigkeit über dem indonesischen Sektor auch die nach Westen anschließenden, als Indik-Walkerzelle (vgl. Abb. 2.11, S. 28) organisierten Zirkulationsäste der Walkerzirkulation ab (YARNAL & KILADIS, 1985).

Östlich an den Pazifik anschließend resultiert eine Verstärkung und Westverlagerung der Walkerzirkulation über dem Atlantik, mit verstärkten Aufstiegstendenzen über dem Zentralpazifik und verstärkten Abstiegstendenzen über dem nördlichen Südamerika, was zu Trockenheitsanomalien in Amazonien und Nordostbrasilien, insbesondere zwischen Oktober im Jahr 0 und Juni

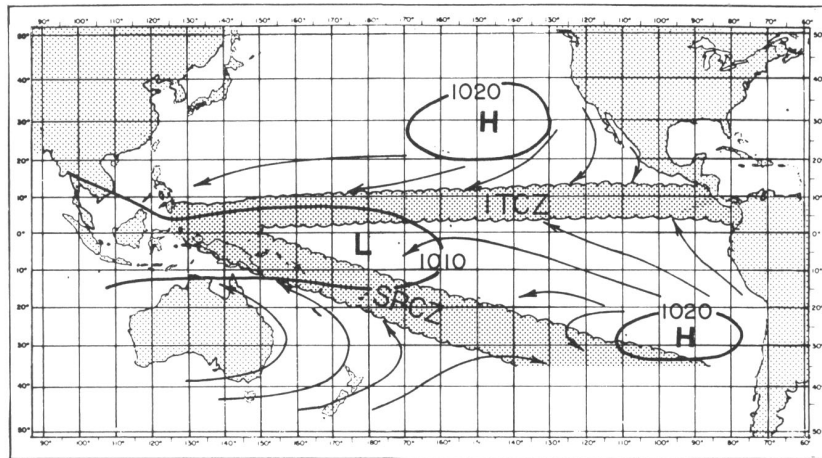


Abbildung 3.1: Schematische Illustration der Konvergenzonen ITCZ und SPCZ sowie der Jahresmittel-SLP- und Oberflächenwindverhältnisse des Pazifiks (aus TRENBERTH, 1991, S. 23).

im Jahr +1 der Warmereignisse, führt. Weiterhin wird eine Verstärkung des Südatlantikhochs mit verstärkten Absinktendenzen in dessen Bereich und somit reduziertem Feuchtegehalt der Luftmassen indiziert, welche durch die oberflächennahe, verstärkte Ostströmung in Richtung südamerikanischer Küste transportiert werden (CHU, 1991; YARNAL & KILADIS 1985). Die gleichzeitig stattfindende Zonalwindanomalie in der höheren Troposphäre über dem atlantisch-äquatorialen und karibischen Sektor - mit ausgeprägten Westwindanomalien - wird zudem - bei dadurch verstärkter Vertikalwindscherung - für reduzierte Häufigkeiten von tropischen Zyklo-nen im Atlantik verantwortlich gemacht (YARNAL & KILADIS, 1985; GRAY & SHEAFFER, 1991).

Als deutlichste Reaktion der innertropischen Troposphäre auf Warmereignisse im Ostpazifik wird eine global umspannende Erwärmung der Troposphäre beschrieben, was in der Anhebung der tropischen 200 hPa-Fläche bzw. einer 1000-200 hPa-Schichtdickenzunahme zwischen 30°S und 30°N resultiert (YARNAL & KILADIS, 1985; KILADIS & DIAZ, 1989; DIAZ et al., 2001; CHIANG & SOBEL, 2002; SOBEL et al., 2002). KILADIS & DIAZ (1989) vermuten hierbei einen stärkeren Einfluss der tropischen Ozeane im Gegensatz zur advektiven Verteilung der Wärmeenergie in der Troposphäre. Für den tropischen Atlantik und Indik werden hier - da Wassermassenadvektion und Erwärmung durch die Atmosphäre selbst als Möglichkeit ausgeschlossen werden - Erwärmungstendenzen durch höheren Strahlungsfluss in den Ozean bei reduzierter Wolkenbedeckung sowie reduzierte Durchmischung der oberen Ozeanschichten bei reduziertem Windstress als mögliche Ursachen vorgeschlagen (KILADIS & DIAZ, 1989, S. 1086 f.). In dreimonatigen Kompositenfeldern weisen die assoziierten positiven SST-Anomalien deutlich-

ste Signale außerhalb des Pazifiks im Dezember-Februar-Mittel (Indik) und im März-Mai (Indik und Atlantik) des Jahres +1 (siehe oben) auf. Ein ähnliches Bild der saisonalen Entwicklung im Indik und Atlantik wird von NICHOLSON (1997a) anhand von SST-Kompositen (auch hier dreimonatig, jedoch zeitversetzt einen Monat später) für ENSO-Warmereignisse aufgezeigt. Im Gegensatz zu dem Erklärungsansatz der tropisch uniform variierenden Temperaturschwankungen durch ozeanische Einflüsse wird bei CHIANG & SOBEL (2002) und SOBEL et al. (2002) eine umgekehrte Kausalkette diskutiert. Die Ausbreitung der Temperaturanomalien in der freien tropischen Atmosphäre wird hier - unter Absenz starker Corioliskomponenten - als direkt und in Zeitskalen unterhalb der Monatsauflösung, ausgehend von Regionen mit stärksten hochreichenden Konvektionserscheinungen, wie sie im Pazifik gegeben sind, in Form von atmosphärischen Kelvinwellen angenommen. In entfernten tropischen Regionen mit ausreichend intensiven Konvektionserscheinungen kann sich demnach dieses Signal bis zur Oberfläche mittels thermodynamischer Effekte durchsetzen, bei denen die Troposphärenschichtung und daraus folgende Konsequenzen für den Wärmefluss zwischen Ozean und der oberflächennahen Durchmischungsschicht in der untersten Troposphäre eine Rolle spielen (CHIANG & SOBEL, 2002).

Während die maßgeblichen Schwankungen des tropischen Atlantik und Indik-SST-Feldes im allgemeinen als ENSO-abhängig angesehen werden, berichten SAJI et al. (1999) von einem ENSO-unabhängigen SST-Dipol-Modus der SST-Variabilität zwischen dem Meeresbereich um Sumatra und dem Westindik. Stärkste Ausprägung erfährt dieses System im Zeitraum September bis Oktober. Die im Mittel westlichen äquatorialen oberflächennahen Winde im Indischen Ozean, welche die Akkumulation warmen Oberflächenwassers im Ostindik fördern, stehen hierbei in Konkurrenz zu den östlichen Passatwinden, welche im Falle von negativen SST-Anomalien im Ostindik und positiven Anomalien im Westindik - als "dipole mode event" bezeichnet - Aufquellbewegungen im Osten und eine Reduktion des Windstresses im Westen verursachen, welche wiederum zu reduzierter Verdunstungskühlung und Erwärmung der Meeresoberfläche führt. Der Anteil des Dipol-Prozesses an der Erklärung der Gesamt-SST-Variabilität im Indischen Ozean wird hier mit ca. 12% (als Varianzerklärungsanteil des zweiten Modus einer EOF-Analyse) angegeben, während der ENSO-Einfluss (erste EOF) bei ca. 30% liegt. Auch für den tropischen Atlantik werden ENSO-unabhängige interne Kopplungen - in Form eines relativ schwachen Nord-Süd-Dipols - aufgezeigt. Dieser Atlantik-Dipol agiert jedoch auf längeren, dekadischen Zeitskalen (FONTAINE et al., 1999) und ist somit für die in der vorliegenden Arbeit fokussierten Jahr-zu-Jahr-Schwankungen von untergeordneter Bedeutung.

3.1.1.4.2 Sub- und außertropische ENSO-Telekonnektionen Als sub- und außertropisches Telekonnektionsmuster des ENSO-Systems ist zunächst die Anregung eines Rossbywellenzuges ausgehend vom zentralen Pazifik in die Nordhemisphäre zu nennen. Die mit Warmereignissen assoziierte Höhendivergenz über dem Zentralpazifik fungiert hierbei als Quelle von Vorticity (Wirbelgröße), welche die Ausbildung von quasistationären Rossbywellen in der Höhenströmung anregt (RASMUSSEN, 1991, S. 326). TRIBBIA (1991) legt anhand der Ergebnisse von HOSKINS & KAROLY (1981) dar, dass auf Grundlage der Strahlungswellentheorie die Wellenemission zunächst in nordöstliche Richtung bevorzugt wird, die weitere Ausbreitungsrichtung dann jedoch entlang einer Großkreisstrecke - zunehmend nach Osten und schließlich in südöstliche Richtung abgelenkt wird. Mit den resultierenden, entlang des Großkreises abwechselnd auftretenden Hoch- und Tiefdruckanomalien im hochtroposphärischen Druckfeld entsteht ein Anomalienmuster, welches von WALLACE & GUTZLER (1981) als Pacific North American Pattern (PNA) beschrieben wurde. Dieses Anomalienmuster besteht in der Verstärkung und Südverlagerung des Aleutentiefs, Hochdruckanomalien über Kanada und Tiefdruckanomalien über Mexiko (DIAZ et al., 2001). Mit dem Export an Drehimpuls nach Norden wird weiterhin die Verstärkung des Nordpazifischen Subtropenjetstreams assoziiert (KILADIS & DIAZ, 1986). Weitere Untersuchungen der Zusammenhänge zwischen PNA-Muster und ENSO - insbesondere die Tatsache, dass sich das PNA-Muster als relativ resistent gegenüber longitudinaler Verlagerung der Vorticityquelle erwies - führten zu Modifikationen im zugrunde liegenden theoretischen Erklärungsansatz, welche hier jedoch nicht näher ausgeführt werden sollen (siehe TRIBBIA, 1991). Als bedeutsam hervorgehoben wird die Eigenschaft kräftig ausgeprägter tropischer Ostströmung, außertropische Rossbywellenemission zu absorbieren, was zum einen die schwächeren Signale in der jeweiligen Sommerhemisphäre mit ihrem höheren Anteil an der tropischen Ostwindzone erklären kann sowie zum anderen ein interhemisphärisches Übertreten von Wellenzügen auf die jeweils andere Hemisphäre unterbindet bzw. die Ausbreitung von Anomaliesignalen mittels Rossbywellen auf die höheren und mittleren Breiten beschränkt (YARNAL, 1985; TRIBBIA, 1991). DIAZ et al. (2001) kennzeichnen die außertropische atmosphärische Reaktion auf ENSO-Warmereignisse - am Beispiel der Korrelationen der Dezember-Februar-Mittelwerte der 500 hPa-Fläche mit einem ENSO-Index - als teilweise symmetrisch bezüglich des Äquators (DIAZ et al., 2001, S. 1850). Nicht explizit ausgeführt, jedoch der zugehörigen Abbildung zu entnehmen sind Tiefdruckanomalien südlich Neuseelands/Australiens, Hochdruckanomalien im Südpazifik (beide etwa auf 55°S), Tiefdruckanomalien im Subtropischen Bereich des Südpazifiks auf ca. 35°S sowie Tiefdruckanomalien im Südatlantik. Die starken jahreszeitlichen Veränderungen der außertropischen Fernkopplungserscheinungen - mit Verstärkung der Muster im jeweiligen Winter der Hemisphä-

re - werden hier auf die saisonalen Schwankungen hauptsächlich der außertropischen Westströmung - nicht auf Schwankungen im tropischen Pazifik selbst - zurückgeführt, was den oben ausgeführten Absorptionseigenschaften der tropischen Ostströmung nicht widerspricht.

3.1.2 Nordhemisphärische Telekonnektionen

Eine grundlegende Arbeit zu Telekonnektionen der nördlichen Hemisphäre legten WALLACE & GUTZLER (1981) vor. Hier wird nicht nur das Konzept der Telekonnektivität (siehe Kapitel 6.2.3) begründet, sondern es werden auch die dominanten Telekonnektionsmuster der winterlichen (Dezember, Januar, Februar 1962 bis 1977) troposphärischen Zirkulation der Außertropen ermittelt. Neben den schon bei WALKER & BLISS (1932) untersuchten Kopplungssystemen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und Nordpazifischen Oszillation (NPO, einem zur NAO analogen Druckdipol zwischen Aleutentief und Nordpazifikhoch), welche sich deutlich im SLP-Feld ausprägen und dem schon oben im Zusammenhang mit ENSO-Telekonnektionen besprochenen Pacific North American Pattern (PNA), werden in der mittleren Troposphäre (500 hPa) weitere räumliche Zusammenhangsmuster festgestellt, deren Aktionszentren in Abbildung 3.2 wiedergegeben werden. Hierbei entspricht das Western Atlantic Pattern (WA) einer westlichen sowie das Eastern Atlantic Pattern (EA) einer östlichen mitteltroposphärischen Variante der NAO, wobei letztere ein zusätzliches, drittes Fernkopplungszentrum über Osteuropa/Westasien zwischen Schwarzem Meer und Kaspischem Meer ausbildet. Über dem Pazifik wird mit dem Western Pacific Pattern (WP) das mitteltroposphärische Pendant der NPO beschrieben. Schließlich wird ein als Eurasian Pattern (EU) bezeichneter dreipoliger Wellenzug mit Aktionszentren im Bereich der Britischen Inseln, über Zentralasien/Westsibirien und über der Ostsibirischen Küste beschrieben. Dieses zeichnet sich weniger durch besonders hohe Maxima der Korrelationsbeiträge zwischen den Zentren aus, als vielmehr durch weitläufigere - dennoch insgesamt starke - Telekonnektionszentren. Hierdurch ergeben sich auch Überschneidungen mit - z.T. untergeordneten und in Abbildung 3.2 nicht dargestellten - Zentren der Telekonnektionssysteme EA, WA, und PNA. Weiterhin wird schon bei WALLACE & GUTZLER (1981) eine "zonally symmetric seesaw" - auch im SLP-Feld ausgeprägt - beschrieben, welche eine generelle, negative Korrelation zwischen hohen und mittleren Breiten der Nordhemisphäre - teilweise unabhängig von NAO und NPO - abbildet. Dieser letztgenannte Zusammenhang zwischen nordhemisphärischen hohen und mittleren Breiten wird bei THOMPSON & WALLACE (1998) als Arctic Oscillation (AO) - die führende Hauptkomponente der winterlichen Nordhemisphäre - näher untersucht. Überschneidungen sowohl mit der NAO als auch mit der NPO werden festgestellt, womit sich diese

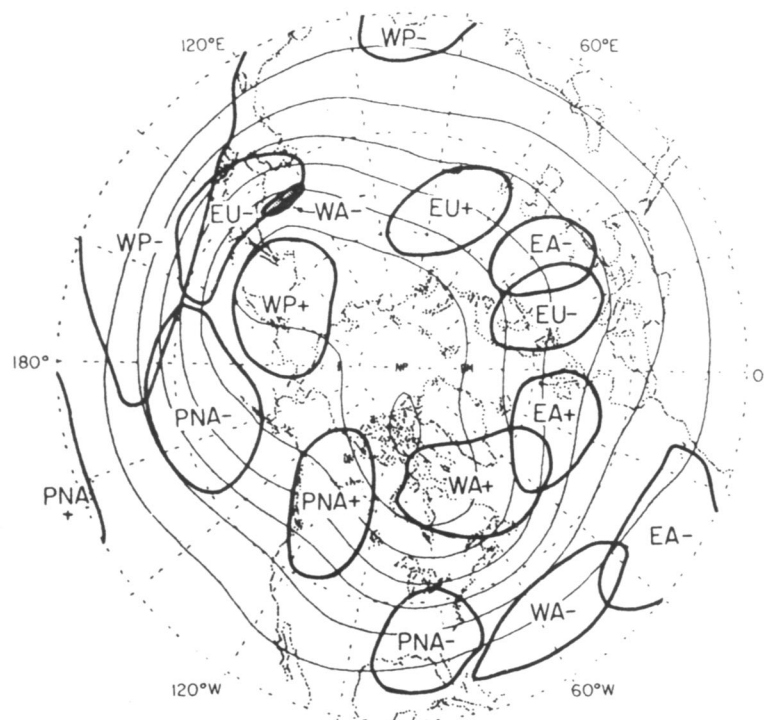


Abbildung 3.2: Aktionszentren nordhemisphärischer Telekonnectionsmuster im Nordwinter im 500 hPa-Niveau (starke Linien: 0.6 Isokorrelaten der Musterindizes mit 500 hPa Geopotentialhöhen GPH, dünne Linien geben den langjährigen GPH-Mittelwert der 500 hPa-Fläche wieder). Kürzel sind im Text erläutert (WALLACE & GUTZLER, 1981, S. 806).

beiden Telekonnectionsmuster als regionale Manifestationen der hemisphärischen AO charakterisieren lassen. BARNSTON & LIVEZEY (1987) legen eine umfangreiche Telekonnectionsanalyse der nordhemisphärischen Zirkulation auf Basis der rotierten Hauptkomponentenanalyse (siehe Kap. 6) vor. Untersucht werden hier 358 Punkte in einem nahezu äquidistanten Gitternetz des 700 hPa-Niveaus. Im Wesentlichen werden hier die Ergebnisse von WALLACE & GUTZLER (1981) bestätigt. Durch den Einsatz der Hauptkomponentenanalyse, welche methodisch der Telekonnectivitätsanalyse nach WALLACE & GUTZLER (1981) als überlegen gekennzeichnet wird (BARNSTON & LIVEZEY, 1987, S.1083 ff.), können jedoch noch weitere grundlegende Telekonnectionsmuster identifiziert werden. Als Beispiel sei hier das sogenannte 'Northern Asian Pattern' (NA) genannt, das Kopplungen der mitteltroposphärischen Druckvariabilität eines im Bereich der Tamyrrhalbinsel gelegenen Zentrums widerspiegelt.

3.1.3 Südhemisphärische Telekonnektionen

MO & WHITE (1985) legen - unter Verwendung der von WALLACE und GUTZLER (1981) dargestellten Methode der Telekonnektivitätsanalyse (siehe Kapitel 6.2.3) - eine Übersicht der im Zeitraum 1972 bis 1980 ausgeprägten Telekonnektionen der Südhemisphäre vor. Für den Winter (Einzelmonate Mai bis September) wird - äquivalent zur nordhemisphärischen AO - eine Negativkorrelation zwischen hohen und mittleren Breiten - anhand zonaler Mittelwerte - festgestellt. Ebenso wird für den Südwinter ein "zonal wavenumber 3 pattern" beschrieben, mit simultanen Hochdruckanomalien (bei Positivphasen eines hierzu konstruierten Index) im Südatlantik ($38^{\circ}\text{S}/15^{\circ}\text{W}$), Südindik ($50^{\circ}\text{S}/95^{\circ}\text{E}$) und Südpazifik ($58^{\circ}\text{S}/150^{\circ}\text{W}$). Für den Südsommer (Einzelmonate November bis März) werden im 500 hPa-Niveau drei Aktionszentren jeweils über den subtropischen Kontinenten der Südhemisphäre festgestellt, welche zonal über ein dreizahliges Wellenmuster durch Positivkorrelationen gekoppelt sind. Zudem werden für jedes der drei subtropischen Zentren meridional gerichtete Negativkorrelationen mit Zentren im Bereich der mittleren Breiten (ca. 55°S) festgestellt, welche als "land ocean seesaws" bezeichnet werden. Ein Gesamtindex, der aus den GPH-Zeitreihen der involvierten Zentren berechnet wurde, wies einen Korrelationskoeffizient von $r=-0.61$ zu dem Tahiti-Darwin-SOI auf. Die Autoren schränken die Aussagekraft hinsichtlich der Stabilität dieses Musters jedoch angesichts des - aufgrund der damaligen Datenlage - sehr kurzen Zeitraums von 8 Jahren ein. Im SLP-Feld wird, neben der SO zwischen Südpazifik und der Region westlich Australiens, eine schwache "seesaw" auf 150°E zwischen Australien und einem südlich hiervon gelegenen Zentrum festgestellt sowie eine Negativkopplung zwischen dem zentralen südlichen Afrika und der Antarktis, welche jedoch aufgrund der unsicheren Datenlage in Zweifel gezogen wird.

3.2 Niederschlagstelektonektivität im südhemisphärischen Afrika

Telekonnektionsanalysen für den Niederschlag im südlichen Afrika fokussieren überwiegend den Einfluss des ENSO-Signals in Süd- und Ostafrika, während sich bezüglich der Einflussfaktoren weitergehende Analysen auf großskalige Untersuchungsräume im Bereich des südlichen Afrikas selbst konzentrieren. Hierbei ist insgesamt ein starkes Gefälle bezüglich der Bearbeitung der verschiedenen Teilräume des südhemisphärischen Afrikas festzustellen. Einer Vielzahl an Studien, die die Telekonnektivität des Südteils des Subkontinents (das südliche Afrika i.e.S.) betreffen, stehen relativ wenige Arbeiten für den Nordteil sowie gesamtäumliche Betrachtungen gegenüber, wie auch z.B. von LINDESAY (1998) betont wird.

3.2.1 Gesamttraum und Nordteil des südhemisphärischen Afrikas

In einer global angelegten Analyse der mit dem ENSO-System assoziierten Niederschlagverteilung verwenden ROPELEWSKI & HALPERT (1987) eine Methodenkombination von Kompositenbildung und Harmonischer Analyse. Nach einer Transformation der über 1700 untersuchten Niederschlagsreihen in rangskalierte Perzentilreihen werden 24-monatige Kompositenzeitreihen für ENSO-(Warm-)Ereignisse zwischen Juli im Jahr -1 und Juni im Jahr +1 (siehe Kap. 3.1.1.1, S. 34) berechnet. Der Amplitudenbetrag und die Phasenposition des Maximums der mittels Regression an einen idealisierten ENSO-Zyklus angepassten 1. Harmonischen Zeitreihenkomponente des Niederschlags wird jeweils als Maß für Stärke und Saisonalität des ENSO-Einflusses in Vektorform dargestellt. Regionen mit relativ homogenen Signalen werden schließlich zusammenfassend beschrieben. Für das äquatoriale Ostafrika werden hierbei überdurchschnittliche Niederschläge zwischen Oktober(0) und April(+1) bzw. starke Positivanomalien zwischen Oktober(0) und Dezember(0) festgestellt. Im Südöstlichen Teil des Subkontinents (bis auf den Südwesten fast die gesamte Region südlich 15°S umfassend) werden dagegen unterdurchschnittliche Niederschläge zwischen November(0) und Mai(+1) dargestellt. Dies wird hier als fast zeitgleiche Reaktion ("roughly the same 'season' ", ROPELEWSKI & HALPERT, 1987, S. 1617 ff.) aufgefasst und im Analogieschluss mit der Nordverlagerung der ITCZ im Pazifik als mögliche Folge einer Nordverlagerung der afrikanischen Konvergenzzone interpretiert. In einer ähnlich angelegten Studie (ROPELEWSKI & HALPERT, 1989) werden Kompositenzeitreihen für Kalt-(La-Niña-)Ereignisse des ENSO-Systems untersucht. Für das äquatoriale Ostafrika werden normale bis unterdurchschnittliche Niederschläge zwischen November(0) und März(+1), für das südöstliche Afrika überdurchschnittliche Niederschläge in allen Sommermonaten (Nov(0) bis April(+1)) bis auf Februar festgestellt. Während im Diskussionsteil der Studie keine Aussagen zu Ostafrika getroffen werden, wird nun bei der Interpretation mithilfe von La-Niña-Windfeldkompositen angemerkt: "None of these composites provides any insight as to the observed tendency for increased precipitation in southeastern Africa during high SO index periods" (ROPELEWSKI & HALPERT, 1989, S. 283).

Explizit mit ENSO-Einflüssen auf den Niederschlag in Afrika befasst sich NICHOLSON mit Koautoren in verschiedenen Arbeiten. 1997 erschienen ist eine Studie (NICHOLSON, 1997a), in der anhand von 8 Episoden zwischen 1948 und 1988 vorgeschlagen wird, der ENSO-Einfluss auf das Niederschlagsgeschehen manifestiere sich vor Ort auf direktem Wege allein über assoziierte SST-Variabilität im tropischen Atlantik und Indischen Ozean: "This might imply that rainfall is modulated directly by the ocean sectors in proximity to the African continent, with

the apparent ENSO signal in rainfall being a manifestation of ENSO's influence on the Atlantic and Indian Oceans." (NICHOLSON, 1997a, S.370). Damit wird dem Signaltransport der Primärkopplung durch atmosphärische Zirkulationsdynamik ein geringerer Stellenwert eingeräumt als in den meisten anderen Arbeiten oder noch bei NICHOLSON & ENTHEKABI (1987), wo zwar für den Bereich Benguelaküste, besonders im März-April, ein direkter Zusammenhang zwischen Niederschlag und SST-Variabilität des Atlantiks, im Landesinneren jedoch atmosphärische Zirkulationsprozesse angenommen werden. Zu der Kopplung des pazifischen ENSO-Signals an die SST-Variabilität in Atlantik und Indik, also der Telekonnektion zwischen beiden Ozeanbecken, werden voneinander unabhängige Mechanismen für möglich gehalten, für den Atlantik eine Vermittlerrolle der NAO als Möglichkeit benannt. Es wird eine Tendenz zu negativen SST-Anomalien im subtropisch-tropischen Atlantik und Indik in der ersten Hälfte des ENSO-Zyklus (Juli(-1) bis Juni(0)) und zu positiven SST-Anomalien in der zweiten Hälfte (Juli(0) bis Juni(+1)) festgestellt. In einer an diese Arbeit anknüpfenden Veröffentlichung (NICHOLSON & KIM, 1997) wird die beschriebene Methode auf den Niederschlag Afrikas angewandt. Während sich vorhergehende Arbeiten hauptsächlich auf Einzelstationsreihen stützen, werden hier 90 regionale Niederschlagsmittelwerte für den gesamten afrikanischen Kontinent untersucht, welche durch Korrelationsrechnung gruppiert wurden. Hier wird auf die Bedeutung der räumlichen Variabilität in den Niederschlagsdaten hingewiesen. So wird bezüglich der Unterschiede zur bei ROPELEWSKI & HALPERT (1987) eingesetzten Methode angemerkt: "The most important of these (differences, Anm. d. Autors) is that the rainfall data represent a regional average, rather than individual station rainfall. As a result, random spatial variability is removed from the dataset [...]" (NICHOLSON & KIM, 1997, S. 122 ff.). Das Grundprinzip der Untersuchung besteht - in Anlehnung an ROPELEWSKI & HALPERT (1987) - in der Bildung von 24-monatigen Niederschlagskompositreihen in 20 Kaltphasen (El-Niño-Ereignisse) zwischen 1901 und 1990 und anschließender Harmonischer Analyse zur Identifikation eines idealisierten ENSO-Zyklus. Hierbei werden nun im Gegensatz zu den Befunden bei ROPELEWSKI & HALPERT (1987) starke regionale Unterschiede in der Saisonalität der Zusammenhänge betont, welche in maximaler Ausprägung im äquatorialen Ostafrika und im Bereich des südöstlichen Afrikas festgestellt werden. Diese werden als Ausdruck eines langsam in Nord-Süd-Richtung wandernden ENSO-Anomaliesignals - assoziiert mit SST-Signalen im Atlantik und Indik - interpretiert.

Ebenso mit SST-Telekonnektionen des Niederschlags in Afrika südlich der Sahara beschäftigen sich CAMBERLIN et al. (2001). Anhand dreier vordefinierter SST-Indizes - NINO3 im Ostpazifik ($5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}/150^{\circ}-90^{\circ}\text{W}$), South equatorial Atlantic Index ($0^{\circ}-20^{\circ}\text{S}/30^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}$) und Tropical North Atlantic Index ($5^{\circ}-20^{\circ}\text{N}/60^{\circ}-30^{\circ}\text{W}$) - werden im Zeitraum 1951-1997 die SST-Einflüsse

auf das räumlich kontinuierliche Niederschlagsfeld untersucht. Die Korrelationen zwischen NI-NO₃ und Niederschlag in Ostafrika (Juli-September und Oktober-Dezember) und im südlichen Afrika (besonders im Spätsommer) werden als dominant bezeichnet. Der Südatlantik-Index zeigt positive Korrelationen im nordhemisphärischen äquatorialen Westafrika (Guinea-Küste) im Südwinter, negative im Südsommer. Südlich des Äquators jedoch verschwindet die südsommerliche Korrelation. Die Abweichung dieses Befundes bei Verwendung eines interhemisphärischen SST-Dipol-Index wird als gering bezeichnet. Positive Korrelationen (verstärkter Niederschlag bei warmen südlichen und kühlen nördlichen SST-Verhältnissen) werden jedoch entlang der Guinea-Golf-Küste (Angola) im März-Mai, über Gabun langsam nach Norden wandernd, festgestellt. Warme SST-Verhältnisse im Südteil des äquatorialen Atlantiks resultieren hierbei in verstärkter Südverlagerung der ITCZ auch über dem Ozean und Küstenbereich. Schwache Positivkorrelationen (warmer Südatlantik koinzidiert mit positiven Niederschlagsanomalien) in Ostafrika werden für Oktober-Dezember festgestellt.

OGALLO (1988) untersucht die Kopplung zwischen ostafrikanischem Niederschlag (89 Stationen in Kenia, Uganda und Tansania) und der SO im Zeitraum 1923-1984 mittels Korrelationsanalysen. Stärkste negative Koeffizienten (positive Niederschlagsanomalien bei ENSO-Warmereignissen) werden zwischen Oktober und Dezember (sog. "short rain" Niederschlagsperiode) insbesondere in der Küstenregion zwischen 0° und 5°S sowie in einer westlich gelegenen Region für Oktober-November festgestellt. In der Hauptniederschlagsperiode (Januar-Mai) werden hingegen nur sehr schwache Koeffizienten registriert. Für den Saisonabschnitt Juli-September werden hohe Positivkorrelationen im westlichen Teil festgestellt, der im Südwinter durch die mit der Nordposition der ITCZ assoziierten Westwinde mit Feuchtigkeit aus dem Kongobecken und dem Atlantischen Ozean versorgt wird. Letztgenannter Zusammenhang wird mit der Beschränkung auf den Südsommer in der vorliegenden Arbeit jedoch nicht erfasst.

CAMBERLIN et al. (2001) führen die starken Korrelationen des ENSO-Signals der "Short-Rain"-Variabilität (Oktober-Dezember) auf die mit der Konvektionstätigkeit im Ostküstenbereich verknüpfte Variabilität der Walkerzirkulation über dem Indischen Ozean zurück, sehen aber auch schwächere Anzeichen für eine assoziierte entgegengesetzte zonale Zirkulationszelle zwischen Kongo-Becken und Ostafrika.

3.2.2 Südliches Afrika

In einer grundlegenden Monographie zur Klimatologie des südlichen Afrikas (mit Schwerpunkt auf dem Südteil) behandelt TYSON (1986) auch die Niederschlagsvariabilität in Abhängig-

keit von troposphärischer Zirkulation und Meeresoberflächentemperaturen, insbesondere auch den Einfluss der Telekonnektion mit dem pazifischen ENSO-System. Das tropische Afrika stellt demnach im Vergleich zum südamerikanischen und maritimen Kontinent die schwächste Wärmequelle und Höhendivergenzregion dar. Dies wird mit externen Einflüssen durch die Walkerzirkulation sowie mit der stehenden Welle im Atlantischen Ozean (assoziiert mit bis in die inneren Tropen vordringenden Höhenwestwinden) begründet (TYSON 1986, S. 183 ff.). In Positivphasen der SO (La-Niña-Typ) werden durch konvektive Wärmefreisetzung über dem Indonesischen Sektor die gegenläufigen Zellen über dem Indischen und Pazifischen Ozean verstärkt, woraus Negativanomalien der Meridional Komponente der Höhenströmung über dem tropischen Afrika bei ca. 20°S resultieren (Verstärkung der Ostkomponenten).

Hierbei wird dem westlichen, absteigenden Ast der Walkerzelle über dem Indischen Ozean maßgebliche Bedeutung für die Niederschlagsvariabilität im zentralen Südafrika beigemessen (TYSON, 1986, S. 184). Demnach ist bei einer Ostwärtsverschiebung dieser Absinkregion während SO-Negativphasen die Ostverlagerung des Konvektionszentrums als Quelle der Wärmefreisetzung und Wurzelregion der diagonalen Wolkenbänder zu beobachten, was zu einer Ostverlagerung der Hauptauftrittsregion sog. TTT-Systeme (engl.: Tropical Temperate Trough Systems) vom Kontinent weg hin über den Bereich Madagaskars führt. Ein weiterer möglicher Transportmechanismus für das ENSO-Signal im Südteil des Subkontinents wird in der Zirkulationskonfiguration über dem Atlantik gesehen. So wird ein möglicher Zusammenhang zwischen ENSO-Einwirkungen auf die stehende Welle über dem Atlantik und der Höhentrogkonfiguration über dem südlichen Afrika bzw. Südostatlantik angedeutet (TYSON, 1986, S. 184 ff.).

JACOBEIT (1989b) stellt für Januar- und Februar-Pentadenmittel (insbesondere für das El-Niño-Jahr 1983) ein gleichzeitiges Auftreten eines breiten 200 hPa-Westwindbandes über dem äquatorialen Südamerika mit einem "kräftigen mittelozeanischen Trog der Südhemisphäre" (JACOBEIT, 1989b, S. 150) und einer Zyklonalwelle der Nordhemisphäre über dem Atlantik fest. Der über Südamerika konvektionsunterdrückende Effekt dieser Konstellation wird begleitet von Diffusenzen über Afrika, welche hier jedoch mit einem Signal belebter Konvektionstätigkeit über dem zentralen nördlicheren Teil des südhemisphärischen Afrikas diskutiert werden. Hier sind jedoch gleichzeitig und gemeinsam auftretende Konvektionsanomalien im gesamten erdumspannenden Tropengürtel zwischen 25° Süd und 25° Nord fokussiert und nicht lediglich die Anomalien des südlichen Afrikas, welche stärkste ENSO-Einflüsse südlich ca. 25°S zeigen. Verstärkte Westströmung über Südafrika stromabwärts des Atlantiktrog tritt jedoch auch hier als ENSO-assoziiertes Grundmodus der Höhenzirkulation in Erscheinung.

JURY (1996), der die äquatorialatlantischen hochtroposphärischen Zonalwindanomalien als Prä-

diktor eines Regressionsmodells des Niederschlags in Südafrika verwendet, vermutet eine Beeinflussung der Anordnung westlicher Wellen vor der Südwestküste des südlichen Afrikas durch die El-Niño-typischen Westwindanomalien über dem tropischen Atlantik. So könnte eine bei El-Niño-Anomalien resultierende horizontale Windscherung Hochdruckzellen über dem südlichen Afrika verstärken und somit die Lage außertropischer Höhenträge über dem südwestlichen Südafrika beeinflussen.

Weiterhin untersuchen JURY et al. (1994) den Einfluß der ENSO-Telekonnektion im Bereich des südlichen Afrikas insbesondere auf Abhängigkeit von der Quasi Biennial Oscillation (QBO), einer ca. 26-monatigen Umkehr der stratosphärischen Grundströmung zwischen Ost- und Westrichtung. Es wird ein Dipolmechanismus der Konvektionstätigkeit zwischen Madagaskar und dem südlichen Afrika identifiziert, der den Einfluß des ENSO Signals auf die interannuelle Variabilität des Niederschlags über dem Subkontinent modifiziert und die Korrelationen zwischen QBO und Niederschlag in Madagaskar zu erklären vermag. Hierbei unterstützt die Westphase der QBO die hochtroposphärische Westwindbeschleunigung einer West-Ost-gerichteten Zirkulationszelle, welche Konvektion über dem Subkontinent fördert und über Madagaskar behindert.

Die Stationarität der Kopplung zwischen ENSO und dem Niederschlagsindex einer weitgefassten Region im Süd- und östlichen Zentralteil des Subkontinents wird von RICHARD et al. (2000) mithilfe von numerischen Modellexperimenten und statistischen Korrelationsanalysen beleuchtet. Der Niederschlagsindex wurde als Flächenmittelwert des Gebietes mit starken Ladungen auf die erste Hauptkomponente (der Januar-März-Saison) bestimmt, womit im Wesentlichen der gesamte zentrale Süden umfasst wird. Der Korrelationskoeffizient zwischen diesem Index und dem SOI (der Druckdifferenz Tahiti - Darwin) beträgt im Zeitraum 1946-1994 $r=+0.3$. Es wird festgestellt, dass vor 1970 der Nordteil der Niederschlagsregion negativ, anschließend positiv korreliert, was den insgesamt schwachen Korrelationskoeffizienten von $r=+0.3$ auf insignifikante Werte vor 1970 absinken lässt (Berechnung der Koeffizienten für jeweils 20-jährige Abschnitte, fortlaufend um ein ein Jahr verschoben). Weiterhin werden positive Korrelationen des Niederschlagsindex mit SST-Schwankungen im Südwestindik (südöstlich Madagaskars) festgestellt, die nach 1970 nicht mehr ausgeprägt sind. Korrelationen im tropischen Atlantik kehren sich von positiven (vor 1970) in negative Koeffizienten (nach 1970) um. Die Korrelationen des SOI mit der SST-Variabilität zeigen stärkere Negativwerte im Indischen Ozean (sowie im Ostpazifik selbst) nach 1970. Der Zusammenhang zwischen verstärkten SOI-Niederschlagskorrelationen und verstärkten SOI-SST-Korrelationen, welche auf insgesamt wärmere Meeresoberflächentemperaturen (insbesondere im Indischen Ozean) zurückgeführt werden, wird mithilfe von numerischen Modellsimulationen für wärmere und kühlere südhemisphärische SST-Bedingungen untersucht.

Die Modellsimulationen zeigen die Ausprägung intensivierter Konvektion im Bereich Madagaskars bei ENSO-Warmereignissen unter wärmeren SST-Bedingungen, wodurch eine Ostverlagerung der Hauptniederschlagsregion angezeigt wird. Einhergehend wird die Luftfeuchteadvекtion der passatischen Ostströmung im Übertritt auf den Kontinent behindert.

RICHARD et al. (2001, S. 882) stellen für Dürreperioden einen über dem südlichen Afrika und dem Indischen Ozean verstärkten meridionalen Temperaturgradienten fest (vor 1970 verursacht durch anomal tiefe Temperaturen südlich 20°S, danach durch anomal hohe Temperaturen nördlich 20°S). Ebenso wird ein verstärkter und nach Norden verlagerter 200 hPa-Jetstream vorgefunden, womit als Erklärungsmodell für Dürreerscheinungen nördlichere (außertropische) Zyklonenzugbahnen, daraus folgend eine Verminderung tropischer Zirkulationseinflüsse in Form reduzierter Ostwindströmung und eine reduzierte Auftrittshäufigkeit von niederschlagsfördernden TTT-Systemen angenommen wird.

Äquatoriale Geopotentialhöhen(GPH)- und Temperatur-Positivanomalien über dem Südwestindik im 200 hPa-Niveau führen nach CAMBERLIN (2001) zu einer Ostverlagerung des Mittelbreitenhöhentrogs über Südafrika, woraus hier Niederschlagsdefizite resultieren. Der Anteil an ENSO-unabhängiger Variabilität des Indischen Ozeans führe zu zeitweiser Abkopplung des ENSO-Systems von der Niederschlagsvariabilität. Jedoch auch den Höhenwindanomalien über dem Atlantik wird hier Bedeutung eingeräumt.

Untersuchungen des Niederschlags im südlichen Afrika ohne Fokussierung auf das ENSO-Signal, beschränken sich auf mehr oder weniger umfangreiche räumliche Ausschnitte im Bereich des Subkontinents selbst. Dennoch werden auch bei derartigen Studien Zusammenhänge im Sinne der Telekonnektivität teilweise mit erfasst. So tritt z.B. bei JACOBET (1989b) in der Analyse großskaliger 200 hPa Windfelder für anomal feuchte und trockene Monate im östlichen Südafrika und dem Bereich des Moçambique-Kanals unter anderem ein außertropisches Wellenmuster mit niederschlagsfördernden Auswirkungen auf, welches Höhentroglagen über dem westlichen Südatlantik, dem westlichen indischen Ozean und Westaustralien miteinander verknüpft (JACOBET, 1989b, S. 221). Neben weiteren Mustern, die die Ausprägung von Höhendruckgebilden sowie die der Zonalwindkomponente über dem südlichen Afrika als bedeutsame Faktoren anomal trockener und feuchter Monate kennzeichnen, ist ein weiteres trockenheitsrelevantes Wellenmuster mit überregionaler räumlicher Erstreckung als bemerkenswert beschrieben: "Auffällig ist das allmähliche Südwärtspendeln des Höhenwestwindmaximums vom äquatorialen Atlantik über eine Breitenlage von ca 20°-30°S im Bereich Südafrikas und des Indischen Ozeans bis ins Gebiet südlich von Australien." (JACOBET, 1989b, S. 223).

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass das Feld der Publikationen zu Telekonnektionen des Niederschlags im südlichen Afrika stark von Arbeiten zu ENSO dominiert wird, was auch für die Telekonnektionsforschung allgemein gilt. Andere Arbeiten zum südlichen Afrika begrenzen - mit wenigen Ausnahmen - den Untersuchungsraum stark auf das nähere Umfeld des Subkontinents.

Kapitel 4

Zielstellung und Abgrenzung

Aus der Darstellung der bisherigen Arbeiten zu Telekonnectionen des Niederschlags im südlichen Afrika wird ein Defizit an umfassenden Untersuchungen deutlich. So werden von verschiedenen Autoren selektiv jeweils nur einzelne Aspekte des Themas bearbeitet. Während die meisten Autoren z.B. nur ausgewählte Niederschlagsregionen und -indizes als Bezugsbasis verwenden, wird bei NICHOLSON & KIM (1997) sowie CAMBERLIN (2001) das kontinuierliche Niederschlagsfeld untersucht. Hier werden jedoch nur die Kopplungen bezüglich eines aus 20 ENSO-Warmereignissen zusammengesetzten idealisierten ENSO-Zyklus bzw. dreier vordefinierter SST-Indizes untersucht. JURY (1996) untersucht das kontinuierliche Zirkulationsfeld, jedoch erfolgt hier eine Beschränkung auf das weitere Umfeld des südlichen Afrikas sowie auf drei ausgewählte Regionen für den Niederschlag. Umfassend angelegt, aber auf SST-Kopplungen fokussiert ist die Untersuchung von CAMBERLIN et al. (2001). Diese und weitere Beispiele lassen insgesamt ein Defizit an räumlich vollständigen Untersuchungen der Telekonnectivität des Sommerniederschlags im südhemisphärischen Afrika erkennen (LINDESAY, 1998). Auch wurde bisher keine grundlegende Bestandsaufnahme der Fernkopplungen des Niederschlags im südhemisphärischen Afrika bezüglich der globalen atmosphärischen Zirkulation - ohne Fokussierung auf die ENSO-Telekonnectionen - vorgelegt.

Eine umfassende Untersuchung der Niederschlagstelekonnectivität des südlichen Afrikas, welche die von den bisherigen Arbeiten behandelten selektiven Aspekte integriert und vervollständigend über diese hinausreicht, hat demnach folgende Punkte zu berücksichtigen:

Räumlich kontinuierliches Niederschlagsfeld:

Um Aussagen über die großräumige Verteilung und Veränderung von telekonnektiven Einflüssen auf den Niederschlag im südlichen Afrika zu treffen, ist ein flächendeckendes Niederschlagsfeld des gesamten südhemisphärischen Afrikas zu analysieren. Hiermit ergibt sich jedoch bei räumlich entsprechend hoch aufgelösten Niederschlagsdaten auch eine hohe Vielfalt an erfassten lokalen Variabilitätsregimen des Niederschlags im mikro- und mesoskaligen Bereich, deren räumliche Wirksamkeit jeweils auf weniger als ca. 200 km beschränkt bleibt (Skalendefinition nach ORLANSKI, 1975). Diese Vielfalt kann die im Vordergrund der Untersuchung stehenden makroskaligen Zusammenhänge mit der synoptischen Zirkulationsdynamik der Atmosphäre (das 'Signal', siehe unten) überlagern und deren Identifikation erschweren oder verhindern und stellt hier 'Rauschen' im Sinne von 'noise' nach VON STORCH (1993) dar: "The decision of what to call 'signal' and what to call 'noise' is non-trivial. [...] In climate research, the signal is defined by the interest of the researcher and the noise is everything else unrelated to this object of interest. [...] in most cases the noise is made up of well-organized processes whose details are unimportant for the 'signal'." (VON STORCH, 1993, S. 227 f.). Mit Hilfe eines geeigneten Verfahrens der Regionalisierung der Niederschlagsvariabilität sollen diese, hier als Störfaktoren oder Rauschen zu bezeichnenden, lokalen Einflüsse herausgefiltert werden.

Globale Dimension:

Die Untersuchung soll alle in Frage kommenden Fernkopplungen zwischen troposphärischer Zirkulation und Niederschlag ohne räumliche Begrenzung auf bestimmte Reichweiten erfassen. Daraus folgt die Notwendigkeit, globale dreidimensionale Datenfelder heranzuziehen, welche eine ausreichende vertikale Differenzierung erlauben, um sowohl oberflächennahe als auch hochtroposphärische Variabilität sowie deren Übergänge in der mittleren Troposphäre einbeziehen zu können.

Saisonalität:

Wie von verschiedenen Autoren aufgezeigt (z.B. NICHOLSON & KIM, 1997; CAMBERLIN, 2001), spielen saisonale Veränderungen der Telekonnektionen eine bedeutende Rolle. Der Einfluss der zeitlichen Länge der untersuchten Saisonabschnitte auf die Ergebnisse wurde jedoch bisher nicht systematisch evaluiert. So werden oft dreimonatige oder viermonatige Saisonalmittel eingesetzt (einzelmonatliche Untersuchungen sind selten), ohne die intrasaisonale Skalen-

abhängigkeit der Kopplungen weiter zu untersuchen. Dies wird hier anhand der Untersuchung verschieden langer Saisonabschnittsvarianten (mit Längen zwischen einem Monat und sieben Monaten) unternommen.

Variablenkollektiv:

Um niederschlagsrelevante Zirkulationveränderungen und mögliche zirkulationsdynamische Mechanismen des Signaltransports erfassen zu können, ist neben der Luftdruckvariabilität auch die Variation direkter Strömungsparameter (Horizontalwind und Vertikalgeschwindigkeit) sowie abgeleiteter Größen (Horizontaldivergenz) mit einzubeziehen, welche Aufschluss über die Zusammenhänge zwischen horizontalen und vertikalen Luftmassenströmungen geben können. Der Kopplung zwischen atmosphärischer Zirkulation und Meeresoberflächentemperaturen wird in allen genannten Arbeiten, welche das Thema Telekonnektivität des Niederschlags im südlichen Afrika berühren, hohe Bedeutung eingeräumt. Daraus folgt, dass neben den Zirkulationsparametern als Hauptuntersuchungsgegenstand auch assoziierte SST-Schwankungen mit einbezogen werden müssen.

Niederfrequente Variabilität:

Langfristige Veränderungen in den Zusammenhängen zwischen Niederschlag und Zirkulations- bzw. SST-Feld, verursacht durch Trenderscheinungen in verschiedenen Variablen, wurden aufgezeigt (z.B. RICHARD et al., 2000). Demzufolge ist auch für die hier verwendeten Datensätze zunächst das Ausmaß und die Art der Ausprägung von Trenderscheinungen zu ermitteln. Diese können weiterhin als Entscheidungsgrundlage für die Wahl der geeigneten Technik zur Trendbereinigung der Zeitreihen (etwa durch lineare Trendbeseitigung, zeitlich getrennte Mittelwertskorrekturen oder Hochpassfiltertechniken) dienen.

ENSO-Telekonnektionen:

Der Signaltransportmechanismus der als überaus bedeutsam anzusehenden ENSO-Telekonnektion mit dem Niederschlag im südhemisphärischen Afrika ist weiterhin nicht vollständig geklärt. Erklärungsansätze bestehen mit einem rein SST-bedingten Mechanismus (NICHOLSON, 1997a), der Steuerung der TTT-Systeme durch die Walkerzirkulation bzw. SST-Variabilität des Indischen Ozeans (TYSON, 1986) sowie mit der Höhentrogkonfiguration über Südafrika in Abhängigkeit

von der Zirkulation über dem Atlantischen Ozean (TYSON, 1986; JURY, 1996). Dieser Fragestellung ist bei einer umfassenden Telekonnectionsanalyse besondere Beachtung zu schenken.

Aus den genannten Punkten ergibt sich ein erheblicher Umfang für die durchzuführenden Untersuchungen, welcher den Ausschluss weiterer möglicher Analysevarianten notwendig werden lässt. So können im Rahmen der vorliegenden Arbeit keine zusätzlichen Analysen zeitversetzter Telekonnectionen durchgeführt werden. Ein Nutzen der Ergebnisse aus Analysen simultaner Telekonnectionen für die Saisonalprognose ist dennoch gegeben, da die hierbei gewonnenen Ergebnisse als Vergleichsbasis zu zeitversetzten Kopplungen dienen können und potentielle Anknüpfungspunkte hinsichtlich der physikalischen Interpretation zeitversetzter Kopplungen aufzeigen können. Weiterhin wird eine saisonale Beschränkung auf den Südsommer vorgenommen. Mit dem gewählten Abschnitt Oktober bis April werden jedoch die für den Südteil des Subkontinents agrarwirtschaftlich maßgeblich relevanten Sommeriederschläge komplett sowie die in Äquatornähe bedeutenden Äquinoktialniederschläge zum größten Teil erfasst. Somit wird auch der potentiellen Nutzbarkeit der Ergebnisse für Anwendungen im Bereich der Saisonalprognose Rechnung getragen.

Kapitel 5

Datengrundlage und Voruntersuchungen

Im Folgenden werden die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Datensätze vorgestellt. Nach einer Beschreibung der Datenquellen und den grundlegenden Rekonstruktionsmethoden erfolgt jeweils eine kurze Evaluierung der Normalverteilung der Daten, da diese Eigenschaft als wichtige Voraussetzung einiger statistischer Signifikanztests im weiteren Verlauf der Analysen von Bedeutung ist. Ebenso bedeutsam ist die temporale Autokorrelation der Zeitreihen. Weiterhin wird mit dem Blick auf die niederfrequente Variabilität der Untersuchungsparameter die Problemlage bezüglich auftretender Trends und längerfristiger Schwankungen der Zeitreihen aufgezeigt, welche für die im darauffolgenden Kapitel 6 vorgestellten Untersuchungstechniken von erheblicher Bedeutung sind.

5.1 Niederschlag

Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Niederschlagswerte für den Untersuchungsraum des südhemisphärischen Afrikas entstammen dem Datensatz CRU05 der Climatic Research Unit (University of East Anglia, Norwich), dessen Konstruktion in NEW et al. (1999) ausführlich dokumentiert ist. Auf Grundlage stationsbasierter Niederschlagsmesswerte wurden hierzu monatliche, räumlich kontinuierliche Anomaliefelder bezüglich der Referenzperiode 1961 bis 1990 für $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ Gitternetzflächen unter Verwendung der "thin-plate-spline"-Interpolationsmethode berechnet und anschließend mithilfe langjähriger Mittelwerte der Referenzperiode in Absolutwerte transformiert. Vor der Interpolation der Anomalien wurden die Werte logarithmiert, um die Berechnung starker Gradienten zu verbessern. Als sog. Correlation Decay Distance (CDD) - die Standarddistanz, innerhalb derer die Interpolation von Stationswerten auf Rasterwerte als

vertrauenswürdig angesehen werden kann - wurde für den Niederschlag die Distanz 450 km verwendet. Dies ist im Vergleich zur CDD für die Monatsmitteltemperatur von 1200 km relativ gering, was der hohen räumlichen Variabilität des Niederschlags Rechnung trägt, der in hohem Maße von regional und lokal wirksamen Einflüssen wie z.B. der Topographie betroffen ist. Für den Bereich des zentralen äquatorialen Afrikas (Demokratische Republik Kongo) und Angolas liegen für weite Flächen keine Stationen innerhalb der CDD vor (Abbildung 5.1). Für sol-

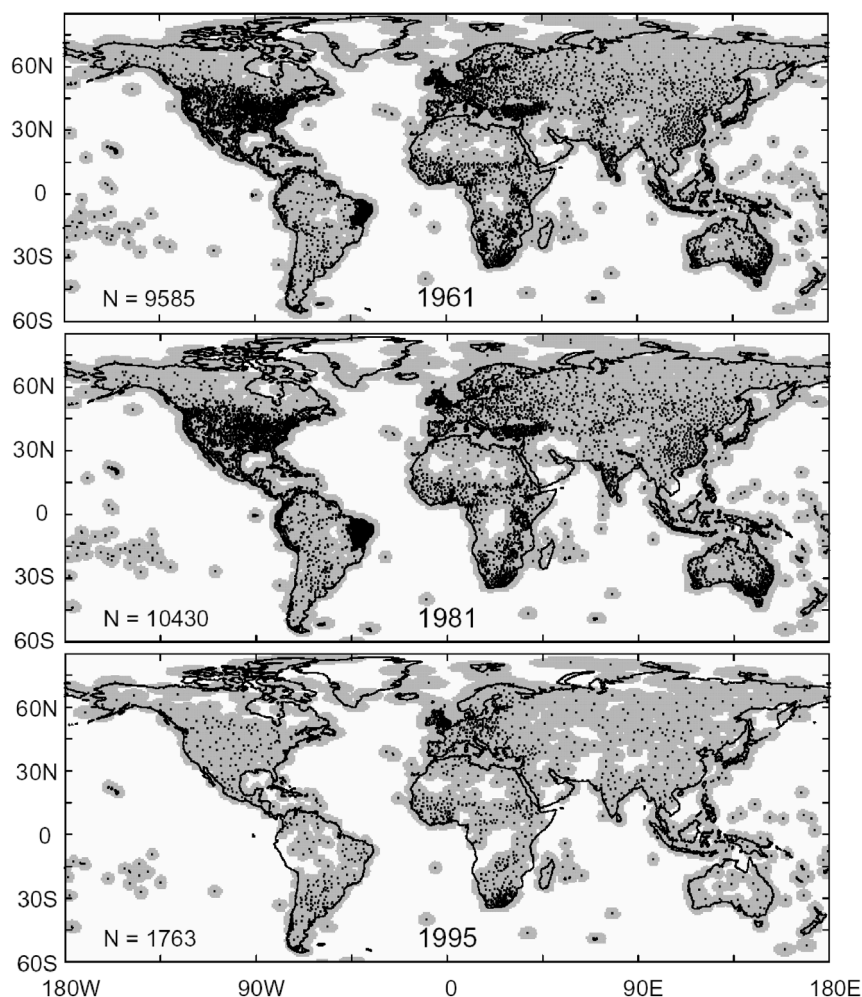


Abbildung 5.1: Verteilung der Niederschlagsstationen für den CRU05 Datensatz für ausgewählte Jahre. Dunkle Flächen zeigen 0.5°-Gitterzellen mit mindestens einer Station innerhalb der CDD (siehe Text) von 450km (aus NEW et al., 1999).

che Flächen wurden Nullwert-Anomalien zur Interpolation eingesetzt, mit der Konsequenz, dass die Daten für diese Flächen gegen den langjährigen Mittelwert der Referenzperiode tendieren. In Fällen von Abweichungen der Anomalien in der Referenzperiode von diesem langjährigen

Mittelwert - eine Folge der Interpolationsfehler - wurde eine zusätzliche Fehlerkorrektur durchgeführt. Ausdrücklich erwähnt werden hierbei Angola und die Demokratische Republik Kongo. Ein exemplarischer Vergleich mit anderen Niederschlagsdatensätzen ergab eine Tendenz des hier verwendeten CRU05-Datensatzes zu geringerer Varianz der Zeitreihen bei geringerer Stationsverfügbarkeit. Ebenso wird eine allgemein geringere interannuelle Variabilität festgestellt (NEW et al., 1999a, NEW et al., 1999b). Diese Eigenschaft spielt jedoch bei der hier durchgeführten Untersuchung keine Rolle, da die durchgeführten Analysen interannueller Kovarianz grundsätzlich normiert erfolgen und somit die absolute Varianz einer Zeitreihe keinen Einfluss auf die relative Signalstärke ausübt.

Insgesamt kann der vorliegende Datensatz CRU05 als aktuell qualitativ hochwertigster Datensatz für räumlich kontinuierliche Niederschlagswerte eingeschätzt werden (mündl. Mitteilung, WERNER und GERSTENGARBE, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, 2002). Die Verwendung der Niederschlagsdaten aus dem NCEP/NCAR Reanalyseprojekt, aus dem die hier verwendeten Daten der Zirkulationsparameter stammen (siehe unten), muss aufgrund zu geringer Datenqualität ausgeschlossen werden. Dort werden die zur Verfügung stehenden Daten der Niederschlagsrate allein aus weiteren Klimaparametern berechnet, ohne Verwendung von beobachtungsbasierten Messdaten. Alternative Datensätze mit originalen Stationsmesswerten für den Subkontinent scheiden aufgrund zu geringer Stationsdichte und zu lückenhafter Zeitreihen ebenfalls aus.

5.1.1 Konstruktion regionaler Niederschlagsindizes

Die im Vergleich zu anderen Klimavariablen wie z.B. der Lufttemperatur hohe räumliche Variabilität der hochaufgelösten Niederschlagsdaten (bedingt durch lokal und regional begrenzte Einflussfaktoren wie die Topographie oder die Nähe zu weitläufigen Wasserflächen) führt bei umfangreichen Korrelationsanalysen sowohl zu einer Erhöhung der Wahrscheinlichkeit von Fehlern bei der Signifikanzschätzung als auch zur Überlagerung regional bedeutsamer Variabilitätssignale. Um diesen Störfaktor zu minimieren, wurde mithilfe einer varimaxrotierten Hauptkomponentenanalyse eine räumliche Dimensionsreduktion durchgeführt, welche in der Konstruktion regionaler Gebietsniederschlagsindizes mündet.

Hierzu werden die monatlichen Zeitreihen des Zeitraums 1948 bis 1998 der 3265 einzelnen Gitterfeldraaster des afrikanischen Kontinents südlich des Äquators als Eingangsvariablen der Hauptkomponentenanalyse verwendet. In Hinblick auf weitere Untersuchungen zur Niederschlagsvariabilität im südlichen Afrika wurden alle Monate mit aufgenommen, obwohl nur die Sommer-

monate Oktober bis April im weiteren Verlauf der vorliegenden Arbeit untersucht werden. Somit basiert die resultierende Regionalisierung auf ganzjährigen Grundtypen der Niederschlagsvariabilität. Das Prinzip der Hauptkomponentenanalyse wird hier nur knapp umrissen. Zur weiteren Vertiefung wird auf Kapitel 6 sowie die zahlreiche einschlägige Literatur (u.a. bezüglich der verwandten EOF-Analyse) verwiesen (VON STORCH & ZWIERS, 1999; VON STORCH, 1993; BAHRENBERG et al., 1992; PREISENDORFER, 1988). Als Ergebnis der Analyse liegen einige wenige Zeitkoeffizientenreihen (sog. Hauptkomponenten-Scores) vor, welche einen Großteil der Gesamtvarianz im Niederschlagsfeld erklären.¹

Die sog. Hauptkomponentenladungen geben als Korrelationskoeffizienten zwischen den Score-Reihen und den einzelnen Ausgangsvariablen - hier die 3265 Niederschlagszeitreihen - den Realisationsgrad der Zeitkoeffizienten der Hauptkomponenten in der jeweiligen Niederschlagszeitreihe wieder, womit als zweiter Ergebnisteil das räumliche Muster der Bedeutung jeder Hauptkomponente für die Variabilität der Eingangsvariablen besteht.

Die Varimaxrotation der Hauptkomponenten führt dabei (unter Beibehaltung der statistischen Unabhängigkeit zwischen den Hauptkomponenten) zu höherer Realitätsnähe der Score-Reihen, was sich in lokal stärkeren Ladungsbeträgen niederschlägt. Als zugehörige Region einer Hauptkomponente wurde die Gesamtheit derjenigen Gitterfeldraster mit Maximalladung auf diese Hauptkomponente bestimmt. Für die Bestimmung der Anzahl der zu extrahierenden Hauptkomponenten liegt kein allgemein gültiges statistisches Kriterium vor, wenngleich verschiedene Ansätze entwickelt wurden, um diese Entscheidung zu objektivieren. Letztendlich bleibt diese Wahl subjektiven Momenten unterworfen und hat sich vor allem an inhaltlich sinnvollen Kriterien der jeweiligen Analyse zu orientieren. Im hier dargestellten Fall der intendierten Regionalisierung steht die Extraktion regionaler, eindeutig lokalisierbarer und untereinander räumlich abgegrenzter Schwankungstypen im Vordergrund. Aus diesem Grunde wurden diejenigen Lösungen verworfen, welche durch räumlich dispers verteilte Ladungsmaxima einer insgesamt wichtigen Hauptkomponente (d.h. mit hohen Ladungen und hohem Varianzerklärungsanteil) eine eindeutige Lokalisierung der resultierenden 'Regionen' verhindern. Eine solche Lösung wurde mit 21 extrahierten Hauptkomponenten erreicht, wobei die zwei letzten jedoch insgesamt schwa-

¹Der Anteil der erklärten Gesamtvarianz beträgt für die hier durchgeführte Hauptkomponentenanalyse mit 21 resultierenden Hauptkomponenten 63,0%. Dies erscheint zunächst nicht besonders hoch, entspricht jedoch den Erfahrungswerten bei großräumlichen Analysen von Niederschlagsreihen, deren - im Vergleich zu Temperatur- oder Luftdruckreihen - geringe räumliche Autokorrelation oder CDD ein hohes Maß an lokal begrenzter Variabilität verursacht, die in ihrer Gesamtheit nicht von einigen wenigen Hauptkomponenten erklärt und dementsprechend ausgefiltert wird. Die erklärte Varianz spielt hier im weiteren Verlauf jedoch kaum eine Rolle, da die Hauptkomponentenanalyse lediglich als Regionalisierungsgrundlage dient und die Zeitkoeffizienten selbst letztlich keine weitere Verwendung finden.

che Ladungen ohne eindeutig bestimmbare Zentren aufwiesen. Diese sind als Restvarianzgrößen aufzufassen, welche schwach ausgeprägte überregionale Variabilität auf kontinentaler Skala repräsentieren, da sie für keine der Niederschlagsrasterflächen die maximale Ladung stellen. Mit der nachfolgend dargestellten Konstruktion regionaler Niederschlagsindizes bleiben jedoch auch diese Varianzanteile erhalten.

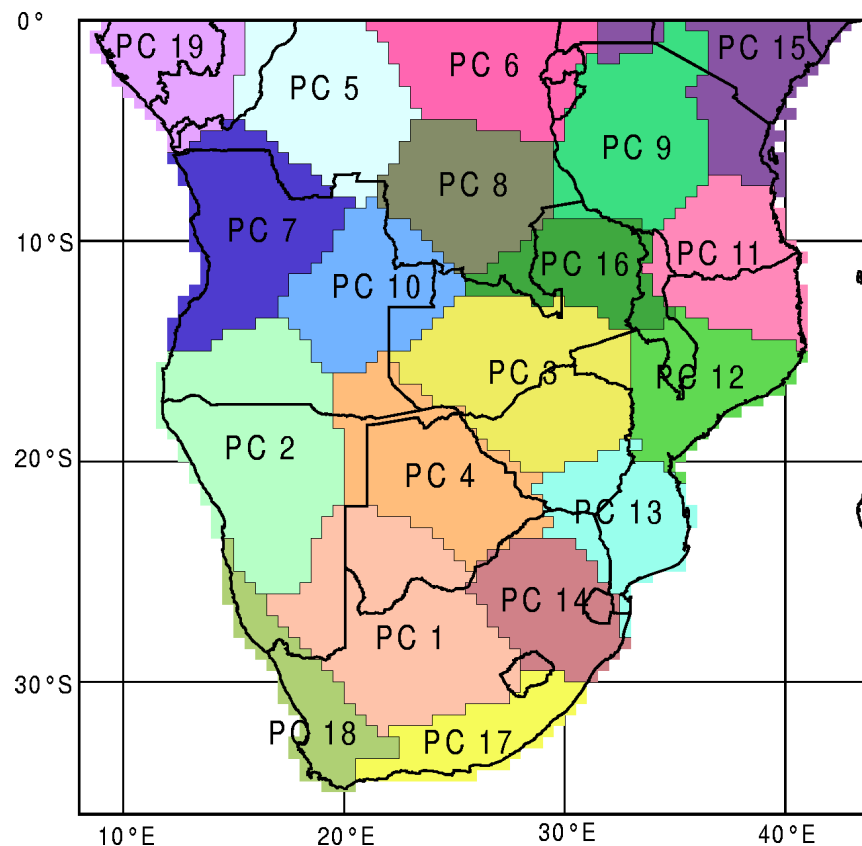


Abbildung 5.2: Flächen der 19 Niederschlagsregionen für das südliche Afrika gemäß einer hauptkomponentenanalytischen Zerlegung (PC1 bis PC19) des CRU05-Datensatzes.

Abbildung 5.2 zeigt die hierbei - über Maximalladungen der Ausgangsflächenraster - ermittelten 19 Niederschlagsregionen, deren Gebietsmittel im weiteren Fortgang als regionale Niederschlagsindizes verwendet werden. Der Vorteil der Verwendung von Regionalmittelwerten anstelle der statistisch unabhängigen Zeitkoeffizienten der Hauptkomponenten liegt hierbei in der Erhaltung regional übergreifender Variabilität und somit eines räumlich kontinuierlichen Niederschlagsfeldes (JURY & PHILIPP, 2003).

Zunächst naheliegend wäre die Verwendung der Hauptkomponentenscores, welche ja schon die für die jeweilige Region charakteristische Variabilität beschreiben. Als Nachteil ist dabei jedoch

der Abstraktionsgrad der Scores anzusehen, der sich aus der Rechenoperation in der Hauptkomponentenanalyse ergibt. So lassen sich bei dieser Methode Aussagen zu den tatsächlichen Niederschlagsschwankungen einer Region nur mit einer gewissen Unschärfe über die Rücktransformation der Scores gewinnen. Eine Lösung dieses Problems bestünde in der Verwendung derjenigen beobachteten Niederschlagszeitreihen, die die regional spezifische Variabilität der Scores optimal widerspiegeln, also jeweils derjenigen Originalreihe mit der maximal positiven Ladung. Diese Vorgehensweise erbringt zwar den erwünschten Realitätsbezug bei gleichzeitig hoher Repräsentanz der Variabilität auf regionaler Skala, führt jedoch trotz durchweg hoher Maximalladungen auf die einzelnen Hauptkomponenten von zumeist >0.9 dazu, dass Teilinformationen, die zur Bildung der Regionen führten, nicht mehr repräsentiert werden. Insgesamt ist bei beiden bisher genannten Methoden zudem von Nachteil, dass sie keine vollgültige Einbeziehung der gesamten Fläche einer Region darstellen, sondern hauptsächlich nur der jeweiligen Kernregion mit den höchsten Ladungen.

Damit bieten sich räumliche Mittelungsverfahren an, die der Forderung nach Flächenrepräsentanz gerecht werden. Die Zugehörigkeit der einzelnen Niederschlagsgitterpunkte zu einer Region lässt sich hierfür anhand der Maximalladung auf eine der 19 Hauptkomponenten bestimmen. Bei der Berechnung des räumlichen Mittelwertes der Gitterfeldelemente einer Region besteht die Möglichkeit der Gewichtung der Gitterpunkte mit ihrer Ladung auf die maximal korrelierte Hauptkomponente, womit eine Betonung des jeweiligen Varianztypes eingeführt wird. Nachteil wiederum ist hier, dass die Mittelwerte und somit Analyseergebnisse auf Grundlage dieser Werte nicht für die gesamte Fläche der Region gleichermaßen Gültigkeit besitzen.

Als Alternativoption, die diese Einschränkung überwindet, bietet sich die ungewichtete arithmetische Mittelwertbildung an. Auch hier ergeben sich Nachteile, wovon an erster Stelle die Abweichung von den eigentlich der Regionalisierung zugrunde liegenden Variabilitätstypen zu nennen ist. So werden hierbei in Grenznähe der Regionen gelegene Elemente, welche zu keiner der Haupttypen besonders starke Ähnlichkeit zeigen (relativ schwache Ladungen), ebenso gewichtet wie solche mit hohen Ladungen. Von Vorteil ist jedoch die einfachere Interpretation - so sind z.B. Anomalien direkt im Sinne von über- oder unterdurchschnittlichen Gebietsniederschlägen zu interpretieren, was bei allen anderen Varianten nicht selbstverständlich gegeben sein muss. Es lassen sich demnach insgesamt drei Optionen zur Indexkonstruktion formulieren: 1.) Verwendung der Scores (ggf. destandardisiert) bzw. der Niederschlagsreihe mit der höchsten Ladung, 2.) Berechnung der ladungsgewichteten Regionalmittelwerte und 3.) die Berechnung der ungewichteten Regionalmittelwerte.

Wie dargestellt wurde, hat jede Methode ihre Vor- und Nachteile und es bleibt letztlich die Ent-

scheidung nach Intention der Untersuchung. Für die vorliegende Arbeit wird der gleichgewichteten Flächenrepräsentanz und der einfacheren Interpretation und Reproduzierbarkeit in Hinblick auf eventuelle Anwendungsmöglichkeiten in der Saisonalprognose der Vorzug gegeben.

Diese Entscheidung bewirkt als Konsequenz für die Eigenschaften der Indizes, dass zum einen jede Region durch die Bestimmung nach Hauptkomponentenladungen einen charakteristischen - von den anderen Regionen unabhängigen - Variabilitätsanteil aufweist, zum anderen jedoch durch die Verwendung ungewichteter räumlicher Mittelwerte Variabilitätssignale bestimmter Schwankungstypen mit regional übergreifenden Auswirkungen in mehreren Indizes abgebildet werden, die Indizes also nicht als vollständig unabhängig voneinander anzusehen sind.

5.2 Atmosphärische Zirkulation

Als primärer Zirkulationsparameter wird in der vorliegenden Arbeit der Luftdruck herangezogen. Seine zentrale Bedeutung ergibt sich aus verschiedenen Gesichtspunkten. In strengem Sinne sind als Zirkulationsparameter lediglich Größen zu verstehen, die sich auf das Fließen von Luftmassen beziehen, wie z.B. die horizontalen Windkomponenten, die Vertikalgeschwindigkeit oder Divergenzmaße. Letztlich kann jedoch deren Variabilität rechnerisch zum Großteil wieder auf die horizontalen und vertikalen Druckunterschiede zurückgeführt werden, schließlich ist das auslösende Moment für die Ingangsetzung, Aufrechterhaltung und generelle Steuerung von Luftbewegung durch die Druckgradientkraft gegeben. Zudem weist der Luftdruck geringere räumliche Variabilität auf als beispielsweise die Horizontalwindkomponenten oder die Vertikalgeschwindigkeit, womit die Wahrscheinlichkeit zufallsbedingte, hohe Korrelationen bei der Telekonnectionsanalyse zu erfassen reduziert ist.

Die verwendeten Zirkulationsdaten entstammen dem NCEP/NCAR-Global Reanalysis Project (KALNAY et al., 1996; KISTLER et al., 2001). In diesem Projekt werden weltweit erfasste Beobachtungsdaten in einem meteorologischen Vorhersagemodell zur Abschätzung von globalen Gitternetzfeldern in 6-stündlicher Auflösung verwendet. Ein wichtiger Punkt hierbei ist die Verwendung eines einzigen Modells sowohl für die gesamte räumliche als auch zeitliche Dimension, womit im Gegensatz zu vorherigen Datensätzen Fehler, welche aus der Verwendung unterschiedlicher Modelle oder Interpolationsmethoden resultieren, ausgeschlossen werden können. Der Reanalysezeitraum beginnt mit dem 1. Januar 1948 und wird fortlaufend (mit ca. 2 Wochen Verzögerung bis zur Verfügbarkeit) auf das aktuelle Datum erweitert. Der komplette Datensatz steht mittlerweile kostenfrei via Internet zur Verfügung. Für die vorliegende Arbeit

wurden als Luftdruckäquivalent die geopotentiellen Höhen 7 verschiedener Druckflächen (1000, 850, 700, 500, 300, 200 und 100 hPa) extrahiert, um die Datenmenge - unter Beibehaltung eines ausreichend dicht repräsentierten Vertikalprofils der Troposphäre - einzuschränken. Im weiteren Verlauf werden die Niveaus für 1000 und 850 hPa als untere bzw. niedere Troposphären, 700 und 500 hPa als mittlere sowie 300, 200 und 100 hPa als obere oder hohe Troposphäre bezeichnet. Dies weicht zu verschiedenen anderen Darstellungen (z.B. WEISCHET & ENDLICHER, 2000) ab, in denen das 500 hPa-Niveau schon der hohen Troposphäre zugeordnet wird. Als Abkürzung der Variablenbezeichnung der Geopotentialhöhen der verschiedenen Druckniveaus wird im Folgenden das Kürzel GPH verwendet. Für die weiteren Analysen und Abbildungen sei an dieser Stelle auf die geringfügigen Ungenauigkeiten der Darstellungen hingewiesen, die sich aus dem Unterschied der geopotentiellen Höhenangaben zu den hypsometrischen Höhenangaben bezüglich Normalnull ergeben. Von Bedeutung ist diese Diskrepanz jedoch höchstens bei den Vertikalprofilardarstellungen, in welchen das Profil der Landoberflächen mit abgebildet wird. Aufgrund der allgemein relativ geringen räumlichen Auflösung der Darstellungen ist dieser Unterschied jedoch kaum visuell erfassbar.

Neben der geopotentiellen Höhe (GPH, in Geopotentialmetern) werden die Horizontalwindkomponenten U (Zonalwind, positiv bei Westwindrichtung, in m/s) und V (Meridionalwind, positiv bei Südwindrichtung, in m/s), die Vertikalgeschwindigkeit Omega (VVL, positiv bei Absinkbewegung, in Pa/s) sowie die Horizontaldivergenz (DIV, positiv bei Divergenz, negativ bei Konvergenz, in 1/s) verwendet. Diese Daten liegen in einem globalen $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ Gitternetz vor. Die zeitliche Auflösung wurde entsprechend den Niederschlagsdaten auf Monatsmittelwerte reduziert. Aus der Überschneidung mit dem Zeitraum der Niederschlagsdaten ergibt sich ein Untersuchungszeitraum von 1948 bis 1998.

5.3 Meeresoberflächentemperaturen

Zur zusätzlichen Charakterisierung der zirkulationsdynamischen Variabilitätssignale wurde der Reynolds-Reconstructed-SST (Sea Surface Temperature)-Datensatz mit monatlichen Meeresoberflächentemperaturwerten im $2^\circ \times 2^\circ$ -Gitter 1950-1998 (REYNOLDS & SMITH, 1995) in die Arbeit mit einbezogen. Der Gesamtuntersuchungszeitraum wurde jedoch nicht reduziert, da das SST-Feld hauptsächlich als Hilfsvariable zur weiteren Interpretation herangezogen wird und die Beziehungen zwischen Niederschlag im südlichen Afrika und der troposphärischen Zirkulation im Fokus dieser Arbeit stehen. Der Datensatz wurde mithilfe unter Verwendung der "Opti-

imum Interpolation”(OI)-Methode von REYNOLDS & SMITH (1994) und Empirischer Orthogonaler Funktionen (EOF) aus Beobachtungsdaten unter Ausschluss der Polargebiete (45°S bis ~65°N) erstellt, da hier die Datengrundlage als unzureichend anzusehen ist. Ein Vergleich mit weiteren SST-Datensätzen findet sich bei HURRELL & TRENBERTH (1999). Hier wird für die Reynolds-Reconstructed-SST-Daten geringere monatliche Variabilität in den Tropen und auf der Südhemisphäre festgestellt. Wie in Kapitel 5.1 schon für die Niederschlagsdaten angemerkt wurde, ergeben sich daraus jedoch aufgrund der a priori durchgeführten Normalisierung der Zeitreihen für die hier durchgeführten Analysen keine negativen Auswirkungen. Im Gegensatz hierzu sind die von HURRELL & TRENBERTH (1999) festgestellten starken Diskrepanzen in Bezug auf Trendercheinungen in den verfügbaren SST-Datensätzen für die vorliegende Arbeit sehr wohl von Bedeutung. Aus diesem Grund wird die Problematik der Trends in den folgenden Kapiteln gesondert aufgegriffen.

5.4 Normalverteilung und Datenunabhängigkeit

Niederschlag

Für Aussagen zur statistischen Signifikanz im Verlauf der folgenden Untersuchungen ist die Abschätzung der Häufigkeitsverteilung der Stichprobenelemente der Zeitreihen im Sinne der Normalverteilung relevant. Tabelle 5.1 stellt einen Auszug der Ergebnisse des Lilliefort-Tests (eine Variante des Kolmogorof-Smirnoff-Tests) zur Normalverteilung der Niederschlagsindizes der 19 Regionen dar.

Wie zu erkennen ist, können etliche der Niederschlagsindizes in bestimmten Monaten (Tab. 5.1: Spalten 'Okt' bis 'Apr') oder dem Gesamtsummermittel (Tab. 5.1: Spalte 'Okt-Apr') diese Voraussetzung für parametrische Testverfahren bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von $S_i=90\%$ nicht erfüllen. Insgesamt kann nur für etwas mehr als die Hälfte der Tests² eine Normalverteilung der Stichproben ($S_i=90\%$) angenommen werden, was im weiteren Verlauf der Arbeit zu berücksichtigen ist.

Als Voraussetzung für statistische Signifikanzaussagen ist weiterhin die Datenunabhängigkeit³ der Stichproben von Interesse, die üblicherweise mit Hilfe des temporalen Autokorrelationskoeffizienten (ar) erster Ordnung beschrieben wird. Hierzu wird die (interannuelle) Zeitreihe mit

²Die Gesamtanzahl der Tests bezieht sich auf sog. 'Saisonabschnittsvarianten', die in Kapitel 6.1 S. 82 vorgestellt werden.

³Unabhängigkeit eines Stichprobenelementes von seinen Vorgängerwerten.

	Okt	Nov	Dez	Jan	Feb	Mär	Apr	Okt-Apr
PC01				**		**		
PC02	*	*						*
PC03	**						*	
PC04	**		*		**		*	
PC05		*	*	**			*	**
PC06	*		*				*	**
PC07	*	**					*	**
PC08	*		**	*		*	*	**
PC09	**	**						*
PC10			**		*			**
PC11		*						*
PC12			*	*				**
PC13				**				
PC14				**				*
PC15	**			**		*		*
PC16	**				*			**
PC17	**	**	**		*	*	**	
PC18	*	**	*	**	**		**	
PC19		**	*					**

Tabelle 5.1: Normalverteilung (Lilliefort-Test) der Niederschlagsindizes der Regionen PC01 bis PC19 in den Südsommermonaten Oktober bis April sowie für den Gesamtsommermittelwert der Jahre 1948 bis 1998 (rechts):

***) Normalverteilung bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 99% gegeben,

*) normalverteilt mit 90% Sicherheitswahrscheinlichkeit.

sich selbst bei einem Zeitversatz um einen Zeitschritt $t=1$ (ein Jahr) korreliert. Die Analysen für die regionalen Niederschlagsindizes ergaben hierbei Werte zwischen $ar_{min} = -0.4361$ und $ar_{max} = +0.3273$ sowie einen mittleren Betrag der Koeffizienten von lediglich $\overline{|ar|} = 0.0980$ was auf insgesamt sehr hohe Datenunabhängigkeit der Niederschlagsindexreihen hinweist.

Zirkulation

Abbildung 5.3 gibt exemplarisch die Testergebnisse des Lilliefort-Tests auf Normalverteilung der GPH-Zeitreihen im 1000 und 100 hPa-Niveau für das Gesamtsommermittel Oktober bis April wieder. Nur in einigen bestimmten Regionen sind die Zeitreihen bei einer Sicherheitwahrscheinlichkeit von $Si=90\%$ normalverteilt (rote und orangene Gitternetzflächen in Abb. 5.3).

Ein Großteil der Fläche muß auf einem Signifikanzniveau von $Si=90\%$ als nicht normalverteilt angesehen werden. Dieses Ergebnis ist auch für Tests der einzelmonatlichen Zeitreihen reprä-

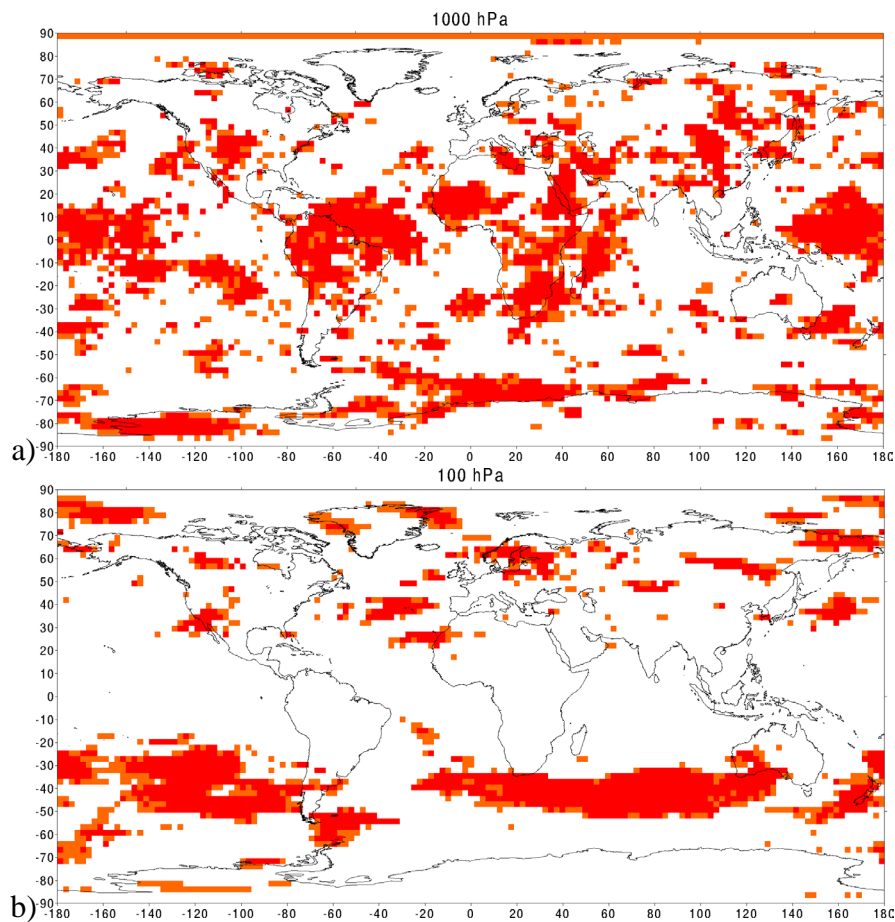


Abbildung 5.3: Normalverteilung der GPH-Zeitreihen a) im 1000 und b) 100 hPa-Niveau für das Oktober-April-Mittel 1948-1998:

Dunkelrot: Normalverteilung bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 99% gegeben,
 Orange: normalverteilt mit 90% Sicherheitswahrscheinlichkeit.

sentativ, die lediglich ein räumlich abweichendes Bild ergeben, jedoch ebenso den Großteil der Gitternetzzeitreihen als nicht normalverteilt kennzeichnen.

Die Berechnung des Koeffizienten der zeitlichen Autokorrelation der GPH-Zeitreihen (Zeitversatz $\tau = 1$) zeigt z.T. extrem hohe positive Autokorrelationen. In Abbildung 5.4 sind exemplarisch die Werte für die Zeitreihen des Gesamtsummermittels Oktober-April 1948-1998 im 1000 (in Oberflächennähe) und 100 hPa-Niveau (hohe Troposphäre) dargestellt. Im 1000 hPa-Niveau werden Koeffizienten $ar > +0.8$ auf dem afrikanischen Kontinent und in Südasien erreicht. Ebenfalls sehr hohe Werte sind in Südamerika und im Bereich des südhemisphärischen Subpolartrogos (Antarktisküste) festzustellen. Auch in der hohen Troposphäre (100 hPa-Niveau) sind

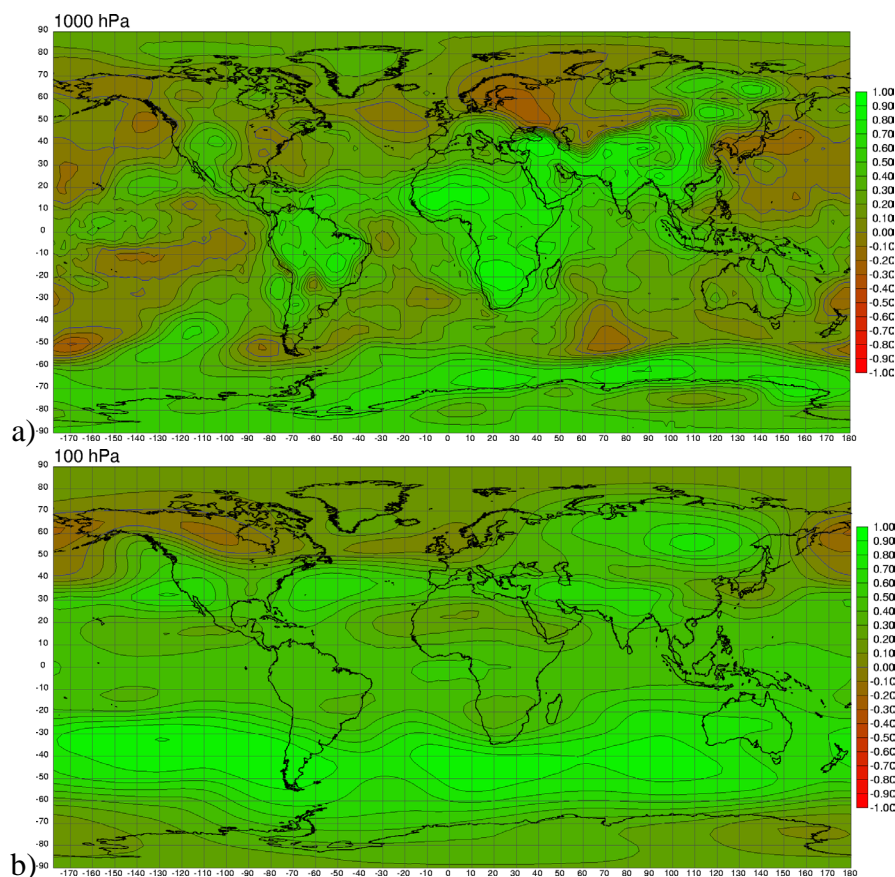


Abbildung 5.4: Temporale Autokorrelation (Zeitversatz $\tau = 1$) der GPH-Zeitreihen für das Oktober-April-Mittel 1948-1998 a) im 1000 und b) 100 hPa-Niveau.

hohe Autokorrelationen zu verzeichnen, hier insbesondere in den Subtropen⁴. Über dem Südpazifik wird hierbei der Extremwert von $ar = +0.903$ erreicht. Diese starken Abhängigkeiten der Sommermittelwerte von denen des Vorjahres bringen erhebliche Probleme für die Telekonnectionsanalyse mit sich und werden deshalb im folgenden Kapitel 5.5 näher untersucht.

Meeresoberflächentemperaturen

Ein qualitativ ähnliches Bild wie bei den GPH-Zeitreihen ergibt sich für die Normalverteilttheit der Zeitreihen der Meeresoberflächentemperaturen, die exemplarisch in Abbildung 5.5 für das Gesamtsummermittel Oktober-April dargestellt wird. So kann der Großteil der Gitterpunkte nicht

⁴Interessanterweise ergeben sich hier auffällige räumliche Übereinstimmungen zwischen Regionen hoher Autokorrelation (Abb. 5.4) und signifikanter Normalverteilttheit (Abb. 5.3). Ein systematischer Zusammenhang zwischen diesen Eigenschaften von Zeitreihen ist jedoch nicht bekannt.

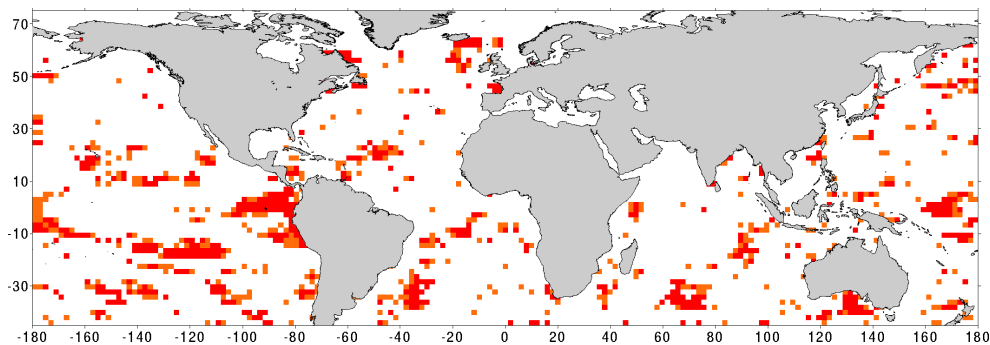


Abbildung 5.5: Normalverteilung der SST-Zeitreihen für das Oktober-April-Mittel 1948-1998: Dunkelrot: Normalverteilung bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 99% gegeben, Orange: normalverteilt mit 90% Sicherheitswahrscheinlichkeit.

als normalverteilt angesehen werden ($S_i=90\%$) und nur in wenigen Gebieten (z.B. im Ostpazifik) werden größere zusammenhängende Areale mit Normalverteilung festgestellt.

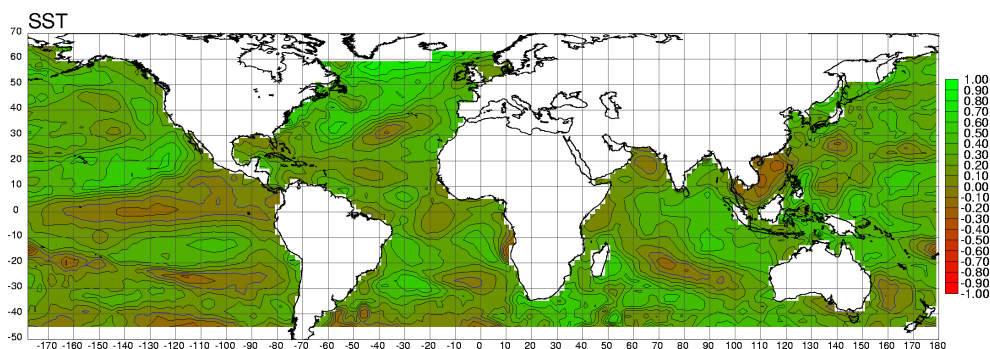


Abbildung 5.6: Temporale Autokorrelation (Zeitversatz $\tau = 1$) der SST-Zeitreihen für das Oktober-April-Mittel 1948-1998 im 1000 und 100 hPa-Niveau.

Die Berechnung der temporalen Autokorrelation für das SST-Feld zeigt - ebenfalls ähnlich wie im GPH-Feld - z.T. sehr hohe Abhängigkeiten in den Stichprobenreihen (Abb. 5.6). Der Spitzenwert von $ar = 0.922$ wird hierbei für den Gitterpunkt $133^\circ\text{E}/9^\circ\text{S}$ im Bereich Indonesiens für das Gesamtsummermittel Oktober-April erreicht. Zugleich wird hier indirekt eine weitere Eigenschaft des SST-Datenfeldes sichtbar: eine im Vergleich zum GPH-Feld (selbst im oberflächennahen 1000 hPa-Niveau, Abb. 5.4 oben) hohe räumliche Variabilität, mit z.T. starken Unterschieden im Schwankungsverhalten zwischen Zeitreihen nah benachbarter Gitterpunkte, woraus die sehr unruhig verlaufenden Isolinien resultieren.

5.5 Langzeitvariabilität und Trends

Für Analysen der temporalen Variabilität sind neben Fluktuationen von Jahr zu Jahr (interannuelle Variabilität) auch Langzeitschwankungen und Tenderscheinungen von Bedeutung. Die Schwierigkeiten, die sich aus dem Vorhandensein ausgeprägter Langzeitvariabilität in nur einer von zwei potentiell kovariierenden Zeitreihen ergibt, wird z.B. von ROPELEWSKI & HALPERT (1987) bezüglich des Trendverhaltens der Niederschläge im Sahel benannt: “ENSO-related precipitation in the Sahel would also be difficult to uncover in this analysis because of the long-term negative trend in precipitation (Nicholson, 1985; Lamb, 1982), which would serve to confound any ENSO precipitation relationships.” (ROPELEWSKI & HALPERT, 1987, S. 1617). Liegen in jeweils nur einer Variablen starke Varianzen in der Langzeitvariabilität (z.B. starkes Trendverhalten) vor, so erschwert diese die Erfassung interannueller bzw. hochfrequenter Kovarianz zwischen beiden Variablen (SCHLITTGEN & STREITBERG, 1991). Andererseits können - evtl. nur zufällige - Übereinstimmungen in der Langzeitvariabilität (z.B. gegenläufige Trends) hohe Gesamtkovarianz zustande kommen lassen, ohne dass eine signifikante interannuelle Abhängigkeit besteht. Die z.T. hohen Autokorrelationen im GPH- und SST-Feld (vgl Kap. 5.4) wecken den Verdacht auf ausgeprägte Trends in diesen Datensätzen. Um diese potentiellen Störfaktoren einschätzen zu können, werden im Folgenden Analysen zum Trendverhalten der verwendeten Daten vorgestellt.

5.5.1 Niederschlag

Die Ergebnisse des nichtparametrischen und nichtlinearen Mann-Kendall-Trend-Tests für die Zeitreihen der Sommermittelwerte (Oktober-April) der einzelnen Niederschlagszeitreihen 1948-1998 sind in Abbildung 5.7 dargestellt. Hierbei werden die Wertereihen rangskaliert auf signifikante Trends hin untersucht. Die Prüfgröße z , welche auf Kendalls τ basiert (HOLLANDER & WOLFE, 1999), ergibt sich nach HOBBS et al. (2001) als

$$z = \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} \text{ falls } S > 0 ; z = 0 \text{ falls } S = 0 ; z = \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}} \text{ falls } S < 0$$

wobei sich S berechnet als

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k)$$

mit n =Stichprobenumfang und $\text{sgn}(x_j - x_k)$ als Vorzeichenfunktion, welche die Aussage “größer oder kleiner als der Vorgängerwert” mit $\text{sgn}(x_j > x_k) = +1$ oder $\text{sgn}(x_j < x_k) = -1$ bzw.

$sgn(x_j = x_k) = 0$ liefert. In $Var(S)$ wird die Anzahl t der Bindungen $sgn(x_j - x_k) = 0$ berücksichtigt:

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_t t(t-1)(2t+5)}{18}$$

Bei Vergleich von z mit den Tabellenwerten der Standardnormalverteilung sind signifikante Trends bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit (zweiseitige Fragestellung) mit $|z| > 1.96$ gegeben, wobei das Vorzeichen von z die Trendrichtung angibt. Dieser Test erfasst alle Trendercheinungen innerhalb der untersuchten Zeitreihe, auch solche, die sich nicht über den Gesamtzeitraum erstrecken und lässt somit keine Aussagen über lineare und stetige Trends zu (RAPP, 2000).

Als Test auf lineare Trends über den Gesamtzeitraum 1958-1998 hinweg wurde das Trend-Rausch-Verhältnis (RAPP, 2000)

$$TR = \frac{T}{s}$$

(mit T =linearer Trendwert (Endwert - Anfangswert der durch Regression bestimmten Trendgeraden) und s =Standardabweichung der Stichprobe) berechnet. Mit $|TR| > 1.96$ ist bei Normalverteilung mit 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit eine signifikante lineare Trendercheinung gegeben. Da nicht alle Niederschlagszeitreihen normalverteilt sind (siehe Kap. 5.1), können die Ergebnisse des Tests nicht auf die Grundgesamtheit übertragen werden und sind somit allein zur Stichprobenbeschreibung gültig.

Für das Niederschlagsfeld der Oktober-April-Mittelwerte ergeben sich nach dem Mann-Kendall-Test (Abb. 5.7a) signifikante Negativtrends insbesondere im Zentrum und Westen des Subkontinents (Nordbotswana, Westsambia, Südostangola, Nordnamibia) sowie im äquatorialen Westafrika (Kongo), Positivtrends hingegen in Ostafrika (Tansania, Süduganda). Das Trend-Rausch-Verhältnis erreicht jedoch in keinem Fall einen Wert von $TR > 1.96$, womit in keiner Stichprobenreihe ein starker linearer Trend beschrieben wird.

Die Darstellung ausgewählter Zeitreihen mit Maximalwerten für Mann-Kendall-Z und Trend-Rausch-Verhältnis (Abb. 5.8) zeigt, dass die Trends (obwohl signifikant nach dem Mann-Kendall-Test) insgesamt recht moderat ausfallen.

Dementsprechend sind bei den 19 regionalen Niederschlagsindizes auch lediglich in den Regionen 3 (Nordbotswana), 4 (Südostsambia und Simbabwe) und 10 (Ostangola) im Zentrum des Subkontinents nach dem Mann-Kendall-Test (bei $\alpha=95\%$) signifikante, jedoch ebenfalls lediglich schwache, negative Trends festzustellen (ohne Abbildung).

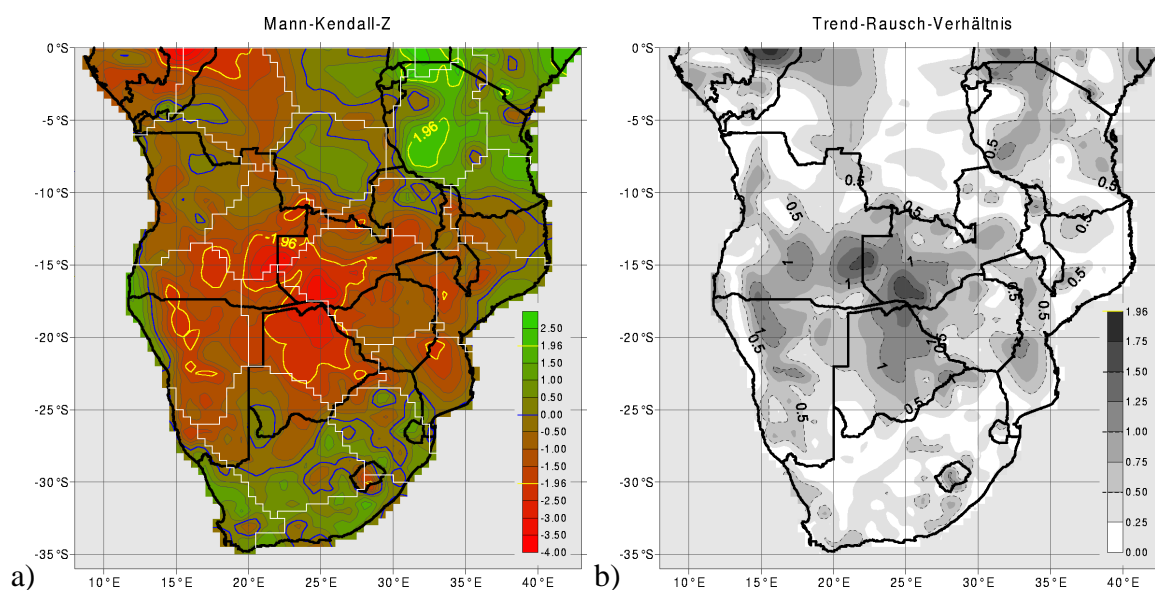


Abbildung 5.7: Trendsignifikanz der einzelnen Niederschlagszeireihen für das Oktober-April-Mittel 1948-1998:

a) Z-Statistik des Mann-Kendall-Tests. Trends mit $|z| > 1,96$ (gelbe Linie) sind signifikant bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von $S_i = 95\%$. Weiße Linien geben die Niederschlagsregionen wieder.

b) Trend-Rausch-Verhältnis TR. Trends mit $TR > 1,96$ (nicht gegeben) sind bei Normalverteilung signifikant bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit $S_i = 95\%$.

5.5.2 Zirkulationsvariablen

Abbildung 5.9 zeigt die Teststatistik z für den Mann-Kendall-Trendtest in verschiedenen Niveaus des Geopotentialfeldes für die Oktober-April-Saison. Hierbei wird deutlich, dass der überwiegende Anteil der Geopotentialzeitreihen signifikante Trends aufweist. Während negative Trends vor allem im oberflächennahen Südpolarbereich sowie im hochtroposphärischen Nordpolargebiet auftreten, sind die inneren Tropen großflächig von Positivtrends gekennzeichnet. Maximale Werte ergeben sich dabei in den unteren und mittleren Niveaus über dem Ostpazifik, über dem Atlantik, im Bereich des afrikanischen Kontinents sowie in den hochtroposphärischen Niveaus zirkumglobal bei ca. 50°S , wobei jedoch darauf hingewiesen werden muss, dass hochsignifikante Trendstatistiken nicht notwendigerweise auf hohe Trendwerte zurückzuführen sind.

Um weitere Erkenntnis über die Trendtypen sowie deren räumliche Verbreitung zu erhalten, wurden für alle Zeitreihen des Reanalysegitterfeldes SMWD (Split Moving Window Dissimilarity)-Analysen durchgeführt, welche Aufschluss über die Zeitpunkte von deutlichen, abrupten Veränderungen in den Zeitreihen geben (CAMBERLIN et al., 2001). Bei diesem Verfahren werden innerhalb eines gleitenden Ausschnittes (Moving Window) der Zeitreihe T-Tests zwischen der er-

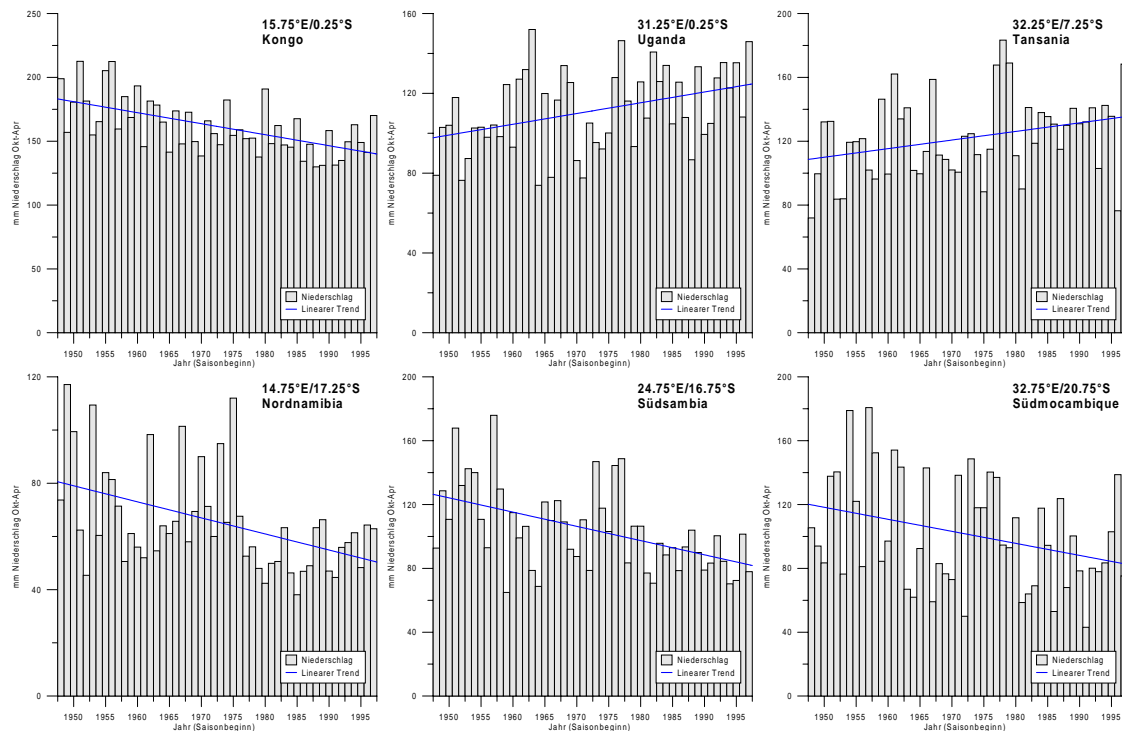


Abbildung 5.8: Ausgewählte Zeitreihen der Oktober-April Niederschlagssummen 1948-1998 mit signifikanten Trends (nach Mann-Kendall-Test für $S_i=95\%$). Trendgeraden sind als blaue Linie eingetragen.

sten und zweiten Hälfte der Ausschnittszeitreihe durchgeführt. Hierzu wurde eine Fensterspannweite von 20 Jahren verwendet, um einerseits nur längerfristige Schwankungen zu erfassen, andererseits aber auch um den sich aus der Spannweite ergebenden Gesamtuntersuchungszeitraum - hier zwischen 1957 und 1987 - nicht zu stark zu verkürzen. Für jeden Zeitpunkt wurden anschließend die Geopotentialreihen mit deutlichen (bei Normalverteilung signifikanten)⁵ abrupten Veränderungen gezählt, wobei als Gewicht der Zählung der Cosinus der jeweiligen geographischen Breite der Zeitreihe verwendet wurde, um eine Überbetonung der Veränderungen in polaren Breiten zu verhindern. Als Zeitpunkt der Zählung wurde das Jahr unmittelbar vor der Fenstererteilung festgelegt. Abbildung 5.10 zeigt die Ergebnisse für die Oktober-April-Saisonalmittel des Geopotentials, der Vertikalgeschwindigkeit sowie der Windkomponenten. Dargestellt sind sowohl die Gesamtanzahlen an deutlichen Veränderungen als auch die nach Vorzeichen der Ver-

⁵Um Signifikanzaussagen zu treffen, wird Normalverteilung und gleiche Varianz der Stichprobengrundgesamtheiten vorausgesetzt. Die Varianzen werden jedoch nicht im einzelnen überprüft (sog. Fisher-Behrens-Problem), weshalb hier eine entsprechende Modifikation des Tests verwendet wird (SACHS, 1999; SCHÖNWIESE 1992). Ebenfalls bleibt die Normalverteilung für die einzelnen Fensterausschnitte ungeprüft. Bei der Prüfung für die Gesamtzeitreihen ergab sich jedoch ein hoher Anteil nicht normalverteilter Gitterpunkte (Vgl. Abb. 5.3, S. 67), weshalb die Aussagen der T-Tests hier zumeist allein deskriptiven Charakter haben.

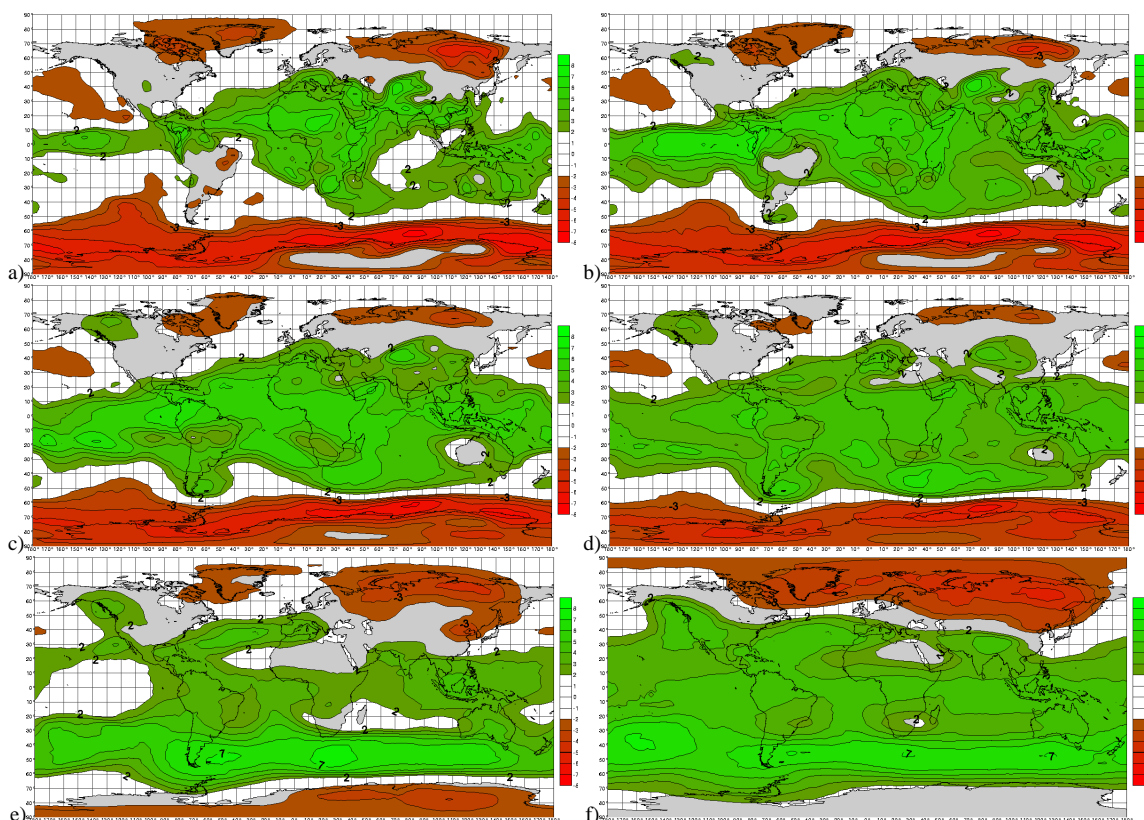


Abbildung 5.9: Z-Statistik des Mann-Kendall-Tests auf Trendsignifikanz für Geopotentialhöhen des a) 1000, b) 850, c) 700, d) 500, e) 200 und f) 100 hPa-Niveaus für die Oktober-April Saisonalmittelwerte 1948 bis 1997. Dargestellt werden nur Werte von $|z| > 2.0$, wobei Werte von $|z| > 1.96$ signifikante Trends mit entsprechendem Vorzeichen bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit (bei zweiseitiger Fragestellung) indizieren.

änderung differenzierten Häufigkeiten.

In augenfälliger Weise wird ein Maximum an starken Geopotentialwertzunahmen zwischen 1975 und 1976 sowie zwischen 1976 und 1977 deutlich, ein sekundäres Maximum ergibt sich zwischen 1971 und 1972. Während dieser Zeitraum fast ausschließlich von Wertzunahmen geprägt wird, tritt eine Phase sowohl positiver als auch negativer Trends zu Beginn des Analysezeitraums - mit Maximum zwischen 1957 und 1958 - auf, welche jedoch weitaus geringere räumliche Verbreitung aufweist. Für die weiteren Zirkulationsvariablen sind die Veränderungen in der zweiten Hälfte der 70er Jahre ebenfalls erkennbar, jedoch mit weitaus geringerer Verbreitung. Neben der Phase zu Beginn des Analysezeitraums und Mitte der 70er Jahre tritt ein weiteres Maximum um 1965/1966 hervor, welches bei den Geopotentialdaten nur untergeordnet in Erscheinung tritt. Bei der Interpretation der Absolutzahlen der dargestellten Kurven ist zu beachten, dass die Unterschiede in der räumlichen Verbreitung zwischen Geopotential und den weiteren Zirkulations-

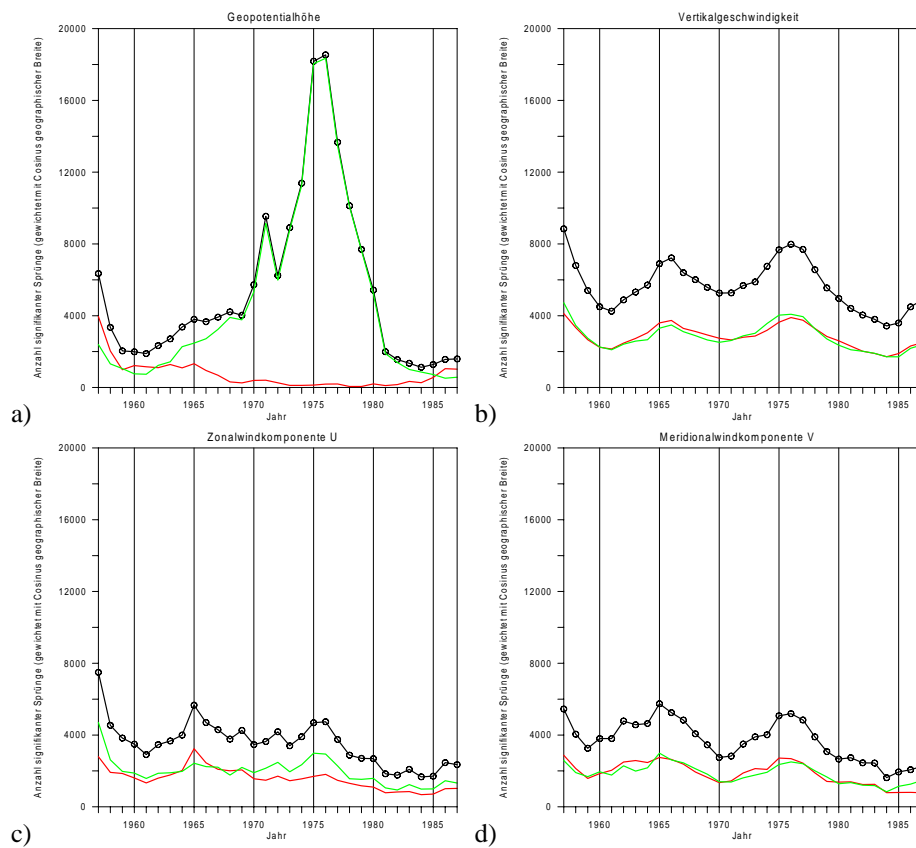


Abbildung 5.10: Anzahl der Zeitreihen (Oktober-April-Saison) mit abruptem Sprung für a) geopotentielle Höhe, b) Vertikalgeschwindigkeit, c) Zonal- und d) Meridionalwindkomponente: Gesamt (schwarz), mit Wertabnahme (rot) und mit Wertzunahme (grün). Das Jahr gibt den Zeitpunkt unmittelbar vor dem Sprung an. Die Nennung eines Sprunges erfolgt bei positivem SMWDA-Testergebnis mit 20-jähriger Fenster-spannweite (siehe Text). Jede Nennung wurde mit dem Cosinus der geographischen Breite der jeweiligen Zeitreihe gewichtet.

variablen keine Inkonsistenz des Gesamtdatensatzes darstellen, da weiträumige Veränderungen im Druckfeld auch räumlich begrenzte Auswirkungen z.B. auf die Zonalwindkomponente haben können. Im Vordergrund steht hier die Ausprägung relativer Maxima zur zeitlichen Lokalisierung von Veränderungsphasen.

Abbildung 5.11 zeigt die zeitliche Entwicklung der global gemittelten Höhen des 1000 hPa- und 100 hPa-Niveaus für das Saisonmittel Oktober-April. Zur Mittelwertberechnung wurden die Werte der Gitterpunkte wieder mit dem Cosinus der geographischen Breite gewichtet. Deutlich wird hierbei insbesondere ein Sprung der Zeitreihe für das 100 hPa-Niveau in der zweiten Hälfte der 70er Jahre, welcher weitreichende Konsequenzen für alle weiteren Analysen zur Folge hat.

Während bis ca. 1977 kaum Werte über 16.29 km auftreten (Ausnahme 1972) wird dieser Wert

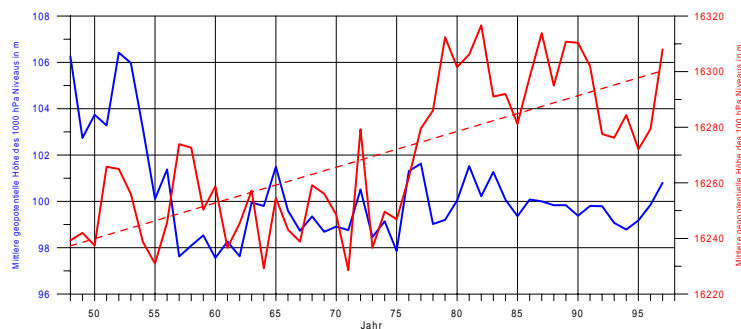


Abbildung 5.11: Veränderung des globalen Oktober-April-Mittelwerts der Geopotentialhöhe für das 1000 (blau) und 100 hPa-Niveau (rot) sowie linearer Trend für das 100 hPa-Niveau (rot gestrichelt) zwischen 1948 und 1997 auf Grundlage der NCEP/NCAR Reanalysedaten. Jahre beziehen sich auf die erste Sommerhälfte.

nach 1977 nur noch einmal im Jahre 1995 unterschritten. Die Berechnung eines linearen Trends ergibt eine Differenz zwischen Ende und Beginn der Zeitreihe von ca. 63m, der Mann-Kendall-Test ergibt einen z-Wert von 4.68 (hochsignifikant, bei nur 0.1% Irrtumswahrscheinlichkeit) und das Trend-Rausch-Verhältnis beträgt 2.36. Deutlich wird anhand von Abbildung 5.11 jedoch, dass der lineare Trend die niederfrequente Variabilität der Zeitreihe nicht optimal repräsentieren kann. So ist auch schon rein visuell festzustellen, dass der Gesamttrend nicht kontinuierlich ist, sondern sich allein aus dem Sprung zwischen 1975 und 1980 ergibt. Für das 1000hPa-Niveau ist dieser Sprung in den späten 70er Jahren nicht nachzuvollziehen, jedoch ergibt sich hier um 1954 ein markantes Gefälle, welches sich zwar nicht signifikant im Gesamttrend von nur -2.6m niederschlägt, jedoch auch von der SMWD-Analyse zu Beginn des Zeitraums überdurchschnittlich oft detektiert wird (siehe Abb. 5.10). Die zwischen den dargestellten troposphärischen Niveaus liegenden Zeitreihen (nicht gezeigt) stellen Übergangsformen zwischen den beiden Reihen in Abbildung 5.11 dar, wobei der Mann-Kendall-Test bei 5% Irrtumswahrscheinlichkeit eine signifikante Zeitabhängigkeit mit positivem Trend bis hinab zum 700 hPa-Niveau (einschließlich) ausweist. Die saisonalen Schwankungen innerhalb des Südsommers fallen allgemein relativ gering aus. Die räumlich kontinuierliche Evaluierung dieses sprunghaften Trendtyps wurde anhand der linearen Pearsonkorrelation der Geopotentialzeitreihen mit einer künstlich erstellten Dummy-Variablen durchgeführt. Diese Zeitreihe besteht fortlaufend aus dem Wert -1 für den Zeitraum vor 1977 und dem Wert +1 ab 1977. Die Ergebnisse sind in Abbildung 5.12 dargestellt. Vor allem in den Sub- und inneren Tropen und im südhemisphärischen Polargebiet wird deutlich, dass ein Großteil des jeweiligen Gesamttrends (vgl. Abb. 5.9) aus der abrupten Veränderung Mitte der 70er Jahre resultiert, während in der nordhemisphärischen Arktisregion dieser Trendtyp nur schwach realisiert ist.

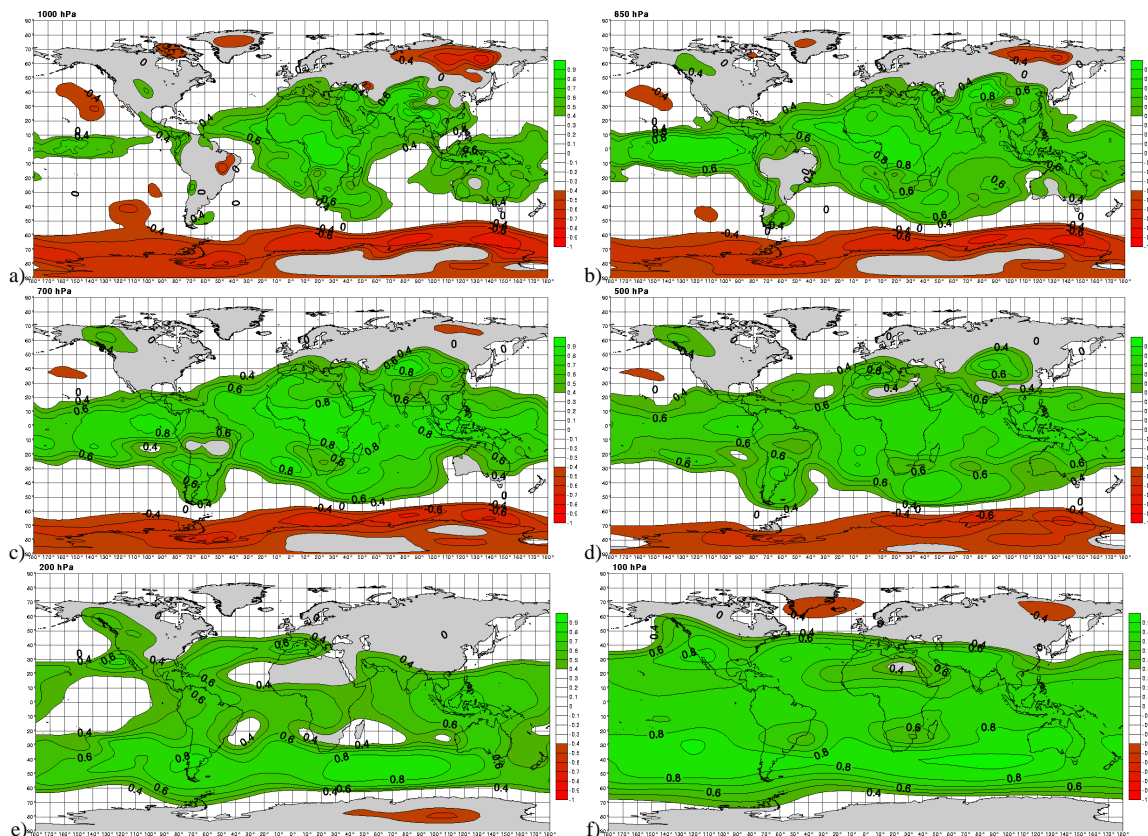


Abbildung 5.12: GPH-Zeitreihen mit abruptem Sprung Mitte der 70er Jahre: Pearson-Korrelationskoeffizient zwischen Geopotentialhöhen des a) 1000, b) 850, c) 700, d) 500, e) 200 und f) 100 hPa-Niveaus für die Oktober-April Saisonalmittelwerte 1948 bis 1997 und einer Dummy-Variablen zur Beschreibung des Sprunges im Jahre 1977 (siehe Text). Dargestellt werden nur Werte von $|r| \geq 0.5$ (signifikant bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit).

Der starke Negativtrend der Geopotentialhöhen der niederen Druckniveaus im Bereich der Antarktisküste wurde von HINES et al. (2000) anhand von Stationsmessdaten, die diesen Trend nicht erkennen ließen, wiederlegt. Die Ursache des abrupten Anstiegs der GPH-Zeitreihen Mitte der 1970er Jahre ist nicht vollständig geklärt. So werden sowohl physikalisch reelle Ursachen, mit einer Intensivierung der ENSO-Aktivität seit den 1970er Jahren (TRENBERTH & STEPANIUK, 2001), als auch Inhomogenitäten - verursacht durch Inkonsistenzen der einbezogenen Messdaten - für möglich gehalten (KISTLER et al., 2001). Ein Argument für eine tatsächliche abrupte klimatische Änderung besteht jedoch mit Beobachtungen vergleichbarer Veränderungen in unabhängigen Temperaturdatensätzen, die nicht im NCEP/NCAR-Reanalyseprojekt mit verarbeitet wurden. Andererseits setzt gerade Mitte der 1970er Jahre verstärkt die Nutzung von Satellitenmessdaten ein. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit kann diese Frage nicht weiter vertieft werden. Festzuhalten ist jedoch die Existenz des Sprunges in den Datenzeitreihen; dieser

Sachverhalt ist bei den nachfolgenden Untersuchungen zu berücksichtigen.

5.5.3 Meeresoberflächentemperaturen

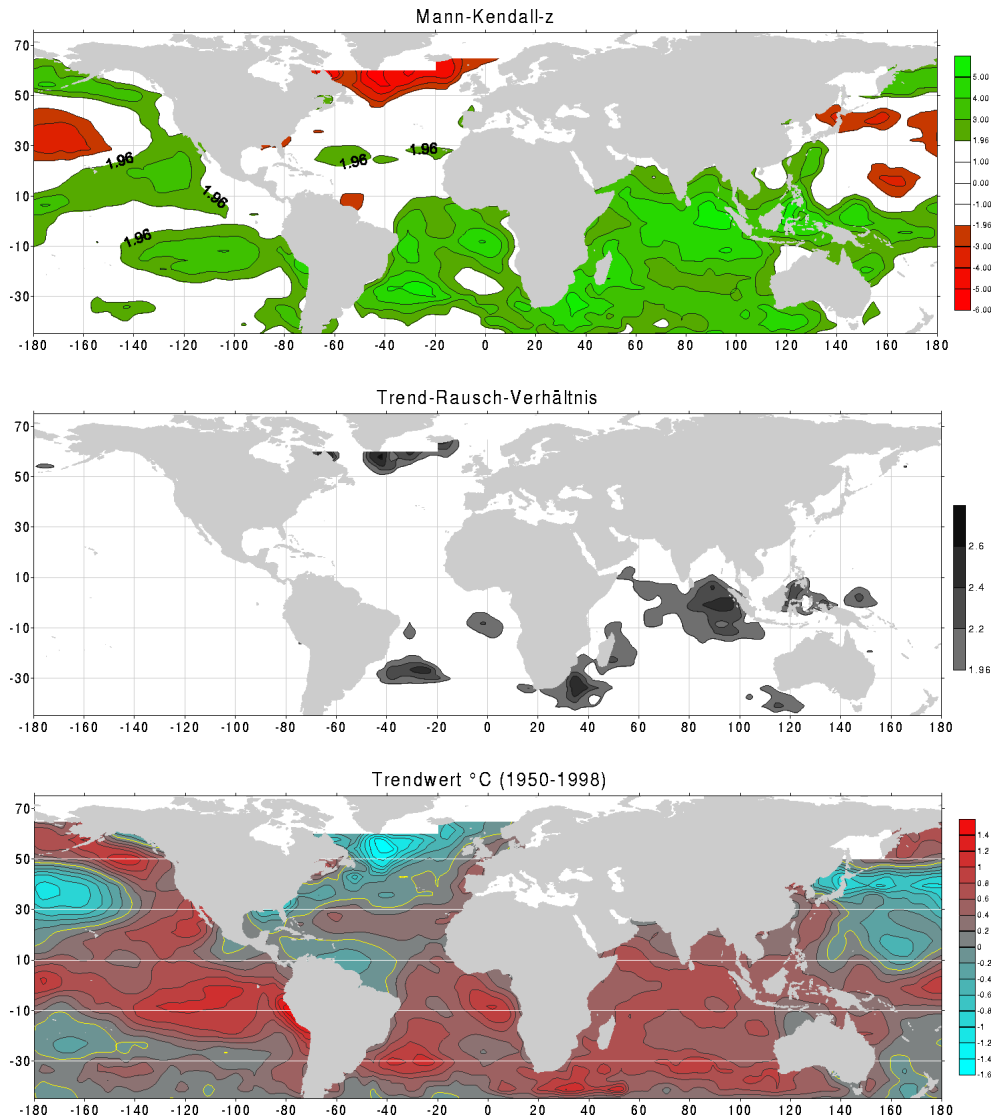


Abbildung 5.13: SST-Trendstatistiken für Oktober-April 1950 bis 1997. Oben: Mann-Kendall-z, Mitte: Trend-Rausch-Verhältnis, unten: linearer Trendwert in °C (Nulllinie gelb).

Auch im SST-Feld sind signifikante und starke Trends zu beobachten (Abb. 5.13). Abkühlungstendenzen im Nordpazifik und Nordatlantik - evtl. in Verbindung mit negativen Luftdrucktrends über dem Nordpazifik und Grönland (vgl. Abb. 5.9a S. 74) - stehen weiträumige Erwärmungstrends in den Tropen und Mittelbreiten der Südhemisphäre gegenüber. Die stärksten Temperatur-

zunahmen sind hierbei im Ostpazifik zu beobachten und können mit der Häufung von El-Niño-Ereignissen in den letzten Jahrzehnten in Einklang gebracht werden. Weiterhin haben sich der westliche Südatlantik und der innertropische Ostatlantik um bis zu 1°C erwärmt. Schließlich ist der gesamte Indische Ozean signifikant von Positivtrends geprägt. Spitzenwerte werden hier im Südwestindik vor der Küste Afrikas mit $1,2^{\circ}\text{C}$ im Bereich der Agulhas-Retroflection erreicht, dem Bereich, in dem sich auf relativ engem Raum signifikante, gradientverstärkende, oberflächennahe Luftdrucktrends gegenüberstehen (vgl. Abb. 5.9a S. 74).

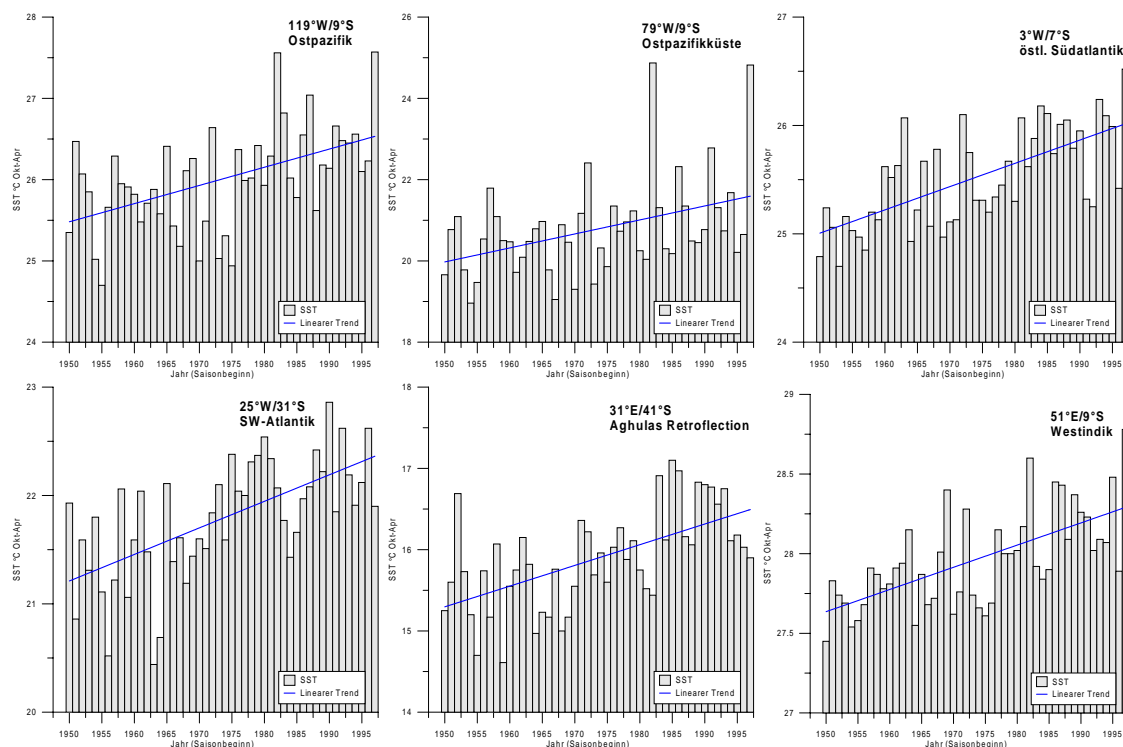


Abbildung 5.14: Ausgewählte Zeitreihen der Oktober-April SST-Mittelwerte 1950-1997 mit signifikanten Trends (nach Mann-Kendall-Test für $S_i=95\%$). Die Trendgerade ist als blaue Linie eingezeichnet.

Abbildung 5.14 zeigt Beispielszeitreihen für verschiedene SST-Gitterpunkte mit starken Trends. Es wird deutlich, dass auch hier ein Sprung zwischen der Südsommersaison 1975/76 und 1976/77, insbesondere im Ostpazifik, aber auch ca. ein Jahr später im Westindik in Erscheinung tritt. Mögliche Zusammenhänge zwischen diesen Veränderungen und dem abrupten Anstieg tropischer GPH-Zeitreihen können hier lediglich vermutet werden. Die Zeitreihe des tropischen Ostatlantiks stellt hingegen eher einen kontinuierlichen Trend bei ausgeprägter mehrjähriger Variabilität dar, welche auch das Bild im Südwestatlantik und in der Agulhas-Retroflection bestimmt.

Insgesamt kann festgestellt werden, dass in den verwendeten Zirkulations- und SST-Datensätzen

z.T. erhebliche Trends unterschiedlichen Typs - ob nun reell oder aus Fehlern in der Datenassimilation resultierend - vorhanden sind. Diese überlagern in hohem Ausmaß die interannuelle Variabilität der GPH- und SST-Zeitreihen, während die Niederschlagsdaten nur verhältnismäßig schwache Trends zeigen. Die Konsequenzen dieser, für die weiteren interannuellen Analysen problematischen Befunde zur Langzeitvariabilität, gerade auch hinsichtlich der abrupten Veränderung Mitte der 70er Jahre, werden in Kapitel 6.4 diskutiert.

Kapitel 6

Methoden der Telekonnectionsanalyse

Nachfolgend werden die wesentlichen Methoden, welche in der vorliegenden Untersuchung immer wiederkehren, an zentraler Stelle in ihren Grundzügen besprochen. Hierbei kann zunächst zwischen bivariaten und multivariaten Methoden unterschieden werden. Während multivariaten Analysetechniken gerade bei der Untersuchung großräumiger Felder mit einer Vielzahl von Variablen - allein schon aus Gründen der Übersichtlichkeit und Darstellungsmöglichkeiten - meist der Vorzug gegeben wird, wird in der vorliegenden Arbeit eine zweigleisige Strategie verfolgt. Multivariate Methoden erreichen ihre Übersichtlichkeit in der Ergebnisdarstellung durch die Reduktion auf die wesentlichen Zusammenhänge, was jedoch nur unter einer gewissen Abstraktion geschehen kann, während bivariate Analysen zwar den Abstraktionsgrad minimieren, jedoch in einer oft unüberschaubaren Vielzahl von Einzelergebnissen münden. Erst das Nebeneinander und schließlich die Verknüpfung beider Methodengruppen ist geeignet, den Blick auf das Wesentliche zu richten und an relevanten Zwischenergebnispunkten dennoch eine Detailtiefe zu erlangen, welche über den deskriptiven Charakter der Analysen hinausgeht und auf die Herausarbeitung zugrunde liegender Einzelprozesse abzielt. Eine wichtige Rolle spielt hierbei die Art der graphischen Verarbeitung, welche nicht nur als möglichst kompakte Ergebnisdarstellung sondern auch schon als Analysetechnik selbst aufzufassen ist.

6.1 Intrasonale Differenzierung und Zeitskalenabhängigkeit

6.1.1 Jahreszeitenablauf und Saisonabschnittslänge

Ebenso wie die Klimaelemente selbst sind auch Klimafernkopplungen jahreszeitlichen Schwankungen - primär gesteuert durch den Jahresgang der Einstrahlungsverhältnisse - unterworfen. Solche Schwankungen äußern sich in der Verschiebung von Fernkopplungszentren und/oder der Veränderung der Kopplungsintensität von Telekonnectionen. Dies führt zur Notwendigkeit, saisonal differenzierte Einzelanalysen durchzuführen, bei denen u.a. zunächst die Ermittlung des jahreszeitlichen Saisonabschnitts mit maximalen Kopplungsstärken im Vordergrund steht, um möglichst deutliche Kopplungssignale zu erhalten.

Neben der Betrachtung von Veränderungen im Ablauf des Jahresgangs spielt jedoch auch die Länge der betrachteten Saisonabschnitte eine Rolle für die Stärke der beobachtbaren Kopplungserscheinungen. Als Beispiel kann hier die Korrelation zwischen SOI und dem Niederschlag in Region 1 (Abb. 6.1) dienen. Werden für die Korrelationsrechnung nur die Oktoberwerte für SOI

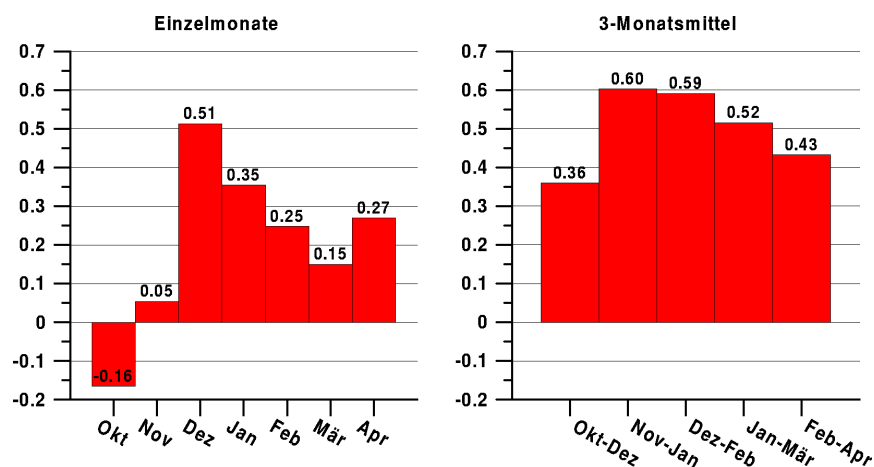


Abbildung 6.1: Korrelationskoeffizienten (Zeitraum 1948-1998) zwischen SOI und Niederschlag in Region 1 (Südafrika) im Verlauf des Südsommers bei unterschiedlich langen Saisonabschnitten (links: einzelmonatlich, rechts: dreimonatlich).

und den Niederschlag in Region 1 verwendet, so resultiert ein Korrelationskoeffizient von $r = -0.16$, im weiteren Verlauf des Südsommers ergeben sich hingegen positive Koeffizienten mit dem Maximum im Dezember von $r = +0.51$ (Abb. 6.1 links). Allein aus dieser Information könnte vermutet werden, dass sich der Koeffizient bei Verwendung von Dreimonatsmittelwerten, z.B.

Niederschlagssummen bzw. SOI-Mittelwerte für den Zeitraum Oktober bis Dezember, zwischen dem Minimal- und Maximalwert der einzelmonatlichen Korrelationen bewegt. Für das genannte Oktober-Dezembermittel ist dies auch bei $r=+0.36$ der Fall (Abb. 6.1 rechts). Im November-Januarmittel ergibt sich nun jedoch ein Koeffizient von $r=+0.60$, welcher alle einzelmonatlichen Koeffizienten übertrifft. Hieraus kann gefolgert werden, dass diese Abhängigkeit zwischen Niederschlag und SOI durch Prozesse bedingt wird, welche mehrere Monate benötigen, um ihre Wirksamkeit zu manifestieren bzw. dass diese Prozesse von anderen Einflüssen und Schwankungen in einer oder beiden Variablen überlagert werden, die unabhängig von diesem untersuchten SOI-Niederschlags-Zusammenhang agieren und von Monat zu Monat schwanken. Daraus folgt, dass bestimmte interannuelle Abhängigkeiten erst auf bestimmten intrasaisonalen Zeitskalen klar hervortreten. Im dargestellten Beispiel ist zu vermuten, dass die Störfaktoren - das können andere Zusammenhangsprozesse, aber auch zufällige oder rein messbedingte Schwankungen sein - im Dreimonatsmittel durch die Mittelung stärker herausgefiltert wurden. Um für einen Zusammenhang die Veränderungen sowohl im Jahresgang als auch die Schwankungen mit variierender Länge der Saisonabschnitte zu erfassen, werden für die weiteren Analysen alle Saisonabschnittsvarianten einzeln berechnet. Für die 7 Südsommermonate Oktober bis April ergeben sich dabei 28 Saisonabschnittsvarianten (7 Einzelmonate, 6 Zweimonatsmittel, 5 Dreimonatsmittel, 4 Viermonatsmittel, 3 Fünfmonatsmittel, 2 Sechsmonatsmittel und 1 Siebenmonats- bzw. Gesamtsommermittel).

Zur Jahreskennzeichnung der Saisonabschnitte einer Zeitreihe wird das Jahr des ersten Monats im Saisonabschnitt verwendet. Z.B. umfasst der Saisonabschnitt "Dezember-April 1948" die Monate Dezember 1948 bis April 1949, während der Mittelwert für den Saisonabschnitt "Dezember-April 1998" nicht berechnet werden kann, da für Januar bis April 1999 keine Niederschlagsdaten vorliegen. Die Verwendung unterschiedlicher Saisonabschnittsvarianten hat somit zur Folge, dass der Stichprobenumfang je nach Saisonabschnitt um ein Jahr differiert. Da der erste Wert im Untersuchungszeitraum für Januar 1948, der letzte für Dezember 1998 vorliegt und die Berechnung der Mittelwerte bzw. Summen für nicht vollständig repräsentierte Abschnitte abgelehnt wird, beträgt der Stichprobenumfang für alle Saisonabschnittsvarianten, die den Jahreswechsel umfassen 50 Jahre, während die Abschnitte, die in einem Monat nach dem Jahreswechsel beginnen oder die in einem Monat vor dem Jahreswechsel enden 51 Jahre. Mögliche Unterschiede in den Analyseergebnissen die sich hieraus ergeben können sind jedoch als vernachlässigbar gering einzustufen.

Mit diesen 28 Varianten lassen sich nun auch die Veränderungen mit der Länge der Zeitabschnitte vollständig überblicken. Es ergibt sich jedoch mit dem vervielfältigtem Ergebnisumfang auch

das Problem eine Darstellungsform zu finden, die das Nebeneinander der Einzelergebnisse überwindet und eine systematische und rasche visuelle Auswertung erlaubt, die auch noch über die im Beispiel verwendete Form der Balkengraphiken (es wären sieben Diagramme zur vollständigen Darstellung nötig) hinausreicht.

6.1.2 Saisonalitätsdiagramme

Zur Lösung dieses Problems wurden sogenannte Saisonalitätsdiagramme entworfen, die im weiteren Verlauf der Arbeit vielfach Verwendung finden und deren Konstruktion hier an zentraler Stelle dargelegt werden soll. Da diese Diagramme oft in Kartodiagrammen Verwendung finden und hierbei die Anordnung ein gewisses Platzproblem mit sich bringt, wurde die Form der Darstellung - insbesondere bezüglich der Zusatzangaben in der Fußzeile - standardisiert, weshalb sie hier stellvertretend für alle weiteren Abbildungen diesen Typs erläutert werden soll:

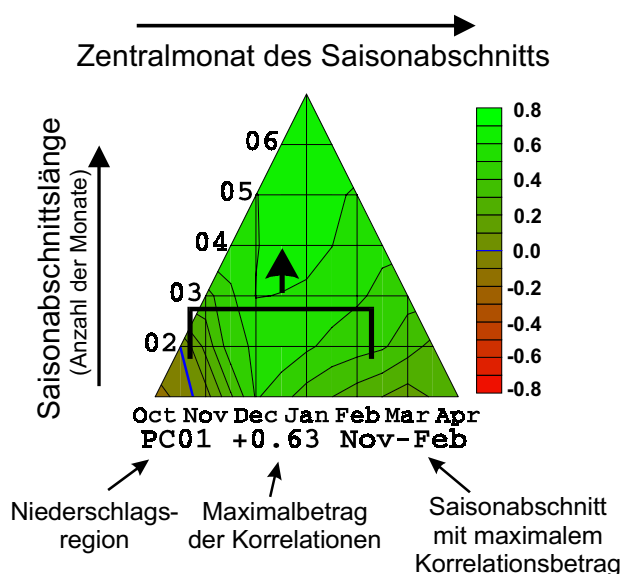


Abbildung 6.2: Beispiels eines Saisonalitätsdiagrammes mit Zusatzerläuterungen: Darstellung der Korrelationskoeffizienten zwischen SOI und Niederschlagsindex der Region PC01 in 28 Saisonabschnittsvarianten variierender Saisonabschnittslänge und Position im Saisonablauf (ausführliche Erläuterung im Text).

Abbildung 6.2 stellt die Korrelationskoeffizienten der 28 Saisonabschnittsvarianten des oben genannten Beispiels (SOI vs. Niederschlagsindex Region 1) systematisch dar. Der Wert der Korrelationskoeffizienten wird in Farbkonturen mit dem Intervall 0.1 von rot (negativ) bis grün (positiv) wiedergegeben, die Nullisokorrelate blau hervorgehoben. Die Ordinate beschreibt dabei die

zunehmende Länge des Saisonabschnitts (Anzahl der Monate), die Abszisse die Monatsabfolge im Verlauf des Südsommers. Die Einzelwerte werden an der Position des zeitlichen Zentrums des jeweiligen Saisonabschnitts eingetragen: als Beispiel ist der stärkste Koeffizient ($r=+0.63$) für den November-Februar-Abschnitt (4 Monate, zeitliches Zentrum zwischen Dezember und Januar) mit Klammer und Pfeil im Diagramm hervorgehoben. In der Fußzeile unterhalb der Monatsbeschriftung werden standardmäßig noch Zusatzangaben gemacht, welche die Orientierung erleichtern sollen: das Kürzel links bezeichnet eine Eingangsvariable der Korrelationsrechnung (in diesem Fall den Niederschlagsindex "PC01" für die Region der ersten Hauptkomponente, siehe Abb. 6.2), anschließend wird der Koeffizient mit dem höchsten Betrag gedruckt, was das Abzählen der Konturlinien ersparen soll, die sich aus Platzgründen nicht übersichtlich beschriften lassen, und schließlich wird rechts der Saisonabschnitt der stärksten Korrelation mit seiner Monatszeitspanne eingetragen.

Diese Konfiguration erlaubt mit einem Blick sowohl die stärkste Ausprägung der Kopplung zu lokalisieren als auch die intrasaisonale Variabilität zu überblicken. Saisonalitätsdiagramme werden im weiteren Verlauf, neben der Visualisierung intrasaisonal variierender Korrelationen, auch zur Darstellung weiterer Inhalte eingesetzt. Um jedoch hier das Beispiel der SOI-Korrelation wieder aufzugreifen, kann aus Abbildung 6.2 ersehen werden, dass das Maximum erst bei viermonatiger Saisonabschnittslänge im November-Februar-Mittel erreicht wird. Während in den Einzelmonaten Oktober und November sowie deren Mittelwert sehr schwache Koeffizienten um Null resultieren, wird mit Schwerpunkt der stärksten Korrelationen im Hoch- und Spätsommer bei Saisonabschnittslängen von vier und mehr Monaten stets ein Koeffizient vor $r>+0.4$ beibehalten.

6.1.3 Multisaisonale Analysen

Neben den Einzeluntersuchungen jeweils einer Saisonabschnittsvariante für sich und evtl. anschließender gemeinsamer Darstellung der Einzelergebnisse in Form der eben erläuterten Saisonalitätsdiagramme, werden auch sogenannte 'multisaisonale' Analysen durchgeführt. Ziel dieser Untersuchungsvariante ist die Erfassung wichtiger Kopplungen in den einzelnen Saisonabschnittsvarianten durch einen einzigen Analysedurchlauf und dementsprechend auch in einem einzigen Ergebniswert. Hierzu werden für jede Untersuchungsvariable jeweils die Zeitreihen aller 28 Saisonabschnittsvarianten in einer einzigen Zeitreihe integriert. Durch das Aneinanderfügen der Zeitreihen wiederholt sich der Jahresablauf mehrmals, jedoch in jeweils für die Saisonabschnittsvariante spezifischer Modifikation. Für Kovarianzanalysen (z.B. bivariate Korrelations-

analysen oder multivariate Verfahren) führt dies zu Ergebnissen, in welchen sich Kovarianzen, die in mehreren Saisionschnittvarianten kräftig ausgeprägt sind, stärker gewichtet werden als Kovarianzen, die nur singular oder in sehr wenigen Saisionschnitten auftreten. Somit liegt der Vorteil dieser Analysetechnik in der Betonung zeitlich (intrasaisonal) stabiler Ergebnisse. Da sich die interannuellen Zeitreihen der längeren Saisionschnittvarianten naturgemäß untereinander ähnlicher sind als z.B. die einzelmonatlichen Zeitreihen erfolgt weiterhin eine Betonung der Kovarianzen in den längeren Saisionschnitten. Zusammenhänge die lediglich in kurzen Abschnitten (z.B. Einzelmonaten) ausgeprägt sind und zudem innerhalb der kurzen Abschnitte (von Monat zu Monat) starken Schwankungen unterworfen sind, werden gering gewichtet und haben nur wenig Einfluss auf den Gesamtzusammenhang der multisaisonalen Zeitreihen. Somit werden stark fluktuierende Korrelationen herausgefiltert. Da abrupte intrasaisonale Veränderungen von zirkulationsdynamisch begründeten Zusammenhangsmechanismen bei kontinuierlichem Jahresgang im Klimasystem sehr unwahrscheinlich sind, werden hierdurch zufällige, durch Rauschen verursachte Zusammenhänge abgeschwächt; solche mit relativ hoher intrasaisonaler Persistenz und besonders starke Zusammenhänge werden höher gewichtet. Ein Nachteil ergibt sich mit der Unschärfe der Ergebnisse, da auch starke Kovarianzen einzelner Saisionschnitte nicht optimal repräsentiert werden, was bei der Interpretation zu berücksichtigen ist. Den Resultaten der multisaisonalen Analysen ist demnach ein qualitativ deskriptiver Charakter gegeben; d.h. sie dienen als Hinweis darauf, wo ggfs. starke Zusammenhänge in einzelnen Saisionschnitten ausgeprägt sind und nicht der quantitativen Erfassung dieser Korrelationen. Diese hat im Einzelfall auf Basis der Zeitreihen einzelner Saisionschnitte zu erfolgen.

6.2 Bivariate Analysemethoden

6.2.1 Bivariate Korrelationsanalyse

Der Korrelationskoeffizient

Der grundlegende statistische Kennwert zur Beschreibung von Zusammenhängen zweier Stichproben ist der oben schon verwendete bivariate Korrelationskoeffizient. Obwohl die Kenntnis der bivariaten Korrelationsanalyse im Allgemeinen vorausgesetzt werden darf, lohnt es einige Aspekte dieses Zusammenhangsmaßes etwas näher zu betrachten, zumal dem Korrelationskoeffizienten in der vorliegenden Arbeit eine zentrale Bedeutung zukommt.

Der Pearsonsche Produktmoment-Korrelationskoeffizient r_{XY} zweier Stichprobenreihen $X(t)$

und $Y(t)$ mit den Stichprobenfällen $t = 1, \dots, tn$ (tn = Stichprobenumfang) ergibt sich aus dem Verhältnis zwischen der Kovarianz V_{XY} der beiden Stichproben und dem Produkt der Standardabweichungen der einzelnen Stichproben s_X und s_Y .

$$r_{XY} = \frac{V_{XY}}{s_X \cdot s_Y}$$

mit

r_{XY} = Korrelationskoeffizient zwischen Stichprobe X und Y;

V_{XY} = Kovarianz der Stichproben X und Y;

s_X = Standardabweichung der Stichprobe X;

s_Y = Standardabweichung der Stichprobe Y

Die Standardabweichung s_X einer Stichprobenreihe berechnet sich als Quadratwurzel der durch die Zahl der Freiheitsgrade (Stichprobenumfang $tn - 1$) dividierten Summe der quadrierten Abweichungen der Datenwerte vom Mittelwert der Zeitreihe:

$$s_X = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^{tn} (X_t - \bar{X})^2}{tn-1}}$$

Die Kovarianz zweier Stichproben hingegen berechnet sich als Produkt der Abweichungen beider Stichproben vom jeweiligen Mittelwert dividiert durch $tn-1$.

$$V_{XY} = \frac{\sum_{t=1}^{tn} (X_t - \bar{X})(Y_t - \bar{Y})}{tn-1}$$

Letztendlich dient die Division durch das Produkt der beiden Standardabweichungen lediglich der Normierung der Kovarianz auf Werte zwischen -1 und +1 zum Zwecke der Vergleichbarkeit bei unterschiedlichen Varianzen zwischen verschiedenen Stichprobenpaaren. Die Kernaussage des Zusammenhangs wird jedoch mit der Kovarianz erfasst ("Der Korrelationskoeffizient als normierte Kovarianz", SACHS, 1999, S. 496 ff.). Damit ergibt sich ein großer Vorteil bei Verwendung von standardisierten (oder normalisierten) Stichproben, welche auf den Mittelwert 0 und die Standardabweichung 1 normiert werden. Damit entspricht der Korrelationskoeffizient zwischen zwei standardisierten Variablen der Kovarianz der beiden Wertereihen (Division durch 1). Weiterhin lässt sich bei Mittelwerten von 0 die Differenzenbildung bei Berechnung der Kovarianz einsparen, so dass sich für normierte Wertereihen der Korrelationskoeffizient als

$$r_{XY} = \frac{\sum_{t=1}^{tn} X_t Y_t}{tn-1} \text{ für } \bar{X} = \bar{Y} = 0 \text{ und } s_X = s_Y = 1$$

berechnen lässt. Als FORTRAN95 Anweisung ergibt sich für die standardisierten eindimensionalen Stichprobenfelder $X(tn)$ und $Y(tn)$ der Länge tn die optimierte Anweisung

$$r_xy = \text{SUM}(X*Y) / (tn-1)$$

wobei die Funktion $SUM(X*Y)$ das elementweise berechnete Produkt der Vektoren X und Y summiert. Die Einsparung von Schleifendurchläufen und Anweisungen ermöglicht eine äußerst hohe Recheneffizienz; ein bei der praktischen Umsetzung der Analysen, welche Korrelationsmatrizen mit mehreren tausend Variablen umfassen, nicht zu vernachlässigender Vorteil des Pearson-Korrelationskoeffizienten gegenüber etwa dem Spearman-Koeffizienten.

Dieser hingegen hat den Vorteil, dass die Normalverteilttheit keine Voraussetzung bei den Signifikanztests darstellt (nichtparametrisch) sowie auch nichtlineare Zusammenhänge beschrieben werden, da hier lediglich rangskalierte Daten einfließen (siehe Z.B. BAHRENBURG et al., 1990). Der Nachteil der relativ rechenintensiven Spearman-Kalkulation, hauptsächlich verursacht durch die notwendige Sortierprozedur zur Rangskalierung der Ausgangsdaten, führte angesichts des im Laufe der Arbeit anfallenden Umfangs von mehreren Milliarden Korrelationsrechnungen dennoch zur Entscheidung, den Pearsonschen Koeffizienten einzusetzen.

Signifikanz des Korrelationskoeffizienten

Mit der Verwendung des Pearsonkorrelationskoeffizienten ist insbesondere die Beachtung spezifischer Voraussetzungen für die Signifikanzprüfung der Schätzung des Korrelationskoeffizienten (Gültigkeit für die Grundgesamtheit) verbunden: Der Zusammenhang zwischen den beiden zu untersuchenden Stichproben muss linear sein bzw. es wird bei nichtlinearen Zusammenhängen lediglich der lineare Anteil erfasst. Es wird bivariate Normalverteilung vorausgesetzt. Als Vereinfachung dieser Voraussetzung werden jedoch lediglich die beiden Randverteilungen (jede Stichprobe für sich) auf Normalverteilung geprüft. Die Stichproben müssen weiterhin stochastisch unabhängig sein, was mittels der Autokorrelation der Stichproben überprüft werden kann. Als besonders wichtig wird bei SACHS (1999) die Linearität des Zusammenhangs und die Unabhängigkeit innerhalb der Stichprobe hervorgehoben. Die Normalverteilung wurde sowohl für die Niederschlagsindizes als auch für die Geopotential- und SST-Zeitreihen überprüft (Lilliefort-Test der IMSL-FORTRAN-Library). Das Ergebnis ergab für die saisonal gemittelten Zeitreihen aller Klimaparameter ein gemischtes Bild (siehe Kapitel 5, S. 57). Somit ist als Kompensation zumindest teilweise eine Verschärfung des Signifikanztests mittels der Fishertransformation (SCHÖNWIESE, 1992, S. 140) der Eingangsvariablen anzuwenden. Auch die Autokorrelation bei einem Zeitversatz (Lag) von 1 weist teilweise hohe Koeffizienten auf, woraufhin die Freiheitsgrade der Schätzung zu reduzieren sind (SCHÖNWIESE, 1992, S. 138 f.). Um die gewonnene Optimierung der Korrelationsrechnung (s.o.) nicht durch die Signifikanztests einer jeden Zeitreihenkombination wieder zu verlieren, wurden auf Basis der Einzelmonatszeitreihen mit

einem Stichprobenumfang von 51 Jahren Testläufe mit Signifikanzschätzung sowohl über Konfidenzbereiche als auch über den t-Test (SCHÖNWIESE, 1999, S. 138 f.) für eine Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha = 0.05$ durchgeführt. Bei den Testläufen erwiesen sich alle Korrelationskoeffizienten mit Betrag $|r| > 0.37$ als signifikant bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit (zweiseitiger Test).

Unter Annahme der Nichterfüllung von Normalverteiltetheit (standardmäßige Durchführung der Fisher-Transformation) hängt schließlich die Signifikanzgrenze, ab der einem Korrelationskoeffizienten Aussagekraft für die Grundgesamtheit zugesprochen werden kann, letztlich allein von der Zahl der Freiheitsgrade, diese wiederum vom Ausmaß der Autokorrelation, ab. Abbildung 6.3 gibt die minimalen Beträge der Korrelationskoeffizienten an, für die in Abhängigkeit der Autokorrelation der Stichproben noch Signifikanz gilt (Irrtumswahrscheinlichkeit $\alpha = 0.05$ bzw. $\alpha = 0.01$, Sicherheitswahrscheinlichkeit $Si = 95\%$ bzw. $Si = 99\%$). Hierzu wurde die Signifikanztestroutine nach PRESS et al. (1986), die auf Grundlage der Fishertransformation arbeitet, um die Reduktion der Freiheitsgrade in Abhängigkeit der Autokorrelation der zugrunde liegenden Stichproben ergänzt. Die reduzierte Anzahl der Freiheitsgrade Φ_R errechnet sich (nach SCHÖNWIESE, 1992) hierbei als

$$\Phi_R = \Phi \frac{1 - ar_x \cdot ar_y}{1 + ar_x \cdot ar_y},$$

aus der ursprünglichen Anzahl an Freiheitsgraden Φ in Abhängigkeit der Autokorrelationskoeffizienten 1. Ordnung (Lag=1) ar_x und ar_y der Stichproben X und Y . In der angegebenen Form der Gleichung findet jedoch bei unterschiedlichem Vorzeichen der beiden Autokorrelationskoeffizienten ($ar_x \cdot ar_y < 0$) eine Erhöhung der Anzahl der Freiheitsgrade statt, weshalb in einer hier verwendeten, modifizierten Form der Betrag der Autokorrelationskoeffizienten eingesetzt wird:

$$\Phi_R = \Phi \frac{1 - |ar_x| \cdot |ar_y|}{1 + |ar_x| \cdot |ar_y|}$$

Aus Abbildung 6.3 geht hervor, dass erst bei Autokorrelationsbeträgen von $|ar| < 0.6$ bei $Si=99\%$ und von $|ar| < 0.75$ bei $Si=95\%$ (für beide Stichproben) Korrelationskoeffizienten mit $|r| < 0.5$ (gelbe Linie in Abb. 6.3) im insignifikanten Bereich liegen.

Bei der hier vorliegenden Analysekonfiguration, in der u.a. eine große Anzahl an Korrelationskoeffizienten zwischen einer Basisvariablen (z.B. eines Niederschlagsindex) und den Zeitreihen einer Feldvariablen (z.B. 71582 Zeitreihen des dreidimensionalen globalen Geopotentialfeldes) in vergleichender Weise auf Minima und Maxima untersucht werden, ergibt sich noch ein weiteres Problem, das mit dem Fachbegriff "Multiplicity" bezeichnet wird (BROWN & KATZ, 1991). Hiermit ist gemeint, dass sich die Wahrscheinlichkeit, einen Fehler bei der Signifikanzschätzung zu begehen, mit der Anzahl der durchgeführten Schätzungen erhöht. Als einfache Gegenmaßnah-

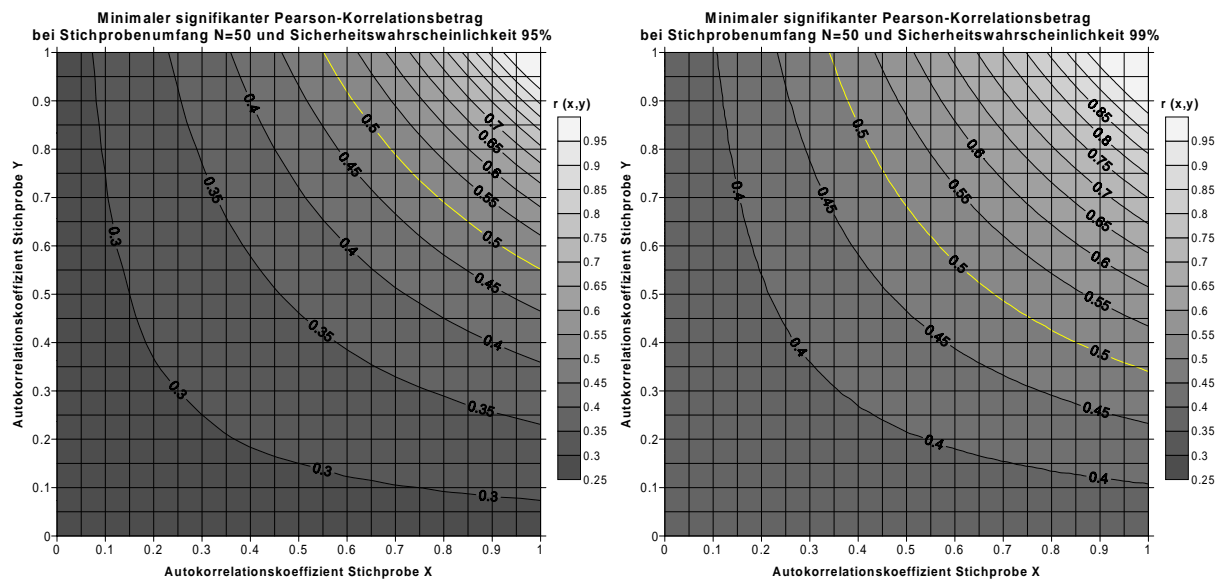


Abbildung 6.3: Minimale signifikante Beträge für Pearson-Korrelationskoeffizienten in Abhängigkeit der Autokorrelation der Stichproben X und Y bei Stichprobenumfang N=50 (Korrelationsbetrag $|r|=0.5$ gelb hervorgehoben): links mit Sicherheitswahrscheinlichkeit $S_i=95\%$, rechts mit $S_i=99\%$.

me, die dieses Problem kompensieren soll, wird die Berechnung des tatsächlichen Signifikanzniveaus bei Mehrfachkorrelationsrechnungen z.B. mithilfe des Bonferroni-Ansatzes (Division der individuell angestrebten Irrtumswahrscheinlichkeit durch die Anzahl der durchgeführten Korrelationsschätzungen) nahegelegt (BROWN & KATZ, 1991, S. 387). Hieraus ergibt sich für das eben angesprochene Beispiel der Korrelation einer Basisvariablen mit dem Geopotentialfeld eine notwendige Irrtumswahrscheinlichkeit von $\alpha = \frac{0.05}{71582} = 0.0000006985$ für die durchzuführenden einzelnen Signifikanztests, um ein Gesamtniveau von $\alpha = 0.05$ zu erreichen. Somit wäre es kaum realistisch, Feldanalysen überhaupt Aussagekraft für die Grundgesamtheit zuzusprechen. Als Alternative wird jedoch auch eine Reduktion der Irrtumswahrscheinlichkeit auf $\alpha = 0.01$ für die individuellen Tests praktiziert (BROWN & KATZ, 1989; BROWN & KATZ, 1991, S. 386 f.). Für die vorliegende Arbeit wird im Folgenden eine Erhöhung der Signifikanzschwelle von $|r| = 0.37$ auf $|r| = 0.5$ vorgenommen, d.h. Korrelationskoeffizienten mit $-0.5 < r < +0.5$ werden bei $\alpha = 0.05$ als nicht signifikant bewertet. Dieser 'Spielraum' kann lediglich bei Auftreten sehr hoher Autokorrelation ($|ar| > 0.6$) beider zugrunde liegenden Stichproben zugleich (s.o.) wieder geschmälert werden. Die Problematik der Multiplicity sollte jedoch auch weiterhin bei der Interpretation von Korrelationen im Bewusstsein bleiben, macht es doch nachdrücklich auch auf das grundlegende Problem der Telekonnectionsanalyse aufmerksam, dass sich selbst hinter hohen Korrelationskoeffizienten Zufallsprozesse verbergen können und Fehler bei der Einschätzung

von Kopplungen auf rein statistischem Wege immer möglich sind. Schließlich dient der Korrelationskoeffizient zunächst der reinen Beschreibung von gemeinsamer Varianz und kann keinerlei Aussagen über den Hintergrund und die Ursache der Korrelation liefern.

6.2.2 Isokorrelatendarstellung

Für die Erfassung der Kopplungen eines einzelnen Parameters mit den Variablen eines räumlich zweidimensionalen Gitterfeldes eignet sich die Erstellung sog. *Isokorrelatenkarten* oder *'teleconnection maps'*¹. Hierzu werden die Korrelationskoeffizienten zwischen der *Bezugs-* oder *Basisvariablen* (Zeitreihen deren Kopplungen untersucht werden sollen²) und den Zeitreihen der *Feldvariablen* berechnet und jeweils an den Positionen der Gitterfeldelemente eingetragen. Eine anschließende räumliche Interpolation führt zur Konstruktion von Isolinienkarten mit Linien gleicher Korrelationswerte des Feldes mit der Basisvariablen (sog. *Isokorrelaten*). Diese Darstellungsart erlaubt eine schnelle visuelle Erfassung der Veränderungen der Koeffizienten im Raum sowie der Kopplungsminima und -maxima. Hierbei kann es sich um homogene Isokorrelatenkarten handeln (Korrelationen eines Gitterfeldelementes mit den Gitterfeldelementen desselben Feldes; "uniquely configured correlation fields" (BARNSTON & LIVEZEY, 1987, S. 1083)) oder um heterogene Karten (Korrelation mit einem Feld, in welchem die Bezugsvariable selbst nicht vertreten ist). Im Falle homogener Analysen tritt als Besonderheit in jedem Fall ein Maximum des Isokorrelatenfeldes am Bezugspunkt selbst mit dem Korrelationskoeffizienten $r = +1$ auf, da hier die Zeitreihe der Bezugsvariablen mit sich selbst korreliert wird. Je nach räumlicher Persistenz der Anomalien (Abweichungen vom Gesamtmittelwert einer Zeitreihe) finden sich im näheren Umfeld des Basispunktes ebenfalls hohe positive Koeffizienten als Ausdruck der räumlichen Autokorrelation der Bezugsvariablen. Das hierdurch etablierte Korrelationszentrum kann als *Basiskorrelationszentrum* bezeichnet werden. Je nach Wirksamkeit der räumlichen Autokorrelation nehmen die Koeffizienten mit der Entfernung vom Bezugspunkt ab, erreichen im Falle etablierter Telekonnektionen jedoch - räumlich getrennt vom Basiskorrelationszentrum - wieder positive oder negative Maxima bzw. Minima in sogenannten Fernkopplungs- oder Telekonnektionszentren. Im Falle heterogener Isokorrelatenkarten hängt es allein vom Vorhandensein starker Primärkopplungsmechanismen zwischen der Bezugsvariablen und der Feldvariablen ab, ob sich

¹Auch "one point correlation maps" (WALLACE & GUTZLER, 1981) oder "one-point teleconnection maps" (NAVARRA, 1993, S. 215) genannt.

²Auch als "base point" (WALLACE & GUTZLER, 1981; BARNSTON & LIVEZEY, 1987), "basis point" (NAVARRA, 1993, S. 215) oder "variable of interest" (NAVARRA, 1993, S. 215) bezeichnet.

im näheren Umfeld des Bezugspunktes starke Korrelationskoeffizienten manifestieren, welche je nach räumlicher Autokorrelation innerhalb der Feldvariablen ein mehr oder weniger weit erstrecktes Primärkopplungszentrum bilden. Auch die räumliche Organisation von Fernkopplungen in Form von mehr oder weniger umfangreichen Zentren ("seperated 'centers of action'", RASMUSSEN, 1991, S. 309) wird von der räumlichen Autokorrelation der 'ferngekoppelten' Gitterpunkte beeinflusst.

Isokorrelatenkarten finden häufig Verwendung zur Darstellung der Kopplungseigenschaften von Einzelzeitreihen, eignen sich jedoch - aufgrund des Umfangs an notwendigen Darstellungen - nicht dazu, die Kopplungseigenschaften eines umfangreichen Variablenkollektivs, wie etwa die der Elemente eines ganzen Gitterfeldes, darzustellen. Hierzu werden Techniken der Informationsverdichtung eingesetzt, die zwar keine Aussagen über die räumliche Verteilung der Korrelationen der einzelnen Bezugsvariablen mehr erlauben, jedoch in Form einer kompakten Übersicht die Existenz und z.T. auch die Art und Bedeutung von Kopplungen nachweisen, wie nachfolgend ausgeführt wird.

6.2.3 Telekonnektivität

6.2.3.1 Negative Telekonnektivität

Der Begriff 'Telekonnektivität' (engl.: 'teleconnectivity') wurde von WALLACE & GUTZLER (1981) ursprünglich als Maß der Fernkopplungseigenschaften der Einzelemente eines Gitterfeldes innerhalb desselben Gitterfeldes (homogene Korrelationsanalyse) eingeführt. Hierzu werden zunächst die Korrelationskoeffizienten aller Gitterpunktszeitreihen des Feldes untereinander berechnet. In der resultierenden Korrelationsmatrix wird für jedes Element (z.B. innerhalb einer jeden Spalte der Matrix) das Minimum ermittelt und als Wert der Telekonnektivität des betreffenden Gitterpunkts aufgefasst. Die somit ermittelten maximal negativen Koeffizienten der einzelnen Gitterpunkte werden schließlich in Isolinienkarten als Telekonnektivitätswerte dargestellt. Diese erlauben einen Überblick über das Auftreten und die räumliche Verteilung hoher Negativkorrelationen innerhalb des Gitterfeldes. Während bislang lediglich in räumlich zweidimensionalen Feldern Telekonnektivitätsanalysen durchgeführt wurden, um v.a. bedeutsame großskalige Wellenmuster der Außertropen zu bestimmen (BARNSTON & LIVEZEY, 1987), kommen hier räumlich dreidimensionale Korrelationsfelder zur Anwendung, womit erst die maximal negativen Telekonnektionen innerhalb der globalen Troposphäre vollständig erfasst werden können, da nun auch Fernkopplungen zwischen verschiedenen Geopotentialniveaus in Betracht gezogen

werden.

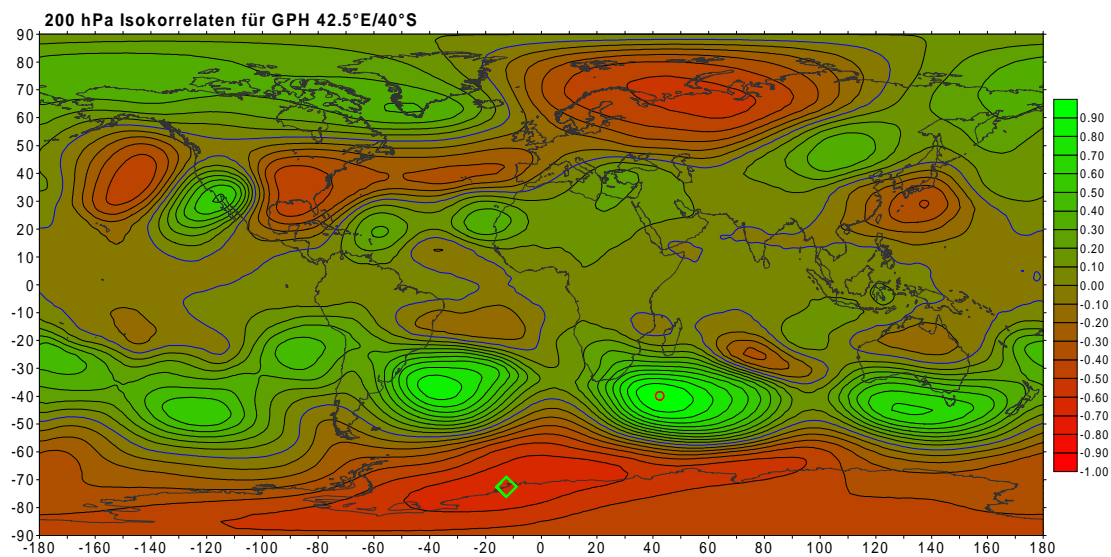


Abbildung 6.4: Bestimmung der maximal negativen GPH-Fernkopplung im 200 hPa-Niveau für den Basispunkt 42.5°E/40°S im Dezember: Isokorrelatenkarte mit Basispunkt (roter Kreis) und Position der maximal negativ korrelierten Zeitreihe (grüne Raute). Die Null-Isokorrelate ist blau hervorgehoben.

Bei den maximal negativen Korrelationen der einzelnen Gitterfeldelemente handelt es sich in jedem Fall um Fernkopplungen, da in homogenen Analysen durch die mit der räumlichen Autokorrelation eines jeden Gitterpunkts verbundene Ausprägung der stets positiv korrelierten Basiskorrelationsgebiete die Selektion räumlich benachbarter Gitterpunkte ausgeschlossen ist (vgl. Abb. 6.4). Die Ausbildung eben dieser Basiskorrelationsgebiete verhindert jedoch eine ebenso einfache Bestimmung der maximal positiven Fernkopplungen, welche bei WALLACE & GUTZLER (1981) nicht erwähnt werden, jedoch denselben Stellenwert wie maximal negative Kopplungen einnehmen und zur vollständigen Beschreibung der maximalen Fernkopplungen eines Bezugspunktes miteinzubeziehen sind. Bei der Suche nach dem maximal positiven Koeffizienten in einem homogenen Korrelationsfeld resultiert in jedem Fall der Wert $r_{max} = +1$ als Maximum des Basiskorrelationsgebietes (Korrelation der Basisvariable mit sich selbst), weshalb die einfache Übertragung des Konzeptes der negativen Telekonnektivität auf die positive Telekonnektivität nicht möglich ist.

6.2.3.2 Positive Telekonnektivität

Um die Methode der Telekonnektivitätsanalyse konzeptionell um die Erfassung positiver Telekonnektionen zu erweitern und damit zu vervollständigen, ist der Ausschluss des Basiskorrela-

tionsgebietes im homogenen Isokorrelatenfeld einer jeden Basisvariable erforderlich (PHILIPP 1997, 1998; PHILIPP & JACOBET 1999). Die grundlegende Vorgehensweise besteht hierbei in der Erstellung dreidimensionaler räumlicher Filtermasken für jeden Einzelgitterpunkt, die jeweils das Basiskorrelationsgebiet des Basispunktes maskieren und lediglich solche positiven Kopplungszentren zur Suche nach maximalen Korrelationskoeffizienten zulassen, die vom Autokorrelationsbereich räumlich separiert sind. Als grundlegende Vorgehensweise ergibt sich somit die Aufgabe eine Routine zu erstellen, die im Isokorrelatenfeld eines Gitterpunktes das Gefälle der Koeffizientenwerte ausgehend vom Zentrum des Basispunktes erfasst.

Bei der an sich recht einfachen Umsetzung der Suchoperation zur Erstellung der räumlichen Filtermasken ergeben sich in der Praxis jedoch insbesondere zwei Schwierigkeiten: sekundäre Maxima innerhalb des Basiskorrelationsgebietes sowie weit gestreckte positiv hochkorrelierte Gebiete bei räumlicher Überlappung mit dem Basiskorrelationszentrum.

Während WALLACE & GUTZLER (1981) das Basiskorrelationszentrum eines Gitterpunktes allgemein als regelhaft elliptisch geformtes 'bullseye' beschreiben³, was auch z.B. für Druckfeldanalysen im 500-100 hPa-Niveau der Außertropen durchaus meist zutreffend ist (vgl. auch Abb. 6.5a), stellt sich die Form des Basiskorrelationsgebiets für Gitterpunkte der niederen Troposphäre (v.a. im 1000 hPa-Niveau) z.T. erheblich komplexer dar. Als Ursache kommen z.B. die vielfältigen Einflüsse der Erdoberfläche auf die Geopotentialvariabilität v.a. über Landflächen in Frage, die sich in relativ hoher räumlicher Variabilität der Korrelationskoeffizienten ('Rauschen'⁴) niederschlagen. Weiterhin ergibt sich allgemein eine - wenn auch nur graduelle - Steigerung der Komplexität der Form der Basiskorrelationsgebiete von den Außertropen zu den inneren Tropen. Diese durch Rauschen verursachten sekundären Zentren sind allgemein jedoch von geringer räumlicher Erstreckung gekennzeichnet, weshalb als wirksame Gegenmaßnahme Glättungsoperationen in Frage kommen.

Das zweite Problem besteht in der außerordentlich weitläufigen Erstreckung von hoch positiv korrelierten Bereichen v.a. in den inneren Tropen insbesondere in den mittleren und höheren Troposphärenschichten, was dazu führt, dass Anpassungsmaßnahmen, die das eben geschilderte erste Problem der Sekundärmaxima beheben, nun z.T. zum völligen Ausschluss der inneren Tropen bei der Suche nach positiven Fernkopplungszentren führen. Dadurch werden jedoch auch tatsächlich ausgebildete Fernkopplungszentren (z.T. mehr als den halben Erdumfang vom Basispunkt entfernt) betroffen.

³Vgl. auch NAVARRA (1993): "The patterns are characterized by a roughly elliptical area of positive correlations around the basis point." (NAVARRA, 1993, S. 215).

⁴'Rauschen' im Sinne von 'noise' nach VON STORCH (1993) (siehe S. 54).

Zur Lösung dieses Problems wird zunächst ein Standardverfahren global angewandt und nur in Teilräumen, in denen durch Glättungsmaßnahmen tatsächlich ausgeprägte Fernkopplungszentren 'übersehen' werden (mittlere und hohe Troposphärenniveaus der inneren Tropen), ein alternativer Suchalgorithmus eingesetzt.

Detaillierte Verfahrensbeschreibung

Das Standardverfahren zur Bestimmung der Filtermasken für die hier dargestellten Telekonnektivitätskarten des GPH-Feldes lässt sich wie folgt beschreiben: Die Ausgangslage bildet jeweils eine homogene Korrelationsmatrix für jeden Gitterpunkt des untersuchten Feldes⁵. In Abbildung 6.5a ist ein zweidimensionaler Ausschnitt für das 200 hPa-Niveau in Form einer Isokorrelatenkarte als Beispiel dargestellt. Mithilfe dieser Matrix wird die mittlere horizontale 'Autokorrelationsdistanz' für jeden Gitterpunkt bestimmt (Abb. 6.5b) und zur Kennzeichnung eines kreisrunden Ausschlussgebietes mit dem Basispunkt im Zentrum verwendet (Abb. 6.5c). Als sog. 'Autokorrelationsdistanz' wird hier die Distanz zum Basisgitterpunkt bezeichnet, ab der in einer bestimmten Richtung der Korrelationskoeffizient unter einen festzulegenden Schwellenwert absinkt.⁶ Für den bei weitem überwiegenden Anteil der Gitterpunkte erwies sich der Schwellenwert $r=+0.6$ als geeignet. Ausgehend von diesem Autokorrelationsgebiet wird eine räumliche Filtermaske durch Kennzeichnung derjenigen Gitterpunkte bestimmt, die im Gefälle der Korrelationswerte ausgehend vom Autokorrelationszentrum liegen. Schließlich wird diese Filtermaske noch randlich um jeweils bachbarte Gitterpunkte erweitert, um Zentren auszuschließen, die sich lediglich über zwei Gitterpunkte hinweg erstrecken und somit zumeist Rauschen repräsentieren. Unter Ausschluss der mit dieser endgültigen Maske gekennzeichneten Gitterpunkte (Abb. 6.5d) kann im verbleibenden Feld nun der maximal positive Korrelationskoeffizient zum Basispunkt

⁵Eine komplette Matrix besteht im Falle der Analyse des globalen, dreidimensionalen Geopotentialfeldes aus 5.414.604.800 Korrelationskoeffizienten (73584 x 73584 Gitterpunkte; die theoretisch mögliche Halbierung der symmetrischen Korrelationsmatrix ist aus praktischen Gründen - v.a. dem hierzu nötigen Festspeicherzugriff - ungünstig). Für eine vollständige Analyse der 28 Saisonabschnittsvarianten fallen insgesamt $151,6089344 \times 10^9$ Korrelationskoeffizienten an. Dies unterstreicht die Notwendigkeit, möglichst hohe Recheneffizienz für die Korrelationsanalyse zu erreichen, wie in Kapitel 6 für die Korrelationsrechnung dargestellt. Zudem fallen ebensoviele Speicherplätze für die Elemente der räumlichen Filtermasken an, die sich jedoch mithilfe von Bitmanipulationsfunktionen binär kodieren lassen. Die getesteten, grösstenteils recht rechenintensiven Suchalgorithmen zur Maskenerstellung mussten z.T. für Linux-Clusterrechneranlagen parallelisiert werden, um die Gesamtrechenzeit bis zur möglichen Ergebnisprüfung auf wenig mehr als eine Woche zu reduzieren. Hierzu wurde das Programmpaket PVM für Fortran (Parallel Virtual Machine, GEIST et al., 1994) eingesetzt.

⁶Diese Distanz entspricht im Wesentlichen der von NEW et al. (1999) zur Niederschlagsrekonstruktion (siehe 5.1, S. 57) verwendeten CDD (Correlation Decay Distance), welche jedoch durch die Verwendung der Signifikanzgrenze für den Schwellenwert des Korrelationskoeffizienten definiert ist.

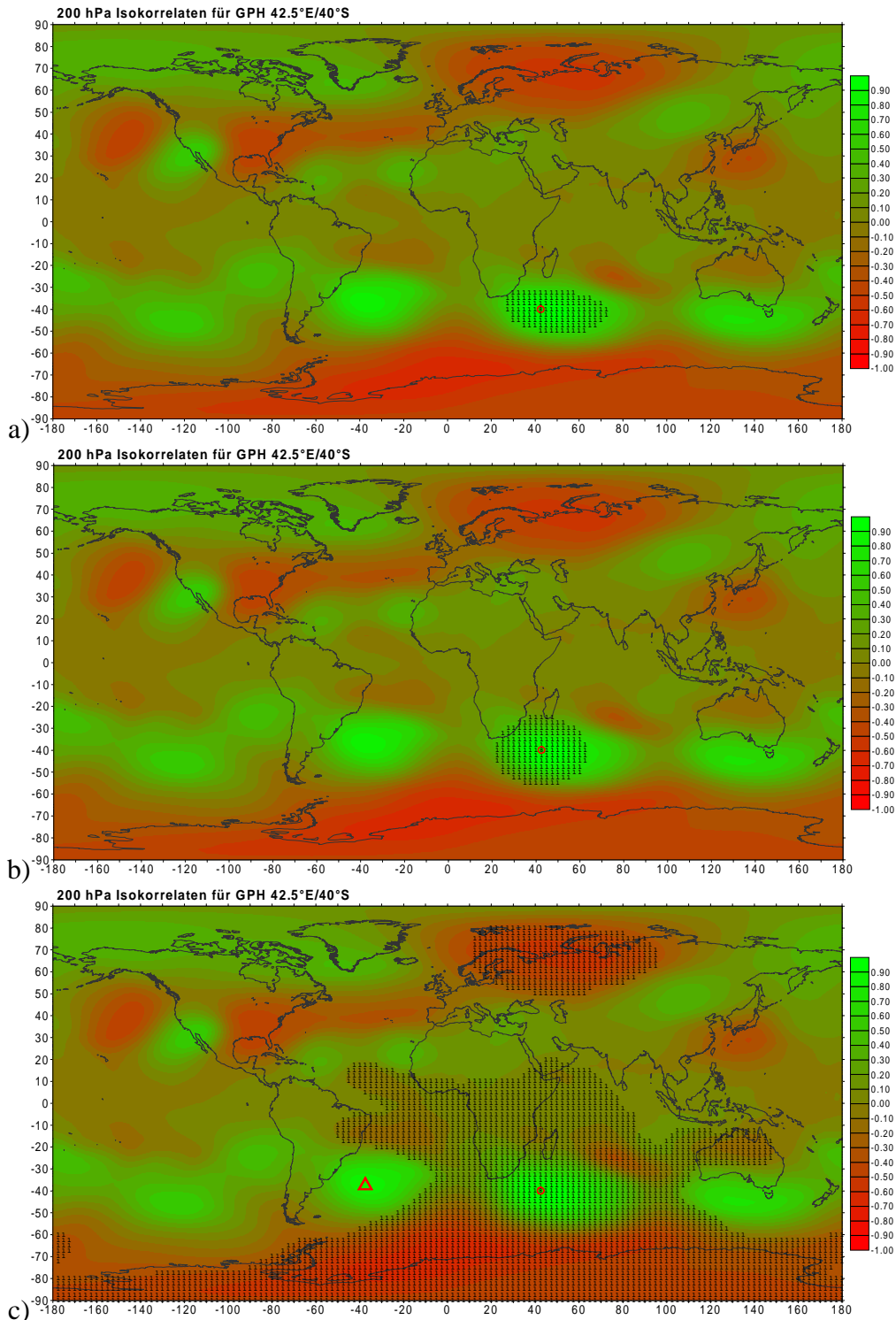


Abbildung 6.5: Bestimmung der maximal negativen und maximal positiven GPH-Fernkopplung im 200 hPa-Niveau für den Basispunkt 42.5°E/40°S (roter Kreis) im Dezember (vgl. auch Abb. 6.2.3):
a) initiale Filtermaske ('1' : Punkte des Basiskorrelationszentrums mit $r > +0.6$);
b) Fläche innerhalb der mittleren Autokorrelationsdistanz für $r = +0.6$ ('1' : Punkte mit Distanz < 1778.1 km zum Basispunkt);
c) endgültige räumliche Filtermaske ('1' : Punkte im Gefälle der Korrelationskoeffizienten von Maske c) ausgehend. Rotes Dreieck: Position der maximal positiven Fernkopplung).

gesucht werden, womit der positive Telekonnektivitätswert für diesen Basispunkt bestimmt ist. Analog wird für alle Punkte im dreidimensionalen Gitterfeld verfahren.

Für die Regionen in denen sich dieses Verfahren als zu streng erwies (abrupt auftretende räumliche Minima der Telekonnektivitätswerte), wurde die Autokorrelationsdistanz für den Schwellenwert $r=+0.7$ bestimmt und die zusätzliche Erweiterung der räumlichen Ausdehnung der Filtermasken nicht durchgeführt. Dies betrifft das 100 hPa-Niveau zwischen ca. 25°N und 35°S sowie das 200, 300 und 500 hPa-Niveau zwischen ca. 20°N und 25°S . In nur sehr wenigen, räumlich singular auftretenden Einzelfällen traten abrupte Minima in den tieferen Niveaus der Tropen auf, was die Durchführung der 'entschärften' Suchroutine, jedoch nur in bestimmten Regionen, notwendig machen würde. Aufgrund des Rechenzeitaufwandes und der umständlichen Bestimmung, für welche Räume dies nötig ist, wurden dennoch die Ergebnisse der ersten Variante verwendet und diese Einzelfälle bei der Darstellung ausgeklammert.

In einer Vorläufervariante des eingesetzten Verfahrens zur Bestimmung der räumlichen Filtermaske wurde nicht die Kreisfläche mit der mittleren Autokorrelationsdistanz als Radius verwendet (vgl. Abb. 6.5c), sondern die tatsächlich ausgeprägte Gestalt des autokorrelierten Raumes eingesetzt (vgl. Abb. 6.5b) Ein solches mit $r>+0.6$ mit dem Basispunkt korreliertes Gebiet konnte jedoch nicht immer unmittelbar als Ausschlussgebiet bzw. räumliche Filtermaske verwendet werden, da insbesondere in tropischen Breiten einige Basispunkte Fernkopplungen mit Distanzen von mehr als der Hälfte des Erdumfanges v.a. in Ost-West-Richtung aufweisen, die Korrelationen zwischen diesen Fernkopplungszentren und den Basispunkten jedoch nicht unter $r=+0.6$ (z.T. nicht unter $r=+0.7$) absinken. Somit würden diese Fernkopplungen als Teil des Basiskorrelationsgebietes aufgefasst und nicht als Telekonnektion erfasst werden. Eine zu starke Anhebung des Schwellenwertes jedoch auf z.B. $r=+0.8$ oder $r=+0.9$ führt dazu, dass das erfasste Basiskorrelationsgebiet v.a. in Nord-Süd-Richtung zu kurz gefasst wird und sekundäre geringe Maxima in nächster Nähe zum Basispunkt fälschlicherweise als Fernkopplung ausgewiesen werden. Als brauchbare Lösung des Problems hat sich die Verwendung des mittleren horizontalen Durchmessers des Basiskorrelationsgebietes eines jeden Basispunktes zur Bestimmung eines kreisrunden initialen Ausschlussgebietes bewährt. Hierzu werden die Distanzen der Gitterpunkte im Randbereich des Basiskorrelationsgebietes zum Basispunkt berechnet und gemittelt. Durch die Mittelung der Distanzen für die verschiedenen Richtungen vom Basispunkt aus erfolgt eine Glättung sowohl der Maximal- (oft in Ost-West-Richtung ausgeprägt) als auch der Minimaldistanzen (oft in Nord-Süd-Richtung ausgeprägt), während sich jedoch das Ausmaß des Basiskorrelationsgebietes immer noch individuell für jeden Basispunkt widerspiegelt. Als zusätzliche Glättungsmaßnahme wurden bei der Mittelung die Distanzen der direkt benachbarten Geopotentialniveaus mit

einbezogen.

Heterogene Telekonnektivitätsanalysen

Prinzipiell lässt sich die Methode der Telekonnektivitätsanalyse auch auf heterogene Korrelationsfelder übertragen. Aufgrund des fehlenden Basiskorrelationszentrums ist hier jedoch nicht sichergestellt, dass es sich bei den hieraus resultierenden Zentren hoher Werte in jedem Falle um Fernkopplungszentren handelt. Routinen, die auf dem Ausschluss von Primärkopplungszentren basieren, scheitern am oftmaligen Fehlen markanter Primärkopplungszentren im jeweils untersuchten Feld. Dennoch können Informationen über positive und negative Telekonnektionen in heterogenen Analysen gewonnen werden, indem paarweise die Maximalkopplungen zu den Variablen des jeweils anderen Feldes kartiert werden. Hierbei werden sowohl Fernkopplungsmaxima als auch - sofern existent - Primärkopplungszentren ausgewiesen. Bei den hier durchgeführten heterogenen Telekonnektionsanalysen zwischen dem Niederschlagsfeld des südhemisphärischen Afrikas und globalen Zirkulations- bzw. SST-Feldern kann die Unterscheidung zwischen Primär- und Fernkopplungszentren jedoch leicht aus der Distanz von Kopplungszentren der globalen Felder zum südlichen Afrika erschlossen werden.

6.2.4 Relatives Bedeutungsmaß

Da negative und positive Telekonnektivität lediglich zwei Einzelwerte des Korrelationsfeldes einer Zeitreihe beschreiben, sind in diesem Maß keinerlei Informationen über Kopplungen mit den übrigen Feldelementen enthalten. Dieser Nachteil entspricht einem von BARNSTON & LIVEZEY (1987) angemerkten Problem bezüglich der bivariaten Telekonnektivitätsanalyse: "... nor is it straight-forward to define the relative importance of centers within a pattern ..." (BARNSTON & LIVEZEY, 1987, S. 1084). Hierzu eignet sich als ergänzendes Maß der telekonnektiven Eigenschaften einer Zeitreihe die Summe der quadrierten Korrelationskoeffizienten zwischen der Basiszeitreihe und allen einzelnen Gitterfeldelementen. Dieses Maß wird im Folgenden als 'relatives Bedeutungsmaß' bezeichnet. Während der quadrierte einzelne Korrelationskoeffizient (das 'Bestimmtheitsmaß') den erklärten Varianzanteil einer Zeitreihe bezeichnet, wurde hier bewusst nicht der Begriff 'Bestimmtheitsmaß' verwendet, da mit der Summenbildung jegliche Aussage über individuelle Varianzanteile verlorengelht.⁷ Vielmehr kann diese Summe Informationen

⁷Die Berechnung des sog. 'Gesamtvarianzerklärungsanteils' einer Einzelzeitreihe für ein Gitterfeld wäre hier durchaus möglich, wird jedoch in Hinblick auf weitere zusammenfassende Summationen dieses Maßes (z.B. über

über die Bedeutung der Varianz einer bestimmten Zeitreihe für das Gesamtkollektiv der Gitterfeldelemente im Vergleich zu anderen Zeitreihen liefern. Wird die Summenbildung für alle Gitterfeldelemente durchgeführt, so lassen sich Aussagen über die Höhe dieser Bedeutung in Relation zu allen übrigen Gitterfeldelementen treffen. Räumliche Maxima kennzeichnen dabei Zentren insgesamt hoher Bedeutung für das Gitterfeld.

Durch die Quadrierung der Korrelationskoeffizienten werden zum einen stärkere Korrelationen höher gewichtet als schwächere, zum anderen werden Zusammenhänge mit unterschiedlichem Vorzeichen als gleichwertig zusammengefasst. Durch eine getrennte Summierung für positive und negative Koeffizienten lässt sich jedoch gegebenenfalls auch diesbezüglich der Informationsgehalt erweitern. Die Berechnung des relativen Bedeutungsmaßes wird neben der Telekonnektivitätsbestimmung für alle Zeitreihen der untersuchten Variablenfelder durchgeführt. Die Bedeutung dieser Summen innerhalb der Felder für die Gesamtheit der untersuchten Saisonalabschnitte ergibt sich weiterhin mit der nochmaligen Aufsummierung der Einzelbeträge aller 28 Saisonalabschnittsvarianten. Ein Vorteil des relativen Bedeutungsmaßes - z.B. gegenüber der Telekonnektivitätsbestimmung - besteht in der Robustheit der Ergebnisse. Dadurch, dass eine Vielzahl von Korrelationen einfließt, wird die Fehleranfälligkeit, etwa durch den Einfluss singular auftretender Spitzenwerte unter den Koeffizienten, minimiert. Nachteile bestehen jedoch mit dem räumlich unspezifischen Charakter der Ergebnisse. So kann über ein Zentrum mit Maximalwerten des relativen Bedeutungsmaßes keine Aussage über die Lokalisierung und räumliche Verteilung der einzelnen aufsummierten Bestimmtheitsmaße getroffen werden, da verschiedene Faktoren die Höhe des relativen Bedeutungsmaßes bestimmen: neben der Größe des Gebietes der räumlichen Autokorrelation (s.o.) spielt auch die Verteilung der übrigen Koeffizienten eine Rolle. So lassen sich Gitterpunkte mit wenigen hohen Koeffizienten in ihrem Korrelationsfeld nicht von solchen mit vielen relativ schwachen Koeffizienten unterscheiden. Die Information über Maximalkoeffizienten wird jedoch durch die Telekonnektivitätskarten erfasst. Aus der Kombination von Telekonnektivität und relativem Bedeutungsmaß ergibt sich schließlich in kompakter Form ein umfassender Überblick der Telekonnektionen der zu untersuchenden Felder.

Bei heterogenen Analysen lassen sich für die hier durchgeführten Analysen - wie für die Telekonnektivitätsanalysen auch - zwei Grundtypen der Darstellung unterscheiden: Zum einen die Darstellung der Telekonnektivität der Niederschlagszeitreihen bezüglich der Zirkulations-/SST-Variabilität, zum anderen, aus umgekehrter Perspektive, die Darstellung der Telekonnektivität der Zirkulations-/SST-Zeitreihen bezüglich der Niederschlagsvariabilität. In der ersten Variante

verschiedene Saisonalabschnittsvarianten) oder getrennte Berechnung für positive und negative Korrelationskoeffizienten unterlassen, da hierdurch der klare Bezug zur 'reellen' Varianzerklärung nicht mehr gegeben ist.

lassen sich somit Regionen im südafrikanischen Niederschlagsfeld mit relativ hoher Kopplungsintensität bestimmen, während im zweiten Typ global verbreitete Erdregionen mit relativ hoher Bedeutung für - zunächst nicht konkretisierte - Niederschlagszeitreihen hervortreten.

6.3 Multivariate Methoden

Multivariate Methoden stellen zweifelsohne eine 'elegante' Alternative zu bivariaten Techniken dar. Sie sind seit mittlerweile Jahrzehnten als unverzichtbares Standardinstrumentarium der Klimaforschung anzusehen. Die Komplexität der zugrunde liegenden Berechnungen bzw. der erhöhte Abstraktionsgrad der Ergebnisse bringt jedoch auch eine erhöhte Gefahr von Fehl- bzw. Überinterpretationen mit sich. Die von NAVARRA (1993) formulierte Aussage zur Verwendung der multivariaten EOF (Empirical Orthogonal Functions)-Analyse in der Telekonnektionsforschung ist deshalb generell auf alle multivariaten Methoden übertragbar: "The information provided by EOF analysis and teleconnection maps is complementary and they should always be used together to avoid some danger of misinterpretations." (NAVARRA, 1993, S. 220). Insbesondere BRETHERTON et al. (1992) untersuchen Umstände, unter denen multivariate Methoden 'irreführt' ('fooled') werden können. Die mathematischen Grundlagen der hier vorgestellten multivariaten Methoden (Hauptkomponentenanalyse, Kanonische Korrelation und Singular Value Decomposition) werden z.B. bei PREISENDORFER (1988), BRETHERTON et al. (1992), VON STORCH & NAVARRA (1993) oder bei VON STORCH & ZWIERS (1999) dargelegt und sollen hier nicht reproduziert werden. Vielmehr ist vor dem Hintergrund der Anwendung in der Telekonnektionsanalyse die inhaltliche Bedeutung der Methodenkonzeptionen relevant, welche nachfolgend diskutiert werden.

6.3.1 Hauptkomponentenanalyse

Während die oben vorgestellten Methoden der Telekonnektivität und des relativen Bedeutungsmaßes auf bivariaten Einzelkorrelationen basieren und dabei ein erheblicher Aufwand zur anschließenden Informationsverdichtung notwendig wird, haben multivariate Verfahren wie die Hauptkomponentenanalyse (engl.: 'Principal Component Analysis', 'PCA') den Vorteil, diese Informationsverdichtung schon implizit vorzunehmen. Tatsächlich wird die Hauptkomponentenanalyse oft - als Vorstufe weiterer Analysen - lediglich zur Reduktion der Varianzinformationen eines Variablenkollektivs eingesetzt, ohne dass die aus dieser Reduktion resultierende Information im Einzelnen inhaltlich im alleinigen Vordergrund der Analyse steht (z.B. BEYER, 2001).

Im Bereich der Telekonnectionsanalyse jedoch stehen die Art und Weise, wie sich eine solche Reduktion vollziehen lässt, bzw. das unmittelbare Ergebnis der Extraktion der maßgeblichen Varianz eines Originalfeldes im Fokus des Interesses.

Inhaltlich kann die Hauptkomponentenanalyse wie folgt anhand der sogenannten s-modalen Konfiguration eines homogenen Datenfeldes (alle zeitlich aufgelösten Eingangsvariablen stammen aus einem räumlichen Feld eines einzigen klimatologischen Parameters) beschrieben werden: Aus der Korrelations-(oder auch Kovarianz-)matrix der Eingangsvariablen wird ein Variabilitätsmodus⁸ als erste Hauptkomponente ('Principal Component' oder 'PC') berechnet, der den größtmöglichen Anteil der Gesamtvarianz aller Eingangsvariablen erklärt. Nachfolgend wird ein zweiter Modus berechnet, der nun die nicht schon durch den ersten Modus schon erklärte Gesamtvarianz (verbleibende nicht erklärte Restvarianz) des Eingangsvariablenkollektivs bestmöglichst erfasst. Hieraus folgt, dass die zweite Hauptkomponente statistisch unabhängig von der ersten Hauptkomponente ist, d.h. nicht mit dieser korreliert. Man spricht hier mit Bezug auf den PC-Raum auch von 'Orthogonalität'. Dieses Verfahren der Extraktion von Hauptkomponenten für die jeweils aus den vorangegangenen Extraktionsschritten verbleibende Restvarianz kann solange fortgeführt werden, bis die Gesamtvarianz der Eingangsvariablen zu 100% erklärt ist, was exakt erst bei ebensovielen Hauptkomponenten wie Eingangsvariablen erfüllt ist. Die rechnerisch erstellten Hauptkomponenten (Modi) zeichnen sich jedoch dadurch aus, dass schon mit den ersten wenigen ein Großteil der Gesamtvarianz erklärt wird und die übrigen, nachgeordneten Hauptkomponenten nur relativ unbedeutende Variabilitätsmodi (z.B. Rauschen) repräsentieren. Als Ergebnis einer s-modalen Analyse liegen die Werte (sog. Scores) der Hauptkomponenten in Form von Zeitkoeffizienten vor (zeitbezogener Ergebnisteil), deren Korrelationskoeffizienten mit den Eingangsvariablen (sog. Ladungen im Falle einer korrelationsbasierten PCA) bei Quadrierung den Anteil der jeweils repräsentierten Varianz widerspiegeln und somit ein räumliches Muster der Bedeutung dieser Hauptkomponente für das Feld der Eingangsvariablen darstellen (raumbezogener Ergebnisteil)⁹. Resultieren im Ladungsmuster einer Hauptkomponente mehrere Zentren hoher positiver oder negativer Ladungen (sog. Variations- oder Aktionszentren), so repräsentiert diese Hauptkomponente Telekonnectionen zwischen diesen Zentren mit hoher Bedeutung für die Gesamtvarianz des Feldes.

⁸In der englischsprachigen Literatur wird hierzu der übergeordnete Begriff 'mode' verwendet, der sich jedoch nicht explizit auf die Hauptkomponentenanalyse beschränkt, sondern auch bei anderen multivariaten Methoden Verwendung findet.

⁹Tatsächlich werden bei der Berechnung zuerst die Raummuster (Ladungen) und erst anschliessend die Scores als sog. 'Expansionskoeffizienten' ermittelt. Bei der Darstellung der inhaltlichen Bedeutung ist die umgekehrte Reihenfolge jedoch leichter nachzuvollziehen.

Der Einsatz der Hauptkomponentenanalyse in der Telekonnektionsanalyse (oftmals in Verbindung mit objektiven Wetterlagen- oder allgemein Musterklassifikationen) wird z.B. von WALLACE & GUTZLER (1981) oder BARNSTON & LIVEZEY (1987) diskutiert. BARNSTON & LIVEZEY (1987) favorisieren hierbei die sog. rotierte Hauptkomponentenanalyse ('Rotated Principal Component Analysis' oder 'RPCA') und betonen die Robustheit dieser Methode hinsichtlich geringfügiger Veränderungen des Eingangsdatensatzes, im Gegensatz zu bivariaten Methoden oder zur unrotierten PCA. Bei der Hauptkomponentenrotation wird eine bestimmte Anzahl an Hauptkomponenten rechnerisch dahingehend modifiziert, dass sie - konzentriert auf Variabilitäts- oder Aktionszentren, welche im Falle mehrpoliger Muster Telekonnektionszentren repräsentieren - möglichst starke Ladungen aufweisen (sog. Varimax-Rotation). Hierdurch erfolgt eine Anpassung der Gesamtheit der Hauptkomponenten an das gegebene Feld der Eingangsvariablen, die Hauptkomponenten sind somit in höherem Maße im Feld der Eingangsvariablen (in Zentren mit hohen Ladungen) realisiert und lassen sich eindeutiger physikalisch interpretieren. Dabei bleibt jedoch der Gesamtvarianzerklärungsanteil der rotierten Hauptkomponenten erhalten. Lediglich die Verteilung der einzelnen Varianzerklärungsanteile auf die einzelnen Hauptkomponenten verändert sich dahingehend, dass den ersten Hauptkomponenten weniger, den nachgeordneten mehr Bedeutung zukommt. Bei den sog. orthogonalen Rotationsmethoden (wie der Varimax-Rotation) bleibt auch die Unabhängigkeit der Hauptkomponenten (genauer: der PCA-Zeitkoeffizienten, MESTAS-NUNEZ, 2000) untereinander erhalten.

Wie schon in Kapitel 5.1.1 angemerkt wurde, existiert kein allgemeingültiges Kriterium für die Anzahl der zu verwendenden Hauptkomponenten. In der Praxis werden deshalb mehrere Lösungen mit verschiedenen Anzahlen evaluiert, aus denen z.T. mit Hilfe semi-objektiver Kriterien (etwa bezüglich maximaler Ladungen oder Varianzerklärungsanteile) eine bestimmte Lösung auszuwählen ist. Letztlich ist jedoch die Auswahl (oder Modifikation) solcher Kriterien auch durch Subjektivität geprägt. Sie können deshalb als Entscheidungshilfe oder als Mittel einer Vorauswahl der Größenordnung der Anzahl dienen. Die Entscheidung sollte jedoch möglichst anhand inhaltlicher Gesichtspunkte überprüft und nicht allein von formalstatistischen Kriterien abhängig gemacht werden (vgl. z.B. Kapitel 5.1.1, S. 59).

Die Zeitkoeffizienten der Hauptkomponenten repräsentieren Variabilitätsmodi im Eingangsdatenfeld, die einen Großteil dessen Gesamtvarianz erklären. Hierin liegt auch der Anwendungsbezug der PCA in der Telekonnektionsanalyse. Denn meist trifft dies nur für solche Modi zu, die an mehreren verschiedenen Lokationen des Feldes, d.h. in mehreren 'Aktions'- oder 'Varianzzentren'¹⁰ für deren Variabilität bedeutsam sind, womit Fernkopplungen beschrieben werden,

¹⁰Der Begriff 'Aktionszentrum' wird hier und nachfolgend im Sinne eines Zentrums verwendet, in welchem ein

die auch für die Variabilität des Feldes insgesamt bedeutsam sind.

Neben der Analyse eines Feldes aus Eingangsvariablen eines einzigen physikalischen Parameters (z.B. homogene Analyse des GPH-Feldes) besteht weiterhin die Möglichkeit in einer einzigen Hauptkomponentenanalyse zwei Felder verschiedener Parameter (heterogene Analyse) auf übergreifende dominante Variabilitätsmodi ('coupled modes') zu untersuchen. Hierzu wird das Kollektiv an Eingangsvariablen aus beiden Feldern kombiniert zusammengesetzt ('combined PCA' oder 'CPCA', BRETHERTON et al., 1992). Ein Problem, das sich für die Anwendung dieser Methode im Rahmen dieser Arbeit auf das Feld der Niederschlagsindizes und das GPH-Feld ergibt, besteht jedoch u.a. in der stark ungleichgewichtigen Variablenanzahl beider Felder (mehrere tausend GPH-Gitterpunkte vs. 19 Niederschlagsindizes), was zu ungleichgewichtigen Varianzerklärungsanteilen führen würde. Die Verwendung des hochaufgelösten Niederschlagsfeldes - um dieses Ungleichgewicht zu kompensieren - würde jedoch wieder sehr viel an 'Rauschen' einführen (s. Kapitel 5.1.1), was sich als Störfaktor bei der erwünschten Extraktion gekoppelter Modi auf synoptischem Skalenniveau auswirkt. Zudem sind - selbst mit der heutigen Rechnerkapazität - Analysen mit mehreren tausend (ab ca. 3-4 tausend) Eingangsvariablen kaum mit vertretbarem Aufwand durchführbar. Eine bei BRETHERTON et al. (1992) als 'single-field-based PCA' oder 'SFPCA' bezeichnete Methode zur Erfassung gekoppelter Modi zweier Felder besteht in der getrennten Durchführung der PCA für jedes Feld und anschließenden Kreuzkorrelation der Zeitkoeffizienten um potentiell gekoppelte Modi zu identifizieren. Je nach der Bedeutung der gekoppelten Modi für die Gesamtvarianz im jeweiligen Einzelfeld ist diese Methodenvariante jedoch nur begrenzt in der Lage die gekoppelten Modi, d.h. die stärksten gemeinsamen Variabilitätssignale beider Felder, möglichst klar zu extrahieren. Für diese Fragestellung existieren jedoch weitere, auf dieses Problem spezialisierte Methoden mit der Kanonischen Korrelationsanalyse sowie der Singular Value Decomposition.

6.3.2 Kanonische Korrelationsanalyse

Ziel der kanonischen Korrelationsanalyse ('Canonical Correlation Analysis', 'CCA') ist die Identifikation von Variabilitätsmodi in zwei Feldern, die die Kopplungsvariabilität zwischen beiden Feldern optimal beschreiben¹¹. Ähnlich wie bei der PCA erfolgt hier eine schrittweise Zerle-

bestimmter Variabilitätsmodus im Vergleich zum Gesamtfeld relativ deutlich repräsentiert wird. Dies entspricht der Verwendung des Begriffes u.a. bei BARNSTON & LIVEZEY (1987). Eine Beschränkung der Begriffsverwendung auf Zentren hoher absoluter Variabilität oder hoher Bedeutung für Auswirkungen auf das bodennahe Klima wird somit abgelehnt.

¹¹Hierauf aufbauend ist auch die Erstellung statistischer Modelle möglich, wie es z.B. von BARNSTON & ROPELEWSKI (1992) durchgeführt wird.

gung der Varianz der beiden Felder, nun jedoch in Faktoren-Paare (für jedes Feld ein Faktor), die hier als 'kanonische Variable' bezeichnet werden. Der Hauptunterschied zur oben beschriebenen SFPCA besteht in der paarweisen faktoriellen Zerlegung beider Felder unter der Prämisse der maximalen Korrelation der beiden kanonischen Variablen eines Paares, nicht der maximalen Varianzerklärung für das jeweilige Feld. Somit beschreibt das erste extrahierte kanonische Variablenpaar die maximal mögliche Korrelation zwischen zwei Faktoren der Felder, das zweite Paar die maximal mögliche Korrelation der Felder unter Ausschluss der Variabilität der ersten kanonischen Variablen usw., mit dem Ergebnis, dass die Korrelationskoeffizienten im Betrag vom ersten bis zum letzten Paar schrittweise kontinuierlich abnehmen. Die kanonischen Variablen sind wechselseitig orthogonal, d.h. eine kanonische Variable des einen Feldes ist unabhängig zu den übrigen kanonischen Variablen eines sowie des anderen Feldes (natürlich abgesehen von der kanonischen Variablen des jeweiligen Paares im anderen Feld).

Als Ergebnis der kanonischen Korrelationsanalyse liegt eine bestimmte Anzahl von Musterpaaren in Form von Ladungen für beide Felder vor (räumlicher Ergebnisteil einer s-modalen Konfiguration). Weiterhin dienen zugehörige Paare sogenannter 'Expansions-' oder Zeitkoeffizienten der Beschreibung der zeitlichen Variabilität dieser Muster (zeitlicher Ergebnisteil einer s-modalen Konfiguration). Theoretisch resultieren (wie bei der unrotierten PCA) ebensoviele Paare wie Eingangsvariablen im kleineren der beiden Felder. Welche Paare für die Interpretation von Bedeutung sind, lässt sich über die temporale Korrelation zwischen den Zeitkoeffizienten der kanonischen Variablen eines Paares sowie mit Hilfe der Varianzerklärung der jeweiligen Muster für die Felder der Eingangsvariablen ermitteln. Auch hier gibt es kein fest definiertes Entscheidungskriterium, so dass letztlich die inhaltliche Interpretation der physikalischen Bedeutung der Muster als ausschlaggebend anzusehen ist.

Dadurch, dass als Bedingung der Extraktion die maximale Korrelation zwischen den Faktorenpaaren gilt¹², wird bei der Zerlegung 'nicht darauf geachtet', dass die extrahierten kanonischen Variablen auch hohe Bedeutung für die Gesamtvarianz der Felder im Sinne der Gesamtvarianzerklärung (vgl. PCA) aufweisen. Es ist demnach damit zu rechnen, dass kanonische Variablen zwar hohe Korrelationskoeffizienten untereinander aufweisen können und damit die Kopplung zwischen den Feldern bestmöglichst erklären, nicht jedoch die Gesamtvarianz der Felder selbst, also nur eine geringe Rolle für die Variabilität der Felder spielen und somit relativ bedeutungslos für die tatsächliche Ausprägung von Anomalien in den Feldern sind. Diesem Problem wird bei der 'Singular Value Decomposition'-Analyse verstärkt Rechnung getragen.

¹²Die Bedingung einer Standardabweichung von $s=1$ für beide kanonischen Variablen ist hier nebensächlich.

6.3.3 Singular Value Decomposition

Die Singular Value Decomposition (SVD) ist bezüglich der Konfiguration der Eingangsdaten und den Ergebnisteilen der kanonischen Korrelationsanalyse sehr ähnlich. Ebenso wie bei dieser werden gekoppelte Modi zweier Felder in Form von Paaren von Raummustern (bei der s-modalen Analyse) und zugehörigen Expansionskoeffizienten extrahiert.

Der Unterschied zur CCA liegt jedoch in der Extraktionsmethode für die gekoppelten Faktorenpaare (hier als 'Singular Vectors' bezeichnet), da hier die Muster zur optimalen (Kreuz-)Kovarianzklärung extrahiert werden, nicht wie bei der CCA, um die stärkste *Korrelation* zwischen den Musterpaaren zu erzielen. Somit erhalten die Singular Vectors für das jeweilige Feld höhere Varianzklärungsanteile als die kanonischen Variablen der CCA. Das heißt, die resultierenden Ladungsfelder der Paare weisen - im Vergleich zur CCA - auch eine relativ hohe Bedeutung für die Variabilität der Eingangsdatenfelder auf (allerdings auch nur für den Anteil, der mit dem anderen Feld kovariiert (NAVARRA, 1993)). Eine Einschränkung ergibt sich durch die Eigenschaften der Expansionskoeffizienten hinsichtlich der Orthogonalität. Zwar sind sie jeweils unabhängig zu den übrigen SVD-Modi im anderen Feld, nicht jedoch zu den weiteren Modi im eigenen Feld.

Insgesamt zeichnet sich die SVD - gegenüber der CCA - durch die Robustheit der Ergebnisse aus und kann auch mit kleineren Stichproben durchgeführt werden, während dies bei der CCA erst nach einer vorgeschalteten PCA empfehlenswert ist (BRETHERTON et al., 1992). Nicht zuletzt von Vorteil ist schließlich der geringere Berechnungsaufwand der SVD gegenüber PCA und CCA.

6.4 Zeitreihenfilterung

In Kapitel 5.5 wurden z.T. außerordentlich starke Trenderscheinungen im Feld der Zirkulationsvariablen festgestellt. Die z.T. erstaunlich hohen Korrelationen ($r > 0.9$) der Geopotentialdaten mit einer willkürlich konstruierten künstlichen Variablen zur Beschreibung eines abrupten Werteanstiegs Mitte der 1970er Jahre (Abb. 5.12, S. 77) führen deutlich vor Augen, dass Langfristvariabilität und Trends mitunter maßgeblichen Einfluss auf Zusammenhangsanalysen haben können. Im Falle zufälliger gemeinsamer oder gegenläufiger Trends oder Sprünge in zwei Stichproben wird somit unbesehen der restlichen Variabilität beider Reihen (im prototypischen Extremfall der oben genannten Dummy-Variablen ist eine solche gar nicht vorhanden) ein stärkerer Korrelationskoeffizient resultieren. Die geforderte Voraussetzung der Stichprobenunabhängigkeit (der

Wert eines Stichprobenelements ist unabhängig von den vorhergehenden Werten) zur Signifikanzbestimmung bei der Korrelationsschätzung wirkt solchen Fehleinschätzungen entgegen.

Da sich der Fokus der vorliegenden Arbeit auf die interannuelle Variabilität, nicht jedoch auf niederfrequente - z.B. dekadische - Variabilität richtet (wofür der Untersuchungszeitraum mit 51 Jahren auch erheblich zu kurz gefasst wäre), werden Maßnahmen zur Trendbereinigung im Vorfeld der Telekonnectionsanalysen notwendig.

Als Standardmethode der Trendbereinigung kommt zunächst die lineare Trendbereinigung in Frage. Hierzu wird die Trendgerade mittels eines Regressionsmodells für die Zeitreihenwerte in Abhängigkeit der Zeitschritte bestimmt und die Werte des modellierten Trendverlaufs von den jeweiligen Originalwerten subtrahiert. Abbildung 6.6a (S. 107) zeigt zwei Beispielszeitreihen mit starkem Trend bzw. abrupter Veränderung Mitte der 70er Jahre. Während die konventionelle lineare Trendbereinigung (Abb. 6.6b) für die rechte Zeitreihe mit deutlich ausgeprägten linearen Trend ein zufriedenstellendes Ergebnis bringt, resultiert diese Art der Trendbeseitigung im Falle der links gezeigten Beispielszeitreihe mit abruptem Werteanstieg Mitte der 70er Jahre lediglich in der Einführung eines neuen Typs der niederfrequenten Variabilität mit kontinuierlich abfallenden Werten vor 1977, einem Sprung bei 1977 und anschließend kontinuierlich abfallenden Werten. Die Subtraktion getrennt berechneter Mittelwerte für die Zeiträume vor und nach 1977 (alternativ ist die Anpassung an die standardisierte Dummy-Zeitreihe möglich, Abb. 6.6c), wie es sich zur adäquaten Bereinigung des Sprunges der linken Zeitreihe empfehlen würde, verbietet sich andererseits im Falle linearer Trends (Abb. 6.6c, rechts), da hierdurch ein Sprung erst eingeführt werden würde.

In Hinblick auf weitere mögliche, hier jedoch nicht erfasste Typen niederfrequenter Variabilität resultiert als favorisierte Lösung des Problems letztlich die Hochpassfilterung der Ausgangszeitreihen, wie sie in Abbildung 6.6d dargestellt ist. Hierdurch werden sowohl lineare Trends bereinigt als auch markante Sprünge in lediglich einem einzigen Stichprobenfall beschrieben und ihre Bedeutung für die Gesamtvariabilität der Reihe außerordentlich stark reduziert.

Für die Umsetzung der Hochpassfilterung stehen verschiedene Verfahren zur Verfügung. Im Gegensatz zu Filtertechniken wie Gaussfilterung oder Waveletfilterung bietet die sog. 'Differenzfilterung' (engl.: Prewhitening) eine Reihe von Vorteilen für die weiteren Analysen. Der gefilterte Wert \tilde{x}_t einer Originalzeitreihe x_t mit dem Stichprobenumfang n und den Zeitschritten $t = 1, 2, 3, \dots, n$ ergibt sich hierbei als

$$\tilde{x}_t = x_t - x_{t-1} \text{ mit } t = 2, 3, \dots, n.$$

Es wird also jeweils die Differenz eines Zeitreihenwertes zum jeweiligen Vorgängerwert be-

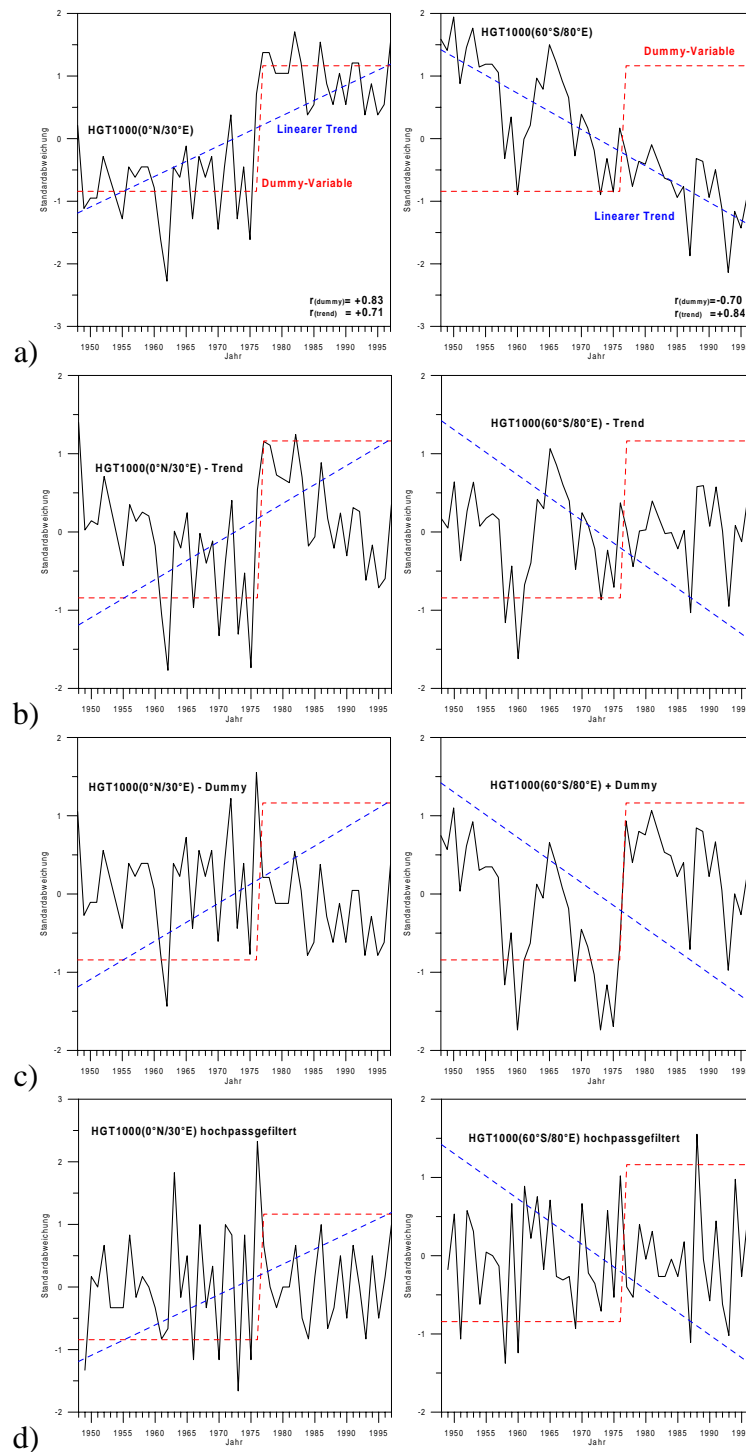


Abbildung 6.6: Beispiele zur Trendbereinigung: 1000 hPa-GPH-Zeitreihen (Oktober-April-Mittelwerte) bei $0^{\circ}\text{N}/30^{\circ}\text{E}$ (links) und $60^{\circ}\text{S}/80^{\circ}\text{E}$ (rechts).

- Standardisierte Originalzeitreihen mit Trendgerade (blau) und Dummy-Variablen zur Beschreibung des Sprungs 1977 (rot). Angegeben sind die Pearson'schen Korrelationskoeffizienten (r) zwischen Geopotentialzeitreihe und Dummy- sowie Trendvariablen;
- Resultat der linearen Trendbereinigung;
- Resultat der Trendbereinigung mittels Anpassung an Dummy-Variablen;
- Resultat der Trendbereinigung durch Hochpassfilterung (Differenzenfilter, siehe Text).

rechnet ('Differenzenfilter 1. Ordnung' nach SCHLITTGEN & STREITBERG, 1991, S. 28f). Hierdurch werden alle Informationen über den augenblicklichen Zustand eines physikalischen Parameters, die sich aus Veränderungen, die länger als einen einzigen Zeitschritt zurückliegen (z.B. ein langfristiger Anstieg der Werte) gelöscht, was durch den englischsprachigen Begriff 'Prewhitening' ausgedrückt werden soll (BROWN & KATZ, 1991, S. 384f). Vielmehr bleiben lediglich die Veränderungen von einem Zeitschritt zum nächsten (im Falle interannueller Analysen von Jahr zu Jahr) erhalten. Im Gegensatz zu anderen Filtertechniken bleibt somit ein klarer Realitätsbezug der gefilterten Werte erhalten. Weiterhin verkürzt sich die gefilterte Zeitreihe lediglich um einen einzigen Fall. Die durch das Auftreten mehrjähriger Persistenzen verursachte temporale Autokorrelation wird vollständig eliminiert und nicht zuletzt besticht diese Filtermethode durch die äußerst triviale und leicht nachvollziehbare Berechnungsoperation. Im Vorfeld der durchgeführten Telekonnectionsanalysen wurden deshalb alle Zeitreihen standardmäßig unter Verwendung der Differenzenfiltermethode hochpassgefiltert. Dies hat zur Folge, dass die hierauf aufbauenden Analysen auch tatsächlich nur interannuelle Veränderungen von Jahr zu Jahr erfassen.

Durch die Filtertransformation verändert sich der Anteil der normalverteilten Zeitreihen am Gesamtkollektiv, wie er z.B. in Abbildung 5.3 (S. 67) exemplarisch dargestellt wurde, nur unerheblich. Positive temporale Autokorrelationen werden jedoch vollständig eliminiert. Hingegen kann eine allgemeine Tendenz zu verstärkter negativer Autokorrelation bei einem Zeitversatz von $t = 1$ beobachtet werden. Dies resultiert aus der - nun nicht mehr durch Trends überlagerten - Tendenz zu abwechselnd positiven und negativen Veränderungen im Vergleich zum Vorjahr. Mit der Wahl der Signifikanzschwelle für Korrelationskoeffizienten bei $|r| = 0.5$ (s.o.) bleibt das Signifikanzniveau von $\alpha=95\%$ (unter Berücksichtigung der Multiplicity) jedoch weiterhin gültig.

Nahezu alle folgenden Ergebnisdarstellungen und Abbildungen beziehen sich auf hochpassgefilterte Eingangsdaten ohne explizite Nennung dieser Datenkonfiguration um ständige Wiederholungen zu vermeiden. Nur in ausgewählten Einzelfällen werden Vergleiche und Rückschlüsse unter Verwendung ungefilterter Datensätze angestellt, worauf jedoch jeweils ausdrücklich hingewiesen wird, da dies die Ausnahme im Verlauf der folgenden Analysen darstellt.

Kapitel 7

Bivariate Telekonnektionsanalysen

7.1 Übersicht der Niederschlagstelekonnektionen

Um einen umfassenden Überblick über die bestehenden Telekonnektionen zwischen dem Niederschlag im südlichen Afrika und den globalen Feldern der Meeresoberflächentemperatur und der atmosphärischen Zirkulation zu gewinnen und bivariate Kopplungen mit hoher Bedeutung für das Untersuchungsgebiet systematisch zu erfassen, werden im Folgenden verschiedene Varianten der Informationsverdichtung aus Kapitel 6.2 eingesetzt. Ausgangspunkt für diese Bestandsaufnahme stellt die Gesamtheit aller im Untersuchungsrahmen denkbaren bivariaten Korrelationen zwischen Niederschlags- und Zirkulations- bzw. SST-Zeitreihen dar. Der Umfang der dazu notwendigen Korrelationsrechnungen beläuft sich dabei auf 1 556 425 500 für die einzelnen Niederschlagsreihen des $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ Gitternetzes (10224 Geopotentialgitterpunkte für die 7 verschiedenen Druckflächen sowie 6801 SST-Gitterpunkte korreliert mit 3265 Niederschlagsreihen in 28 Saisonalvarianten) sowie auf 9 057 300 für die 19 regionalen Niederschlagsindizes. Diese Zahlen mögen verdeutlichen, dass die im Folgenden vorgestellten Karten der Informationsverdichtung ein unverzichtbarer Bestandteil der Gesamtuntersuchung sind, erlauben sie doch aus der Fülle der Einzelkorrelationen die stärksten bzw. bedeutendsten Kopplungen in ihrer räumlichen Verteilung sowie saisonalen Veränderlichkeit zu bestimmen und vergleichend zu überblicken. Neben den Kopplungen des Niederschlags mit dem troposphärischen Druckfeld, welche für die vorliegende Arbeit im Vordergrund stehen, werden zunächst die Korrelationen im SST-Feld betrachtet. Die Durchführung der in Kapitel 6.1 dargestellten multisaisonalen Analysevariante (Integration der Zeitreihen aller Saisonabschnittsvarianten in einer einzigen Zeitreihe) für den Niederschlag, erbrachte - im Gegensatz zu den nachfolgenden Analysen für SST und GPH - relativ starke Diffe-

renzen zu den Ergebnissen der Analysen der einzelnen Saisonabschnitte. Verantwortlich für diese Differenzen sind die starken Schwankungen der Kopplungseigenschaften des Niederschlags von Monat zu Monat, die etwa im GPH- und SST-Feld weitaus schwächer ausfallen. Um auch die stärker variierenden Kopplungen des Niederschlags zu erfassen, werden deshalb die Analysen für den Niederschlag getrennt für jeden Saisonabschnitt durchgeführt und erst anschließend die Ergebnisse in eine Darstellung integriert (Summation bei relativen Bedeutungsmaß bzw. Selektion der Maximalbeträge bei der Telekonnectivität). Nach Saisonabschnittsvarianten differenzierte Darstellungen erfolgen unter Verwendung des ebenfalls in Kapitel 6.1 erläuterten Saisonalitätsdiagramms.

7.1.1 Telekonnectionen bezüglich der SST-Variabilität

7.1.1.1 Relatives Bedeutungsmaß

Abbildung 7.1 zeigt das relative Bedeutungsmaß für das SST-Feld bezüglich aller Niederschlagszeitreihen summiert für alle Saisonabschnittsvarianten sowie - aus umgekehrter Perspektive - für das Niederschlagsfeld bezüglich aller SST-Zeitreihen. Um exemplarisch einen Vergleich zwischen den Kopplungseigenschaften der räumlich hochaufgelösten Niederschlagsreihen (Abb. 7.1 a und b) und der regionalen Niederschlagsindizes (Abb. 7.1 c und d) zu ermöglichen, wurden die jeweiligen Karten hier nebeneinandergestellt. Die dargestellten Werte kennzeichnen durch das Auftreten von Maxima Bereiche, welche in der Summe relativ hohe Korrelationen zum jeweils anderen Variablenfeld (über alle Saisonalvarianten hinweg betrachtet) aufweisen.

Im globalen SST-Feld (Abb. 7.1 a) werden der tropische Westindik, der Bereich des westlichen Pazifiks (nordöstlich von Indonesien) sowie weite Bereiche im Ost- und Südpazifik als dominante Zentren ausgewiesen. Weiterhin bestehen geringere Maxima im Nord- als auch im Südatlantik, südlich von Madagaskar, südöstlich Australiens sowie im Bereich Indonesiens. Auf der anderen Seite - im hochaufgelösten Niederschlagsfeld des südlichen Afrikas (Abb. 7.1 b) - finden sich Maximalbeträge im südlichen und südwestlichen Bereich des Subkontinents, in Ostafrika (Kenia und Tansania) sowie im Süden der Republik Kongo und in Nordmoçambique.

Abgesehen von den allgemein geringeren Beträgen, welche sich aus der geringeren Anzahl der 19 regionalen Niederschlagsindizes im Vergleich zu den 3265 hochaufgelösten Einzelzeitreihen des Niederschlagsfeldes ergeben, zeigt Abbildung 7.1d ein fast identisches Raummuster der SST-Zentren bei Verwendung der Indizes anstelle der hochaufgelösten Einzelzeitreihen des Niederschlagsfeldes. Als nennenswerte Abweichung ergibt sich ein relevanter Bereich vor der Küste

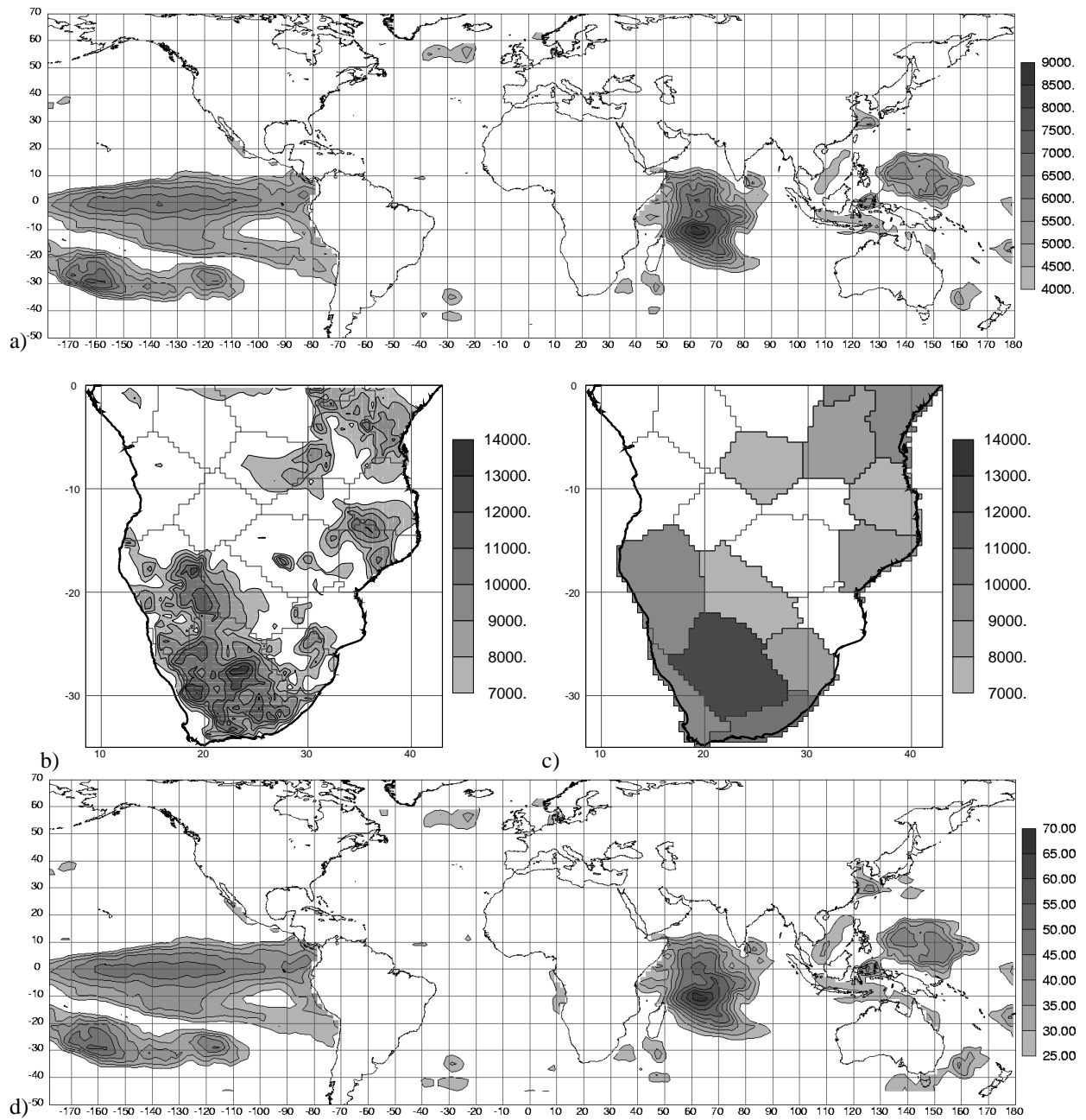


Abbildung 7.1: Relatives Bedeutungsmaß a) der Meeresoberflächentemperaturen bezüglich der hochaufgelösten Niederschlagszeitreihen im südlichen Afrika, b) der hochaufgelösten Niederschlagszeitreihen im südlichen Afrika bezüglich der Meeresoberflächentemperaturen, c) der regionalen Niederschlagsindizes bezüglich der Meeresoberflächentemperaturen und d) der Meeresoberflächentemperaturen bezüglich der regionalen Niederschlagsindizes (Summen der quadrierten Korrelationskoeffizienten aus allen 28 Saisonvarianten, siehe Kap. 6.1)

Angolas, welcher im hochaufgelösten Niederschlagsfeld weitaus geringere Bedeutung aufweist. Dies deutet darauf hin, dass regional übergreifend bedeutsame Variabilität der regionalen Niederschlagsindizes, welche diese Korrelationen bedingt, im räumlich hochaufgelösten $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ -Feld der Niederschlagsreihen von lokaler Variabilität überlagert wird, welche keine derartigen Kopplungseigenschaften aufweist.

Der Vergleich zwischen den räumlichen Verteilungen des Bedeutungsmaßes im Niederschlagsfeld bei Verwendung der Einzelzeitreihen und der Regionalindizes (Abb. 7.1 b und c) ergibt ebenfalls eine hohe Übereinstimmung. Ohne im weiteren Fortgang die Darstellung des rückversichernden Vergleichs fortzuführen, um zu zeigen, dass mit der Konstruktion der Regionalindizes die grundlegenden Kopplungseigenschaften des Niederschlagsfeldes erhalten bleiben, mag dies exemplarisch als Beleg für eine - auch hinsichtlich der Kovarianzeigenschaften des Niederschlags - adäquate Konstruktionsmethode dienen.

Der höchste Betrag im Niederschlagsfeld wird für Region 1 (Zentral-Südafrika/Kalahari) aufgezeigt und auch die umliegenden südlichen Regionen lassen hohe Bedeutungen der SST-Variabilität für den Niederschlag erkennen.

Ein zweiter Schwerpunkt besteht im Nordosten des Untersuchungsgebietes mit dem Höchstwert für Region 15 (Kenia/Tansania). Während Region 9 (nördliches Tansania), 8 (im Süden der Republik Kongo) und 11 (südliches Tansania und nördliches Moçambique) ein Wertegefälle Richtung Südwesten aufzeigen, ergibt sich ein zusätzliches Maximum für Region 12 (Nord-Moçambique).

Die hierbei ausgewiesenen Zentren hoher Bedeutung spiegeln nicht unbedingt Regionen mit maximalen Korrelationen wider, sondern weisen auf Kopplungen hin, welche relativ konstant - bei Bevorzugung längerer Saisonalmittel - in mehreren Saisonalvarianten relativ hohe Korrelationen zeigen. Auch spielt die Anzahl der jeweils hochkorrelierten Zeitreihen und somit die räumliche Ausdehnung der Kopplungszentren, bzw. das Auftreten von Kopplungen in mehreren Gebieten, eine gewichtige Rolle bei der Summenbildung. Diese beiden Merkmale kennzeichnen demnach die vorgestellten Zentren insbesondere als saisonal und räumlich bedeutungsvoll. Als Zwischenergebnis bezüglich des Niederschlagsfeldes lässt sich hierbei die insgesamt hohe Bedeutung von Kopplungen für Region 1 im Süden sowie für Region 15 in Ostafrika festhalten. Dominante Kopplungszentren im SST-Feld bestehen im Zentral- und Südpazifik, im Westpazifik und Westindik. Bemerkenswerterweise ist die SST-Variabilität des tropischen Atlantiks insgesamt von geringer Relevanz für das interannuelle Niederschlagsgeschehen des südhemisphärischen Afrikas im Südsommer.

7.1.1.2 Telekonnektivität

Um weitergehende Aussagen über maximale Kopplungsbeträge sowie die Richtung des Kopplungssinns (negativ oder positiv) treffen zu können, eignen sich Telekonnektivitätskarten für den Niederschlag bezüglich des SST-Feldes bzw. umgekehrt (siehe Kap.6.2.3). Einen umfassenden Überblick über die insgesamt auftretenden Maximalkorrelationen zwischen den 19 regionalen Niederschlagsindizes und den Zeitreihen des SST-Feldes - aus allen Saisonalvarianten zusammengefasst - gibt Abbildung 7.2.

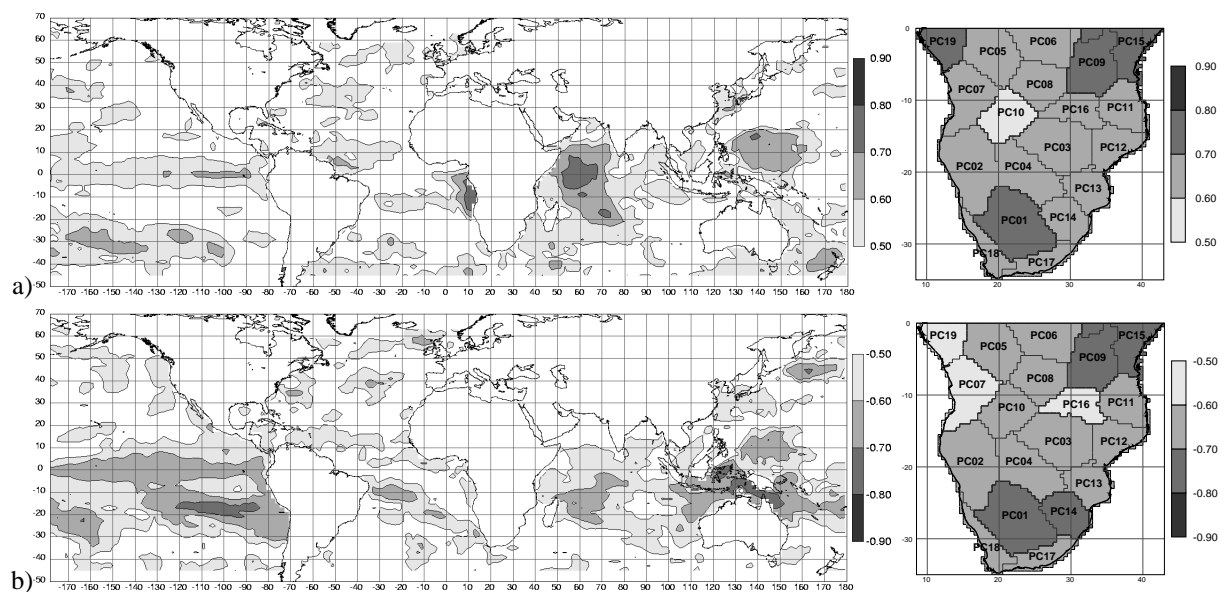


Abbildung 7.2: Telekonnektivität der Meeresoberflächentemperaturen bezüglich der regionalen Niederschlagsindizes (links) und der Niederschlagsindizes bezüglich der Meeresoberflächentemperaturen (rechts) bei hochpassgefilterten Zeitreihen. a) maximal positive Korrelationen, b) maximal negative Korrelationen. Dargestellt sind die Maximalwerte aus allen 28 Saisonalvarianten (vgl. Kap. 6.1).

Obwohl sich hier nun sofort eine Fülle an Details im SST-Feld einstellt, ergibt sich hinsichtlich der Lage besonders stark korrelierter Zentren sowohl im SST-Feld als auch im Niederschlagsfeld doch eine recht hohe Ähnlichkeit zur Verteilung des relativen Bedeutungsmaßes aus Abbildung 7.1. Deutlich wird hierbei, dass einige der angesprochenen dominanten Zentren im SST-Feld sowohl hinsichtlich positiver als auch negativer Korrelationen relativ hohe Werte aufweisen, woraus z.T. die hohe Gesamtbedeutung dieser Gebiete resultiert. Ausnahmen hiervon bestehen jedoch für das Zentrum im südlichen Pazifischen Ozean vor der Küste Südamerikas sowie im Bereich der indonesischen Inselwelt mit lediglich negativen Korrelationen hoher Beträge. Die weiterhin im Vergleich zu Abbildung 7.1 hier abweichend verteilten und in zusätzlichen Zentren auftretenden Spitzenwerte resultieren aus Maximalkorrelationen mit geringerer räumlicher und

saisonalen Kontinuität (bzw. aus deren Beschränkung auf kürzere Saisonalvarianten) sowie aus deren einseitigem Kopplungssinn. Dasselbe gilt auch für die Maximalkorrelationen der Niederschlagsindizes. So sind die Bereiche um die Regionen 1 und 15, welche auch hohe Gesamtbedeutung aufwiesen, sowohl in positivem als auch in negativem Sinne hoch korreliert (Abb. 7.2 rechts), während z.B. Region 19 lediglich in positivem Sinne hohe Korrelation aufweist.

Die saisonal zusammengefassten Werte der Telekonnektivität eignen sich hervorragend, um den Unterschied zwischen den Kopplungseigenschaften hochpassgefilterter (Abb. 7.2) und ungefilterter (Abb. 7.3) Daten kompakt darzustellen. Dazu wurden in Abbildung 7.3 die Maximalbeträge der Korrelationen zwischen ungefilterten Niederschlagsindizes und ungefilterten SST-Zeitreihen bestimmt.

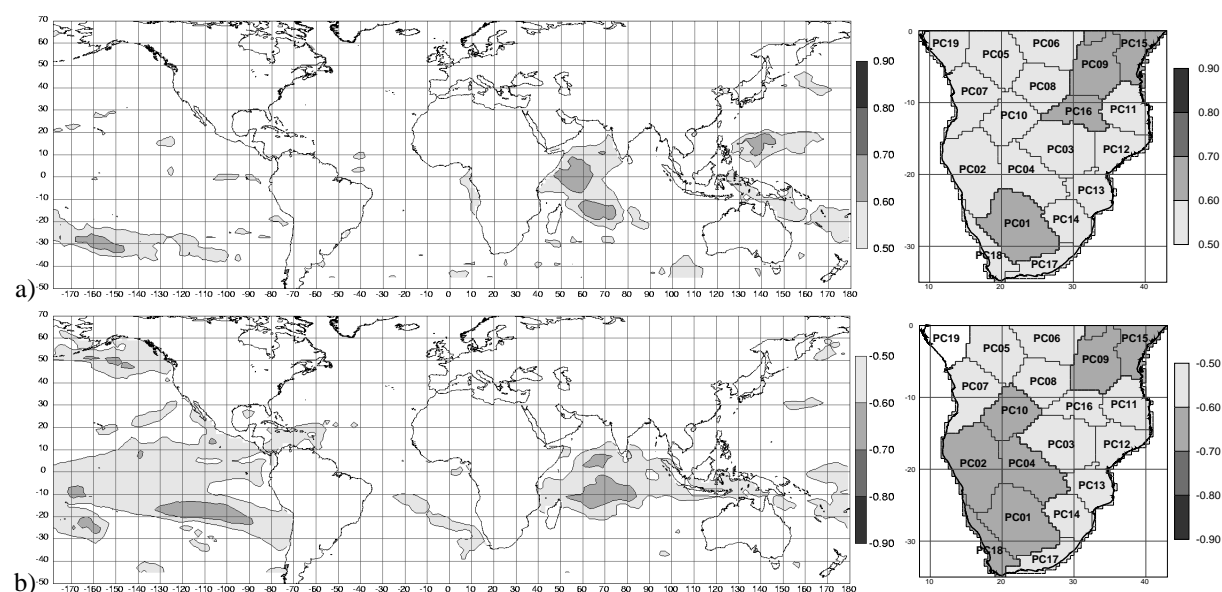


Abbildung 7.3: Telekonnektivität der Meeresoberflächentemperaturen bezüglich der regionalen Niederschlagsindizes (links) und der Niederschlagsindizes bezüglich der Meeresoberflächentemperaturen (rechts) bei ungefilterten Zeitreihen. a) maximal positive Korrelationen, b) maximal negative Korrelationen. Dargestellt sind die Maximalwerte aus allen 28 Saisonalvarianten (vgl. Kap. 6.1).

Der Vergleich erbringt für die meisten Regionen erheblich niedrigere Maximalkorrelationen im GPH-Feld, was sich noch deutlicher äußert, wenn statt der hier dargestellten Korrelationskoeffizienten deren quadrierte Werte verwendet werden, welche als Bestimmtheitsmaß den Erklärungsanteil des erfassten Zusammenhangs für die Zeitreihenvariabilität darstellen. So erreicht z.B. Region 19 bei ungefilterten Zeitreihen einen maximal positiven Korrelationskoeffizienten von $r=+0.59$ (Erklärungsanteil=35%), bei hochpassgefilterten Werten jedoch $r=+0.78$ (Erklärungsanteil=61%).

Die bisherigen Ausführungen zu den Kopplungseigenschaften bezogen sich alle auf Zusammenfassungen aller 28 Saisonalvarianten. Um einen Überblick über die saisonale Differenzierung der Maximalkopplungen zu gewinnen, sind in Abbildung 7.4 die Saisonalitätsdiagramme (siehe Erläuterung in Kap. 6.1) positiver und negativer Telekonnektivität der regionalen Niederschlagsindizes dargestellt.

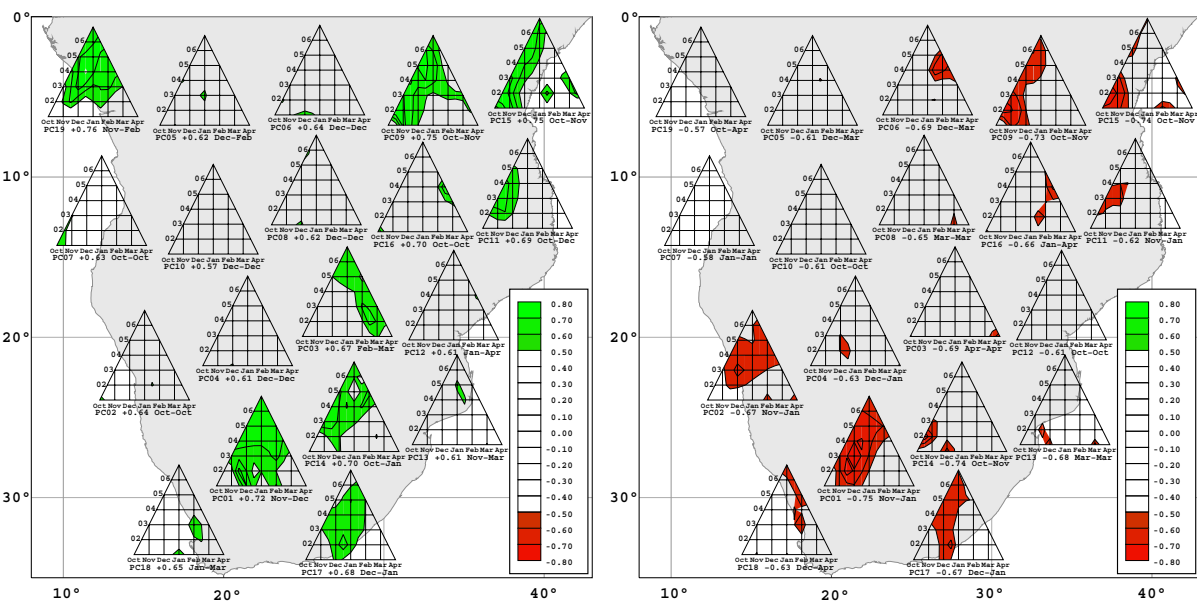


Abbildung 7.4: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Telekonnektivität des Niederschlags im südhemisphärischen Afrika bezüglich des SST-Feldes:

Saisonalitätsdiagramme (siehe Kap. 6.1) der maximal positiven (links) und maximal negativen (rechts) Korrelationen der 19 regionalen Niederschlagsindizes des südhemisphärischen Afrika im globalen SST-Feld. Nur Korrelationskoeffizienten mit Betrag $|r| > 0.5$ werden dargestellt.

Deutlich wird eine Beschränkung der hohen Koeffizienten sowohl bezüglich positiver als auch negativer Korrelation im Nordosten des Untersuchungsraumes auf die Frühsommermonate Oktober-November (Region 15, 9 und 11), während im Süden des Subkontinents eine Verschiebung hin zu den Hochsommermonaten (um Dezember) festgestellt werden kann (Region 1, 2, 17 und 14). Region 19 im Nordwesten weist ebenfalls höchste Positivkorrelationen um den Monat Dezember (beschränkt auf längere Saisonalmittel und auf den positiven Kopplungssinn) auf, während Region 3 (Zimbabwe/Südsambia) erst im Spätsommer hoch korreliert.

7.1.2 Telekonnektionen mit der atmosphärischen Zirkulation

Die Bestandsaufnahme der Kopplungen zwischen dem Niederschlag im südlichen Afrika und der troposphärischen Zirkulation erfolgt, analog zu den SST-Untersuchungen, wieder mithilfe verschiedener Informationsverdichtungs- und Darstellungstechniken, welche aus verschiedenen Betrachtungsperspektiven einen Überblick über die relevanten Telekonnektionen erlauben. Wie in Kapitel 5.2 dargelegt, wird als zentraler Zirkulationsparameter die geopotentielle Höhe der 7 ausgewählten Luftdruckniveaus von 1000 bis 100 hPa herangezogen.

7.1.2.1 Relatives Bedeutungsmaß

Abbildung 7.5 zeigt das Bedeutungsmaß bezüglich der regionalen Niederschlagsindizes für drei ausgewählte Druckniveaus (1000, 700 und 200 hPa), in denen die wichtigsten Fernkopplungszentren repräsentiert sind. Im 1000hPa-Niveau nahe der Erdoberfläche sind drei großflächige tropische Gebiete mit hoher Bedeutung im Ostpazifik, im westpazifischen bzw. indonesischen Bereich sowie im tropischen Atlantik und Afrika ausgeprägt. Innerhalb dieser zusammenhängenden Gebiete lassen sich jedoch weitere Differenzierungen erkennen. So lässt sich im Ostpazifik ein Schwerpunkt im Küstenbereich vor Süd- und Mittelamerika von südwestlich davon ausgebildeten Zentren im zentralen Südpazifik unterscheiden. Im indonesischen Bereich ergeben sich Zentren nordöstlich des maritimen Kontinents und südwestlich davon vor Australien im westlichen Indischen Ozean sowie im Golf von Bengalen. Im afrikanisch-atlantischen Sektor befindet sich ein Schwerpunkt vor der südamerikanischen Küste sowie ein hochbedeutsamer Bereich über dem zentralen Kontinent Afrikas. Weiterhin existieren räumlich wesentlich enger begrenzte Zentren an der Ost- und Westküste des südlichen Teils Afrikas sowie im Indischen Ozean östlich von Madagaskar. Daneben finden sich noch einige weitere, jedoch schwächere Zentren in den Subtropen und Außertropen (im südlichen Atlantik, südlich Australiens, im Südpazifik, in Zentralasien und nördlich Alaskas).

Während sich manche der genannten Zentren im 700hPa-Niveau verstärken (Abb. 7.5 b), wie im indonesischen Sektor, über Nordafrika oder Kalifornien und im Südpazifik, oder nur leicht an Bedeutung verlieren, wie im atlantisch-afrikanischen Sektor, sind die Zentren im Westpazifik sowie vor Madagaskar hier nicht mehr erkennbar. Andererseits ergeben sich neue Zentren, wie über dem Zentralpazifik oder insbesondere über dem Subkontinent des südlichen Afrikas selbst, im Bereich Namibias. Das letztgenannte Zentrum erreicht im Vergleich zu allen anderen Gebieten den höchsten Wert der Bedeutsamkeit der Geopotentialvariabilität für den Niederschlag. Im hochtroposphärischen 200hPa-Niveau (Abb. 7.5 c) verstärkt sich das zentralpazifische Zentrum

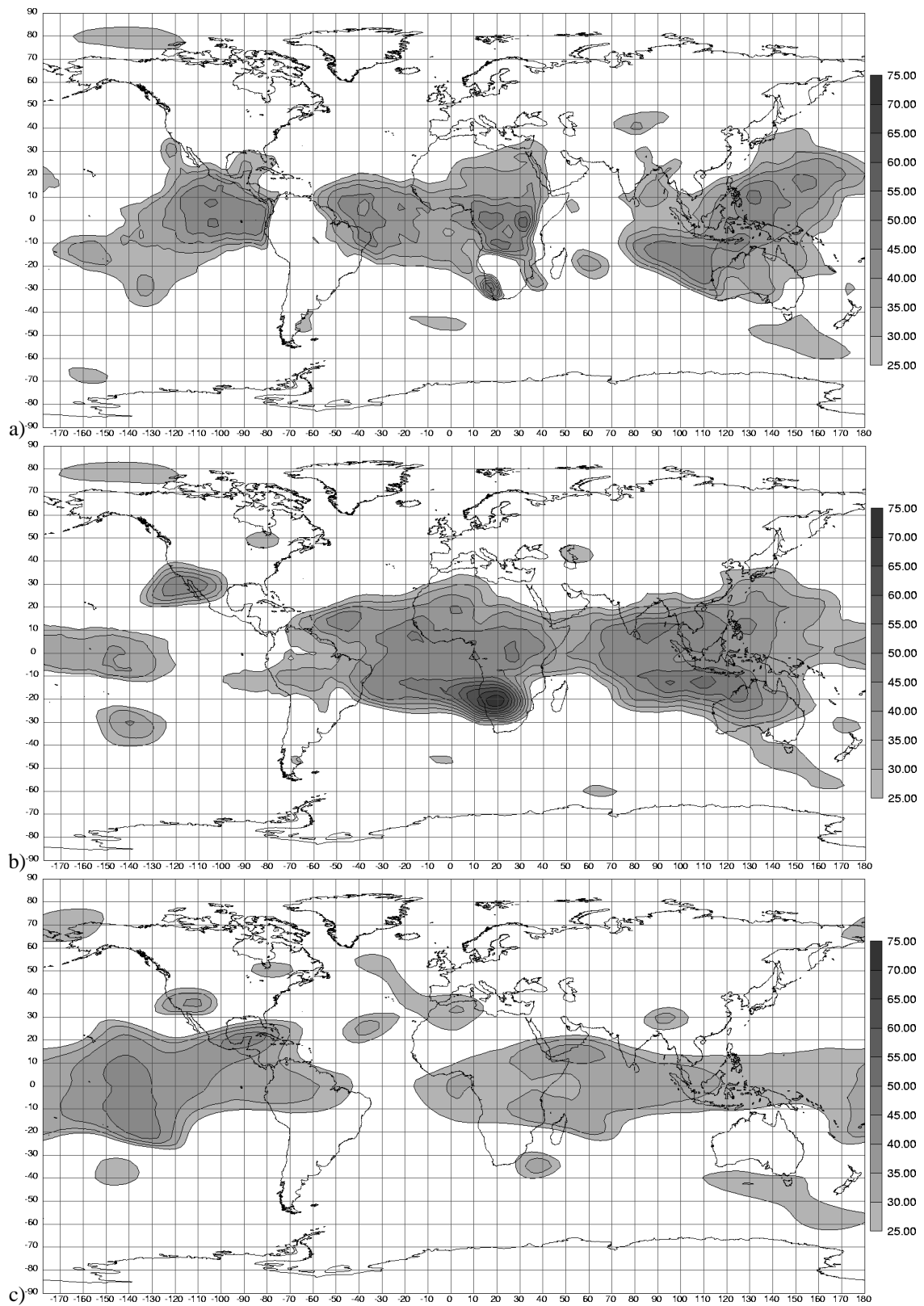


Abbildung 7.5: Relatives Bedeutungsmaß der Geopotentialzeitreihen des 1000 hPa (a), 700 hPa (b) und 200 hPa (c) Niveaus bezüglich der regionalen Niederschlagsindizes (Summen der quadrierten Korrelationskoeffizienten aus allen 28 Saisonvarianten, siehe Kap. 6.1, mit allen 19 regionalen Niederschlagsindizes).

weiter, während alle anderen tropischen Bereiche an Bedeutsamkeit verlieren. Neu ist hier die relativ hohe Bedeutung in weiten Bereichen des äquatorialen Indiks mit Schwerpunkt über dem Westen des Ozeans bzw. dem Osten des afrikanischen Kontinents. Ebenfalls neu etablieren sich Zentren im sub- und außertropischen Bereich, von denen hier insbesondere diejenigen vor der Südküste Südafrikas, über Südasien und im Bereich des Nordatlantiks zu nennen sind.

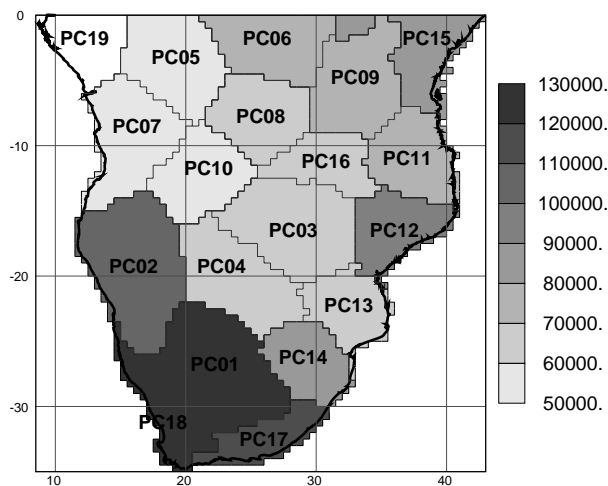


Abbildung 7.6: Relatives Bedeutungsmaß der regionalen Niederschlagsindizes bezüglich aller GPH-Zeitreihen:

Summen der quadrierten Korrelationskoeffizienten aus allen 28 Saisonabschnittsvarianten (siehe Kap. 6.1) sowie aus allen 7 GPH-Niveaus (1000, 850, 700, 500, 300, 200 und 100 hPa-Niveau).

Abbildung 7.6 zeigt die Verteilung des relativen Bedeutungsmaßes für die Niederschlagsindizes. Ähnlich wie bei den Kopplungen bezüglich der SST-Variabilität ergeben sich für die Niederschlagsregionen Schwerpunkte im Süden bzw. Südwesten des Subkontinents (Region 1 und 18) sowie im Nordosten (Region 15). Von diesem Schema weicht lediglich der hohe Wert der Region 12 (Nordmoçambique) ab. Zwischen den beiden Schwerpunkten ergibt sich eine nordwest-südost-orientierte Zone geringerer Bedeutsamkeit, wobei geringste Werte im Nordwesten bei Region 19 (Gabun/Kongo) erreicht werden. Mit den beiden Abbildungen sind die bezüglich der Kopplungseigenschaften bedeutsamsten Bereiche sowohl im globalen Geopotentialfeld als auch im Feld der Niederschlagsindizes im südlichen Afrika in groben Zügen umrissen. Ähnlich wie bei der Bedeutung der Kopplungen mit den Meeresoberflächentemperaturen ergibt sich mit den aufgezeigten Zentren im Geopotentialfeld ein starkes Gewicht der globalen Tropen sowie in herausragender Weise der mittleren Troposphäre über Namibia, auf der Seite der Niederschlagsregionen hohe Kopplungsbeträge des Niederschlags insbesondere im südlichsten Teil des Sub-

kontinents sowie in Ostafrika und im Bereich Nordmoçambiques.

7.1.2.2 Telekonnektivität

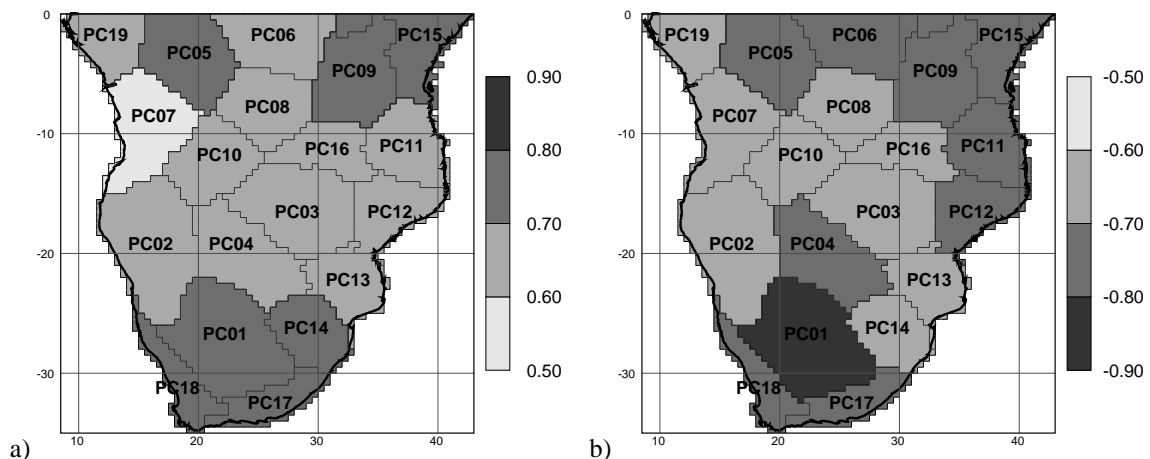


Abbildung 7.7: Telekonnektivität der regionalen Niederschlagsindizes bezüglich des GPH-Feldes bei hochpassgefilterten Datenreihen:

a) maximal positive und b) maximal negative Korrelationen bezüglich aller GPH-Zeitreihen (aus allen 28 Saisonabschnittsvarianten (siehe Kap. 6.1) sowie aus allen 7 GPH-Niveaus: 1000, 850, 700, 500, 300, 200 und 100 hPa-Niveau).

Weitere Details bezüglich Stärke und Richtung der Maximalkorrelationen der Niederschlagsregionen werden mit der Darstellung der Telekonnektivitätswerte aus allen Saisonalvarianten (Abb. 7.7) ersichtlich. Wiederum ergeben sich zwei Schwerpunkte im Süden und im Nordosten des Subkontinents, jedoch mit Abweichungen im Vergleich zur Gesamtbedeutung, insbesondere im Norden. Hier sind die Maximalkorrelationen stärker als es die Gesamtbedeutung der Kopplungen in diesem Raum - etwa im Vergleich zu Region 1 - erwarten ließe, ein Hinweis auf kräftige, jedoch saisonal begrenzte Kopplungen. Im Süden dagegen stimmt das Maximum der Gesamtbedeutung mit dem Maximum der Telekonnektivitätswerte überein (Region 1). Zwischen dem Süden und dem Nordosten prägt sich wiederum ein Korridor mit allgemein geringeren Korrelationen in Nordwest-Südost-Richtung aus, wobei nun Region 5 im Nordwesten mit relativ hohen positiven und negativen Werten von diesem Schema abweicht.

Die zugehörigen Fernkopplungszentren des GPH-Feldes sind in den Telekonnektivitätskarten der Abbildungen 7.8 bis 7.10 dargestellt, welche im Vergleich zur Gesamtbedeutung (Abb. 7.5) der Zentren zusätzliche Informationen über Stärke und Richtung der Maximalkorrelationen liefern. Im oberflächennahen 1000 hPa-Niveau treten insbesondere wieder die drei tropischen Regionen

mit hoher Gesamtbedeutung aus Abbildung 7.5 hervor. Durch die Aufspaltung in positive und negative Telekonnektivität wird ersichtlich, dass der Ost-, Zentral- und Süd pazifische Raum überwiegend von starken Positivkopplungen dominiert wird, während im indonesisch-australischen Raum bzw. im östlichen Indischen Ozean Kopplungen beider Richtungen anzutreffen sind. Der atlantisch-afrikanische Sektor wird hingegen hauptsächlich von Negativkorrelationen eingenommen. In außertropischen Breiten werden die höchsten negativen Werte in Zentralasien nordöstlich des Kaspischen Meeres sowie im Südatlantik erreicht.

Im 700 hPa-Niveau (mittlere Troposphäre) bildet sich ein großflächiges, zusammenhängendes tropisches Gebiet negativer Kopplung zwischen Westatlantik und Westpazifik aus. Spitzenwerte mit $r < -0.8$ werden dabei über der Küste Namibias, in Westafrika sowie im Bereich Nordwestaustraliens erreicht, wo sich auch das größte zusammenhängende Gebiet starker Positivkorrelationen - ebenso wie im bodennahen 1000 hPa Niveau - ausbildet. In außertropischen Breiten ist insbesondere das Zentrum negativer Korrelation am Kaspischen Meer hervorzuheben, welches im Vergleich zum 1000 hPa-Niveau an Fläche zunimmt.

Dieses letztgenannte westasiatische Zentrum bleibt bei leichter Südwestverlagerung auch im 200 hPa-Niveau erhalten und stellt zusammen mit dem östlich davon gelegenen neuen Zentrum über Bangladesch die stärksten Negativkopplungen zum Niederschlag. Über dem Nordatlantik, im Bereich der Westküste Nordamerikas sowie der Aleuten und Alaskas bilden sich weitere starke nordhemisphärische Kopplungszentren beider Kopplungsrichtungen aus. In den Außer- und Subtropen der Südhemisphäre tritt der Bereich südlich und südöstlich Australiens hervor, der Süd pazifik und Südamerika mit Negativkopplungen sowie das Gebiet des südlichen Afrikas selbst, wobei hier die Positivkorrelationen überwiegen. Die inneren Tropen werden geprägt durch ein fast erdumspannendes Band hoher Positiv- und Negativkorrelationen, in welchem sich höchste Kopplungsbeträge über dem Zentralpazifik manifestieren.

Abbildung 7.11 gibt einen Überblick über die saisonale Differenzierung der Maximalkorrelationen der Niederschlagsindizes im gesamten GPH-Feld. Es lassen sich insbesondere im Nordosten und Süden relativ hohe Übereinstimmungen mit der saisonalen Ausprägung der SST-Telekonnektionen (vgl. Abb. 7.4) feststellen, wobei sich jedoch im Süden die Maximalkorrelationen weiter in den Spätsommer verlagern. Während sich insgesamt betrachtet stärkere Kopplungen als zum SST-Feld ergeben, ist in Einzelfällen jedoch auch ein Rückgang der Kopplungsbeträge festzustellen, in auffälliger Form etwa bei Region 19, welche bezüglich des Druckfeldes hier relativ schwach korreliert.

Die hier dargestellten Maximalkorrelationen der Niederschlagsregionen bilden letztlich die Grund-

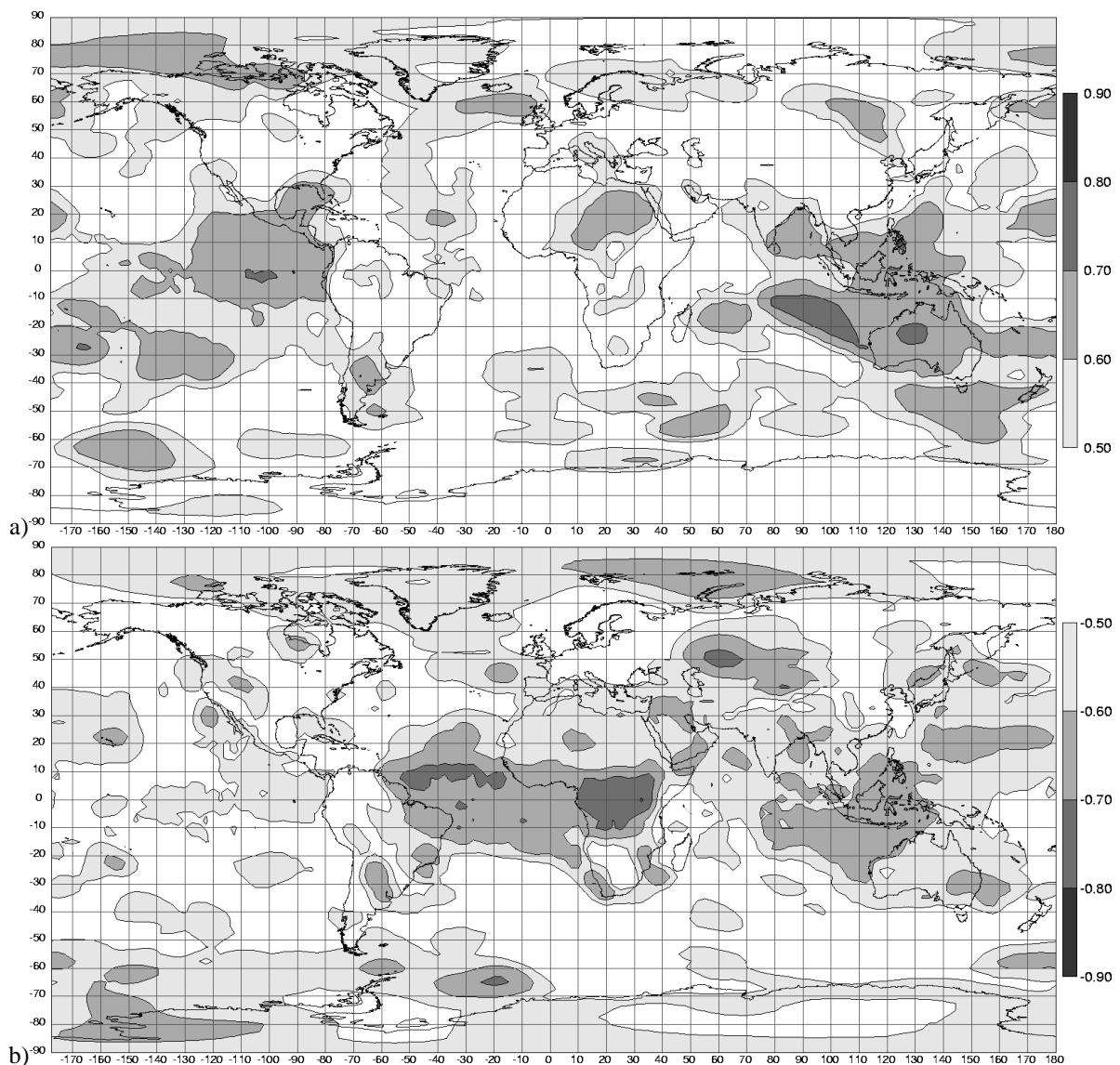


Abbildung 7.8: Positive und negative Telekonnektivität des 1000 hPa Geopotentialfeldes bezüglich des Niederschlags im südhemisphärischen Afrika:

a) maximal positive und b) maximal negative Korrelationen bezüglich der 19 regionalen Niederschlagsindizes aus allen 28 Saisonabschnittsvarianten (siehe Kap. 6.1).

lage für weitere Analysen. In Bereichen der Saisonalitätsdiagramme in denen der Koeffizientenbetrag $|r|=0.5$ nicht überschritten wird, sind weder Primärkopplungen noch Fernkopplungen im GPH-Feld von hoher Relevanz, d.h. mit einem Bestimmtheitsmaß von über 0.25 oder einem Kovarianzanteil von 25%, ausgeprägt.¹ Andererseits sind in den Bereichen mit Maximalkorre-

¹Dies bezieht sich streng genommen lediglich auf bivariate Zusammenhänge mit dem Geopotentialfeld womit nicht ausgeschlossen ist, dass Kopplungen bestehen welche sich erst in multivariaten Analysen zeigen und sich bei

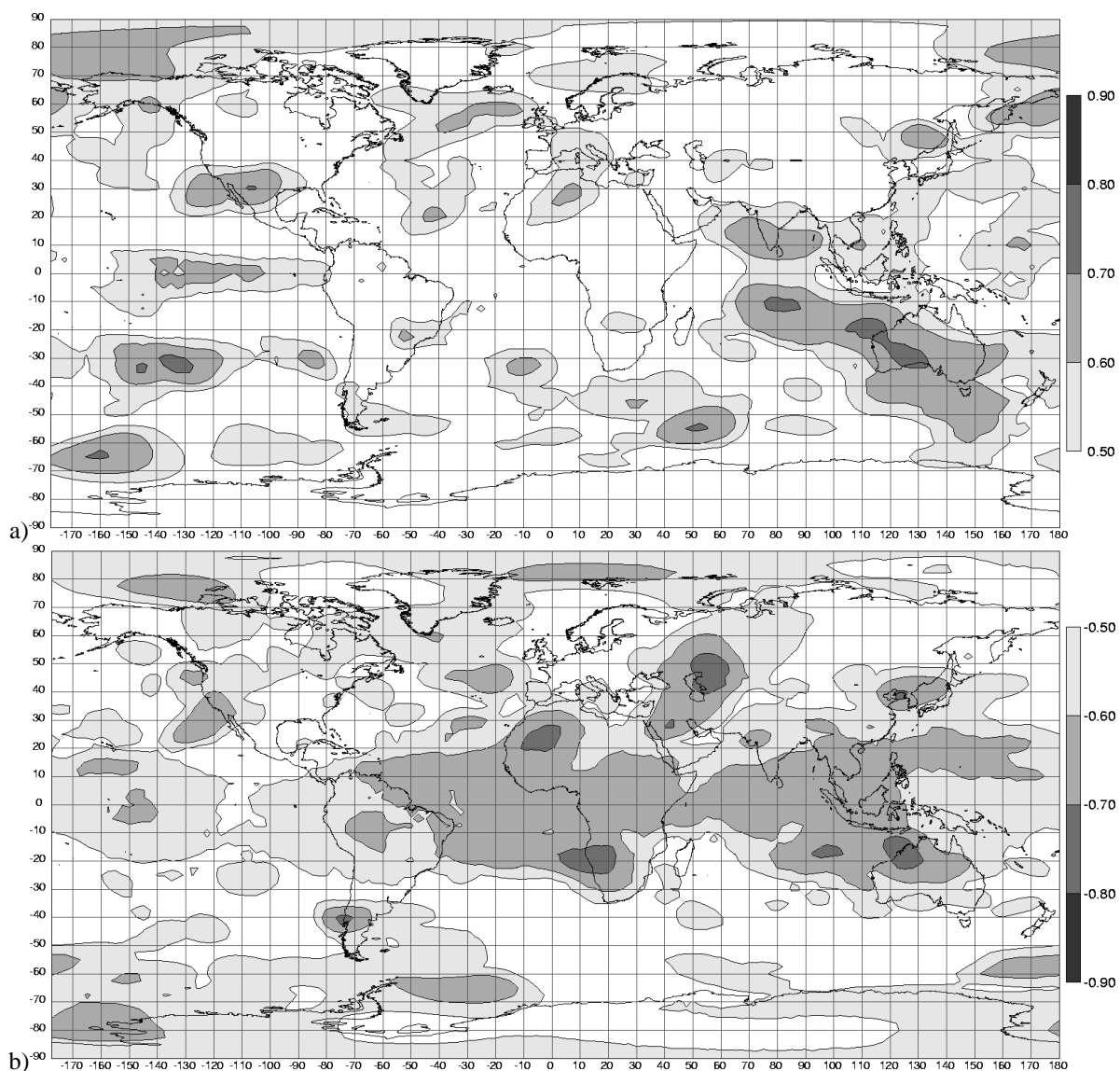


Abbildung 7.9: Wie Abbildung 7.8 jedoch für das 700 hPa-Niveau: a) positive, b) negative Telekonnectivität.

bivariater Betrachtung gegenseitig abschwächen. Zudem sind natürlich auch z.T. hohe Korrelationen mit anderen Zirkulationsvariablen - auch in Saisonvarianten ohne signifikante Korrelationen mit dem Druckfeld - ausgeprägt. Der Fokus dieser Arbeit muss sich jedoch - um den Rahmen der Arbeit nicht bei Weitem zu sprengen - zunächst auf die Erfassung und Erklärung solcher Kopplungserscheinungen beschränken welche kräftig genug sind, um sich auch noch bivariat "zu erkennen" zu geben. Ebenso ist es nötig, sich auf die Korrelationen im Druckfeld zu konzentrieren und nicht alle denkbaren Zirkulationsvariablen wie Horizontalwindkomponenten, Vertikalgeschwindigkeit bzw. Ableitungen daraus wie etwa Divergenz, Vorticity, Schichtdicke, etc. zum Hauptgegenstand der Untersuchung zu machen. Diese weiteren Zirkulationsvariablen werden deshalb dort wo es nötig erscheint - ebenso wie die Meeresoberflächentemperaturen - als Hilfsmittel eingesetzt, um die Beziehungen zum globalen Druckfeld zu analysieren. Diese Beschränkungen liegen in der Grundkonzeption der Arbeit begründet, welche den Schwerpunkt auf räumlich

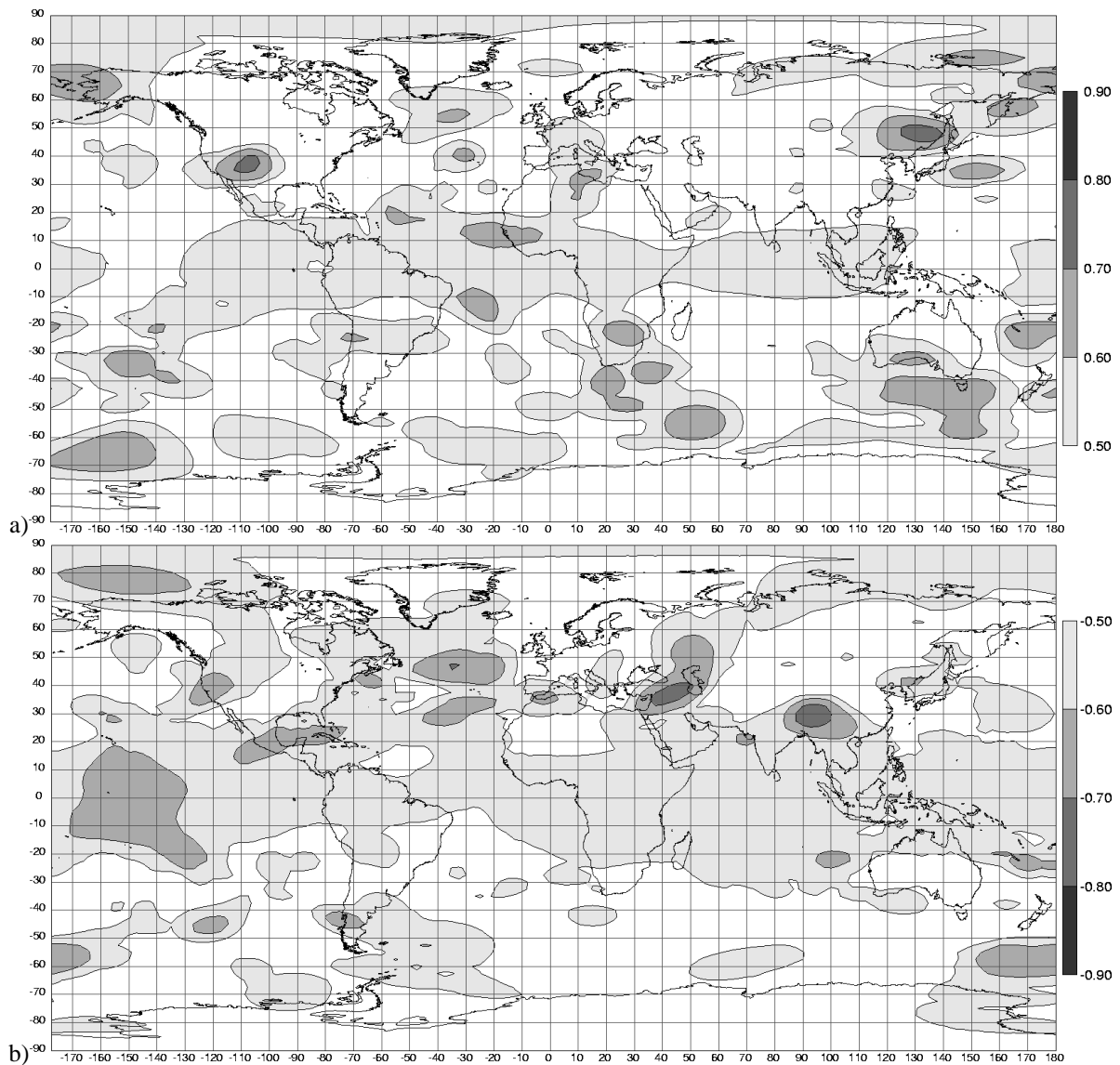


Abbildung 7.10: Wie Abbildung 7.8 jedoch für das 200 hPa-Niveau: a) positive, b) negative Telekonnektivität.

lationen von $|r| \geq 0.5$ nicht immer nur singuläre Kopplungen erfasst. So können sich hinter den hier kräftig hervortretenden Kopplungen durchaus mehrere Primär- und insbesondere Fernkopplungszentren 'verbergen' welche auch nicht unbedingt über den gleichen physikalischen Mechanismus wirksam sein müssen, d.h. nicht untereinander über zirkulationsinterne Kopplungen abhängig sein müssen. Dieser Fragestellung gilt es in weiteren Analyseschritten unter Einbeziehung multivariater Techniken nachzugehen.

und saisonal möglichst umfassende Analysen legt.

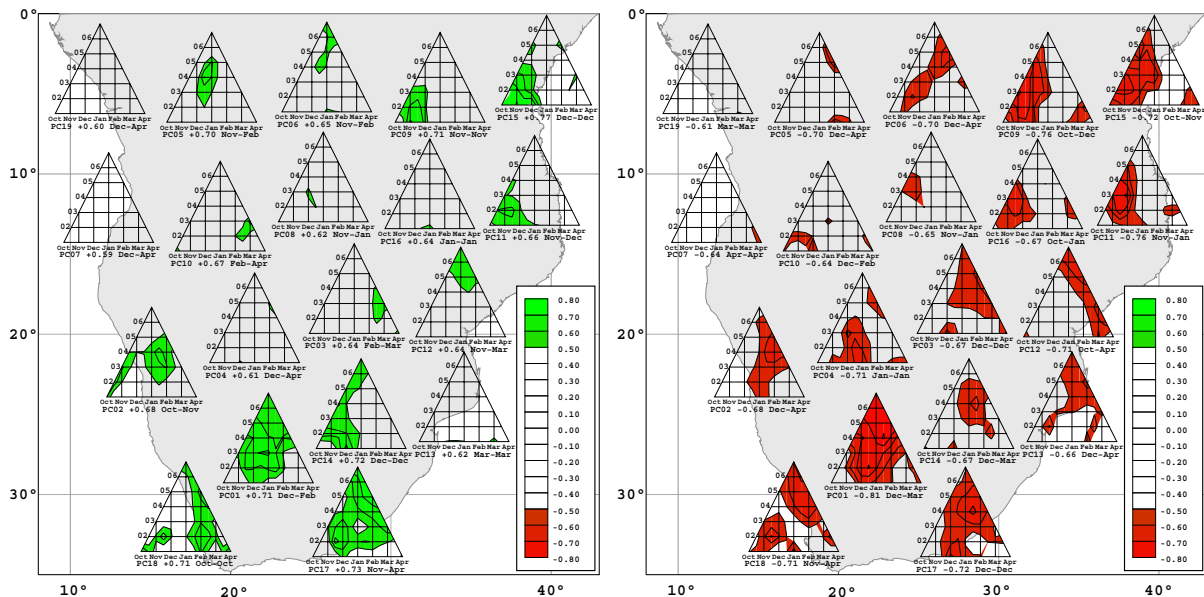


Abbildung 7.11: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Telekonktivität des Niederschlags im südhemisphärischen Afrika bezüglich des GPH-Feldes:

Saisonalitätsdiagramme (siehe Kap. 6.1) der maximal positiven (links) und maximal negativen (rechts) Korrelationen der 19 regionalen Niederschlagsindizes des südhemisphärischen Afrikas im globalen GPH-Feld. Nur Korrelationskoeffizienten mit Betrag $|r| > 0.5$ werden dargestellt.

7.1.2.3 Eignung multisaisonalen Analysen für Niederschlagstelekonnectionen

Wie eben dargestellt wurde, bestehen erhebliche intrasaisonale Schwankungen in der Telekonktivität der regionalen Niederschlagsindizes. Wünschenswert wäre die Erfassung der unterschiedlichen Ausprägungen von Kopplungen in einer einzigen Gesamtanalyse anhand der in Kapitel 6.1 dargestellten sog. 'multisaisonalen' Zeitreihenkonfiguration, bei der die Zeitreihen der 28 Saisonabschnittsvarianten aneinandergelagert werden. Abbildung 7.12 zeigt das hierbei resultierende relative Bedeutungsmaß des GPH-Feldes bezüglich der 19 regionalen Niederschlagsindizes.

Der Vergleich mit Abbildung 7.5, in der die Werte aus den einzelnen Saisonabschnitten aufsummiert wurden, zeigt - abgesehen der insgesamt sehr viel niedrigeren Werte - eine relativ hohe Übereinstimmung beider Analysevarianten. Im 1000 hPa-Niveau, werden bei der multisaisonalen Analyse jedoch die Zentren nördlich Alaskas, im Bereich Spaniens, im Südpazifik und an der Ostküste Argentiniens nicht erfasst. Im 700 hPa-Niveau trifft dies ebenfalls für das Zentrum nördlich Alaskas sowie für Zentren im Südatlantik, über dem Kaspischen Meer zu. Im 200 hPa-Niveau hingegen treten neben allen Zentren der Einzelanalyse zusätzliche schwächere Zen-

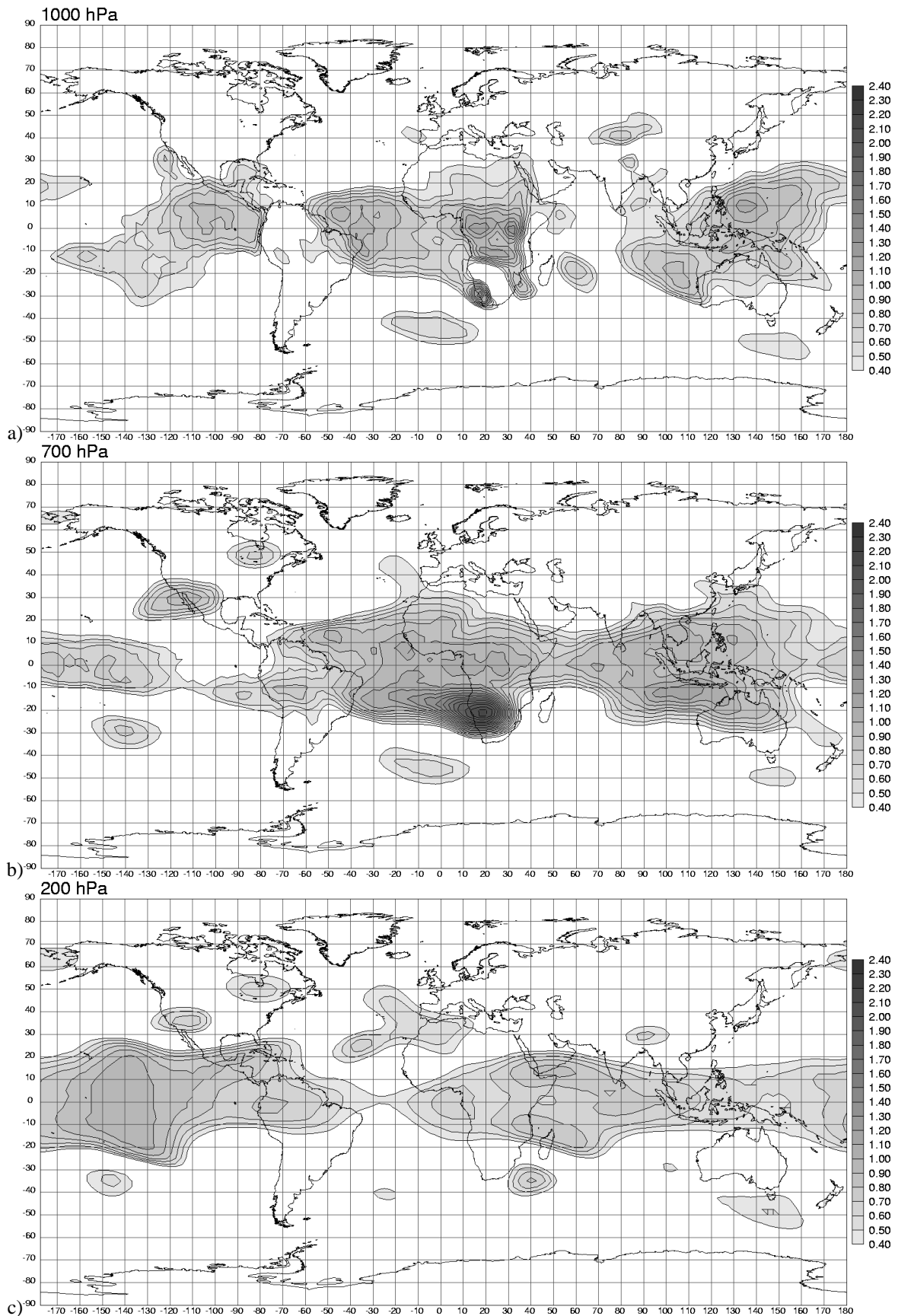


Abbildung 7.12: Relatives Bedeutungsmaß (siehe Kap. 6.2.4) im Geopotentialfeld des 1000 (a), 700 (b) und 200 hPa-Niveaus (c) bezüglich der regionalen Niederschlagsindizes im südhemisphärischen Afrika bei *multisaisonal*er Analyse (siehe Kap. 6.1.3).

tren im Südatlantik und Südindik auf. Während sich hinsichtlich des relativen Bedeutungsmaßes somit nur marginale Unterschiede zwischen beiden Analysevarianten ergeben, treten starke Diskrepanzen bei der Telekonnectivität auf (Abb. 7.13).

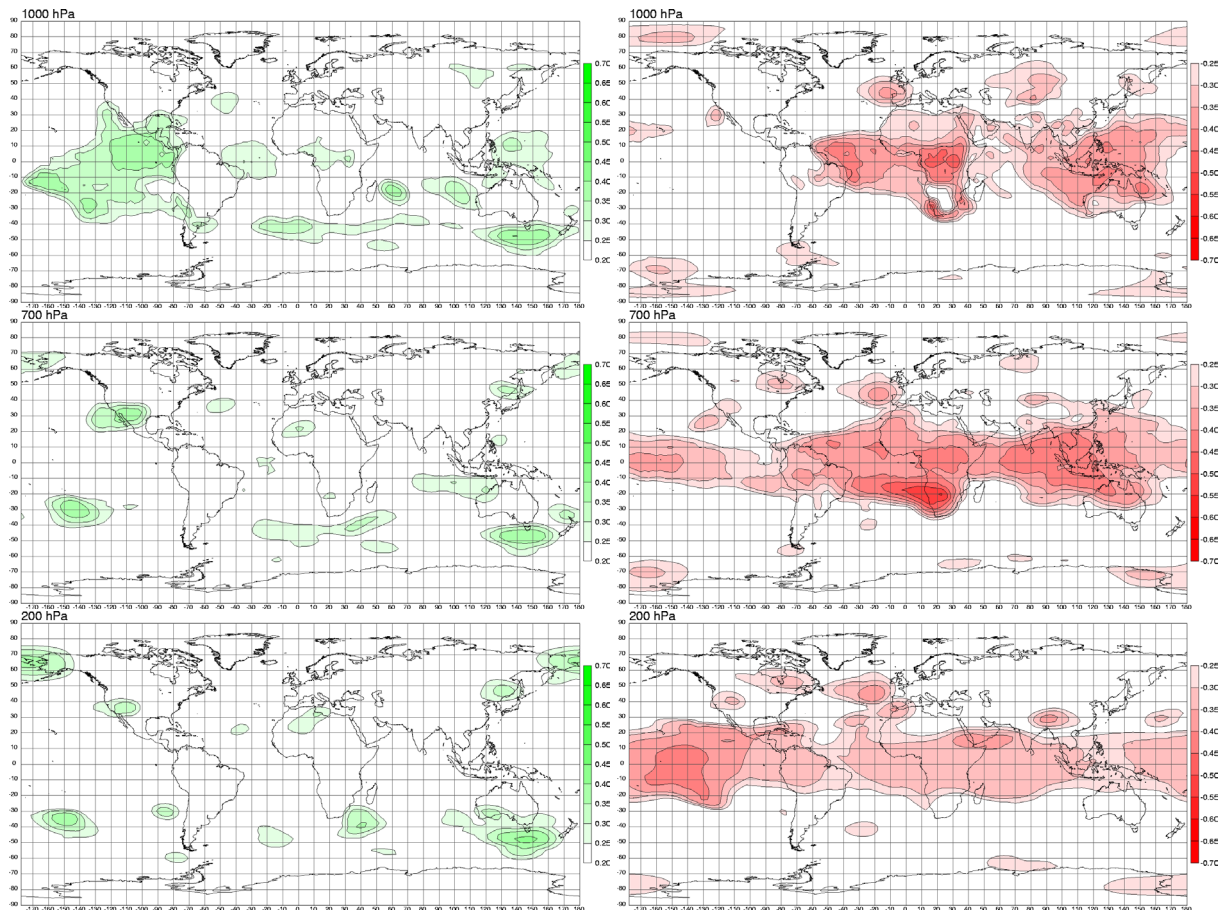


Abbildung 7.13: Positive (links) und negative (rechts) Telekonnectivität im Geopotentialfeld des 1000 (oben), 700 (Mitte) und 200 hPa-Niveaus (unten) bezüglich der 19 regionalen Niederschlagsindizes im südhemisphärischen Afrika bei *multisaisonalen* Analyse (siehe Kap. 6.1.3).

Im 200 hPa-Niveau werden z.B. Zentren positiver Telekonnectivität im Bereich des südlichen Afrikas bei multisaisonalen Analyse nicht mehr erfasst (vgl. Abb. 7.10, S. 123 mit Abb. 7.13), ebenso das starke Zentrum negativer Telekonnectivität im Bereich des Kaspischen Meeres, um nur einige wichtige Unterschiede zu nennen. Viele weitere schwächere Zentren werden nicht mehr dargestellt.

Somit kann die multisaisonale Analyse der Niederschlagstelekonnectionen nur bedingt die Ergebnisse aus einzelnen Saisonabschnittsanalysen ersetzen. Die wesentlichen Strukturen der Telekonnectivität des Niederschlags werden - bei stark reduzierten Beträgen - aufgezeigt, einige

starke Telekkonnektionen und Primärkopplungen (s.o.) können jedoch nicht repräsentiert werden.

7.1.3 Zusammenfassung

Sowohl bezüglich des SST-Feldes als auch bezüglich des globalen Druckfeldes weisen insbesondere zwei Teilgebiete des südlichen Afrikas relativ hohe Niederschlagstelekkonnektionen auf. In Ostafrika (Region 15, 9 und 11) sind hohe Kopplungen im Frühsommer zu verzeichnen. Im Südtteil des Subkontinentes (insbesondere in den Regionen 1, 17, 14 und 2) werden Maximal-korrelationen bezüglich des SST-Feldes im Hochsommer, im Druckfeld etwas später erreicht. Mit Ausnahme der Region 19 im Nordwesten und Region 3 im Zentrum des Untersuchungsraumes ergibt sich für die SST-Kopplungen ein in Südost-Richtung verlaufender Korridor geringer Korrelationsbeträge, welcher auch für die Korrelationen mit dem Druckfeld besteht. Insgesamt ergeben sich stärkere Kopplungen mit dem Druckfeld, welche auch einige Abweichungen von diesem Grundschema hervortreten lassen. Hinsichtlich der Stärke der Korrelationskoeffizienten werden bei fast allen Regionen saisonale Maxima von $|r| > 0.5$ bezüglich des Druckfeldes - bei Hochpassfilterung - erreicht, was einem Bestimmtheitsmaß von immerhin 25% entspricht. Den Spitzenwert stellt Region 1 mit $r = -0.81$ (Bestimmtheitsmaß 66%).

Im globalen SST-Feld treten bedeutende Fernkopplungszentren im westlichen Indischen Ozean, im West- und Ost- sowie im Südpazifik auf. Ein weitaus differenzierteres Bild ergibt sich hinsichtlich der Kopplungszentren im Druckfeld. Neben den innertropischen Zentren im Bereich Indonesiens, im Pazifik sowie im atlantisch-afrikanischen Sektor treten zahlreiche sub- und außertropische Zentren, insbesondere im Umfeld des südlichen Afrikas selbst auf.

Die in dieser Übersicht dargestellten Kopplungen des Niederschlags im südlichen Afrika bilden die Ausgangslage, für nachfolgende Selektionen und zirkulationsdynamische Analysen der grundlegenden Kopplungen des Niederschlags im südlichen Afrika. Hierbei stellt sich insbesondere die Frage nach geeigneten Verfahren zur Systematisierung der Gesamtheit der Kopplungsercheinungen, welche jedoch der aufgezeigten Komplexität der Gesamtsituation, die sich sowohl aus saisonalen Veränderungen ergibt als auch mit der räumlich variablen Betrachtung entsteht (sowohl hinsichtlich der regional differenzierten Niederschlagsindizes als auch hinsichtlich der Betrachtung des dreidimensionalen Druckfeldes) gerecht werden. Solch eine Systematisierung der Kopplungszentren des Niederschlags im südlichen Afrika hat dabei insbesondere Telekkonnektionen innerhalb der troposphärischen Zirkulation bzw. innerhalb des SST-Feldes zu berücksichtigen. Um eine Einschätzung der Gesamtsituation zu erhalten, erfolgt deshalb zunächst ein

Überblick über die im Südsommerhalbjahr ausgeprägten zirkulations- und SST-internen Telekonnectionen.

7.2 Telekonnectionen im Druckfeld

Telekonnectionen zwischen dem Niederschlag im südlichen Afrika und der Zirkulations- und SST-Variabilität, wie sie eben aufgezeigt wurden, werden erst vor dem Hintergrund zirkulations- bzw. SST-interner Telekonnectionen verständlich. Während die Transformation von Variabilitätssignalen der atmosphärischen Zirkulation auf die Niederschlagsvariabilität in Mechanismen der Primärkopplungen des Niederschlags vollzogen wird, können sich zirkulationsdynamisch verursachte Fernkopplungssignale (im eingangs erläuterten Sinne, siehe Kap. 1) lediglich innerhalb des Zirkulations- bzw. SST-Feldes selbst fortpflanzen, das gewissermaßen als Transportmedium der Variabilitätssignale über weite Distanzen hinweg dient. Vor diesem Hintergrund ist es notwendig - zunächst unabhängig von Kopplungen des Niederschlags - ein Bild über die wesentlichen Telekonnectionen innerhalb der beiden globalen Variablenfelder zu gewinnen.

Wie in Kapitel 3 dargelegt, existieren bereits Untersuchungen für Teilausschnitte der globalen SST- und GPH-Datenfelder. Im Unterschied zu diesen werden hier jedoch mit einem weiterentwickelten Spektrum bivariater Methoden (positive Telekonnectivität, relatives Bedeutungsmaß) gesamtglobale Analysen durchgeführt. Auch die Anwendung der Methoden auf dreidimensionale Druckfelder sowie auf einen späteren Zeitraum (1948-1998) unterscheidet die Analyse von bisherigen Untersuchungen. Weiterhin wurde das Problem der Langzeitvariabilität bislang nicht wie hier mittels Hochpassfilterung berücksichtigt und auch der Einbezug verschieden langer Saisonabschnittsvarianten wurde bisher nicht durchgeführt, woraus sich insgesamt ein neuartiger Untersuchungsaufbau ergibt. Insofern ist hier mit z.T. differierenden Ergebnissen zu rechnen. Es ergeben sich jedoch auch etliche Übereinstimmungen mit bekannten Kopplungsphänomenen. Dort wo dies der Fall ist soll im Folgenden eine Einordnung der Kopplungen erfolgen, die auch gewissermaßen als Indikator der Methodeneignung für die Erfassung dominanter Kopplungen fungieren kann. Dieser Nebeneffekt der Methodenverifikation ist insbesondere von Bedeutung, als für den Niederschlag solche Vergleiche - mit Ausnahme der ENSO-Telekonnectionen - kaum möglich sind, da für die Niederschlagstelekonnectionen des südlichen Afrikas systematisch durchgeführte Telekonnectionsanalysen auf globaler Skala bislang nicht vorliegen.

7.2.1 Relatives Bedeutungsmaß

Zur Bestimmung des relativen Bedeutungsmaßes innerhalb des troposphärischen GPH-Feldes werden für jeden Gitterpunkt jeweils die Korrelationskoeffizienten mit jedem Gitterpunkt im Druckfeld summiert. Wird diese Summe für alle Punkte im regelmäßigen $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Reanalysegitter durchgeführt, resultiert mit der Meridiankonvergenz in Richtung Pol für beide Hemisphären eine Übergewichtung der höheren Breiten im Gegensatz zu den niederen Breitengraden. Im Gegensatz zur Bestimmung des Bedeutungsmaßes für die Niederschlagsindizes im vorangegangenen Kapitel macht sich dieser Effekt hier deutlich bemerkbar, da mit den sehr hohen (und zusätzlich quadrierten) Korrelationskoeffizienten im jeweiligen Basiskorrelationszentrum eines jeden Gitterpunktes in hohen Breiten der Verzerrungsfaktor nochmals vervielfacht wird, wohingegen kein visuell erfassbarer Unterschied für das Bedeutungsmaß der Niederschlagsindizes feststellbar ist. Um der hier stark auftretenden Verzerrung entgegenzuwirken, wurde eine Auswahl an Gitterpunkten des originalen Reanalysegitters vorgenommen, die einer flächenbezogenen Gleichverteilung der Punkte weitestgehend gerecht wird. Als Einheitsdistanz wurde hierzu die äquatoriale 5° -Distanz (ca. 556 km) herangezogen, um das Gitterpunktskollektiv nun auf 1844 Punkte (im Gegensatz zu 10512 Originalfeldpunkten) zu reduzieren, womit eine für das Druckfeld noch ausreichende räumliche Auflösung erzielt wird (vgl. Autokorrelationsdistanzen im Druckfeld im Größenordnungsbereich von ca. 1000 km, Kap. 6.2.3). Abbildung 7.14 zeigt das selektierte Gitterpunktskollektiv in der hier standardmäßig verwendeten Plattkarten- sowie in polständiger Azimutalprojektion.

Die Summe der Korrelationskoeffizienten für jeden Gitterpunkt des $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ Gitternetzes wird nun aus den Koeffizienten der in Abbildung 7.14 gezeigten Gitterpunkte in allen 7 Geopotentialniveaus gebildet.

Abbildung 7.15 zeigt das auf diesem Wege bestimmte relative Bedeutungsmaß des Geopotentialfeldes in drei repräsentativen Geopotentialniveaus. Hierbei wurde - analog zur Vorgehensweise für den Niederschlag - das relative Bedeutungsmaß eines jeden Gitterpunktes aus jeder der 28 Saisonabschnittsvarianten aufsummiert. Die höchsten Werte im 1000 hPa-Niveau (Abb. 7.15a) werden in den tropischen Breiten erreicht. Zentren bestehen im Zentralpazifik nordöstlich Tahitis sowie im äquatorialen Ostpazifik vor der Küste Mittel- und Südamerikas. Die höchsten Beträge ergeben sich im indonesisch-westpazifischen Sektor. In diesem räumlich weitgreifenden Gebiet hoher Bedeutung für das gesamte troposphärische Druckfeld lassen sich weiterhin drei Maxima bei ca. $140^\circ\text{E}/10^\circ\text{N}$ (nordöstlich Indonesiens), $160^\circ\text{E}/20^\circ\text{S}$ (westlich Australiens) und $105^\circ\text{E}/15^\circ\text{S}$ (südwestlich Indonesiens) unterscheiden. Das stärkste dieser drei Zentren

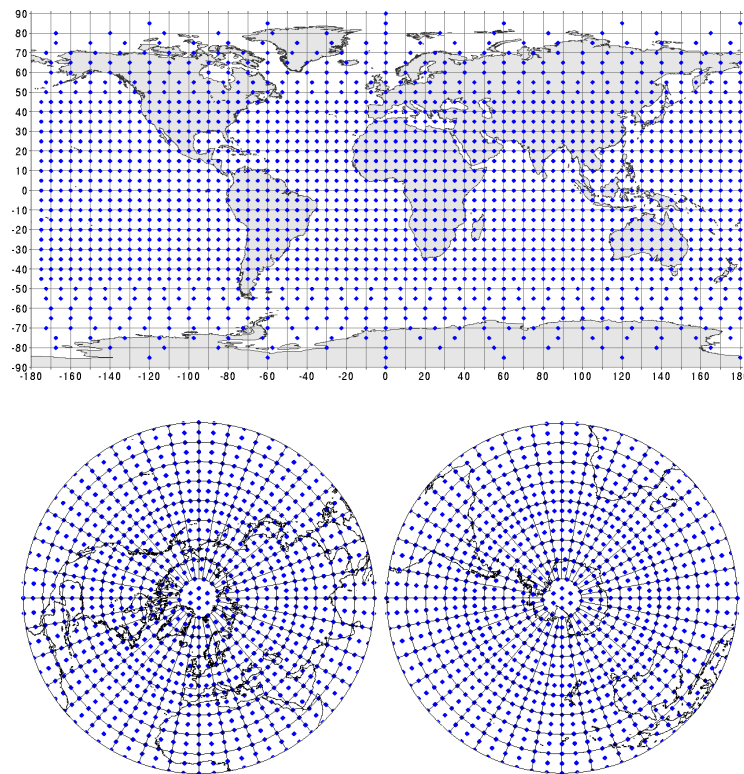


Abbildung 7.14: Selektierte Gitterpunkte (blaue Raute) des $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ -Gitternetzes (Reanalyse-Gitter) mit approximativ äquidistanter Verteilung bei $5^\circ \times 5^\circ$ Auflösung in Äquatornähe. Oben in Plattkartenprojektion, unten in polständiger mittabstandstreuer Azimutalprojektion.

(nordöstlich Indonesiens) greift in Richtung Südwesten bis Nordaustralien aus und umfasst somit die Position Darwins (ca. $130^\circ\text{E}/12.5^\circ\text{S}$), einer Station, die neben Papeete auf Tahiti (ca. $150^\circ\text{W}/17.5^\circ\text{S}$) zur Konstruktion des 'Southern Oscillation Index' (SOI) herangezogen wird. Somit kann das eben genannte Zentrum im Bereich Indonesiens und das Zentrum nordöstlich Tahitis dem Telekonnectionsmuster der 'Southern Oscillation' (SO) zugeordnet werden, dessen hohe Bedeutung als dominanter Variabilitätsmodus auf globaler Skala z.B. von TRENBERTH (1991) betont wird und sich hier in den hohen Werten des relativen Bedeutungsmaßes niederschlägt. Bemerkenswert ist die bisher in diesem Ausmaß nicht bekannte hohe Bedeutung des oben genannten Zentrums im äquatorialen Ostpazifik sowie weiterer Zentren im tropischen Afrika und im Nordosten Brasiliens, deren Beträge dem Zentrum bei Tahiti gleichkommen bzw. diese übertreffen. Dieser Aspekt wird nachfolgend bei der Besprechung der Telekonnectivität des GPH-Feldes weiter vertieft. Im Bereich der nordhemisphärischen Außertropen lassen sich weiterhin Zentren über den Aleuten, über Nordostkanada, Grönland und Nordwestasien erkennen. Die Ektropen der Südhemisphäre werden im Wesentlichen von vier zonal angeordneten Zentren

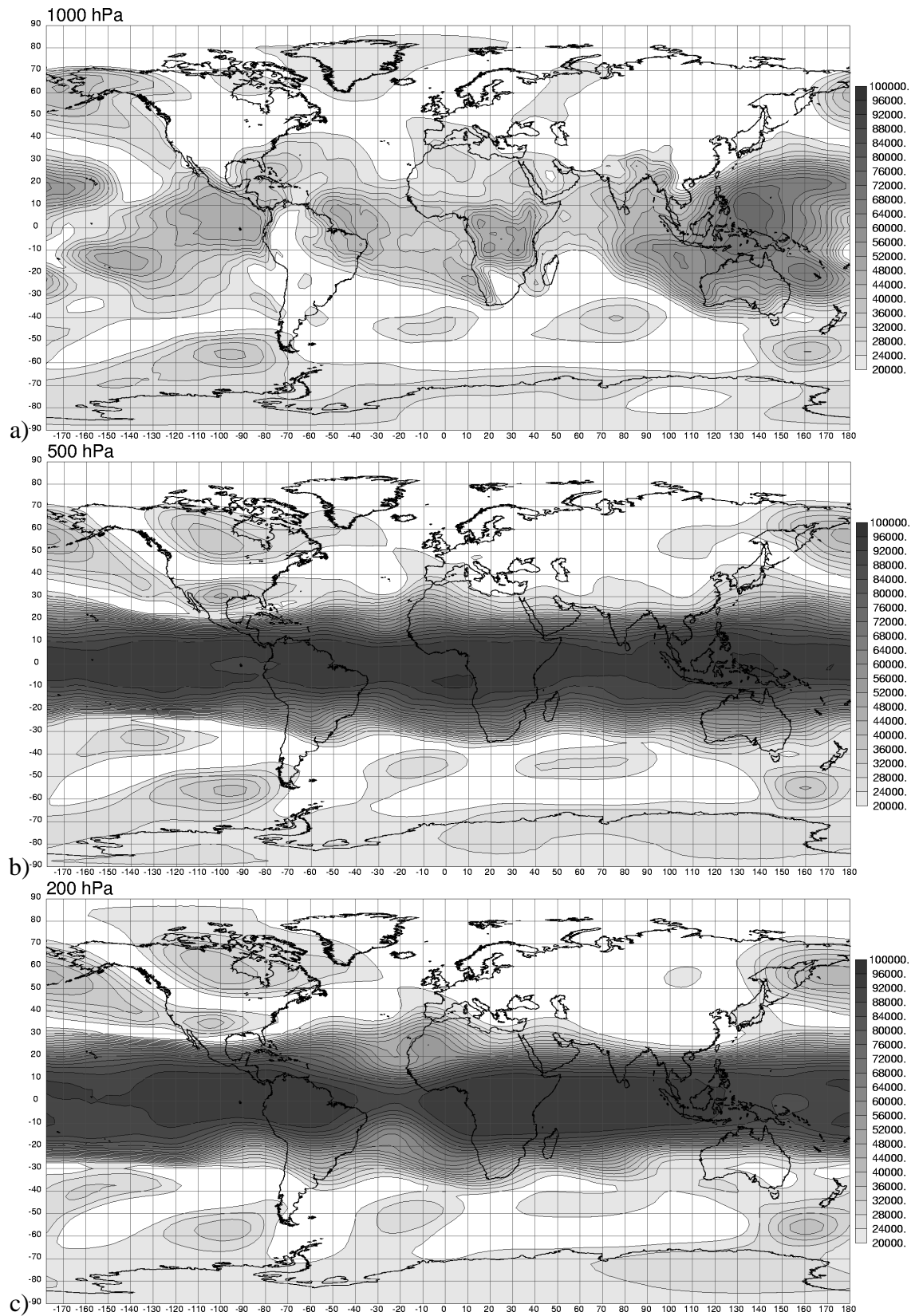


Abbildung 7.15: Relatives Bedeutungsmaß (siehe Kap. 6.2.4) im troposphärischen Druckfeld: Summen der Werte aller 28 Saisonabschnittsvarianten; a) 1000, b) 500 und c) 200 hPa-Niveau.

im Südatlantik, Südindik, südlich Neuseelands und südwestlich Südamerikas dominiert. Neben weiteren schwächeren Maxima ergeben sich zudem hohe Werte entlang der Antarktisküste im Bereich des Subpolartroges der Südhemisphäre.

In der mittleren Troposphäre (Abb. 7.15c) verschoben sich die außertropischen Zentren im Bereich Nordamerikas: das Aleutenzentrum nach Süden, das nun verstärkte Kanadazentrum nach Südwesten. Zusätzlich erscheint ein Zentrum über dem Süden der USA. Der Bereich Grönlands bleibt relativ unverändert, während sich über Europa ein Gebiet hoher Bedeutung von Südwest nach Nordost erstreckt. Über dem asiatischen Kontinent ergeben sich höhere Werte für den Ostteil, während im Westen nun keine hohe Bedeutung mehr festgestellt werden kann. Die südhemisphärischen Außertropen sind wie im 1000 hPa-Niveau dominiert durch die vier Zentren der Mittelbreiten. Hinzu kommt ein weiteres Maximum über dem Südpazifik bei ca. $145^{\circ}\text{EW}/35^{\circ}\text{S}$. Die inneren Tropen werden beherrscht durch ein Band außerordentlich hoher Werte des relativen Bedeutungsmaßes, dessen Nord- und Südbegrenzung einen nahezu symmetrischen Verlauf bezüglich des Äquators erkennen lassen. So sind eine Verengung des Bandes über dem Atlantik, Ausweitungen hingegen in den Längengradabschnitten der Maxima über Südamerika, Afrika, dem Indischen Ozean sowie über dem zentralen und dem östlichen Pazifik ausgeprägt. Für die hohe Troposphäre (Abb. 7.15d) ergibt sich ein fast identisches Bild. Das Maximum des innertropischen Bandes maximaler Bedeutung liegt hier jedoch über Afrika bei ca. $10\text{-}20^{\circ}\text{E}/10^{\circ}\text{S}$. Die z.B. von SOBEL et al. (2002) beschriebene Erwärmung der gesamten tropischen Troposphäre als Reaktion auf Warmereignisse des ENSO-Systems lässt hier schon den Zusammenhang zwischen diesem Band hoher Werte des relativen Bedeutungsmaßes und dem ENSO-System vermuten, worauf nachfolgend bei der Behandlung der Telekonnektivität des Druckfeldes noch näher eingegangen wird.

Zunächst kann jedoch noch anhand des relativen Bedeutungsmaßes der für GPH-Analysen mögliche Einsatz sog. *multisaisonaler* Korrelationsrechnungen verdeutlicht werden. Wie in Kapitel 6.1 erläutert, werden hierbei nicht die Einzelergebnisse der separat für jede Saisonabschnittsvariante durchgeführten Analysen zusammengeführt (hier aufsummiert), sondern lediglich eine einzige Analyse durchgeführt, deren Eingangszeitreihen für die verschiedenen Variablen aus den einzelnen Saisonabschnittszeitreihen zusammengesetzt (aneinandergesetzt) wurden. Das Ergebnis dieser Vorgehensweise ist in Abbildung 7.16 dargestellt. Es ergibt sich hierbei ein - bezüglich der Summierung der Einzelergebnisse - fast identisches Muster in der Verteilung des relativen Bedeutungsmaßes. Dieses - keineswegs selbstverständliche - Resultat des Vergleiches beruht zum einen auf der Dominanz von Mustern der längeren Saisonabschnittsvarianten (siehe Kap. 6.1), zum anderen auf der Existenz von Mustern mit allgemein relativ hoher intrasaisonaler

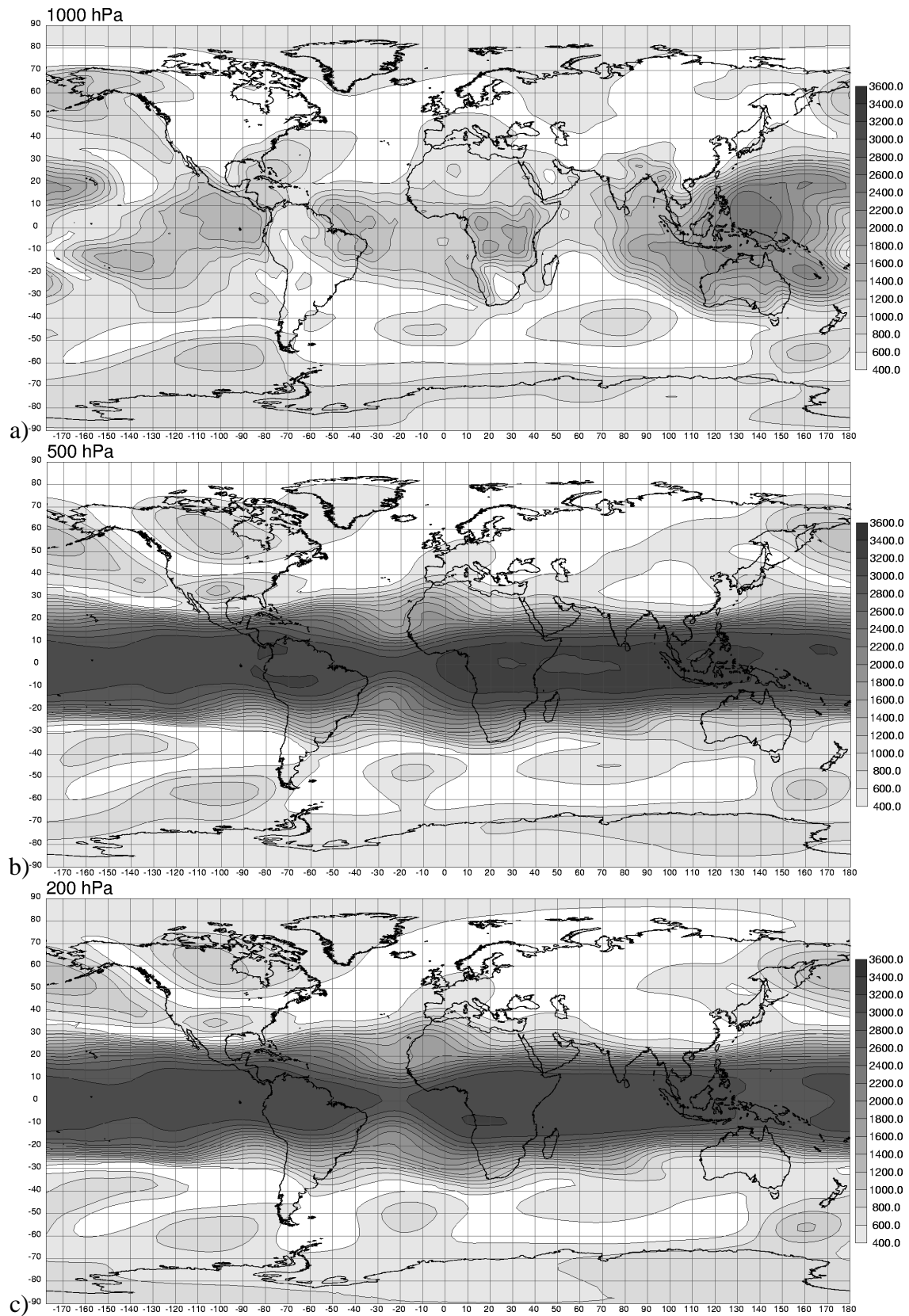


Abbildung 7.16: Relatives Bedeutungsmaß (siehe Kap. 6.2.4) im troposphärischen Druckfeld: Summen der Werte aller 28 Saisonabschnittsvarianten; a) 1000, b) 500 und c) 200 hPa-Niveau.

Persistenz. Beide Faktoren sind offensichtlich im GPH-Feld ausreichend realisiert, wodurch die Verwendung multisaisonalen Analysen zur Bestimmung grundlegender Kopplungserscheinungen ermöglicht wird. Im weiteren Verlauf der Arbeit wird dies noch bedeutsam werden.

7.2.2 Telekonnektivität

Zur Erfassung der maximalen Fernkopplungen innerhalb des globalen Druckfeldes werden die in Kapitel 6.2.3 beschriebenen Methoden der negativen und positiven homogenen Telekonnektivitätsanalyse eingesetzt. Die Analysen wurden auch hier sowohl für jede Saisonabschnittsvariante separat als auch für die sog. multisaisonale Zeitreihenkonfiguration (kombinierte Zeitreihen aus allen Saisonabschnittsvarianten, siehe Kap. 6.1) durchgeführt. Im Gegensatz zur Vorgehensweise bei der Bestimmung des relativen Bedeutungsmaßes ist hier keine Selektion äquidistanter Gitterpunkte notwendig, da hier jeweils nur das Maximum und kein flächenbezogener Wert bestimmt wird.²

Die Ergebnisse der einzelmonatlichen Telekonnektivitätsanalysen für die Monate November bis März sind - exemplarisch für das 500 hPa-Niveau - in Abbildung 7.17 wiedergegeben. Obwohl von Monat zu Monat z.T. stärkere Unterschiede im Auftreten, der Intensität und Position einiger Telekonnektionszentren bestehen, lassen sich etliche Zentren mit relativ hoher intrasaisonalen Persistenz erkennen, die lediglich durch leichte Intensitäts- und Lageveränderungen gekennzeichnet sind. Dies erlaubt hier - im Gegensatz zu den Maximalkopplungen des Niederschlags mit dem GPH- und SST-Feld - die multisaisonale Analysevariante zur Erfassung der dominanten Telekonnektionen heranzuziehen.

Abbildung 7.18 zeigt die Ergebnisse der Telekonnektivitätsanalyse des GPH-Feldes bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (vgl. Kap. 6.1) für das 1000, 700, 500 und 200 hPa-Niveau. Im 500 hPa-Niveau (Abb. 7.18, Mitte) werden die stärkeren und durch mehrmonatige Persistenz gekennzeichneten Kopplungszentren der einzelmonatigen Analysen (vgl. Abb. 7.17) erfasst. Im Wesentlichen gilt dies ebenso für die weiteren Niveaus. Bemerkenswerterweise sinken die Korrelationsbeträge der Kopplungen im Vergleich zu den einzelnen Saisonabschnittsanalysen insgesamt nur wenig ab. Dies stellt einen wesentlichen Unterschied zu den Kopplungen zwischen

²Ein dennoch möglicher Verzerrungseffekt besteht mit der verstärkt erfassten räumlichen Variabilität bei höherer Auflösung (Rauschen) in hohen Breiten. Die Wahrscheinlichkeit der Überlagerung und Überhöhung von Signalen durch das Rauschen ist hier als höher anzusehen. Da das Verfahren zur Bestimmung der räumlichen Filtermasken jedoch u.a. auf der Bestimmung von Nachbarschaftsbeziehungen zwischen Gitterpunkten in einem regelmäßigen rechteckigen Gitternetz basiert und der Effekt des Rauschens insgesamt vernachlässigbar erscheint, wird hier vom Einsatz eines äquidistanten Gitters abgesehen.

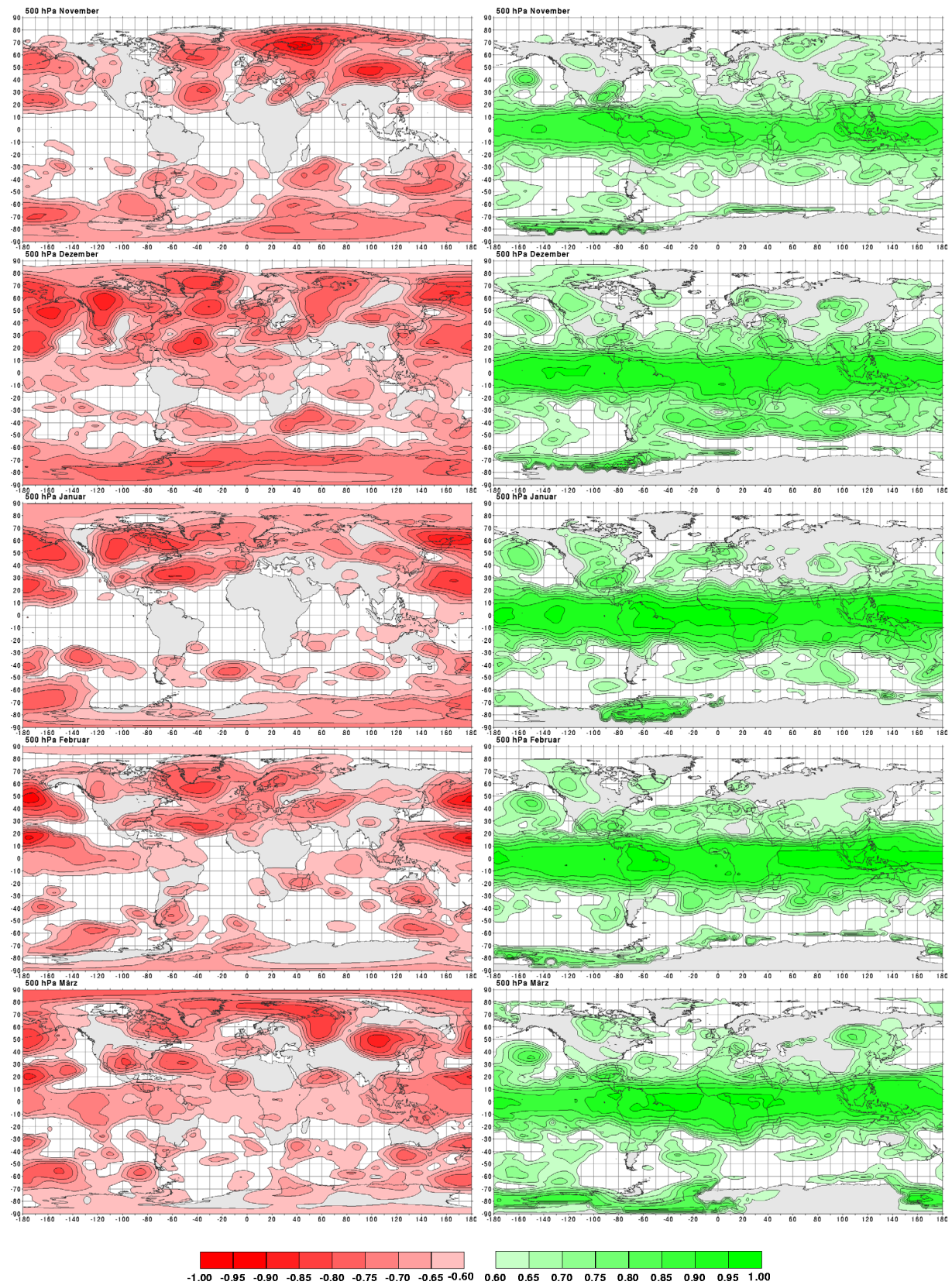


Abbildung 7.17: Negative (links) und positive (rechts) Telektivität innerhalb des GPH-Feldes: Maximale Korrelationskoeffizienten der Fernkopplungen mit $|r| \geq 0.6$ für die Gitternetzpunkte im 500 hPa-Niveau für die Südsommermonate November (oben) bis März (unten).

Niederschlag und GPH-Feld dar.

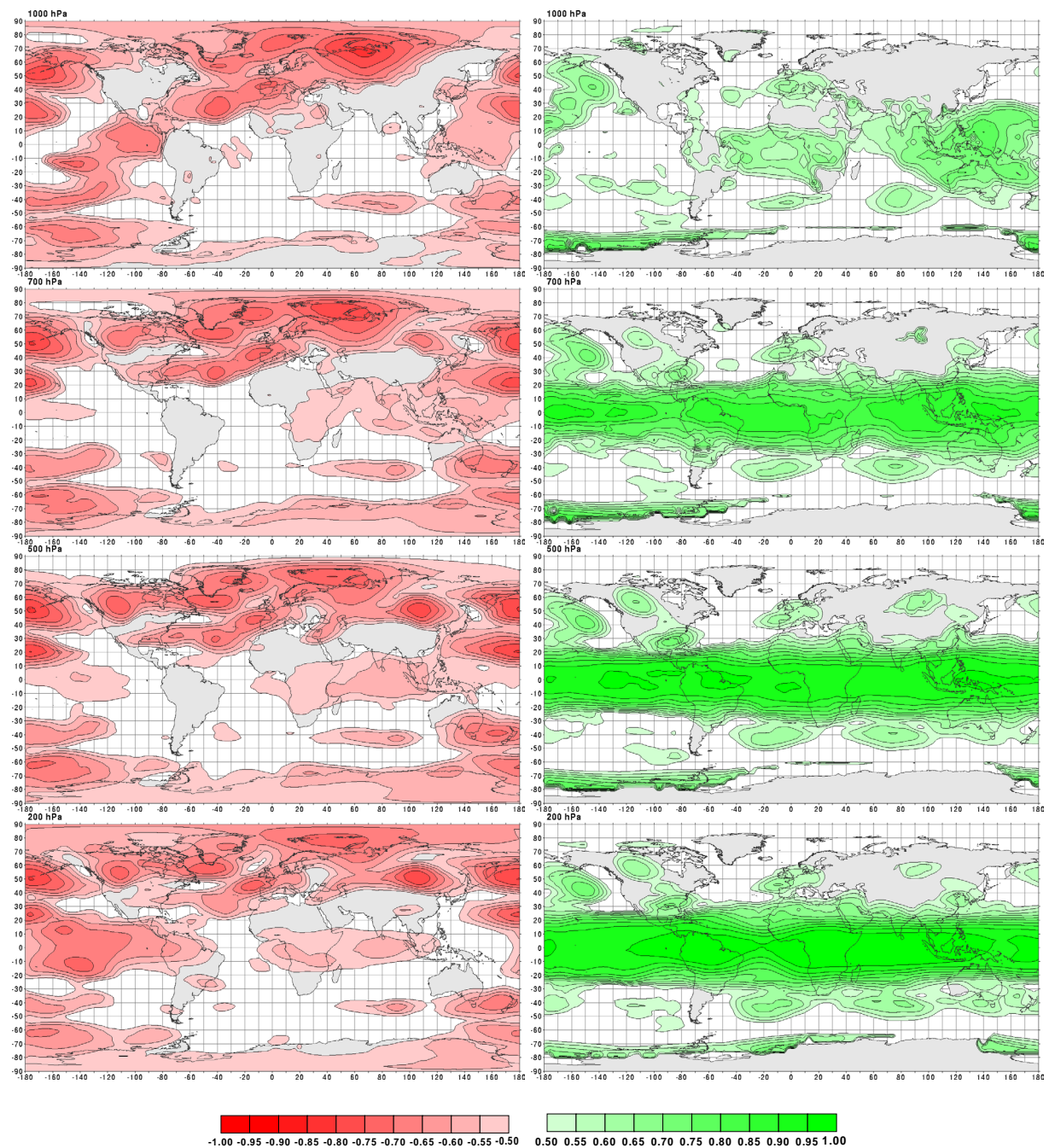


Abbildung 7.18: Negative (links) und positive (rechts) Telekonnectivität innerhalb des GPH-Feldes: Maximale Korrelationskoeffizienten der Fernkopplungen mit $|r| \geq 0.5$ bei *multisaisonalen* Analyse (kombinierte Zeitreihen aus allen Saisonabschnittsvarianten, siehe Kap. 6.1.3) von oben nach unten für das 1000, 500, 700 und 200 hPa-Niveau.

Bei globaler Betrachtung können in allen Geopotentialniveaus grundsätzliche Unterschiede zwi-

schen negativer und positiver Telekonnektivität festgestellt werden. Der Schwerpunkt an starken Negativtelekonnektionen liegt in den mittleren und hohen Breiten der winterlichen Nordhemisphäre. Weiterhin treten in den inneren Tropen über dem Pazifischen Ozean stärkere Negativkopplungen auf. Starke Positivtelekonnektionen sind dagegen hauptsächlich in den mittleren Breiten beider Hemisphären sowie in den inneren Tropen ausgeprägt. Hier dominiert ein zirkunglobales Band außerordentlich hoher Kopplungen mit Korrelationskoeffizienten von $r > +0.9$ insbesondere in der mittleren und höheren Troposphäre.

7.2.3 Bedeutende Telekonnektionsmuster

Anhand ausgewählter Isokorrelatenkarten können die wichtigsten Kopplungsmuster aus der multisaisonalen Analyse zusammenfassend dargestellt werden. Durch die Kombination der Zeitreihen aus den einzelnen Saisonabschnittsvarianten für die Berechnung der Korrelationskoeffizienten fallen die dargestellten Koeffizientenbeträge im allgemeinen etwas schwächer aus als in den einzelnen Saisonabschnitten. Um die Anzahl der Karten zu begrenzen, werden zudem möglichst solche Basispunkte ausgewählt, die mehrere Muster repräsentieren und nicht immer die Maxima der Telekonnektivitätskarten als Bezugspunkt eingesetzt. Oftmals sind auch Maximalkorrelationen zwischen verschiedenen Geopotentialniveaus ausgebildet, deren explizite Darstellung einen erheblichen Umfang an Einzelkarten erforderlich machen würde. Mit der getroffenen Auswahl kann jedoch in Kombination mit den Telekonnektivitätskarten (Abb. 7.18) ein guter qualitativer Gesamteindruck der etablierten Telekonnektionen gewonnen werden.

Nordhemisphäre

Im Einzelnen werden einige der nordhemisphärischen Telekonnektionszentren der Analysen von WALLACE & GUTZLER (1981) und BARNSTON & LIVEZEY (1987) wiedergegeben. Unterschiede in den Ergebnissen resultieren natürlich aus der unterschiedlichen zeitlichen Auflösung der Eingangsdaten, die in den genannten Arbeiten die Telekonnektivität auf monatlicher Zeitskala betonen, während hier eine Integration verschiedener intrasaisonalen Zeitskalen andere Zentren und Kopplungsmuster in ihrer Bedeutung für die Telekonnektivität hervorhebt. Auch die Verwendung des dreidimensionalen GPH-Feldes lässt hier Zentren erkennen, die bei jeweils isolierter Untersuchung von Luftdruckvariabilität in bodennahem und mitteltroposphärischem Niveau in ihrer Bedeutung für die gesamte Troposphäre unter- oder überbetont werden. Weiterhin spielen die unterschiedlichen Untersuchungszeiträume eine Rolle sowie nicht zuletzt die

Unterschiede in den Analysemethoden. Angesichts dieser fundamentalen Unterschiede in der Untersuchungskonfiguration sind Übereinstimmungen zwischen den Analysen bemerkenswert. Solche resultieren lediglich aus der Dominanz der übereinstimmenden Zentren und Muster im Druckfeld.

Der Nordpazifik wird dominiert durch das Western Pacific Pattern (WP) (mitteltroposphärische Variante der Nordpazifikoszillation NPO). Westlich anschließend zeigen sich die Zentren des Pacific-North-American-Patterns (PNA), welches für die nordhemisphärischen Außertropen die höchsten Werte des relativen Bedeutungsmaßes erreicht (vgl. Abb. 7.16).

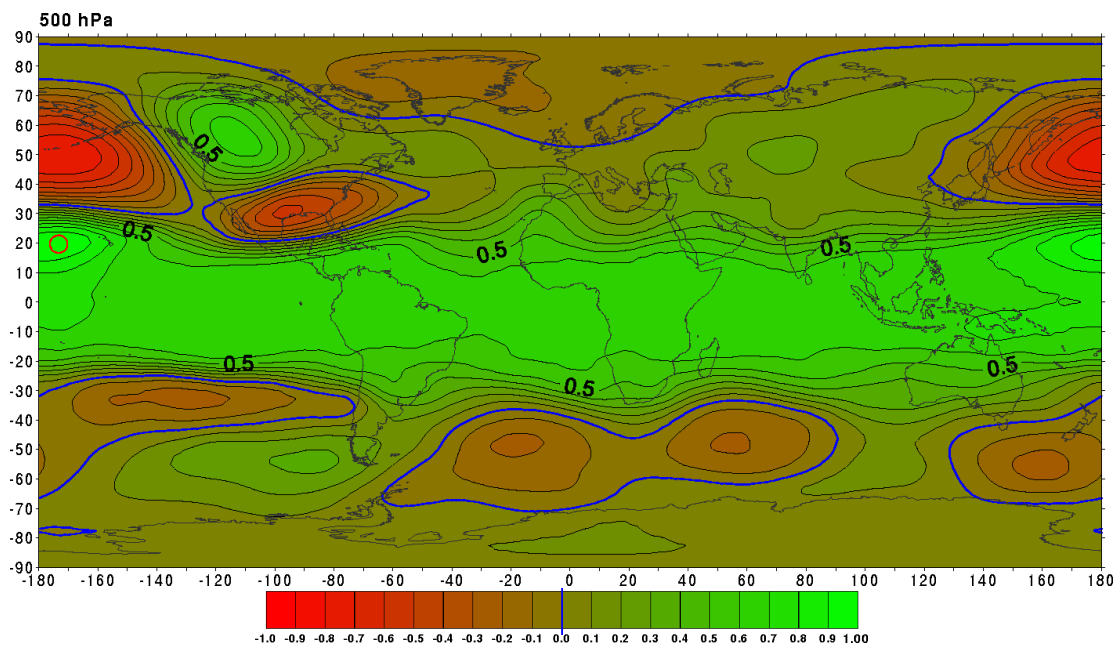


Abbildung 7.19: Kopplungszentren des WP- und PNA-Musters: Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 175°W/20°N (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).

Abbildung 7.19 zeigt die Isokorrelatenkarte des südlichen Zentrums der Nordpazifikoszillation, welches negativ mit dem nördlichen Zentrum im Bereich der Aleuten korreliert. Die hiermit zugleich erfassten Kopplungszentren des PNA-Musters sind für diesen Basispunkt zwar nicht optimal (in der maximal ausgeprägten Stärke) repräsentiert (vgl. Abb. 7.18), sind jedoch auch hier klar zu erkennen. Hierbei handelt es sich um zwei positiv korrelierte Zentren (Aleuten und südöstliches Nordamerika), welche beide mit einem dazwischengelegenen Zentrum über Zentral- bis Westkanada negativ gekoppelt sind. Die Überschneidung des WP-Musters und des PNA-Musters im Bereich der Aleuten ermöglicht die zusammenfassende Darstellung für beide Muster. Mit der Wahl des südlichen Gitterpunktes des WP-Musters werden zudem ansatzweise die hohen Posi-

tivkopplungen der tropischen Breiten erfasst. So sinken die Korrelationen mit dem Basispunkt innerhalb eines zirkumglobal verlaufenden tropischen Bandes nicht unter $r=+0.6$ ab. Hierdurch wird der schon in Kapitel 3 diskutierte Signaltransport zwischen tropischer ENSO-Variabilität und außertropischer Rossbywellendynamik deutlich. Die innertropischen Positivkorrelationen nehmen in Äquatornähe und mit der Höhe weiter zu. Auf diese wird unten noch detaillierter eingegangen.

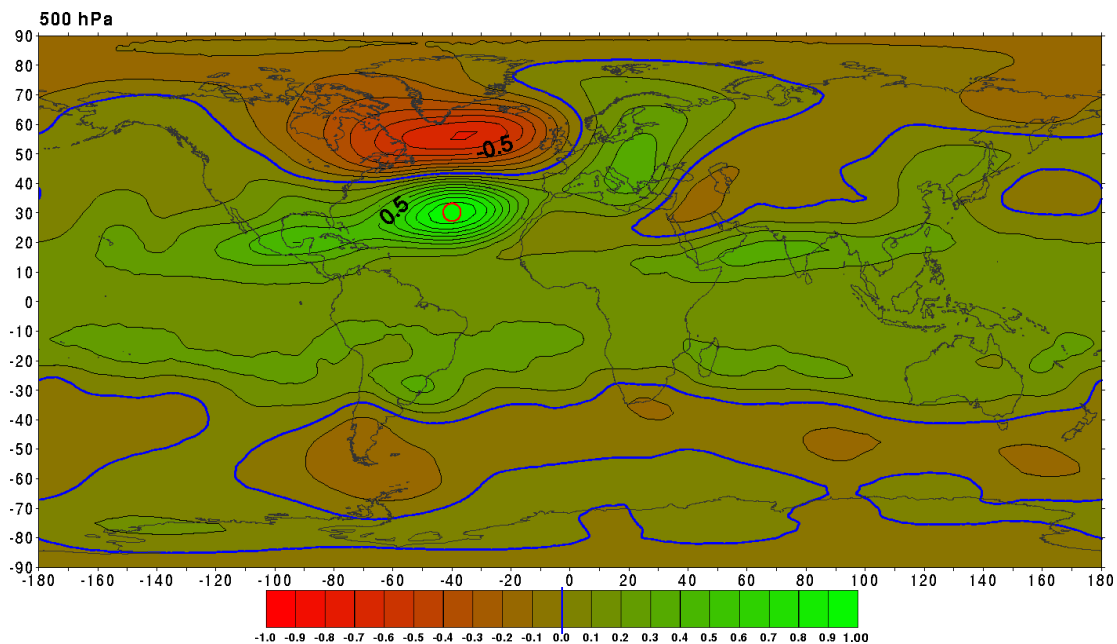


Abbildung 7.20: Kopplungszentren des WA-Musters: Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 40°W/30°N im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).

Neben den pazifischen und Nordamerikanischen Zentren der nordhemisphärischen Außertropen werden sehr hohe Telekonnektivitätswerte im Bereich des Nordatlantiks erreicht. Hier dominieren insbesondere zwei Süd-Nord-orientierte Dipolmuster. Im Westen etabliert sich auf ca. 40° westlicher Länge das Western Atlantic Pattern (WA), das als mitteltroposphärische Variante der Nordatlantikoszillation (NAO) bei WALLACE & GUTZLER (1981) und BARNSTON & LIVEZEY (1987) beschrieben ist (Abb. 7.20). Obwohl dieses Muster sowohl in den einzelmonatlichen (Abb. 7.17) als auch den multisaisonalen Telekonnektivitätskarten (Abb. 7.18) kräftig zum Ausdruck kommt, bilden sich hier keine eigenständigen Zentren für das relative Bestimmtheitsmaß aus (vgl. Abb. 7.16, S. 133). Als Ursache hierfür können zum einen die im Gegensatz zum PNA-Muster fehlende Anbindung an die tropische Variabilität, zum anderen jedoch auch die nur schwachen Positivtelekonnektionen der beiden Zentren angeführt werden. So errechnet sich das

relative Bedeutungsmaß hier nahezu ausschließlich aus den Korrelationskoeffizienten der Basis-korrelationszentren und denen des jeweiligen Fernkopplungszentrums, während im PNA-Muster schon drei Zentren und in Verbindung mit der Nordpazifischen Oszillation sogar vier relativ kräftige Zentren involviert sind.

Im Ostatlantik manifestiert sich ein Dipol, der jedoch im Vergleich zu dem bei WALLACE & GUTZLER (1981) und BARNSTON & LIVEZEY (1987) beschriebenen Eastern Atlantic Pattern (EA) weit nach Norden verschoben erscheint. Abbildung 7.21 zeigt die 500 hPa-Isokorrelatenkarte für das südliche, im Bereich Spaniens gelegene Zentrum des Dipols mit einem Negativkopplungszentrum im Bereich Ostgrönlands. Südöstlich des Basiskorrelationszentrums schliesst ein negativ korreliertes Zentrum über dem südöstlichen Mittelmeerraum an, das sich bei Lage des Basispunktes über Mitteleuropa weiter verstärkt. Der relativ hohe Wert positiver Telekonnektivität des Zentrums bei Spanien resultiert aus einer Kopplung mit einem Zentrum über dem Osten der USA, welches sich mit zunehmender Höhe weiter verstärkt ($r=+0.63$ zwischen $10^{\circ}\text{E}/45^{\circ}\text{N}$ 500 hPa-GPH und $92.5^{\circ}\text{W}/40^{\circ}\text{N}$ 100 hPa-GPH). Über Ostasien zeigt sich in Ansätzen bereits ein positiv korreliertes Zentrum als Teil einer weiteren dominanten Kopplung der nordhemisphärischen Außertropen.

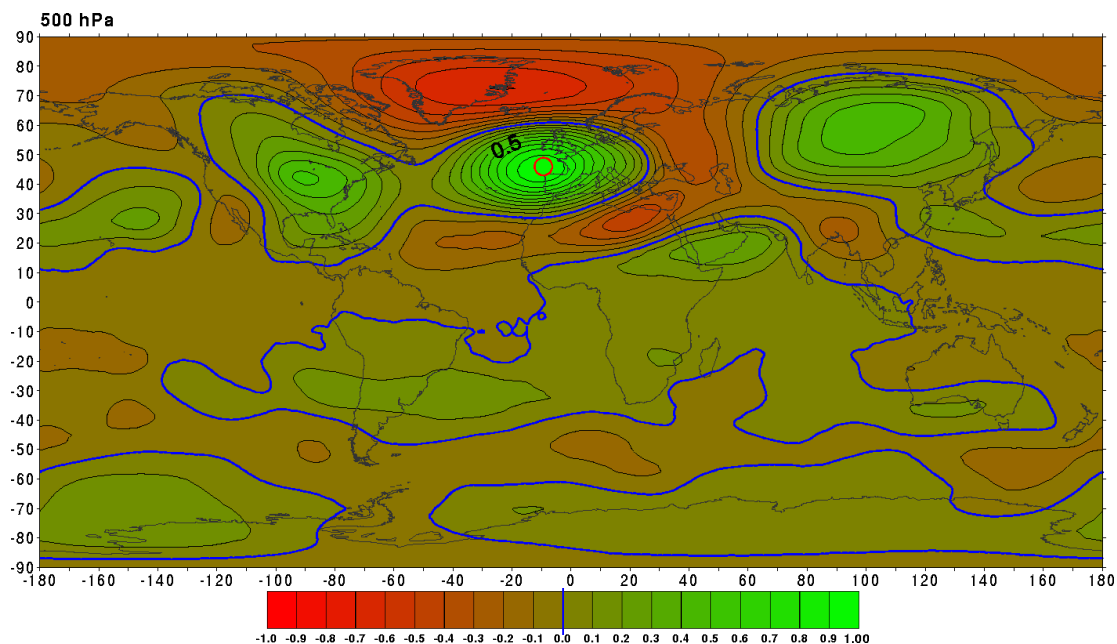


Abbildung 7.21: Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt $10^{\circ}\text{W}/45^{\circ}\text{N}$ im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).

Dieses Muster kann mit der Isokorrelatenkarte für $42.5^{\circ}\text{E}/75^{\circ}\text{N}$ (500 hPa-Niveau) im Bereich der Barentssee in seiner Maximalausprägung auf dem 500 hPa-Niveau repräsentiert werden (Abb.

7.22). Mit dem gewählten Basispunkt bestehen negative Fernkopplungen zu einem im Bereich der britischen Inseln gelegenen Zentrum und einem auch in der Telekonnektivitätskarte deutlich ausgewiesenen Zentrum über Ostasien. Dieser Tripol stimmt im Wesentlichen mit dem von BARNSTON & LIVEZEY (1987) als Northern-Asian-Pattern (NA) bezeichneten Muster überein, dessen nördliches Zentrum dort jedoch als etwas weiter östlich gelegen (Tamyrrhalbinsel) beschrieben wurde (BARNSTON & LIVEZEY, 1987, S. 1097). Mit dieser Auswahl an Isokorrelatenkarten sind die wichtigsten nordhemisphärischen Telekonnektionsmuster erfasst.

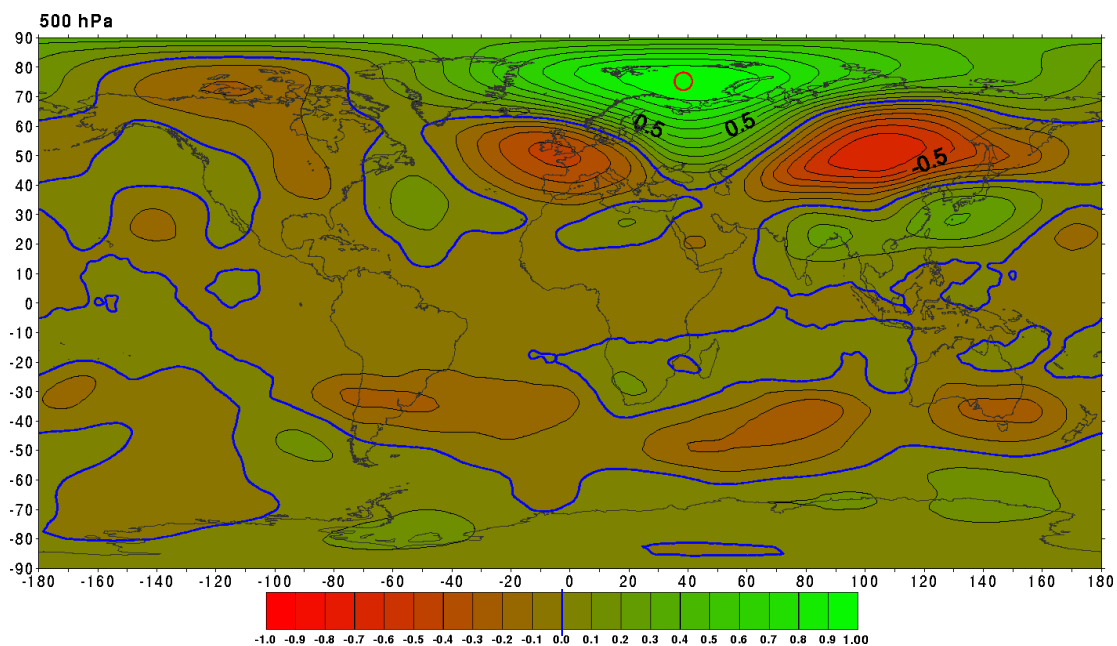


Abbildung 7.22: Kopplungszentren des Northern Asian (NA)-Musters: Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 42.5°E/75°N im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).

Tropen

Der Bereich der Tropen wird dominiert von dem schon mehrmals angesprochenen Band außerordentlich hoher Positivkopplungen, das sich über den gesamten Erdumfang erstreckt. Die Fernkopplungspunkte der Basispunkte des Bandes liegen dabei alle ebenfalls innerhalb des tropischen Bandes. Die Kopplungsintensität nimmt hierbei mit der Höhe zu, wie aus Abbildung 7.18 hervorgeht. Insgesamt wird hierdurch ein hochkonformes Variabilitätsverhalten der gesamten tropischen mittleren und hohen Troposphäre beschrieben. Abbildung 7.23a gibt exemplarisch die 200 hPa-Isokorrelatenkarte für einen über Afrika im 200 hPa-Niveau gelegenen Basispunkt

wieder, dessen positive Telekonnektivität mit der Positivkorrelation von $r=+0.985$ zu einem über Südamerika gelegenen Gitterpunkt (200 hPa-GPH bei $62.5^{\circ}\text{W}/5^{\circ}\text{N}$) besteht. In Kapitel 3 wurde dieses Muster bereits als Ausdruck gesamt tropischer Troposphärenenerwärmung im Zusammenhang des ENSO-Mechanismus beschrieben. Abbildung 7.23b zeigt dazu die Isokorrelatenkarte desselben Gitterpunkts in der hohen Troposphäre über Afrika (200 hPa-GPH $25^{\circ}\text{E}/5^{\circ}\text{S}$) nun für die Korrelationen mit dem oberflächennahen 1000 hPa-GPH-Feld. Deutlich zeichnen sich hohe Negativkorrelationen zwischen den tropischen Höhendruckverhältnissen und dem oberflächennahen Druckfeld im Zentral- und Ostpazifik ab. Relativ starke positive Korrelationen zeigen sich im indonesischen bzw. westpazifischen Raum, womit die Negativkorrelation der Southern Oscillation (SO) in Oberflächennähe erfasst wird.

Im Gegensatz zu den bekannten Telekonnektionskarten des Southern Oscillation Index (SOI), konventionell aus Gründen der Datenverfügbarkeit als SLP-Differenz zwischen Tahiti und Darwin berechnet, finden sich in Abbildung 7.23b zwei separate Zentren hoher Negativkorrelation: im Äquatorialbereich des äußersten Ostpazifiks (ca. $100^{\circ}\text{W}/0^{\circ}$) sowie im Bereich Tahitis (ca. $140^{\circ}\text{W}/15^{\circ}\text{S}$). Auch die maximal positive Korrelation im 1000 hPa-Niveau weicht etwas vom klassischen Bild der SO ab, da das Zentrum hier bei ca. $140^{\circ}\text{E}/10^{\circ}\text{N}$ liegt und Darwin bzw. die Indonesischen Inseln nicht direkt umfasst.³

Da in den Telekonnektivitätskarten in Abbildung 7.18 auch die Kopplungen zwischen verschiedenen Niveaus berücksichtigt sind, werden für die 1000 hPa-GPH-Zentren des ENSO-Systems (7.18 Oben Links) nicht die maximal negativen Korrelationen desselben Niveaus erfasst. Vielmehr sind im Zentral- und Ostpazifik als Telekonnektivitätswerte Negativkorrelationen im 200 hPa-Niveau über dem Ostpazifik dargestellt. Somit ist hier im eigentlichen Sinne nicht von Telekonnektionen zu sprechen, vielmehr von vertikalen Gegensätzen der Druckvariabilität zwischen hoher und niedriger Troposphäre. Da diese starke vertikale Gegensätzlichkeit jedoch lediglich im Pazifik zu einer Erfassung nahegelegener Negativkorrelationen führt, wurde auf den Einsatz einer räumlichen Filtermaske verzichtet. Ergänzend wurden jedoch die Telekonnektivitätswerte innerhalb des 1000 hPa-Niveaus (unter Ausschluss aller weiteren Niveaus) bestimmt. Diese sind in Abbildung 7.24 dargestellt. Im Gegensatz zu den dreidimensional bestimmten Telekonnektivitätswerten liegen hier nun alle maximal negativen Korrelationszentren innerhalb desselben Niveaus und gestatten die Kennzeichnung des räumlichen Bezuges der Kopplungszentren durch Pfeile.

³Diese Abweichungen ergeben sich auch, jedoch nur zum Teil durch die Verwendung hochpassgefilterter Daten. Bei ungefilterten Datensätzen ist das Indonesische Zentrum ebenfalls, jedoch nicht ganz so weit nach Nordosten verlagert, auf die Auswirkungen der Differenzenfilterung wird nachfolgend noch näher eingegangen.

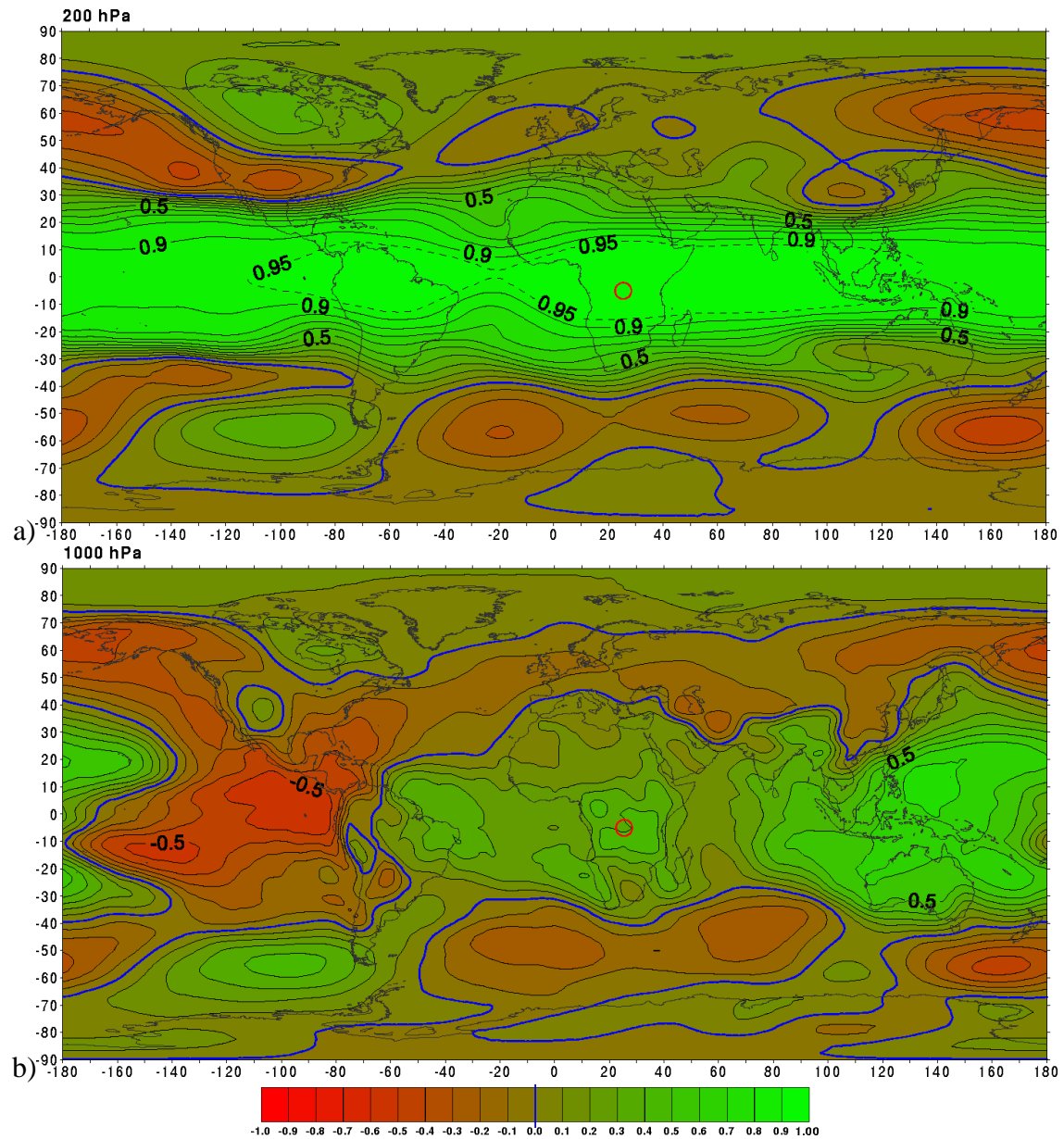


Abbildung 7.23: Kopplungsbereich der innertropischen Positivkorrelation: Isokorrelatenkarte im 200 hPa- (a) und 1000 hPa- (b)-GPH-Feld für den Basispunkt 25°E/5°S im 200 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multi-saisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).

Neben bekannten (NPO, NAO, etc.), aber auch bislang undokumentierten, schwächeren Negativkopplungen (z.B. zwischen Westsibirien und dem tropischen Atlantik) zeigen sich hier nun die stärksten Kopplungen des ENSO-Systems innerhalb des 1000 hPa-Niveaus (in Abb. 7.24 grün hervorgehoben). Sowohl das äquatorialpazifische SO-Zentrum im äußersten Osten des Pazifiks als auch das südliche SO-Zentrum im zentralen Pazifik sind maximal mit dem Bereich nordöst-

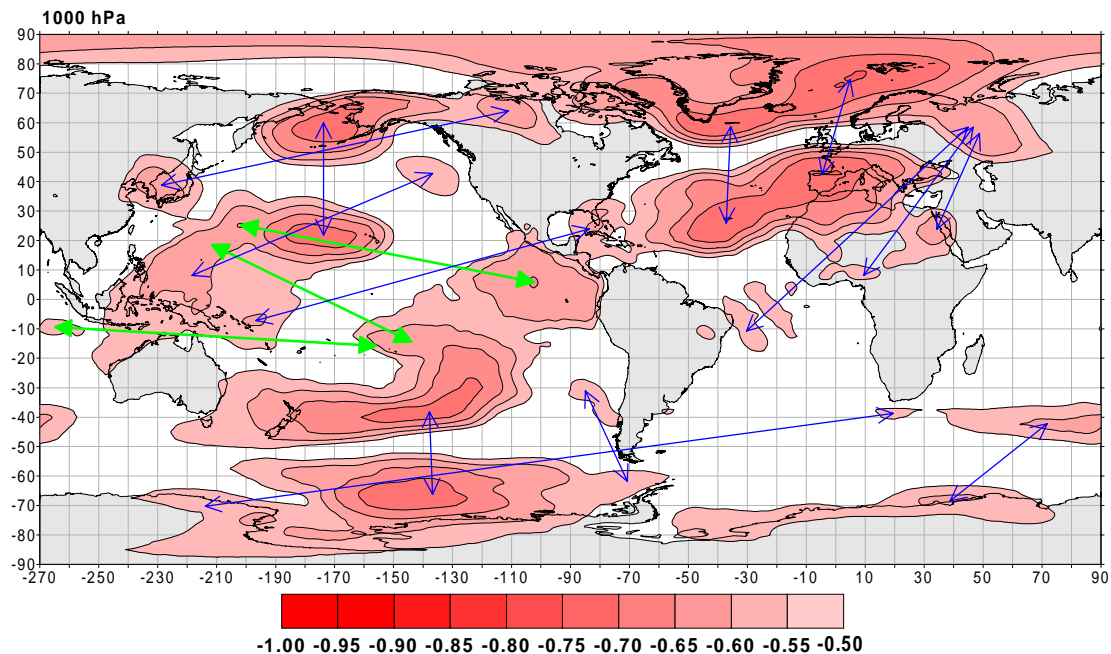


Abbildung 7.24: Negative Telekonnectivität innerhalb des 1000 hPa-GPH-Feldes bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3). Blaue Pfeile verbinden die jeweiligen Telekonnectionszentren. Die Kopplungen des SO-Systems sind grün hervorgehoben.

lich Indonesiens bei ca. 150°E/20°N (220°W/20°N in Abb. 7.24) gekoppelt.

Abbildung 7.25a zeigt die Isokorrelaten für das nordöstlich Indonesiens gelegene Kopplungszentrum der SO im 1000 hPa-Niveau. Stärkste negative Korrelationskoeffizienten bestehen sowohl im äquatorialen Ostpazifikzentrum als auch im Negativzentrum nahe Tahiti (ca. 140°W/15°S) mit hier nicht ganz $r = -0.6$. Diese Koeffizienten erreichen - bei nahezu identischer räumlicher Konfiguration des Musters - ihren Maximalbetrag in der Saisonabschnittsvariante Oktober-April bzw. November-April mit $r \approx -0.8$. Auch das Korrelationsmuster im 200 hPa-GPH-Feld (7.25b) bleibt für die längeren Saisonabschnittsvarianten im Wesentlichen bestehen, jedoch werden hier in den innertropischen Positivzentren Maximalbeträge von $r < -0.9$ erreicht.

In den bisher dargestellten Isokorrelatenkarten des ENSO-Systems zeigten sich Kopplungszentren im Bereich des tropischen Atlantiks und Nordostbrasilien sowie über dem zentralen und südlichen afrikanischen Kontinent im 1000 hPa-Niveau. Abbildung 7.26 gibt die Isokorrelaten für 30°E/10°S im 1000 hPa-Niveau wieder. Hieraus wird ersichtlich, dass - wie auch schon den Telekonnectivitätskarten in Abbildung 7.18 (S. 136) zu entnehmen ist - für das afrikanische Zentrum die positive Kopplung mit dem indonesisch-westpazifischem SO-Zentrum stärker entwickelt ist als die Korrelation mit dem Ostpazifik. So werden in der hier dargestellten multisai-

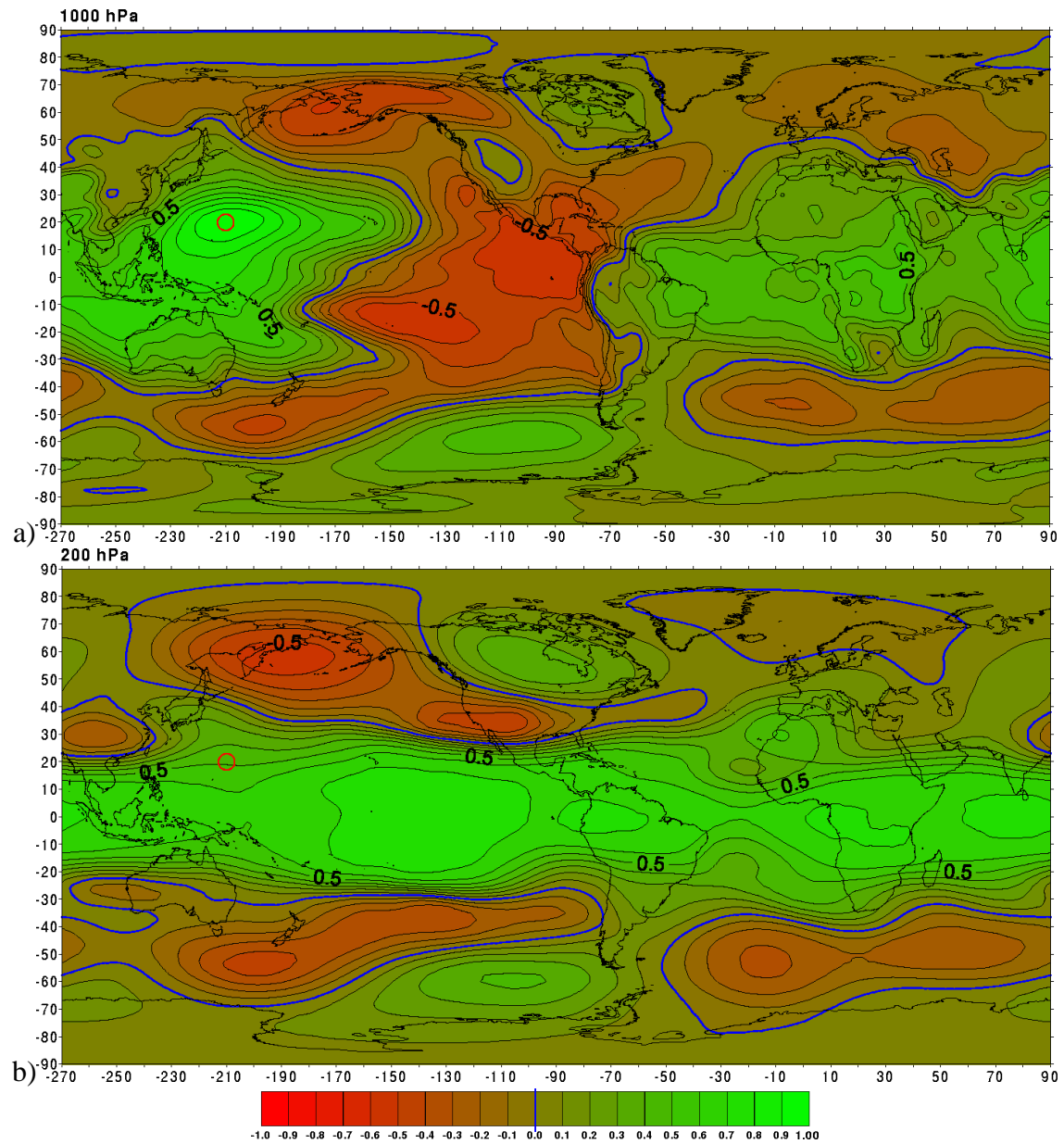


Abbildung 7.25: Kopplungszentren des ENSO-Systems: Isokorrelatenkarte im 1000 hPa- (a) und 200 hPa-(b) GPH-Feld für den Basispunkt 150°E(210°W)/5°N im 1000 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).

sonalen Analyse Koeffizienten von lediglich $r < -0.5$ erreicht, während im indonesischen Bereich Fernkopplungen mit $r > 0.6$ bestehen. Ebenso wie die SO-Kopplung selbst werden bei Betrachtung einzelner Saisonalabschnittsvarianten Maximalbeträge für Oktober-April erreicht ($r = 0.66$ für das SO-Zentrum bei Tahiti und $r = +0.81$ für das indonesische Zentrum).

Weiterhin fällt ein Zentrum positiver Telekonnektivität im Bereich der Westküste Namibias und

Südafrikas (ca. 15.0°E/27.5°S) auf, das sich als Teil einer keilförmig nach Südosten erstreckten Zone hoher positiver Telekonnektivität ausgehend vom tropischen Atlantik darstellt. Auch dieses räumlich eng begrenzte Maximum erweist sich als Teil des Kopplungsmusters des ENSO-Systems. Die maximal positive Korrelation dieses Zentrums besteht hierbei jedoch mit dem Bereich des westlichen tropischen Atlantiks, der seinerseits stark mit der ENSO-Variabilität korreliert.

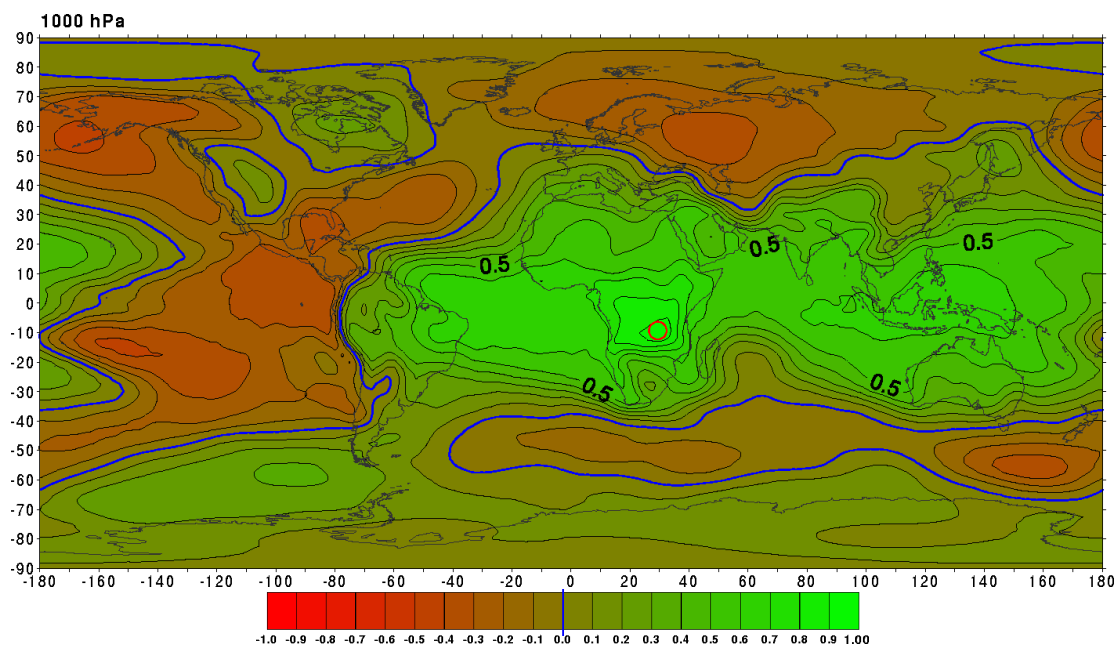


Abbildung 7.26: Isokorrelatenkarte im 1000 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 30°E/10°S im 1000 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).

Die Kopplungen des zentralafrikanischen Zentrums mit den SO-Zentren sind in besonderem Maße Einflüssen der Langzeitvariabilität im GPH-Feld unterworfen. Hierzu sind in Abbildung 7.27 die Isokorrelatenkarten für den oben verwendeten Basispunkt 30°E/10°S (zentrales Afrika) im 1000 hPa-Niveau für den Saisonsabschnitt Oktober-April dargestellt.

Im Vergleich zur multisaisonalen Analyse ergeben sich für den hier separat betrachteten Saisonsabschnitt Oktober-April insgesamt höhere Korrelationsbeträge, die dominanten Zentren in Abbildung 7.27a wurden jedoch auch schon in der multisaisonalen Analyse qualitativ wiedergegeben (vgl. Abb. 7.26). Im Gegensatz zu dieser Übereinstimmung zeigt Abbildung 7.27b beträchtliche Unterschiede bei Verwendung ungefilterter Daten. So bricht die Korrelation mit dem äquatorialen Ostpazifikzentrum der SO völlig zusammen (Korrelationen von $r \approx 0$), während sie bezüglich des Tahiti-Zentrums erheblich schwächer ausfällt und nun im insignifikanten Bereich ($|r| < 0.5$) liegt. Ein neues Zentrum negativer Korrelation etabliert sich hingegen im Südpazifik

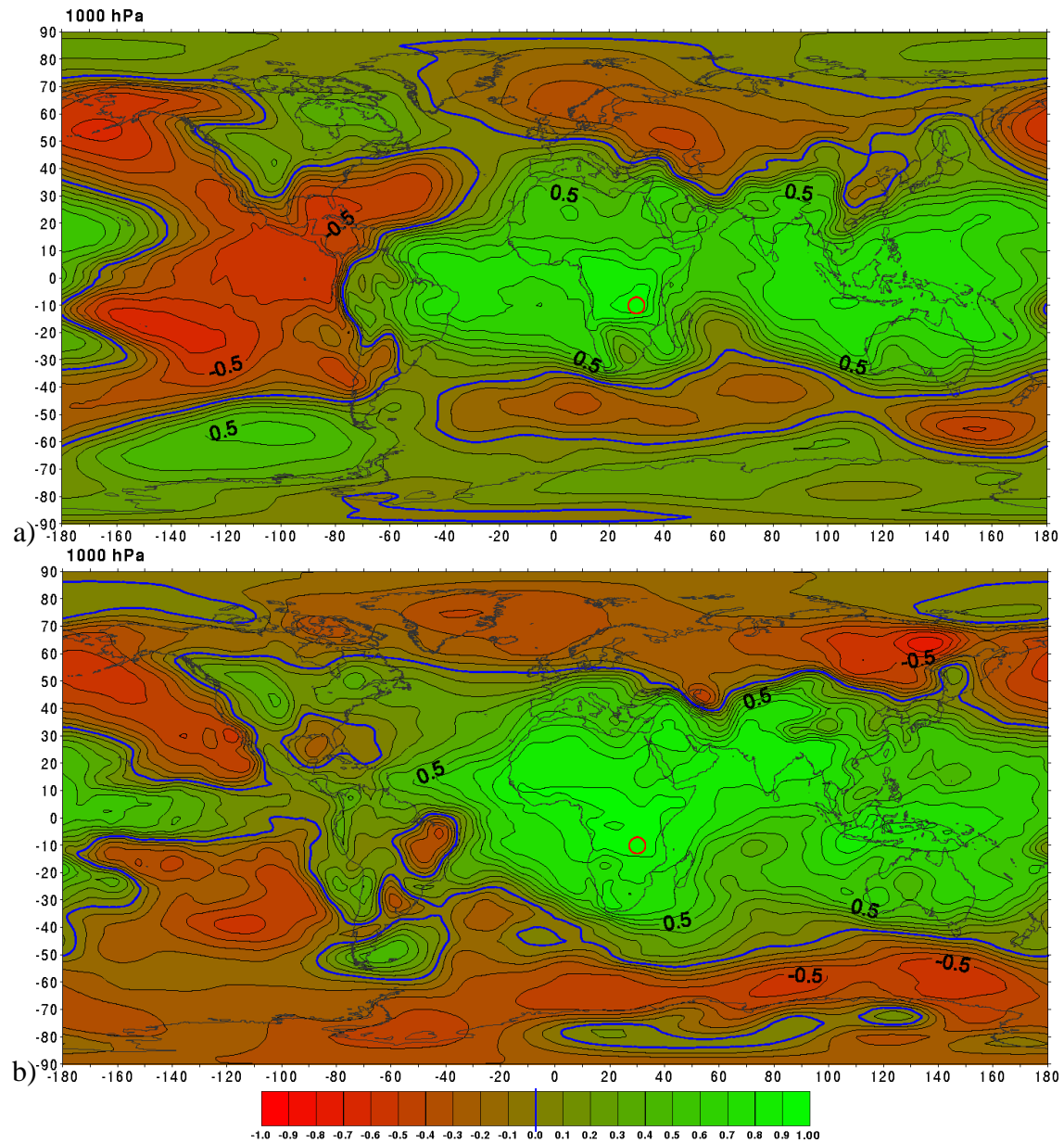


Abbildung 7.27: Isokorrelatenkarten im 1000 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 30°E/10°S im 1000 hPa-Niveau (roter Kreis) für den Saisonabschnitt Oktober-April. a) hochpassgefilterte Daten, b) ungefilterte Daten.

bei ca. 115°W/40°S, weitere Zentren sind im Bereich des südhemisphärischen Subpolartroges zu beobachten. Die Positivkorrelation mit Nordostbrasilien wird nun durch eine Negativkorrelation ersetzt. Ein weites Gebiet sehr hoher Koeffizienten ($r > +0.8$) umfasst - ausgehend vom Basis-korrelationszentrum - nahezu den gesamten nördlichen Indischen Ozean, den indischen Subkontinent sowie den Golf von Bengalen. Diese erheblichen Diskrepanzen bedürfen an dieser Stelle

einer genaueren Betrachtung anhand der zugrunde liegenden GPH-Zeitreihen, dies umso mehr, als hier die Telekonnektionseigenschaften des insgesamt hochbedeutsamen ENSO-Systems betroffen sind.

Abbildung 7.28 zeigt neben der 1000 hPa-GPH-Zeitreihe des zentralafrikanischen Basispunktes, die einen abrupten Anstieg des Luftdruckes Mitte der 70er Jahre aufweist (vgl. Trendbeschreibung in Kap. 5.5), die ungefilterten Zeitreihen verschiedener Fernkopplungszentren des 1000 hPa-Niveaus sowie Streudiagramme, in denen die standardisierten Werte der beiden jeweiligen Zeitreihen einmal ohne Filterung (Abb. 7.28 Mitte) und einmal bei der standardmäßig verwendeten Hochpassfilterung (Abb. 7.28 rechts) gegeneinander aufgetragen sind.

Für das ostpazifische Zentrum (Abb. 7.28a) ergibt sich bei Verwendung ungefilterter Daten ein Effekt gegenseitiger Auslöschung von gemeinsamer positiver Korrelation im niederfrequenten Variabilitätsspektrum (Positivtrend) bei gleichzeitig negativer Korrelation im hochfrequenten Spektralbereich der Variabilität beider Zeitreihen. Erst nach Ausblenden der Langzeitvariabilität wird der signifikante Zusammenhang von $r = -0.58$ sichtbar. Für das nordöstlich Tahitis gelegene Negativkopplungszentrum (Abb. 7.28b) ist dieser Effekt durch den schwächeren Trend des dortigen oberflächennahen Luftdrucks geringer, führt jedoch zu einem insignifikanten Koeffizienten. Das erst bei Verwendung der ungefilterten Rohdaten ausgeprägte Zentrum negativer Korrelation im Südpazifik (Abb. 7.28c) beruht dagegen nahezu vollständig auf der Existenz eines abrupten Werteabfalls Mitte der 1970er Jahre, dem der abrupte Anstieg im zentralen Afrika gegenübersteht. Deutlich sind im Streudiagramm (Abb. 7.28c Mitte) zwei Cluster an Punkten zu beobachten, welche die beiden Phasen vor und nach dem Sprung repräsentieren. Nach Eliminierung dieses Sprunges ist kein signifikanter Zusammenhang mehr vorhanden. Ein ähnlicher Effekt, nun jedoch durch einen nahezu linearen Abwärtstrend der Zeitreihe des Fernkopplungszentrums verursacht, wird für die Kopplungen im südhemisphärischen Subpolartrog deutlich (Abb. 7.28d). Starke Veränderungen mit Vorzeichenwechsel ergeben sich für das Zentrum in Nordostbrasilien. Hier lassen sich sogar drei Zustände der Langzeitvariabilität im Streudiagramm der ungefilterten Daten (7.28e, Mitte) erkennen. So bewegen sich beide Zeitreihen Ende der 1950er/Anfang der 1960er Jahre sowie Mitte der 1970er Jahre im Bereich knapp unterhalb ihres jeweiligen Mittelwertes (Streupunktcluster im 3. Quadranten in Abb. 7.28e Mitte), der Großteil der 1950er und 1960er Jahre ist hingegen von Negativ-(Positiv-)Anomalien des Fernkopplungs-(Basis-)punktes bestimmt (Streupunktcluster im 2. Quadranten), während sich nach ca. 1975 dies umkehrt (Streupunktcluster im 4. Quadranten). Die starken Anomaliebeiträge im 2. und 4. Quadranten verursachen hierbei den insgesamt negativen Korrelationskoeffizienten von $r = -0.43$. Durch die Filterung und anschließende Standardisierung werden diese drei Cluster zusammen-

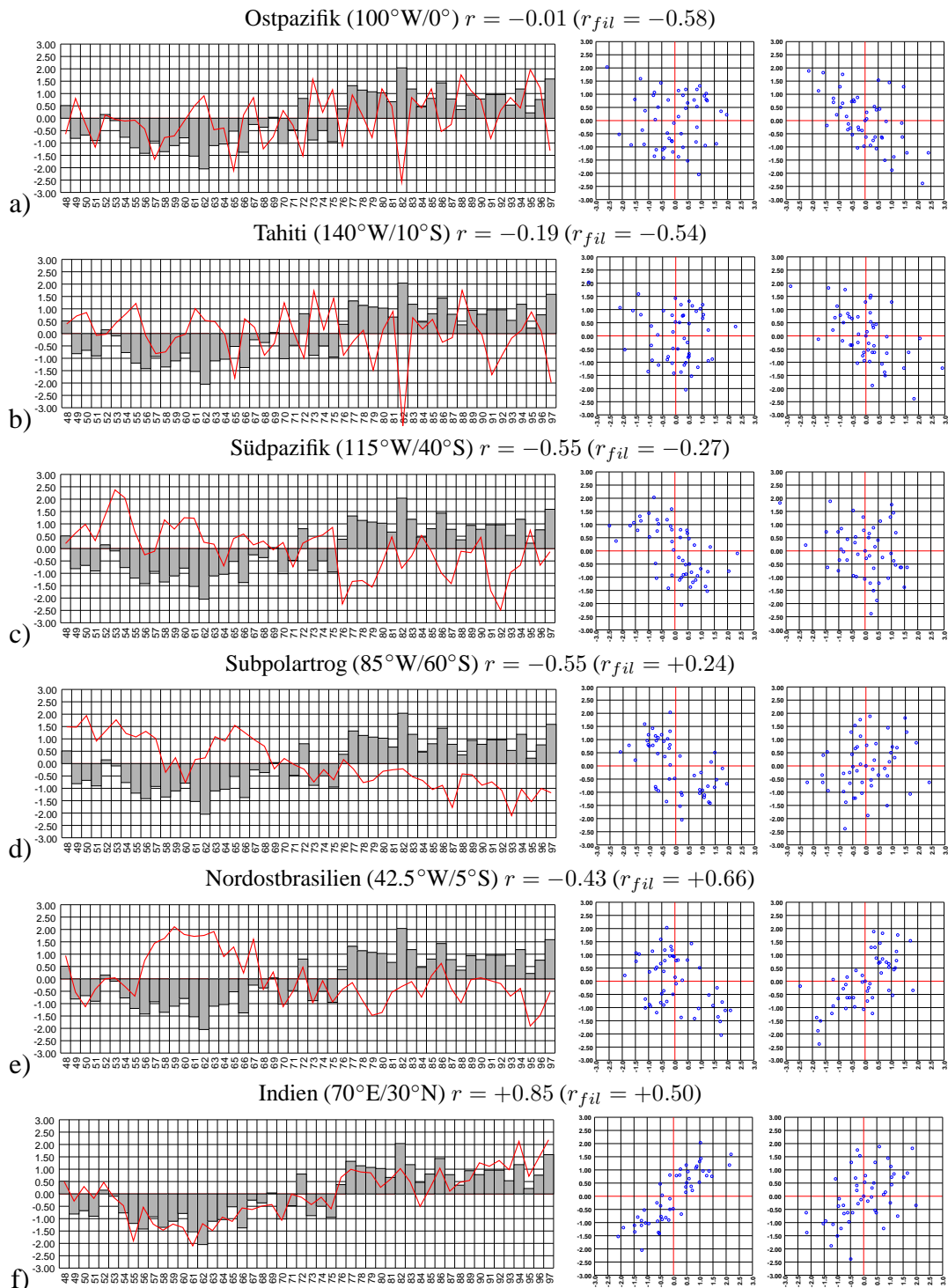


Abbildung 7.28: Auswirkungen der Langzeitvariabilität auf 1000 hPa-GPH-Fernkopplungen des zentralafrikanischen Basispunktes 30°E/10°S

Links: ungefilterte (standardisierte) 1000 hPa-GPH-Zeitreihe des zentralafrikanischen Basispunktes 30°E/10°S (Balken) für Oktober-April 1948-1998 in Kombination mit standardisierten 1000 hPa-GPH-Zeitreihen instabiler Telekonnektionszentren (rote Linie);

Mitte: Streuplotdiagramm für Daten des Basispunktes (Hochwert) und Fernkopplungspunkt (Rechtswert) bei ungefilterten Daten;

Rechts: Streuplotdiagramm für Daten des Basispunktes (Hochwert) und Fernkopplungspunkt (Rechtswert) bei hochpassgefilterten Daten;

Von Oben nach Unten für Fernkopplungszentren: a) Ostpazifik, b) Zentrum bei Tahiti, c) Südpazifik, d) Zentrum im südhemisphärischen Subpolartrog, e) Nordostbrasilien, f) Indien. Angegeben ist jeweils der Korrelationskoeffizient bei ungefilterten Zeitreihen r sowie der Koeffizient bei Differenzenfilterung r_{fil} .

geführt und zeigen nun einen hochfrequenten Zusammenhang von $r = +0.66$. Im Falle der bei Verwendung der Rohdaten auftretenden Positivkorrelation von $r = +0.85$ für die Kopplung mit dem indischen Zentrum überlagert sich gemeinsame Kovarianz sowohl im hoch- als auch im niederfrequenten Variabilitätsspektrum. Hier kann die Hochpassfilterung den Koeffizienten korrigierend auf den Anteil der gemeinsamen Schwankungen von Jahr zu Jahr reduzieren.

Die genannten Effekte der Langzeitvariabilität der involvierten GPH-Kopplungszentren erklären die oben festgestellten Diskrepanzen zwischen den Telekonnektionsmustern bei Verwendung hochpassgefilterter und ungefilterter Daten. Deutlich wird hierbei, dass die Langzeitvariabilität in unterschiedlicher Weise die Identifikation interannueller Korrelationen behindern und sogar verhindern kann⁴. Die Anwendung der Hochpassfilterung wird hierdurch als elementarer Bestandteil der hier durchgeführten Untersuchung interannueller klimatischer Zusammenhänge unverzichtbar.

Südhemisphäre

Im Bereich der Mittelbreiten der Südhemisphäre zeigen die Karten positiver Telekonnektivität (Abb. 7.18 rechts, S. 136) auf allen Niveaus zwei Zentren hoher positiver Telekonnektionen bei ca. 40°S im Atlantik und Indik. Die Isokorrelatenkarte für das Zentrum im südlichen Indischen Ozean (Abb. 7.29) macht deutlich, dass die zugrunde liegende Fernkopplung jeweils zwischen diesen beiden Zentren besteht. Zudem werden hierbei Negativkopplungen beider Zentren mit einem in Nähe der Antarktisküste gelegenen Zentrum bei ca. 30°E ersichtlich, die auch in den Karten der negativen Telekonnektivität erfasst sind (Abb. 7.18 links, S. 136). Die Dreiecksanordnung in der räumlichen Anordnung dieser drei Zentren weist auf Variabilität in der Rossbywellenkonfiguration als Ursache der Kopplungen hin (vgl. Kap. 2, Abb. 2.6, S. 20). Weiterhin

⁴Nach einer Einteilung von Korrelationstypen nach SACHS (1999) können bei allen gezeigten Beispielen sog. *Gemeinsamkeitskorrelationen* mit einer dritten - hier nicht erfassbaren - Größe vorliegen, welche die Langzeitvariabilität beeinflusst (z.B. globaler Klimawandel). Die niederfrequenten Übereinstimmungen können jedoch auch rein zufälliger Natur sein, was sich im vorliegenden 51jährigen Zeitraum jedoch nicht überprüfen lässt. Weiterhin sind im Falle von Beispiel c, d und e in Abbildung 7.28 sog. *Inhomogenitätskorrelationen* realisiert, bei denen die Daten aus zwei oder drei verschiedenen Teilmengen (hier Zuständen der langfristigen Veränderung) stammen. Diese Korrelationstypen können bezüglich der niederfrequenten Variabilität nach Anwendung der Hochpassfilterung ausgeschlossen werden, womit nach dem Schema der bei SACHS (1999) dargestellten Deutungsanalyse die Wahrscheinlichkeit für *kausale Korrelationen* erhöht wird (s. Kapitel 1). Auch bei Verneinung des Vorliegens *formaler Korrelationen* kann jedoch hieraus nicht zwingend auf das Vorhandensein *kausaler Korrelationen* geschlossen werden. Neben der immer gegebenen Wahrscheinlichkeit rein zufälliger Übereinstimmungen zwischen zwei Parametern können immer noch weitere, unbekannte Faktoren einen Zusammenhang bewirken, der nicht aus zirkulationsdynamischen Prozessen resultiert. Somit bleibt weiterhin eine inhaltlich physikalische Betrachtung der Korrelationen in jedem Fall unverzichtbar um Aussagen zur Kausalität treffen zu können.

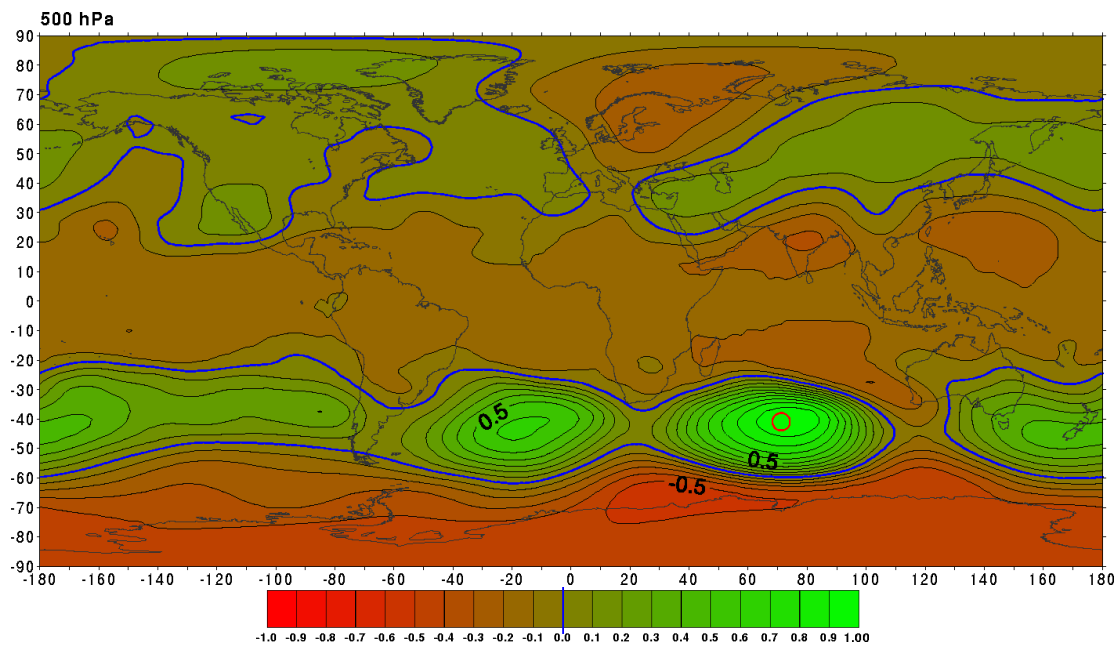


Abbildung 7.29: Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt $10^{\circ}\text{W}/45^{\circ}\text{N}$ im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).

ist ein Positivzentrum im Bereich Neuseelands ausgeprägt. Im Bereich der Südamerikanischen Pazifikküste ist ein viertes Zentrum - hier nur mit relativ schwachen Korrelationskoeffizienten - angedeutet. Die Korrelationsbeträge nehmen jedoch mit der Höhe zu, womit das beschriebene dreipolige Muster als Teil eines Wellenmusters mit der Wellenzahl vier erscheint. Allgemein ist bei Kopplungen im Bereich der südhemisphärischen mittleren und hohen Breiten eine Tendenz zu Mustern mit der Wellenzahl vier zu beobachten (vgl. z.B. Abb. 7.30 sowie relatives Bedeutungsmaß, Abb. 7.15 S. 131 und Abb. 7.16 S. 133).

Neben den in zonaler Richtung ausgeprägten Positivfernkopplungen sind eine Reihe zonaler Dipolmuster zwischen dem Bereich der subpolaren Tiefdruckrinne in Nähe der Antarktisküste und den mittleren Breiten etabliert (u.a. auch die eben angesprochene Negativkopplung des dreipoligen Musters im Südtlantik und -indik). Die zwei stärksten Dipole bestehen hierbei im Südpazifik bei ca. 150°W (Abb. 7.30) sowie im Bereich Neuseelands bei ca. 170°E (Abb. 7.31).

Weiterhin bestehen zonale Positivkopplungen innerhalb des Bereiches der subpolaren Tiefdruckrinne (ohne Isokorrelatenabbildung), die in den Karten positiver Telekonnektivität als Zentren im Bereich der Antarktisküste repräsentiert sind (vgl. auch relatives Bedeutungsmaß Abb. 7.15, S. 131 und Abb. 7.16, S. 133), jedoch keine Bedeutung im Sinne von Kopplungen über den subpolaren Bereich hinaus erlangen.

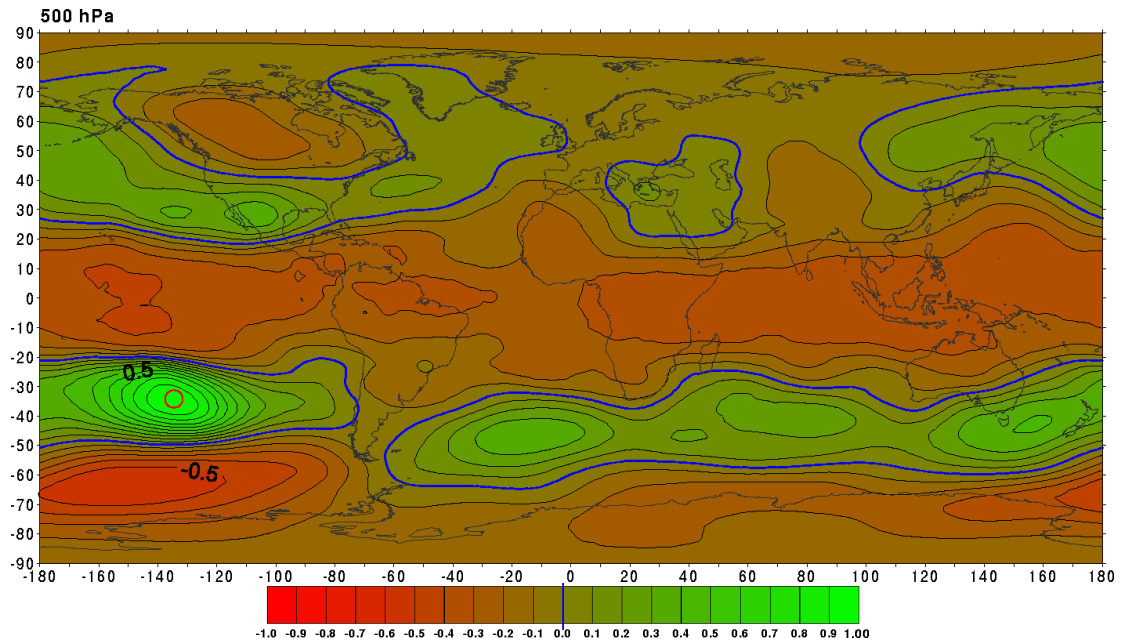


Abbildung 7.30: Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt $10^{\circ}\text{W}/45^{\circ}\text{N}$ im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).

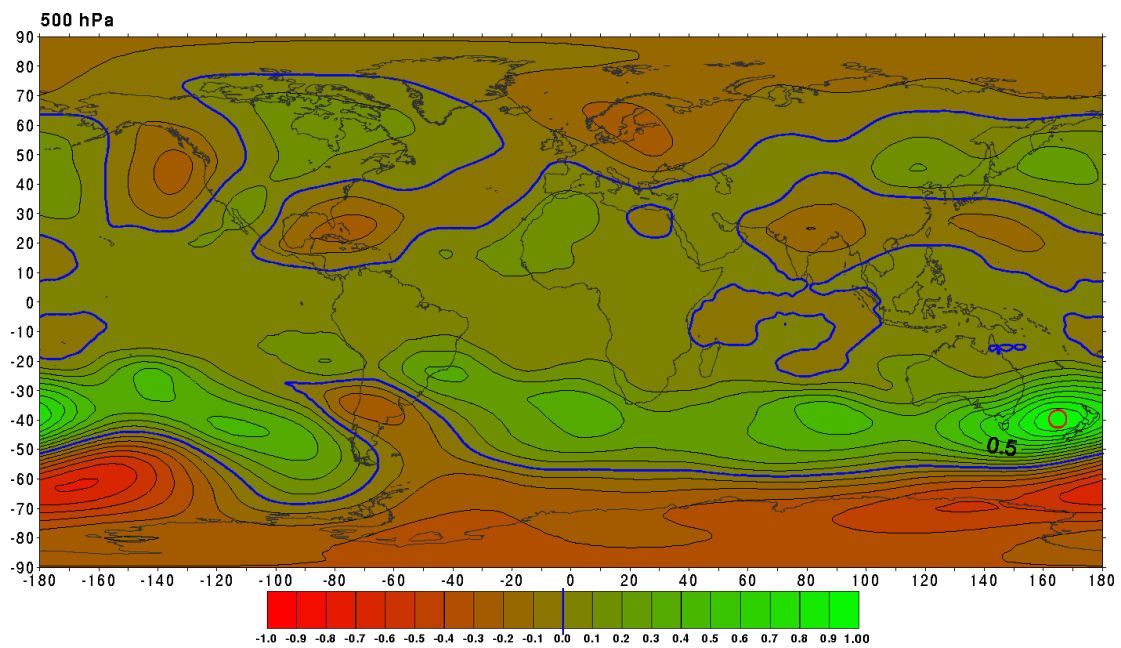


Abbildung 7.31: Isokorrelatenkarte im 100 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt $10^{\circ}\text{W}/45^{\circ}\text{N}$ im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).

Die bei MO & WHITE (1985) für den Südsommer festgestellten Aktionszentren über den drei südhemisphärischen Kontinenten konnten hier nicht nachvollzogen werden. Ebenso wenig tritt die Wellenzahl drei, zumindest nicht als dominantes Ordnungssystem der erfassten Telekonnektionszentren der mittleren Breiten, in Erscheinung. Lediglich die generelle Tendenz zur Ausprägung von Nord-Süd-gerichteten Negativkopplungen kann, wenn auch auf abweichenden Längengradabschnitten und allgemein weiter südlich gelegen, nachvollzogen werden.

Verschiedene Ursachen sind für diese Diskrepanzen verantwortlich zu machen: Zunächst spielen die unterschiedlichen Analysekonfigurationen, die im Abschnitt nordhemisphärischer Telekonnektionen (s.o. S. 137) genannt wurden ebenso hier eine gewichtige Rolle (unterschiedliche Zeitskalen, vertikale Erstreckung des Untersuchungsraumes, Untersuchungszeitraum und Methoden). Insbesondere die damals unzureichende Datengrundlage der von MO & WHITE (1985) durchgeführten Analysen ist, wie von den Autoren selbst angeführt wird, als Einschränkung bei der Generalisierung der dortigen Ergebnisse zu berücksichtigen. Hinzu kommt jedoch auch, dass die Unterschiede in den Untersuchungskonfigurationen umso stärker zur Geltung kommen, als die südhemisphärische Rossbywellendynamik - ungleich der nordhemisphärischen - wesentlich geringere Tendenzen zu stationären Zuständen aufweist (siehe Kap. 2) und somit die Ausbildung dominanter Kopplungsmuster durch die Wellenkonfiguration nicht dieselbe Dominanz und zeitliche Persistenz erreicht, wie sie z.B. im nordhemisphärischen PNA-Muster über dem Nordamerikanischen Kontinent repräsentiert wird.

7.3 Telekonnektionen im SST-Feld

Obwohl sich das Hauptinteresse der vorliegenden Arbeit auf zirkulationsdynamische troposphärische Fernkopplungen des Niederschlags im südlichen Afrika richtet, können Kopplungen zwischen Niederschlag und dem globalen SST-Feld, wie sie in Kapitel 7.1 aufgezeigt wurden, nicht gänzlich unbeachtet bleiben (vgl. CAMBERLIN et al. 2001; RICHARD et al. 2001; NICHOLSON & SELATO 2000; NICHOLSON & KIM 1997; JURY et al. 1999; ROCHA and SIMMONDS 1997a,b; MASON 1995; REASON & MULENGA 1999). Insbesondere ist hierbei von Interesse, inwieweit SST-Variabilität als Einflussfaktor für die atmosphärische Zirkulation bedeutsam wird und somit als Signalquelle von niederschlagsrelevanter Variabilitätsinformation identifiziert werden kann oder inwieweit das SST-Feld selbst den Einflüssen troposphärischer Zirkulationsvariabilität unterworfen ist und somit lediglich passiv reagiert. Die Ausführungen in Kapitel 3 zum Erkenntnisstand bezüglich der Wechselwirkungen im ENSO-System machen je-

doch deutlich, dass eine solche Unterscheidung nicht eindeutig vollzogen werden kann. Auch würde es den Rahmen dieser Arbeit bei Weitem sprengen, dieses Thema auf globalem Maßstab vertieft zu behandeln. Mithilfe der vorgestellten Methoden der Telekonnektionsanalyse können jedoch die dominanten Kopplungszentren erfasst und einander zugeordnet werden und somit im weiteren Verlauf als Interpretationshilfe bei der Analyse relevanter troposphärischer Telekonnektionen dienen.

7.3.1 Relatives Bedeutungsmaß

Abbildung 7.32 gibt das relative Bedeutungsmaß innerhalb des SST-Feldes in Form summierter Werte aus den 28 Einzelanalysen der Saisonabschnittsvarianten wieder. Zusätzlich zu den Gesamtsummen der Korrelationskoeffizienten (Abb. 7.32a) sind getrennt nach Vorzeichen die Summen für negative und positive Koeffizienten (Abb. 7.32b und c) dargestellt.

Höchste Gesamtwerte werden im zentralen und östlichen Pazifischen Ozean in zwei bandförmigen, nahezu äquatorparallelen Zentren erreicht. Hiervon isoliert befindet sich ein nur wenig schwächeres Zentrum südlich Kaliforniens. Weiterhin werden im nördlichen und zentralen Indischen Ozean und im Bereich Indonesiens ebenfalls relativ starke Zentren erkennbar. Relativ großflächige Maxima sind im südöstlichen Indischen Ozean, nordöstlich Indonesiens, im Süd- und im Nordpazifik ausgeprägt. Der Atlantik weist eine äquatoriale Zone hoher Bedeutung auf. Mit Schwerpunkt in der Südkaribik verläuft eine weitere bandförmige Zone in Richtung Osten fast bis zur afrikanischen Küste auf ca. 20°N. Südwestlich des Benguelastroms vor der Südwestküste Südafrikas und in etwa parallel zu diesem verläuft eine dritte Zone hoher Bedeutung bis zur Küste Südamerikas. Vier weitere nennenswerte Zentren entlang ca. 45°S sind im Zentralpazifik, Südatlantik, Südwestindik (hier nur relativ schwach) und im Bereich Neuseelands ausgebildet. Im außertropischen Nordatlantik fällt lediglich ein relativ schwaches Zentrum im Bereich der Azoren auf.

In den hohen Beträgen der Zentren im äquatorialpazifischen Bereich spiegeln sich nicht nur starke und beständige Fernkopplungen wider, sondern auch der Umfang des Autokorrelationsgebietes wird repräsentiert. Die Trennung in positives und negatives relatives Bedeutungsmaß erlaubt hier bereits weitergehende Aussagen zu den Kopplungsverhältnissen im SST-Feld. So ist die Gesamtbedeutung der Zentren im Bereich Indonesiens sowie im südlichen und nördlichen Pazifik hauptsächlich von negativen Korrelationskoeffizienten gekennzeichnet. Dies gilt ebenso für die außertropischen Maxima auf 45°S mit Ausnahme des pazifischen Zentrums sowie für das Azorenzentrum. Alle weiteren sub- und innertropischen Zentren hingegen werden von positiven

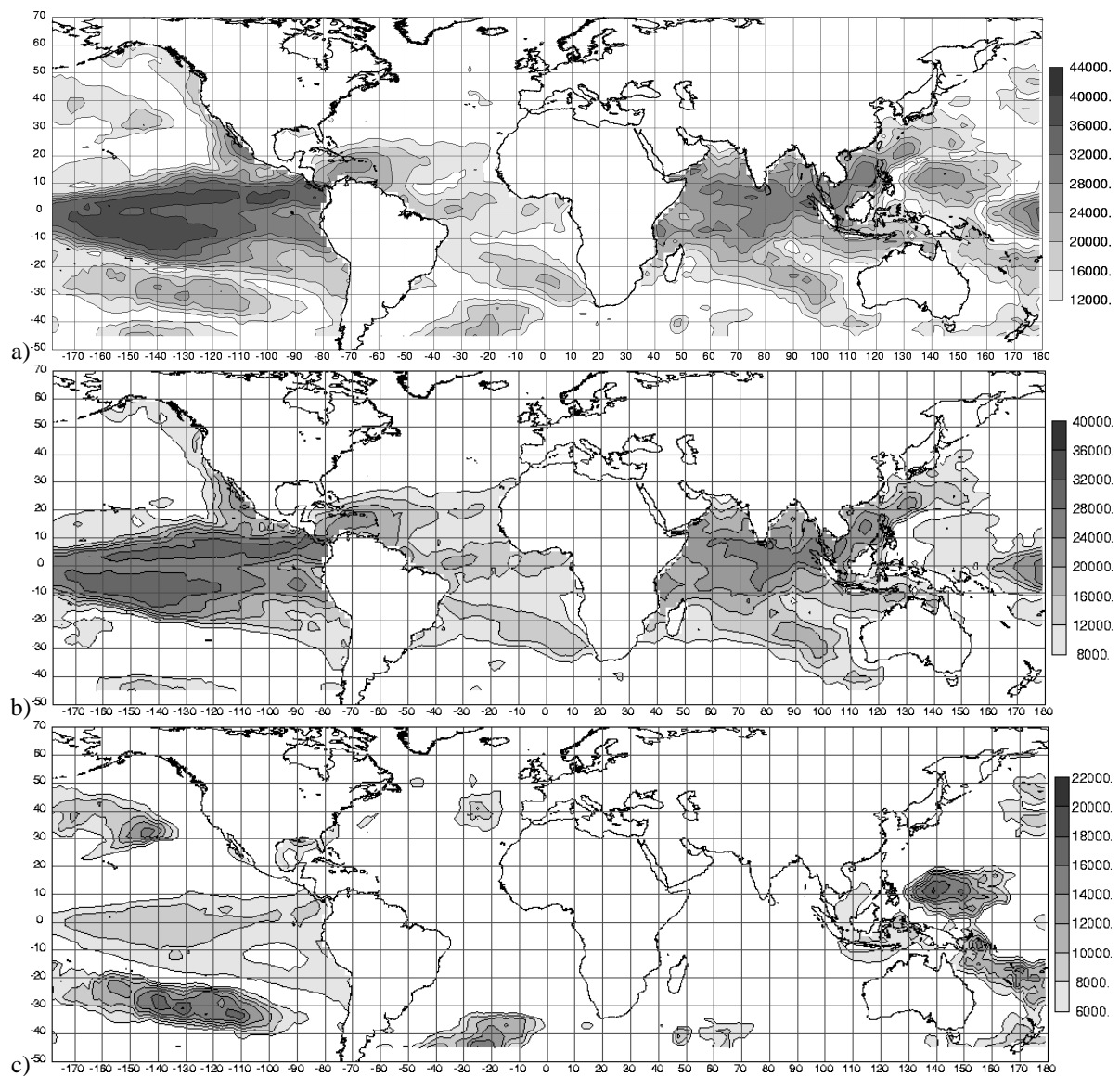


Abbildung 7.32: Relatives Bedeutungsmaß im SST-Feld: Summen der Analysen für die 28 Saisonabschnittsvarianten: a) gesamtes, b) positives und c) negatives Bedeutungsmaß innerhalb des SST-Feldes.

Kopplungen dominiert, lediglich der äquatoriale zentral- und ostpazifische Bereich spielt sowohl hinsichtlich positiver als auch negativer Korrelationen eine bedeutende Rolle im SST-Feld.

Der Vergleich der multisaisonalen Analyse (Abb. 7.33) mit den aus den 28 einzelnen Saisonabschnittsvarianten aufsummierten Werten (Abb. 7.32) erbringt kaum nennenswerte Unterschiede für das relative Bedeutungsmaß.

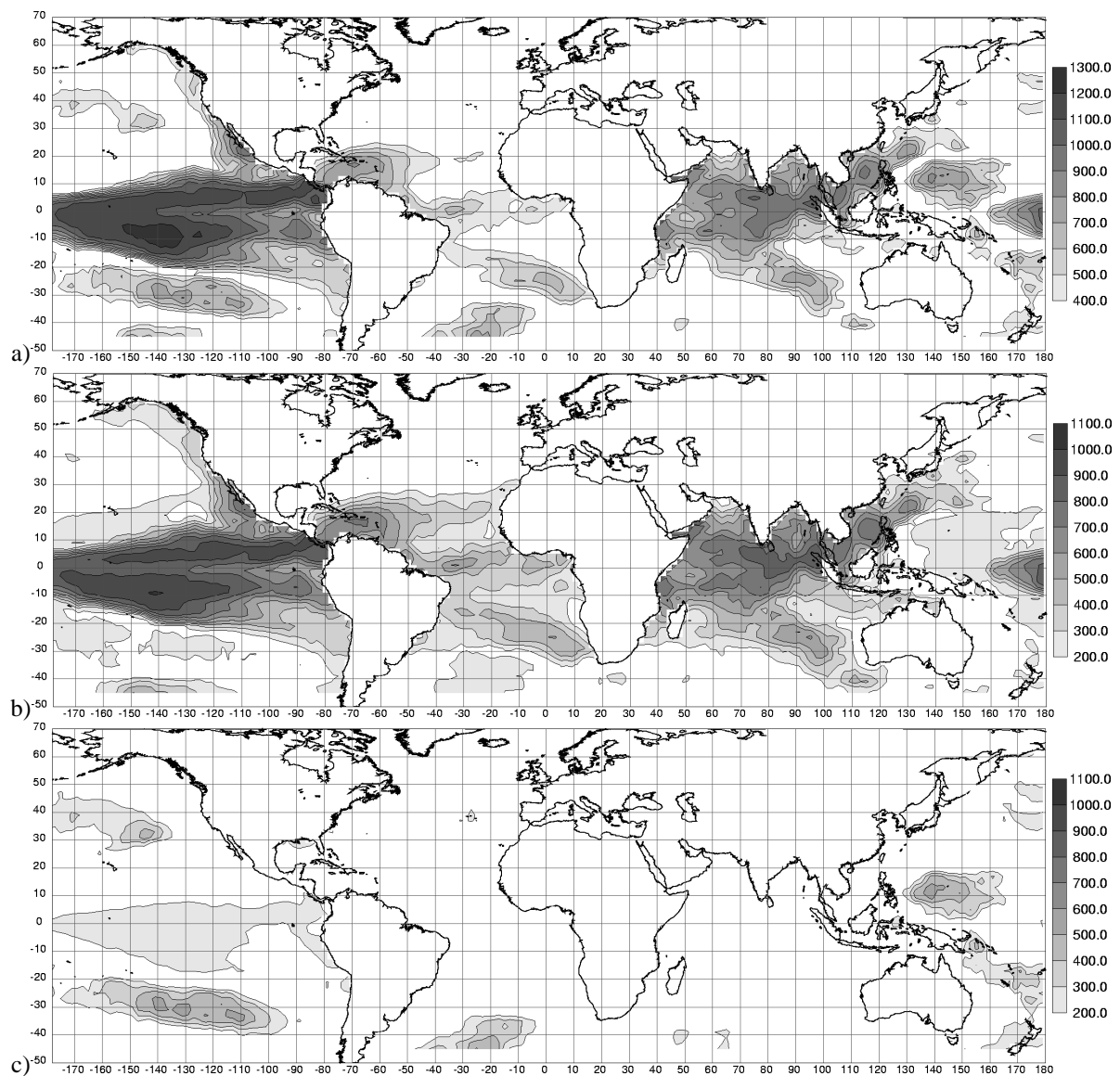


Abbildung 7.33: Relatives Bedeutungsmaß im SST-Feld: multisaisonale Analyse: a) gesamtes, b) positives und c) negatives Bedeutungsmaß innerhalb des SST-Feldes.

7.3.2 Telekonnektivität

Die Bestimmung der Telekonnektivitätswerte für das SST-Feld wurde prinzipiell analog zur Verfahrensweise der GPH-Telekonnektivität durchgeführt (Kap. 6.2.3). Aufgrund einiger Besonderheiten der SST-Daten mussten jedoch verfahrenstechnische Modifikationen durchgeführt werden. Ein erstes Problem für den Suchalgorithmus zur Erfassung der räumlichen Autokorrelationsgebiete stellt die Küstenform in Bereichen unregelmäßig verlaufender Küstenlinien dar.

So resultiert in Fällen, in denen Meeresflächen in lediglich einem oder wenigen Gitterpunkten in das Landesinnere vordringen, eine Ungleichbehandlung dieser nahezu isolierten Gitterpunkte gegenüber denen in freien Ozeanflächen, für die in allen Richtungen gesucht werden kann. Dieses Problem ließ sich beheben, indem alle Punkte im originalen Gitterfeld mit Kontakt zur Küstenlinie ausgeschlossen wurden. Ein zweites Problem besteht in der im Vergleich zu den GPH-Daten hohen räumlichen Variabilität der SST-Daten (Rauschen). Dieses Hindernis, das zu sekundären Maxima innerhalb des Autokorrelationszentrums führt, konnte jedoch nicht durch die für das GPH-Feld durchgeführten Modifikationen (s. Kap. 6.2.3) behoben werden, sondern wurde erst durch eine räumliche Glättung der SST-Daten beseitigt. Hierzu wurde für jeden Gitterpunkt der räumliche Mittelwert des umgrenzenden $6^\circ \times 6^\circ$ Gitterfeldausschnittes eingesetzt. Die Beseitigung des Rauschens durch den Einsatz des räumlich gleitenden Mittelwertes führte zu insgesamt schwächeren Korrelationskoeffizienten, zur qualitativen Erfassung der großskaligen Kopplungsstrukturen erwies sich dieses Verfahren jedoch als erfolgreich.

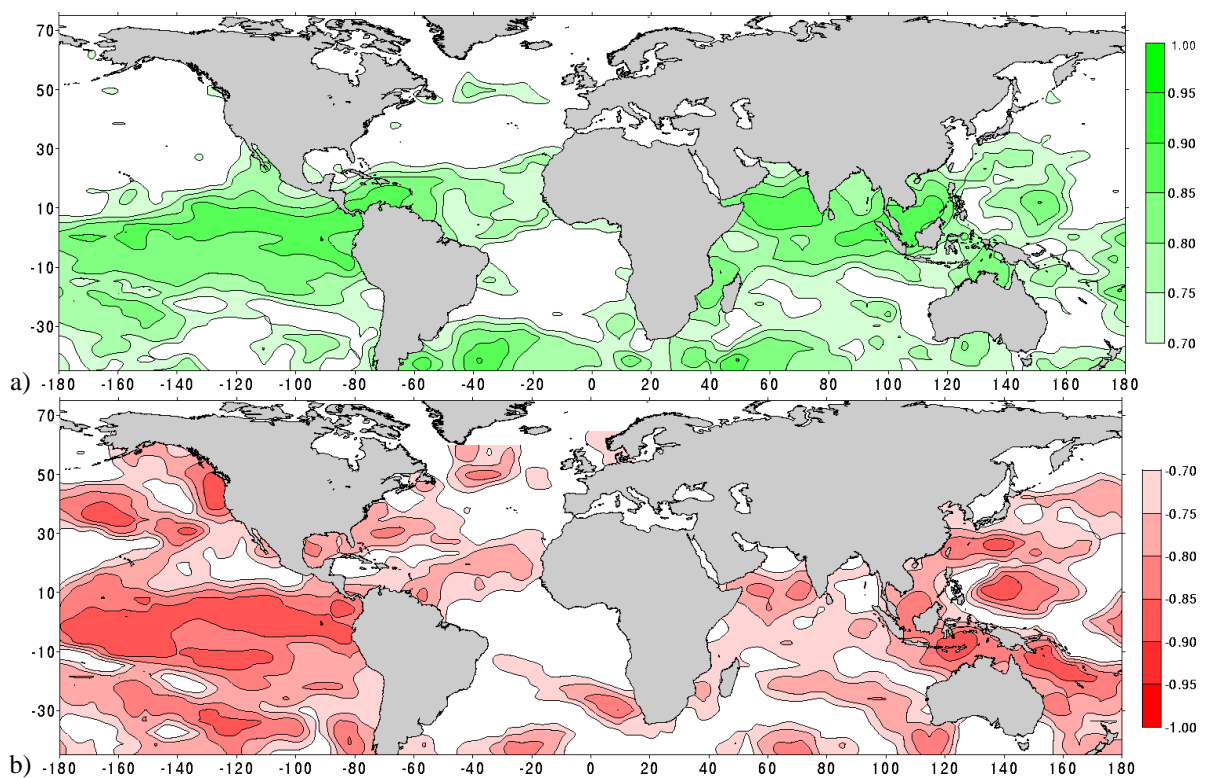


Abbildung 7.34: Positive (a) und negative (b) Telekonnektivität innerhalb des SST-Feldes: Maximalbeträge aus den Einzelanalysen der 28 Saisonabschnittsvarianten.

Die resultierenden Werte positiver und negativer Telekonnektivität bei Zusammenfassung der Ergebnisse der einzelnen Saisonabschnittsvarianten (Abb. 7.34) geben im Wesentlichen die groß-

räumige Verteilung der Zentren des relativen Bedeutungsmaßes wieder. Dies indiziert relativ hohe intrasaisonale Persistenz der stärksten Kopplungen im SST-Feld. Dominant treten hier Negativkopplungen zwischen dem ostindonesisch-/westpazifischen Raum und dem Ostpazifik zutage, welche die ozeanische Kopplungskomponente des transpazifischen ENSO-Systems repräsentieren sowie Positivkopplungen zwischen dem nördlichen Teil des Indischen Ozeans (Arabisches Meer und malaysischer Raum) und dem Ost- bzw. Zentralpazifik.

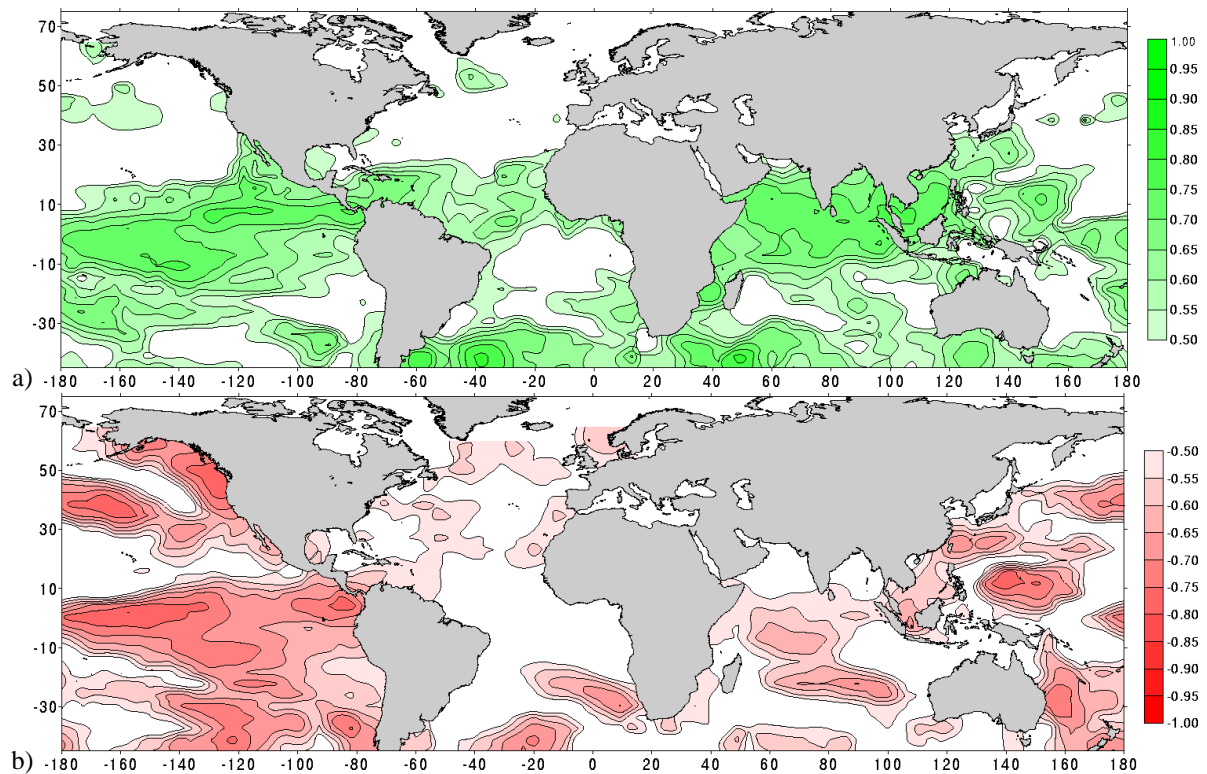


Abbildung 7.35: Positive (a) und negative (b) Telekonnektivität innerhalb des SST-Feldes bei multisaisonalen Analysekonfigurationen.

Zunächst fällt das im Gegensatz zu den Korrelationen zwischen Niederschlag und SST- bzw. GPH-Feld nur geringfügig reduzierte Niveau der Korrelationsbeträge auf. Der Vergleich zwischen den Maximalbeträgen der einzelnen Saisonabschnittsanalysen und multisaisonalen Analyse (Abb. 7.35) erbringt im Einzelnen - bei insgesamt hoher Übereinstimmung - Unterschiede im Ostpazifik bei den maximal positiven Fernkorrelationen. So werden hier im nördlicheren zentralpazifischen Kopplungszentrum parallel zum Äquator Spitzenwerte aus den Analysen kürzerer Saisonabschnitte wiedergegeben. Z.B. beträgt die Korrelation zwischen $131^{\circ}\text{W}/7^{\circ}\text{N}$ im Zentralpazifik und $101^{\circ}\text{E}/5^{\circ}\text{N}$ bei Malaysia $r=0.89$ im Monat Januar, während dieser Koeffizient in der multisaisonalen Analyse auf den (immer noch hohen) Betrag von $r=0.75$ zurückgeht. Gleich-

ches gilt für die Positivkorrelationen zwischen dem äquatorparallelen Streifen des Ostpazifiks und dem Zentrum im Arabischen Meer, deren Maxima mit $r \approx 0.90$ aus dem Abschnitt Oktober-Dezember stammen. Unterschiede ergeben sich zudem in der negativen Telekonnektivität im Bereich Indonesiens. Im dortigen Zentrum bei $121^\circ\text{E } 9^\circ\text{S}$ (Kleine Sundainseln) ergibt sich die maximal negative Fernkorrelation von $r = -0.89$ zu $99^\circ\text{W}/1^\circ\text{S}$ (äquatorialer Ostpazifik) im Saisonabschnitt Oktober-November. Ebenso auf kurze Saisonabschnittsvarianten beschränken sich die starken Negativkorrelationen im nordöstlichen Indischen Ozean bzw. Arabischen Meer, die ein Zentrum des sog. Dipolmodus des tropischen Indischen Ozeans kennzeichnen (s.u.).

In beiden Analysevarianten ergeben sich Zentren in unmittelbarer Nachbarschaft des südlichen afrikanischen Subkontinents zum einen im Bereich westlich Südafrikas (parallel des Benguelastroms), zum anderen im Bereich des Moçambiquekanals zwischen Madagaskar und Moçambique. Im Folgenden werden die grundlegenden Telekonnektionsmuster anhand verschiedener Isokorrelatenkarten für die genannten Kopplungszentren vorgestellt.

7.3.3 SST-Telekonnektionsmuster

ENSO

Das dominierende Muster des ENSO-Systems wird mit der multisaisonalen Isokorrelatenkarte für $137^\circ\text{W}/7^\circ\text{S}$ (Zentralpazifik) in Abbildung 7.36 wiedergegeben. Hierbei handelt es sich um die in Kapitel 7.3.2 erläuterten räumlich geglätteten Daten des SST-Feldes unter Ausschluss der küstennahen Gitterpunkte. Mit dieser Isokorrelatenkarte werden nahezu alle wichtigen Kopplungszentren erfasst, die mit Hilfe des relativen Bedeutungsmaßes (vgl. Abb. 7.32 und 7.33) und der Telekonnektivitätskarten (Abb. 7.34 und 7.35) ermittelt wurden.

Deutlich hebt sich das großflächige Autokorrelationsgebiet des Zentral- und Ostpazifiks heraus, das sich keilförmig verjüngend in Richtung Westen erstreckt und von einem hufeisenförmigen, nach Osten offenen Halbkreis hoher negativer Korrelationen, mit Höchstbeträgen nordöstlich Indonesiens, eingefasst wird. Weiter nach Westen fortschreitend werden im Indischen Ozean wieder positive Korrelationen mit Zentren bei Malaysia und südlich des indischen Subkontinents erreicht. Die Korrelationsbeträge bleiben jedoch auch bis hin zur Küste Ostafrikas hoch. Im Atlantischen Ozean können die schon festgestellten drei bandförmigen positiv korrelierten Zonen (parallel des Benguelastroms, parallel des Äquators sowie ausgehend von der Karibik in Richtung Ostnordost) beobachtet werden. Die Vorzeichen der Korrelationskoeffizienten in Abb. 7.36

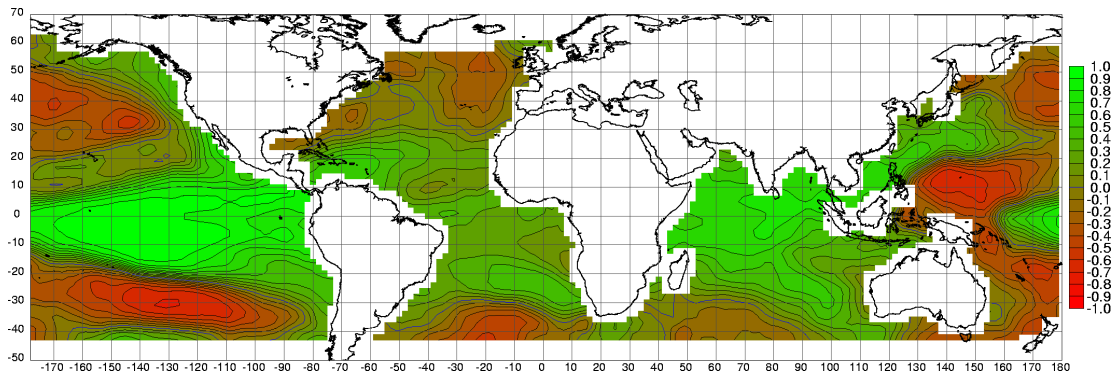


Abbildung 7.36: Isokorrelatenkarten im SST-Feld für den Gitterpunkt $137^{\circ}\text{W}/7^{\circ}\text{S}$ (Zentralpazifik) bei multisaisonalen Analyse räumlich geglätteter SST-Daten unter Ausschluss der küstennahen Gitterpunkte (siehe Kap. 7.3.2).

signalisieren hier Anomalietendenzen bei Warmereignissen bzw. El-Niño-Anomalien im Pazifik, da mit dem Basispunkt dortige Erwärmungssignale erfasst werden.

Ein Erklärungsmodell für die positiven innertropischen SST-Anomalien abseits des Pazifiks (die dort wirksamen Prozesse wurden in Kap. 3 ausgeführt) ist nach CHIANG & SOBEL (2002) mit der reduzierten Wärmeabfuhr aus der ozeanischen Mischungsschicht bei erhöhter Tendenz zu stabiler Schichtung gegeben, welche ihrerseits durch die Erwärmung der gesamten tropischen Troposphäre verursacht ist. Weiterhin können Erklärungsansätze aus der ENSO-abhängigen Variation der Walkerzirkulation abgeleitet werden: Im Falle der Erwärmung des äquatorialen Atlantiks ist eine verstärkte Zufuhr solarer Strahlungsenergie bei reduzierter Bewölkung wahrscheinlich, die mit Absinkanomalien insbesondere im Bereich Nordostbrasilien einhergeht. Im Indischen Ozean können oberflächennahe Ostwindanomalien den warmen Nordäquatorialstrom und somit den Transport warmer Oberflächenwassermassen aus dem indonesischen Bereich beschleunigen bzw. den äquatorialen Gegenstrom und somit die als Abkühlung der Meeresoberfläche wirkende Durchmischung der oberen Ozeanschicht abschwächen (KILADIZ & DIAZ, 1989).

Da die Koeffizientbeträge hier sowohl durch die räumliche Glättung als auch durch die multisaisonalen Analysekonfiguration unterhalb der tatsächlich ausgeprägten Maximalbeträge bleiben und auch einige intrasaisonale Veränderungen auftreten, die bereits angesprochen wurden, werden in Abbildung 7.37 (S. 161) für diesen Basispunkt exemplarisch die zweimonatigen Isokorrelatenkarten im SST-Feld auf Grundlage der ungeglätteten Daten für den Verlauf des Südsommers aufgezeigt. Hierdurch kann auch die in Kapitel 7.3.2 angesprochene Problematik der relativ hohen räumlichen Variabilität der SST-Korrelationskoeffizienten illustriert werden, die den - im

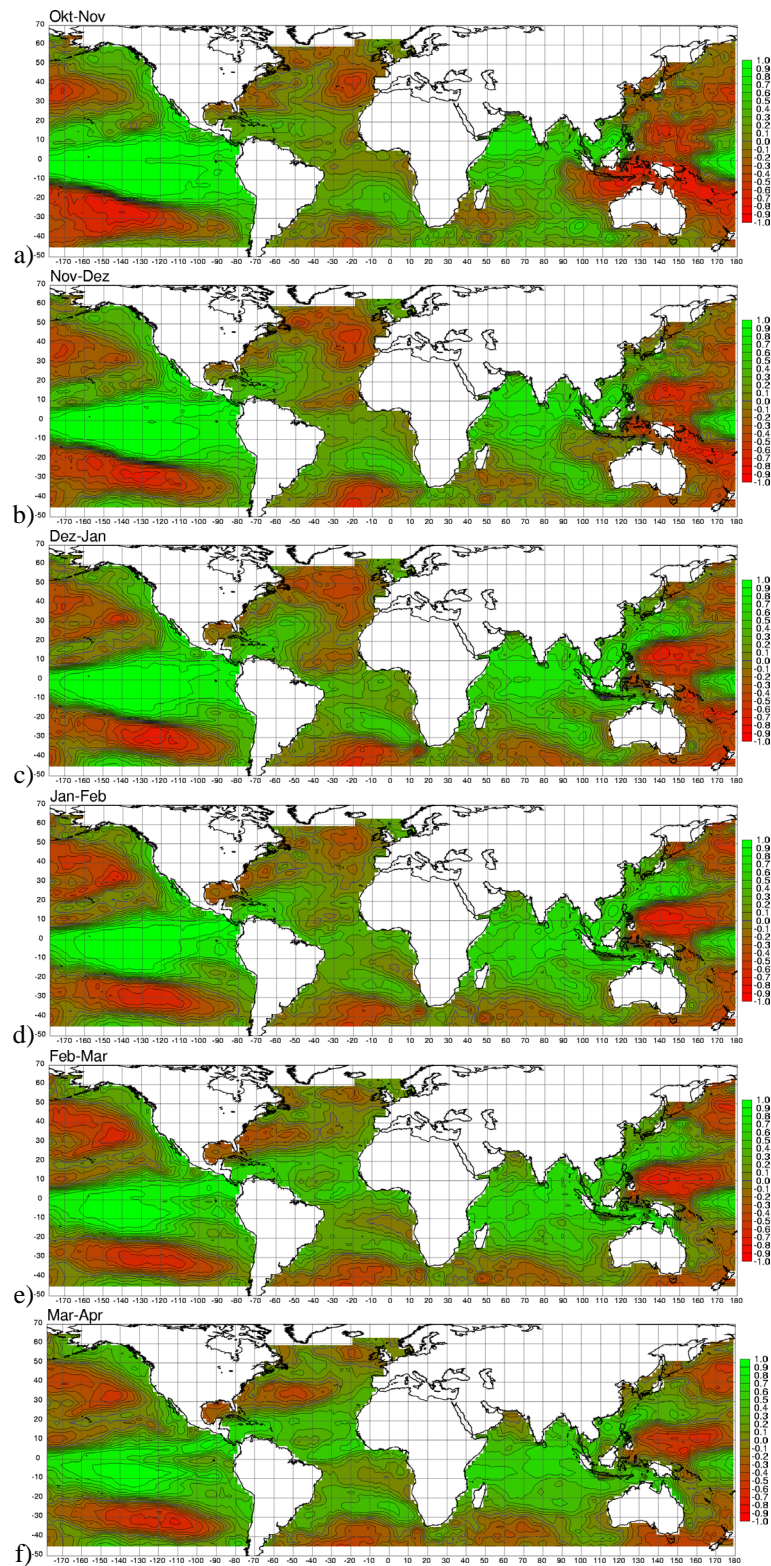


Abbildung 7.37: Isokorrelatenkarten im SST-Feld für den Gitterpunkt $137^{\circ}\text{W}/7^{\circ}\text{S}$ (Zentralpazifik) für a) Oktober-November, b) November-Dezember, c) Dezember-Januar, d) Januar-Februar, e) Februar-März und f) März-April.

Vergleich zu GPH-Isokorrelaten oder den räumlichen geglätteten SST- Daten (Abb. 7.36) - sehr unruhigen Verlauf der Isolinien verursachen.

Im Wesentlichen bleibt die Gesamtkonfiguration des Korrelationsmusters im Verlauf des Südsommers ausgesprochen stabil. Die lediglich graduellen Veränderungen im Zentral- und Ostpazifik beschränken sich auf die Abnahme der Fläche des Autokorrelationsgebietes, welches sich sukzessive auf den Zentralpazifik zurückzieht. Hierbei nimmt auch die Negativkorrelation zum südlich anschließenden Zentrum ab. Wichtige Veränderungen ergeben sich jedoch im Bereich Indonesiens und des Indischen Ozeans. Während sich im südhemisphärischen Frühsommer bzw. Frühjahr (Oktober-November, Abb. 7.37a) das Gebiet starker negativer Korrelationen im Bereich Indonesiens in westliche Richtung noch bis ca. 110°E (Java) in den Indischen Ozean erstreckt, schwächt sich in diesem Gebiet die Negativkorrelation bereits im darauf folgenden Zweimonatsmittel November-Dezember (Abb. 7.37b) stark ab, um im weiteren Verlauf sich verstärkenden Positivkorrelationen zu weichen. Im nördlichen Indischen Ozean ergibt sich in etwa synchron hierzu ein Rückgang der anfangs hohen Positivkorrelationen im Arabischen Meer, was auch die oben genannten Unterschiede in den Karten positiver Telekonnectivität erklärt. Bemerkenswert ist hier weiterhin die Anbindung der Zentren im Atlantischen Ozean, die jedoch bei lediglich graduellen Intensitätsschwankungen insgesamt recht stabil bleibt. Diese Anbindung an das dominierende ENSO-System erklärt somit auch die relativ hohen Beträge des relativen Bedeutungsmaßes für die involvierten Zentren. Auch die Anbindung der Zentren entlang der südlichen Begrenzung des Datenfeldes auf ca. 40°S ist hier festzuhalten. Auf diese wird jedoch nachfolgend noch explizit eingegangen.

Dipolmodus im Indischen Ozean

In den eben dargestellten zweimonatigen Korrelationsmustern zeigt sich zu Beginn der Sommersaison (Oktober-November, Abb. 7.37a) der von SAJI et al. (1999) mittels EOF-Analyse ermittelte sog. Dipolmodus im tropischen Indischen Ozean mit den negativ korrelierten Zentren im östlichen bzw. nordöstlichen Indik und im Bereich der Insel Java. Dieses Kopplungssystem wurde als ENSO-unabhängig charakterisiert ("The air-sea interaction process is ... shown to be independent of the El Niño/Southern Oscillation.", SAJI et al., 1999, S. 360). Die stärkste Ausprägung dieses in Ost-West-Richtung orientierten Dipols wurde für das September-Oktober-Mittel festgestellt (SAJI et al., 1999, S. 361). Um diese zeitliche Übereinstimmung zu prüfen und somit die Identifikation dieses Musters abzusichern, wurden die Korrelationen des Zentrums bei Java auch außerhalb des in dieser Arbeit verwendeten Sommerzeitraums berechnet.

Abbildung 7.38a zeigt die Isokorrelaten für den Gitterpunkt $107^{\circ}\text{E}/11^{\circ}\text{S}$ (Java) im Saisonabschnitt September-Oktober. Die maximal negativen Korrelationen dieses Basispunktes werden im zentralen bis östlichen Indischen Ozean mit $r < -0.7$ erreicht, während die Negativkorrelationen im Ostpazifik nur knapp $r = -0.6$ unterschreiten. Somit zeigt sich die Kopplung innerhalb des Indischen Ozeans stärker ausgeprägt als die Anbindung des Zentrums bei Java in das pazifische ENSO-System, was auf eine, bezüglich der transpazifischen Kopplung, eigenständige Prozesskomponente im Indischen Ozean hinweist. Abbildung 7.38b zeigt das ganzjährige Saisonalitätsdiagramm der Korrelationen zwischen dem Basispunkt bei Java und einem im Zentral-/Ostindik gelegenen Gitterpunkt. Das gelbe Kreuz markiert dabei die Position des zweimonatigen September-Oktober-Mittelwertes.

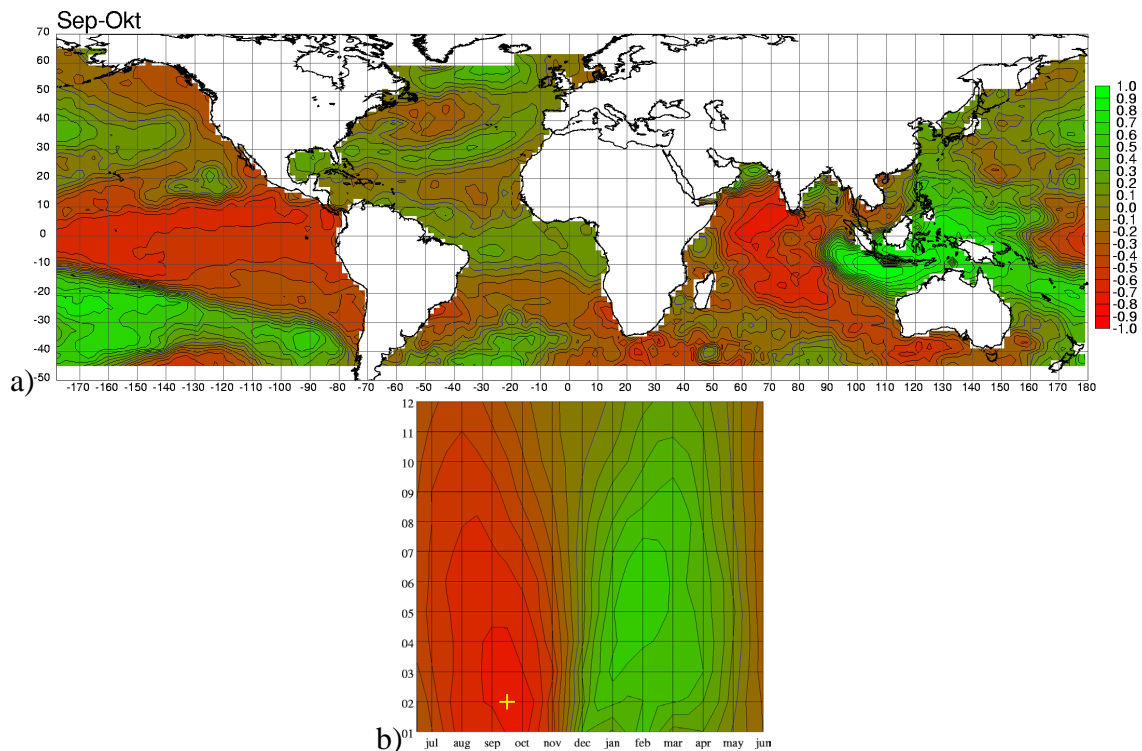


Abbildung 7.38: Korrelationen des Dipolmodus im Indischen Ozean:

- a) Isokorrelatenkarten im SST-Feld für den Gitterpunkt $107^{\circ}\text{E}/11^{\circ}\text{S}$ (Java) für September-Oktober.
 b) Ganzjähriges Saisonalitätsdiagramm (Erläuterung Kap. 6.1) für die SST-Korrelation zwischen $107^{\circ}\text{E}/11^{\circ}\text{S}$ (Java) und $65^{\circ}\text{E}/5^{\circ}\text{N}$ (östlicher Indischer Ozean): Farbskala wie in Abb. a (Minimum = -0.76 , Maximum = $+0.60$). Gelbes Kreuz markiert den Saisonabschnitt September-Oktober.

Die saisonale Veränderung der Kopplung und der Zeitpunkt der maximal negativen Korrelation ($r = -0.76$) im Oktober stimmt mit der Beschreibung des Dipols bei SAJI et al. (1999) überein ("rapid peaking ... in October, following by a rapid demise", SAJI et al (1999, S. 361). Dies

zeigt an, dass hier tatsächlich der von SAJI et al. (1999) beschriebene Dipolmodus dargestellt ist. Mit diesem Ergebnis (und auch mit der obigen Darstellung der ENSO-SST-Kopplung) zeigt sich, dass auch mit den hier eingesetzten weiterentwickelten bivariaten Methoden Kopplungserscheinungen des globalen SST-Feldes erfasst werden, die sich bei SAJI et al. (1999) im hier vorliegenden Fall in einer EOF-Analyse erst nach Beschränkung des Untersuchungsausschnittes auf den Indischen Ozean (als 2. EOF nach dem dominierendem ENSO-Modus) identifiziert werden konnten.

Südhemisphärische Dipolmuster und Benguelastrom

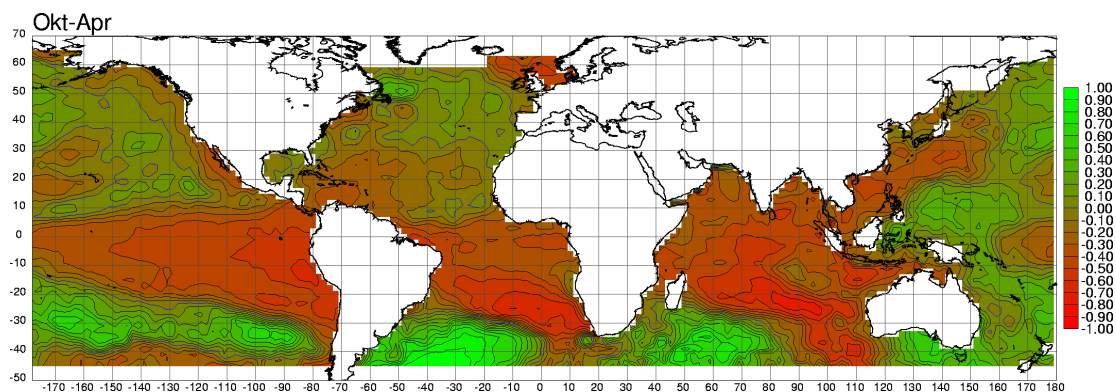


Abbildung 7.39: Isokorrelatenkarten im SST-Feld für den Gitterpunkt 39°W/45°S (Südwestatlantik) für Oktober-April.

In den Karten der positiven Telekonnektivität im SST-Feld (Abb. 7.34a und 7.35a), aber auch in den bisher gezeigten Isokorrelatenkarten lassen sich zwei Zentren auf ca. 40-45°S im Südwestatlantik und Südwestindik erkennen.⁵ Abbildung 7.39 zeigt die Isokorrelaten für Oktober-April des südwestatlantischen Zentrums. Hieraus wird ersichtlich, dass sich die maximale Positivkopplung auf das Zentrum im Südwestindik bezieht. Die Anbindung an die stärksten Zentren des ENSO-Systems ist vorhanden, fällt jedoch relativ schwach aus. So wird im indonesischen Raum der Betrag $|r|=0.5$ nicht überschritten, und das stärkste Zentrum im Zentral- und Ostpazifik befindet sich - abseits der stärksten ENSO-internen Kopplungszentren - vor der Küste Südamerikas bei ca. 15°S. Auffällig ist die Regelmäßigkeit der Anordnung der weiteren Fernkopplungszentren. So lassen sich sowohl über dem Südatlantik selbst als auch über dem Südindik diagonal in SW-NE-Richtung angeordnete Dipolpaare erkennen. Auch die Struktur über dem Südpazifik

⁵In den Karten des relativen Bedeutungsmaßes (Abb. 7.32) treten diese Zentren angesichts der dominierenden Beträge der Kopplungen des ENSO-Systems in den Hintergrund.

fügt sich als etwas nördlich versetzter diagonaler Dipol in dieses Schema ein. Lediglich für das Positivzentrum im Gebiet südlich Australiens bzw. Neuseelands entfällt der nordöstlich hiervon gelegene negativ korrelierte Gegenpart. Mit den vier Positivzentren an der Südperipherie des Datenfeldes entsteht jedoch insgesamt ein relativ regelmäßig ausgeprägtes Muster, das den Einfluss eines Vierwellenmusters der troposphärischen außertropischen Zirkulation auf die räumliche Organisation dieser Anomalieabhängigkeiten indiziert. Die Entstehung der diagonalen Dipole kann hierbei auf Intensitätsschwankungen der subtropischen quasistationären Antizyklonen über den Ozeanen zurückgeführt werden, deren Verknüpfung über die Tendenz zu Vierwellenmustern im GPH-Feld in Kapitel 7.2 erkennbar wurde (vgl. Abb. 7.29, S. 151). So sind bei Hochdruckanomalien der Antizyklonen Verstärkungen der Passatströmungen im Nordosten und der jeweils westlich gelegenen Nordostströmungen zu erwarten (vgl. Mittelwertskarte des 1000 hPa-Niveaus Abb. 2.3, S. 14). Hierdurch werden Aufquellendenzen ozeanischer kühler Tiefenwässer an den Südwestküsten der Kontinente sowie nordwärtsgerichteter Transport außertropischer Oberflächenwässer auf den Ostseiten der Antizyklonen gefördert, während auf den Westseiten südwärtsgerichteter Transport warmer subtropischer Wassermassen gefördert wird. Mit der allgemein nur relativ schwach ausgeprägten Antizyklone im australisch-neuseeländischen Sektor - aber auch mit dem 'fehlenden vierten Kontinent' der Südhemisphäre - wäre somit auch das Fehlen des Dipols in diesem Bereich zu erklären. Die partielle Anbindung an das ENSO-System ist durch die beobachtete Abschwächung der südpazifischen (YARNAL & KILADIS, 1985) sowie südatlantischen (CHU, 1991; YARNAL & KILADIS, 1985) Antizyklone bei El-Niño-Ereignissen gegeben (vgl. auch Abb. 7.25 sowie Abb. 3.1 auf S. 40). Der Weitertransport der Anomalieinformation in die assoziierten Telekonnektionszentren ist mit der beobachteten Tendenz zur Ausprägung von Vierwellenmustern der troposphärischen außertropischen Strömung (s.o.) darstellbar.

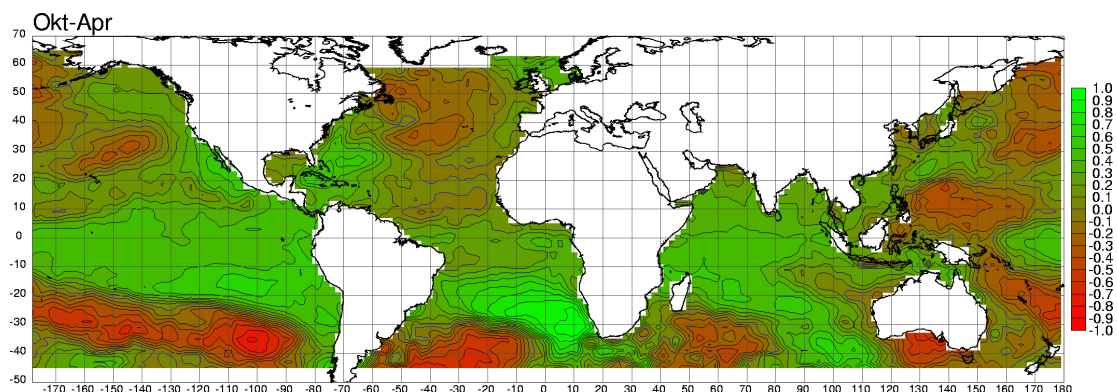


Abbildung 7.40: Isokorrelatenkarten im SST-Feld für den Gitterpunkt 1°E/31°S (südwestlich Südafrikas) für Oktober-April.

Auch das schon in den Karten des relativen Bedeutungsmaßes und der Telekonnectivität beobachtete Zentrum im Bereich des Benguelastroms vor der Südwestküste Südafrikas kann nun als Teil dieses Musters erklärt werden, wie in Abbildung 7.40, der Isokorrelatenkarte eines SST-Gitterpunktes im Bereich des Benguelastroms, deutlich wird. Festzuhalten bleibt jedoch, dass die Anbindung des ENSO-Systems an dieses Kopplungsmuster nur partiell gegeben ist, da nicht die stärksten ENSO-internen Zentren integriert sind. Ein Zusammenhang mit den von SHANNON et al. (1986) untersuchten sog. Benguela-El-Ninos (Erwärmungsanomalien im Bereich des Benguelastroms), ist hier wahrscheinlich gegeben, die nur sehr seltenen Ereignisse gestatten hier jedoch keine Absicherung.

Moçambiquekanal

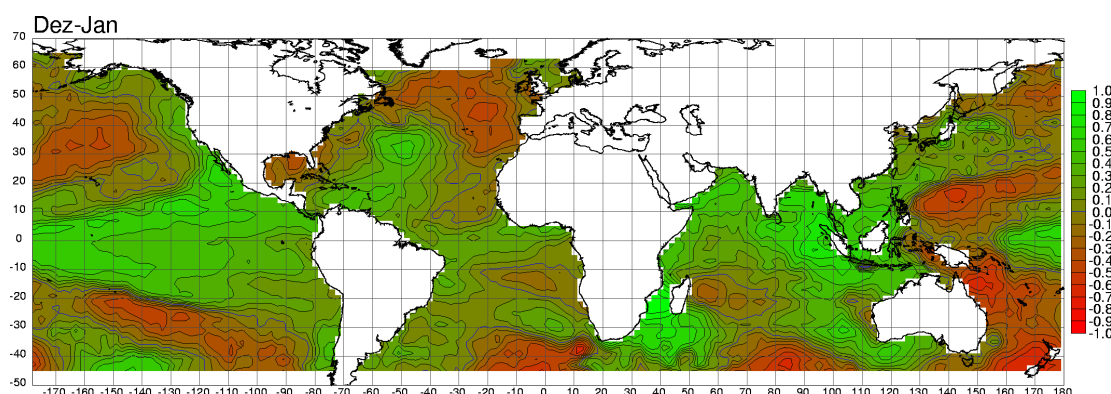


Abbildung 7.41: Isokorrelatenkarten im SST-Feld für den Gitterpunkt 39°E/21°S (Moçambique Kanal) für Dezember-Januar.

Ein aufgrund seiner Nähe zum südlichen Afrika bemerkenswertes Zentrum positiver und negativer Telekonnectivität manifestiert sich im Bereich des Moçambiquekanals zwischen Madagaskar und dem afrikanischen Kontinent. Die in Abbildung 7.41 dargestellte Isokorrelatenkarte für dieses Zentrum im Dezember-Januar-Mittel zeigt die stärkste positive Fernkopplung im östlichen Indischen Ozean westlich Sumatras (Maximum im Dezember mit $r=+0.82$) sowie die maximal negative Telekonnection mit einem Zentrum bei Neuseeland (Maximalbetrag im Januar mit $r=-0.74$). Sowohl das südhemisphärische Wellenmuster (s.o) als auch die ENSO-Zentren sind in diesem Telekonnectionsmuster integriert. Eine naheliegende Begründung für die hohe Korrelation bei Indonesien und die vergleichsweise schwache Anbindung an die Variabilität im näheren Umfeld ist hier jedoch nicht ersichtlich.

7.3.4 Korrelationen zwischen SST- und Druckfeld

Wie schon angemerkt wurde, können die wechselseitigen Abhängigkeiten zwischen Veränderungen der Meeresoberflächentemperaturen und troposphärischer Luftdruckvariabilität im Rahmen dieser Arbeit nicht vertieft werden. Eine Bestandsaufnahme der beobachteten Primärkopplungen zwischen beiden Feldern kann jedoch einen Beitrag zum Verständnis troposphärischer Kopplungen leisten. Insbesondere von Interesse ist hierbei der Zusammenhang zwischen SST-Variabilität eines Gitterpunktes und der Geopotentialvariabilität in der direkt darüber gelegenen Luftsäule. Hierbei soll das Ausmaß thermischer Einflüsse des SST-Feldes auf die Luftdruckverhältnisse abgeschätzt werden.

Als Modellvorstellung direkter thermischer Zusammenhänge ist zunächst die Erwärmung und vertikale Ausdehnung der troposphärischen Luftsäule über anomal warmen Meeresoberflächen durch Zufuhr sensibler und latenter Wärme anzunehmen. Diese Ausdehnung äußert sich in der Aufwölbung der hochtroposphärischen Druckflächen (Höhenhoch) und führt hier zu horizontalem Massenabfluß. Entsprechend dieser Gewichtsverminderung der Luftsäule resultieren hieraus Tiefdruckanomalien in der unteren Troposphäre.

Diesem einfachen Prinzip stehen zahlreiche indirekte Mechanismen gegenüber, die sich aus Ausgleichsströmungen der Luftmassen im Sinne der thermischen Zirkulation ergeben. So führt z.B. die durch Labilisierung der Troposphärenschichtung geförderte Hebung der Luftmassen wiederum zu einer Abkühlung der Meeresoberfläche durch Bewölkung und Niederschlag über Konvektionsbereichen. Mit den ebenfalls resultierenden horizontalen Ausgleichsströmungen der Luftmassen ergibt sich weiterhin erhöhter Windstress an der Meeresoberfläche, folglich eine verstärkte Durchmischung und Verdunstungskühlung der oberen Ozeanschicht und ebenfalls eine Abkühlungstendenz. Auch kann die horizontale Advektion kühler oder warmer Luft- und Wassermassen verschiedenartige Konsequenzen zeigen, ebenso wie die geographische Lage (z.B. mit der Entfernung zu Küsten oder dem breitenabhängigen Wirkungsgrad der Corioliskraft) eine Rolle für abkühlende Aufquellerscheinungen spielt.

Abbildung 7.42 zeigt die Korrelationen eines jeden Gitterpunktes im 1000 und 200 hPa-Geopotentialfeld mit nahe gelegenen SST-Gitterpunktszeitreihen für die Gesamtsaison Oktober-April (für die multisaisonale Analyse ergibt sich qualitativ ein nahezu identisches Bild). Hierzu wurde in einem $5^\circ \times 5^\circ$ -großen Abschnitt des SST-Feldes, der den jeweiligen GPH-Gitterpunkt umfasst, nach der Maximalkorrelation gesucht.

Im Ergebnis lässt sich feststellen, dass global lediglich eine einzige Erdregion existiert, in der ein kräftiger Zusammenhang zwischen erhöhten/reduzierten Meeresoberflächentemperaturen und

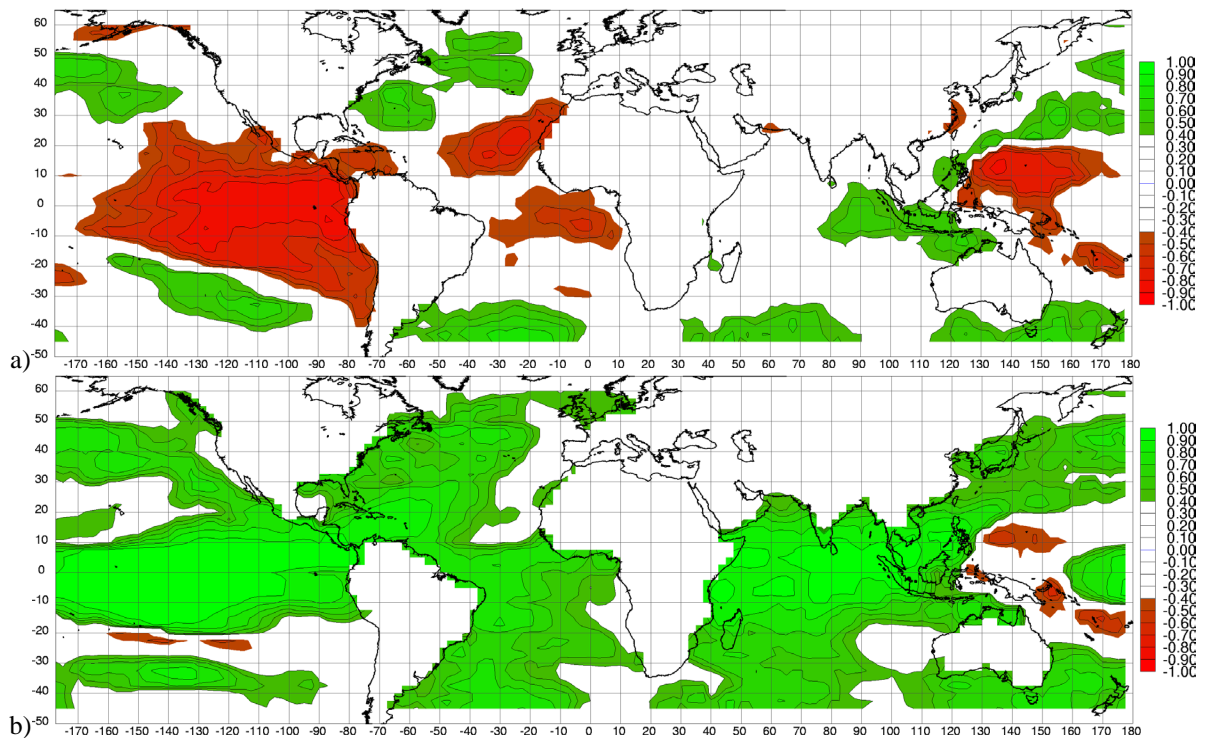


Abbildung 7.42: Korrelationskoeffizienten zwischen a) 1000 und b) 200 hPa-Geopotential- und nahe gelegenen SST-Gitterpunktszeitreihen für Oktober-April zwischen 45°S und 60°N. Dargestellt sind Beträge $|r| > 0.4$ über Flächen mit SST-Daten.

Druckabsenkung/-erhöhung in der niederen sowie Druckerhöhung/-absenkung in der hohen Troposphäre besteht: im Zentral- und Ostpazifik, der Schlüsselregion des ENSO-Systems.

In weitaus schwächerer Form kann ein solcher Zusammenhang nur noch im tropischen Atlantik festgestellt werden. Über dem zentralen Indischen Ozean besteht zwar ein Zusammenhang zwischen hochtroposphärischer Druckerhöhung und warmen SST-Anomalien, jedoch ist hier in der niederen Troposphäre kein signifikanter Zusammenhang feststellbar. Umgekehrt besteht im Westpazifik negative Korrelation zwischen SST-Anomalien und den unteren Druckniveaus, jedoch kein positiver Zusammenhang mit den hohen Troposphärenschichten. In einigen Gebieten besteht ein positiver Zusammenhang zwischen Meeresoberflächenerwärmungen und niedertroposphärischer Druckerhöhung und umgekehrt. Dies ist im tropischen Ostindik sowie in einigen sub- und außertropischen Zentren der Fall. Möglicherweise sind hier verstärkte Strahlungsflüsse in den Ozean bei weitläufig ausgeprägten Hochdruckanomalien von Bedeutung. Im Falle der Zentren im Südatlantik und Südindik können zusätzlich Veränderungen in der horizontalen Meeresströmung durch großräumige Schwankungen der quasipermanenten Subtropenantizyklonen angenommen werden.

Zur Überprüfung der Vermutung nichtlinearer Zusammenhänge wurde die gleiche Analyse mit Hilfe der Spearman-Rangkorrelation gerechnet. Es ergaben sich jedoch keine bemerkenswerten Unterschiede zur linearen Pearsonkorrelation, was die Dominanz linearer Zusammenhänge zumindest in der hier verwendeten Datenkonfiguration zeigt.

In auffälliger Weise besteht eine hohe Ähnlichkeit der Verteilung der Korrelationskoeffizienten in tropischen Breiten in Abbildung 7.42 mit dem Muster der ENSO-SST-Kopplungen. Dies weist auf einen überaus dominanten Einfluss der ENSO-Variabilität sowohl im tropischen SST- als auch GPH-Feld hin, der die direkten Zusammenhänge vor Ort überlagert.

Somit kann insgesamt festgestellt werden, dass das Modell eines direkten thermischen Einflusses von SST-Variabilität auf die darüberliegenden troposphärischen Druckverhältnisse lediglich im Zentral- und Ostpazifik realisiert wird. Dies stimmt mit Ergebnissen von XU (1993) überein.

XU (1993) kommt zu dem Ergebnis verschiedenartiger Atmosphäre-Ozean-Prozesse auf unterschiedlichen Zeitskalen. Im Skalenbereich von Monaten wird der Atmosphäre eine eindeutige Dominanz in der Wechselwirkung zugesprochen, während erst auf sehr viel längeren (z.B. dekadischen) Zeitskalen eine eindeutige Umkehrung beobachtet wird. Auf "ENSO-Zeitskalen" (d.h. mehrjährigen Abschnitten) wird der SST-Einfluss auf die Atmosphäre nur für Extremphasen des ENSO-Zyklus festgestellt. Als Wirkungsmechanismus des atmosphärischen Einflusses auf das SST-Feld wird hier die Advektion unterschiedlich temperierter Luftmassen genannt.

Eine mögliche Ursache für die Absenz stark ausgeprägter Atmosphären-Ozean-Kopplungen im tropischen Atlantik und Indik wird bei TRENBERTH (1991, S.37) in der Longitudinalausdehnung der Ozeane bzw. der Kontinentalität der begrenzenden Landmassen gesehen. So ist lediglich im Pazifik eine genügend weite Ausdehnung der Ozeanfläche sowie eine maritim geprägte Westbegrenzung - in Nähe der Warm-Pools - gegeben, um die jahreszeitliche Variabilität soweit zu reduzieren, dass sich Kopplungen zwischen Ozean und Atmosphäre ausreichend stark etablieren können.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass die mit ENSO assoziierten SST-Kopplungen den auf globaler Skala weitaus dominierenden Modus im SST-Feld darstellen. Partiiell hiervon unabhängige Kopplungssysteme mit höherer Bedeutsamkeit bestehen mit dem Dipolmodus im Indischen Ozean sowie dem südhemisphärischem außertropischen Kopplungsmuster.

Kapitel 8

Multivariate Telekonnectionsanalysen

Im Folgenden werden die in Kapitel 6 beschriebenen multivariaten Methoden eingesetzt, um die bei den bivariaten Analysen ermittelten vielfältigen Zusammenhänge - sowohl innerhalb des GPH-Feldes als auch zwischen Niederschlag und GPH-Feld - anhand einiger weniger, bedeutender Variabilitätsmodi zu systematisieren, also Gruppen von Telekonnectionszentren zu finden, die untereinander hoch korreliert sind und die somit im Wesentlichen ein einziges Variabilitätssignal repräsentieren, das sich von denen anderer Gruppen wesentlich unterscheidet, was auf verschiedene Prozesse (oder ggfs. auch Zufallszusammenhänge) im Klimasystem hindeutet. Angestrebt wird hierbei der Einsatz multisaisonaler Analysen, die das Nebeneinander einzelner Saisonabschnittsanalysen überwinden und unter diesen die maßgeblichen Kopplungen erkennen lassen. Um den Umfang der Untersuchungen zu begrenzen, werden im Folgenden keine weiteren Analysen des SST-Feldes ausgeführt, sondern der Fokus auf Telekonnectionen innerhalb des GPH-Feldes sowie auf Kopplungen zwischen GPH-Feld und Niederschlag im südlichen Afrika gerichtet. Die Kopplungen des SST-Feldes werden jedoch an späterer Stelle zur Kennzeichnung bedeutender Telekonnectionen wieder aufgegriffen.

8.1 Hauptkomponentenanalyse des GPH-Feldes

In Kapitel 7.2 wurden die maßgeblichen Telekonnectionsmuster innerhalb des GPH-Feldes unter Verwendung bivariater Methoden aufgezeigt. Als multivariate Alternativmethode steht hierfür die rotierte Hauptkomponentenanalyse zur Verfügung. Wie auch schon für die bivariaten Analysen ausgeführt wurde, ist hierbei zu betonen, dass sich die Analysekonfiguration in vielfältiger Weise von bisherigen Untersuchungen, wie z.B. bei WALLACE & GUTZLER (1981) oder

BARNSTON & LIVEZEY (1987), unterscheidet. Insofern ist hier auch von Interesse, inwieweit sich bekannte Kopplungsmuster sowie die Ergebnisse der in Kapitel 7.2 durchgeführten bivariaten Analysen in den Ergebnissen der rotierten Hauptkomponentenanalyse (RPCA) wiederfinden. So ist zwar kein identisches Ergebnis zu erwarten, bedeutende großskalige Muster sollten sich jedoch unabhängig von der eingesetzten Methode und Analysevariante zumindest in Grundzügen niederschlagen. Dieser Abgleich im Bereich der Nordhemisphäre kann auch der Einschätzung der Zuverlässigkeit der Ergebnisse im Bereich der Tropen und der Südhemisphäre dienen, für die keine ähnlich intensiven Untersuchungen vorliegen.

Der inhaltliche Grundgedanke der RPCA wurde in Kapitel 6.3.1 bereits ausgeführt. Als Eingangsvariablen dienen hier multisaisonale Zeitreihen des GPH-Feldes (vgl. Kap. 6.1). Um eine breitenkreisabhängige Ungleichgewichtung der GPH-Variabilität zu verhindern, wurde das in Abbildung 7.14 (S. 130) dargestellte reduzierte GPH-Gitterfeld eingesetzt, in dem die Gitterpunkte nahezu räumlich gleich verteilt sind. Die Anzahl der Eingangsvariablen wird zudem reduziert durch die Verwendung der drei repräsentativen Niveaus 1000, 500 und 200 hPa für die untere, mittlere und hohe Troposphäre. Die Analyse wird weiterhin in drei getrennten Teilabschnitten jeweils für die Nordhemisphäre bis 20°N , für die tropischen Breiten zwischen 20°N und 20°S und für die Südhemisphäre bis 20°S durchgeführt. Ein Grund hierfür ist die nötige Beschränkung der Anzahl an Eingangsvariablen aus praktischen Gründen, da sich die Durchführung der Analyse ab ca. 3000 Eingangsvariablen mit den zur Verfügung stehenden Mitteln als undurchführbar erwies. Mit den oben genannten Selektionen ergeben sich jeweils 2010 Gitterpunkte als Eingangsvariablen der süd- und nordhemisphärischen sowie 1944 Gitterpunkte für die tropische Analyse.

Neben den rein praktischen Gründen für die Reduktion der Anzahl der Eingangsvariablen spricht auch das Verhältnis von Anzahl der Eingangsvariablen (das wären bei globaler Analyse in drei Niveaus 5532 Gitterpunkte) zur Anzahl der Realisierungsfälle (hier 1388 Saisonabschnittswerte) für die räumlich geteilte Untersuchungsvariante. ÜBERLA (1977) fordert für eine spezielle Variante der Faktorenanalyse (eine der PCA im Prinzip ähnliche Methode) einen Wert des Verhältnisses unter 1. Für eine einzige globale Analyse beträgt dieses Verhältnis hier jedoch 3.99 (für die hemisphärischen Analysen 1.45, für die tropische 1.40). Die Bedeutung dieses Verhältnisses für das Ergebnis der PCA wird durchaus unterschiedlich bewertet. So dient diese Methode einerseits lediglich der mathematisch beschreibenden Zusammenfassung der maßgeblichen Variabilität der Eingangsvariablen, wonach keinerlei Einschränkungen zu berücksichtigen wären (mündliche Mitteilung VON STORCH, 2001), andererseits ist die Grundlage dieser Informationskomprimierung jedoch auch hier die Kovarianz bzw. der Korrelationskoeffizient, was

zumindest einen gewissen Stichprobenumfang voraussetzt, um den Einfluss von 'Ausreißern' zu minimieren und zuverlässige Beschreibungen der Zusammenhänge im Eingangsdatenfeld zu erhalten. Weiterhin ist hier sicherlich auch ein Problem ähnlich der Multiplicity bei der bivariaten Telekonnexionsanalyse gegeben (vgl. Kap. 6.2), das dort eine höhere Wahrscheinlichkeit von Fehleinschätzungen bei steigender Anzahl der Einzelkorrelationen beschreibt. In übertragenem Sinne kann inhaltlich auch bei der PCA eine reduzierte Qualität der Hauptkomponenten bezüglich der adäquaten Beschreibung zu Grunde liegender, maßgeblicher Kopplungssysteme angenommen werden, wenn die Anzahl der zu erklärenden Variabilitätssignale im Eingangsdatenfeld besonders hoch wird, und somit ebenfalls zunehmendes Rauschen (siehe S. 54) die tatsächlichen, physikalisch begründbaren Variabilitätsmodi überlagert (die Analyse 'überladen' wird). Dies wird sicherlich um so schwerer wiegen, je stärker der potentielle Einfluss von oben genannten Ausreißern ist. Insofern kann das Verhältnis zwischen Anzahl der Eingangsvariablen und Anzahl der Realisierungsfälle durchaus einen Einfluss auf die resultierenden Hauptkomponenten haben. Hier wird im Weiteren der Auffassung gefolgt, dass die Nichterfüllung des Kriteriums einer höheren Anzahl an Beobachtungsfällen als an Variablen keinen zwingenden Hinderungsgrund für die Durchführung der PCA darstellt, dass jedoch die Qualität der Ergebnisse hinsichtlich der Interpretierbarkeit durch ein starkes Missverhältnis beeinträchtigt werden kann.

Ein inhaltliches Problem der räumlichen Aufteilung der PCA in drei Einzelsegmente ist lediglich in Fällen zu erwarten, in denen sich wichtige Variabilitätsmodi im GPH-Feld im Bereich der Schnittstelle bei 20°N/S manifestieren und deshalb weder im polwärtigen noch im tropischen Ausschnitt als Hauptkomponente mit hoher Gesamtvarianzerklärung für das Eingangsdatenfeld extrahiert werden. Dies trifft auch für theoretisch mögliche Muster zu, die sich simultan lediglich in beiden außertropischen Ausschnitten manifestieren, ohne im tropischen Ausschnitt relevant zu sein. Wie sich aus den bivariaten Analysen in Kapitel 7.2 ergibt, sind - zumindest in der hier realisierten Untersuchungskonfiguration - keine derartigen Kopplungsmuster anzunehmen. Lediglich das ENSO-Kopplungsmuster greift auf alle drei Abschnitte über; dessen Variabilität wird jedoch hauptsächlich im tropischen Ausschnitt realisiert, und somit ist dessen Erfassung in diesem Bereich zu erwarten.

Nordhemisphäre

Abbildung 8.1 und 8.2 zeigen die Ladungen von 8 rotierten Hauptkomponenten der Nordhemisphäre. Obwohl nur die selektierten Gitterpunkte aus dem reduzierten, nahezu gleichverteilten

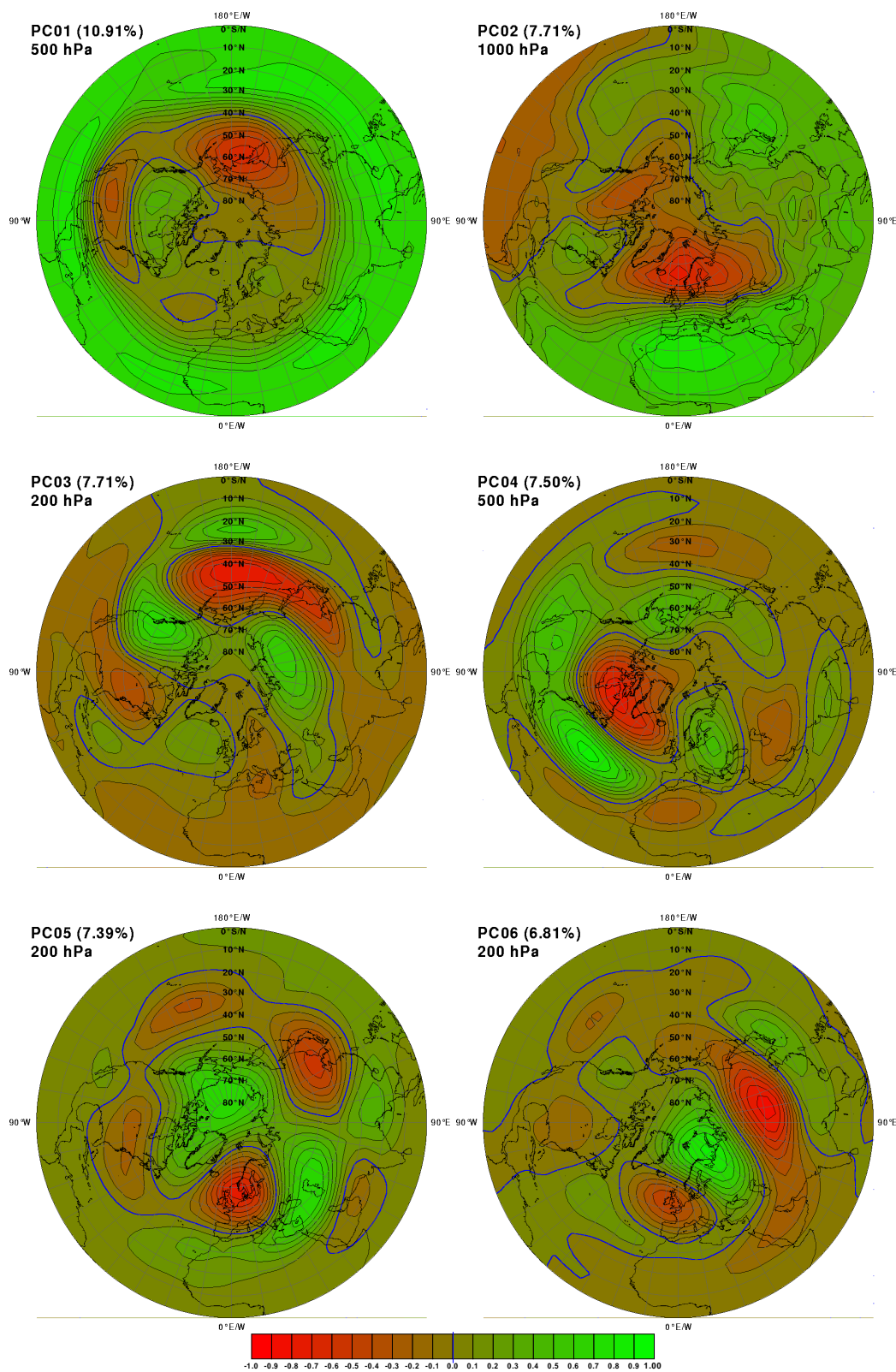


Abbildung 8.1: Nordhemisphärische Hauptkomponenten selektierter Gitterpunkte nördl. 20°N (s. Text) im GPH-Feld:

Ladungsmuster der 6 Hauptkomponenten (PC01-PC06) bei multisaisonalen Analyse in ausgewählten Geopotentialniveaus. In Klammern wird der Varianzerklärungsanteil angegeben (Gesamtvarianzerklärung=60.36%).

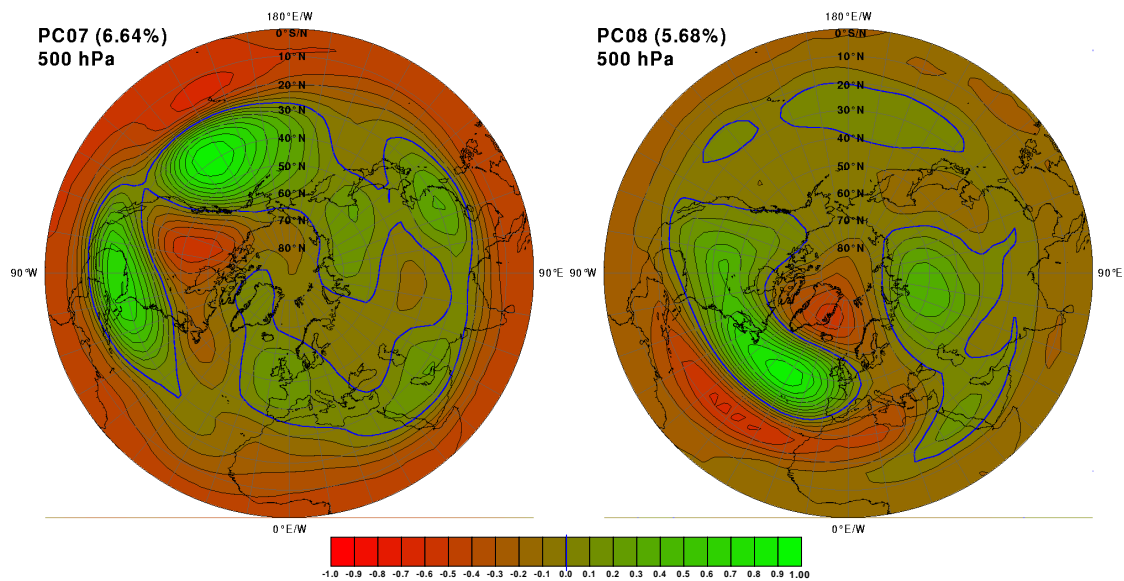


Abbildung 8.2: Nordhemisphärische Hauptkomponenten selektierter Gitterpunkte nördl. 20°N (s. Text) im GPH-Feld:

Ladungsmuster der 6 Hauptkomponenten (PC07-PC08) bei multisaisonalen Analyse in ausgewählten Geopotentialniveaus. In Klammern wird der Varianzerklärungsanteil angegeben (Gesamtvarianzerklärung=60.36%).

Gitternetz in Abbildung 7.14 ab 20°N (einschließlich) analysiert wurden, sind die Ladungen hier bis zum Äquator dargestellt, um die Anbindung der nordhemisphärischen Muster an die tropische Variabilität mit zu beschreiben. Hierzu wurden die Ladungen räumlich auf das reguläre 2.5°x2.5° Gitternetz der Reanalysedaten mittels Korrelation der Druckreihen mit den Zeitkoeffizienten der Hauptkomponenten expandiert. Dargestellt sind die Muster für 8 rotierte Hauptkomponenten mit einem Gesamtvarianzerklärungsanteil (im reduzierten Gitternetz für die drei Geopotentialniveaus, siehe oben) von 60.36%. Diese Lösungen erwiesen sich als äußerst robust, d.h. die hier gezeigten Muster treten auch bei der Rotation von zusätzlichen oder weniger PCs in nahezu identischer Form auf. Dies ist insofern bedeutsam, als die Hinzunahme weiterer PCs keine gravierenden Auswirkungen auf die bereits extrahierten Muster hat und deshalb die Festlegung auf eine bestimmte Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten nicht ausschlaggebend für die erfassten Muster wird. Hierbei treten Muster auf, die z.T. sehr starke Ähnlichkeit zu den bei der bivariaten Analyse aufgezeigten Kopplungsmustern (s. Kap. 7.2) aufweisen. Dies unterstreicht sowohl die Bedeutung der Muster als auch das Potential der weiterentwickelten bivariaten Methodik als Alternative bzw. Ergänzung zur multivariaten Technik der Hauptkomponentenanalyse. Nachfolgend werden die Hauptkomponenten im Einzelnen kurz beschrieben und den bisherigen Ergebnissen zugeordnet.

Hauptkomponente 1 (PC01 in Abb. 8.1) repräsentiert den im Gitterfeldausschnitt erfassten Anteil der tropischen zirkumglobalen GPH-Variabilität (konforme Erwärmung bzw. Abkühlung) der mittleren und höheren Troposphäre (vgl. Kap. 7.2) sowie deren Ankopplung an ein PNA-ähnliches Muster im Bereich des Ostpazifiks und Nordamerikas, das jedoch insgesamt leicht nach Westen verschoben erscheint (vgl. Abb. 7.19, S. 138).

PC 2 stellt eine östliche Variante der Nordatlantischen Oszillation (NAO) dar. Der dritte Modus kann als Nordpazifikoszillation (NPO) gekennzeichnet werden, jedoch mit starker Betonung der jeweils östlich und westlich gelegenen Positivzentren über Asien und im Bereich der Westküste Nordamerikas. Das vierte Muster stimmt sehr gut mit dem 'Western Atlantic Pattern' bei WALLACE & GUTZLER (1981) überein. Auch hier sind jedoch zusätzlich relativ hohe positive Ladungen im Osten und Westen des Dipols zu beobachten. Mit Hauptkomponente 5 wird eine Variante des schon bei der bivariaten Analyse identifizierten Musters mit einem Zentrum über Westeuropa extrahiert (vgl. Abb. 7.21, S. 140). Im Unterschied dazu liegt das Zentrum bei PC 5 jedoch nordöstlich verlagert über der Nordsee. Auch das Zentrum über Grönland verlagert seinen Schwerpunkt über das Nordpolarmeer. Die nur leichten Verschiebungen der Zentren über dem südöstlichen Mittelmeerraum bzw. dem Nahen Osten sowie über Ostasien erlauben jedoch eine eindeutige Zuordnung. Noch leichter fällt die Identifikation des NA-Musters ('Northern Asian Pattern', BARNSTON & LIVEZEY, 1987) in Hauptkomponente 6, das bei der bivariaten Analyse nahezu identisch wiedergegeben wurde (vgl. Abb. 7.22, S. 141). PC07 in Abbildung 8.2 zeigt nun das PNA-Muster in seiner stärksten Ausprägung und ohne die schon in Hauptkomponente 1 erfasste, starke Anbindung an tropische Variabilität. Schließlich wird mit Modus 8 ein dreipoliges Muster repräsentiert, welches mit der Anordnung der Zentren auf einer Nord-Süd gerichteten Achse im zentralen Atlantik zwar zunächst stark an die NAO erinnert, dessen Positivzentrum jedoch zwischen den Aktionszentren der NAO liegt (Abb. 8.2).

Tropen

In den bivariaten Telekonnektionsanalysen wurde für den tropischen Bereich des GPH-Feldes insbesondere in der mittleren und höheren Troposphäre die hohe Dominanz des ENSO-Systems festgestellt. Auch in der unteren Troposphäre wiesen alle Zentren hoher Telekonnektivität und hoher Bedeutung für das gesamte GPH-Feld starke Zusammenhänge mit den pazifischen ENSO-Zentren auf; auch in der Literatur wird nicht von weiteren starken innertropischen Druckkopplungen berichtet. Demnach kann davon ausgegangen werden, dass eine einzige Hauptkomponente die maßgeblichen tropischen GPH-Telekonnektionen erfasst. Um dies zu prüfen, wurde eine

Analyse zur Extraktion lediglich einer einzigen Hauptkomponente gerechnet, was einer unrotierten PCA entspricht, deren erste Hauptkomponente selektiert wird.

Abbildung 8.3 zeigt die Ladungen der ersten unrotierten Hauptkomponente aus den tropischen GPH-Feldern zwischen 20°N und 20°S (reduziertes Gitternetz im 1000, 500 und 200 hPa-Niveau (vgl. Abbildung 7.14, S. 130).

Das Ergebnis dieser Analyse bestätigt sowohl durch das Ladungsmuster, das fast alle tropischen Telekonnektionszentren umfasst (vgl. Kap. 7.2), als auch durch die hohe Varianzerklärung dieser Hauptkomponente von 59.25% die Dominanz des ENSO-Systems. Der Korrelationskoeffizient zwischen den Zeitkoeffizienten dieser tropischen Hauptkomponente und der nordhemisphärischen Hauptkomponente 1 beträgt $r=+0.73$ und bestätigt die hohe Übereinstimmung beider Modi. Obwohl die durchgängig relativ hohen Ladungen auf die stärksten tropischen Telekonnektionszentren die Extraktion einer einzigen Hauptkomponente als optimale Lösung bestätigen, wurde weiterhin untersucht, wie sich die Ladungsmuster bei Extraktion zweier rotierter Hauptkomponenten verändern, das heisst, wenn eine Aufteilung der Gesamtvarianzerklärung auf zwei unabhängige Modi erzwungen wird. Die resultierenden Ladungsmuster sind in Abbildung 8.4 dargestellt. Die Varianzerklärung der ersten PC sinkt im Vergleich zur unrotierten um 7.45% auf 68.36%, während mit der zweiten PC 16.56% der analysierten Gesamtvarianz erklärt werden können. Die Ladungsbeträge des ersten Modus der rotierten Lösung im Vergleich zur unrotierten PC sinken in Oberflächennähe allgemein ab (am stärksten im Atlantik und über Afrika), zeigen jedoch eine nahezu identische räumliche Anordnung der Zentren. In der mittleren und hohen Troposphäre fallen die graduellen Veränderungen hingegen nur sehr schwach aus. Hauptkomponente 2 erfasst in Oberflächennähe diejenigen Bereiche der inneren Tropen, die bei Hauptkomponente 1 nur sehr schwache Ladungen aufweisen. Dies ist im Atlantik, im zentralen und östlichen Indischen Ozean sowie im Pazifik direkt im Bereich der Gesellschaftsinseln (Tahiti) der Fall. Auch das Telekonnektionszentrum über der Westküste Namibias und Südafrikas ist hier mit erfasst. Am Rande sei hier noch auf das auffällige Negativzentrum über Nordwestasien hingewiesen, das auch schon in den bivariaten Telekonnektivitätsanalysen (vgl. Abb. 7.24, S. 144) in Erscheinung trat. In der mittleren und hohen Troposphäre fallen die innertropischen Ladungen für PC 2 relativ gering aus und übersteigen mit Ausnahme eines Zentrums über dem Zentralindien im 500 hPa-Niveau kaum die Beträge $r \approx 0.5$ in außertropischen Zentren, von denen hier insbesondere ein Dipol über Südostasien hervorzuheben ist. Im Wesentlichen repräsentiert diese zweite Hauptkomponente eine positiv gerichtete Telekonnektion zwischen dem nordöstlichen Indischen Ozean und dem tropischen Atlantik, deren Korrelationskoeffizient ($r=+0.73$ im Dezember-März-Mittel) die Korrelationen beider Zentren zum Zentral- und Ostpazifik ($r \approx -0.6$)

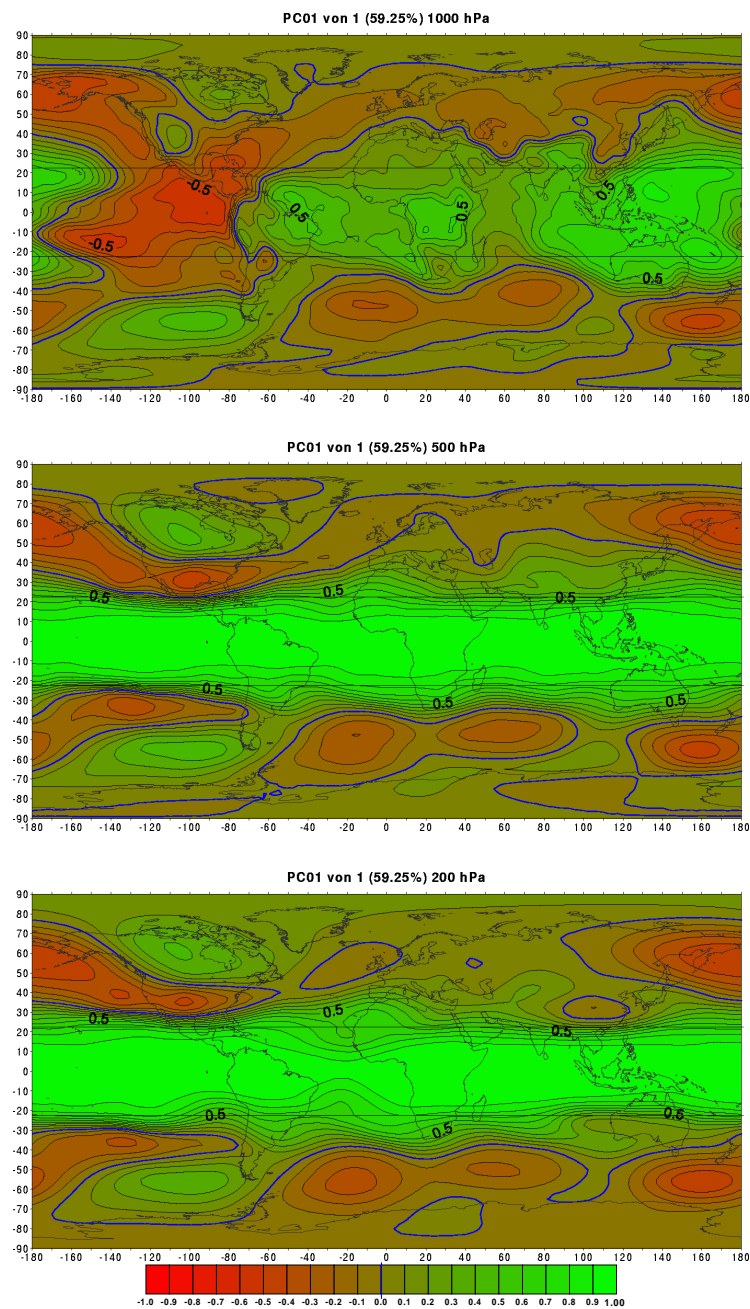


Abbildung 8.3: Räumlich expandiertes Ladungsmuster der 1. unrotierten Hauptkomponente selektierter Gitterpunkte zwischen 20°S und 20°N im GPH-Feld bei multisaisonalen Analyse: Ladungen in den Geopotentialniveaus 1000, 500 und 200 hPa. Die Varianzerklärung beträgt 59.25%. Der in die Analyse eingebrachte Ausschnitt ist durch die Gitternetzlinien markiert; die Ladungen wurden durch Berechnung der Korrelationskoeffizienten zwischen den Score-Zeitreihen und den GPH-Zeitreihen des globalen Feldes räumlich expandiert.

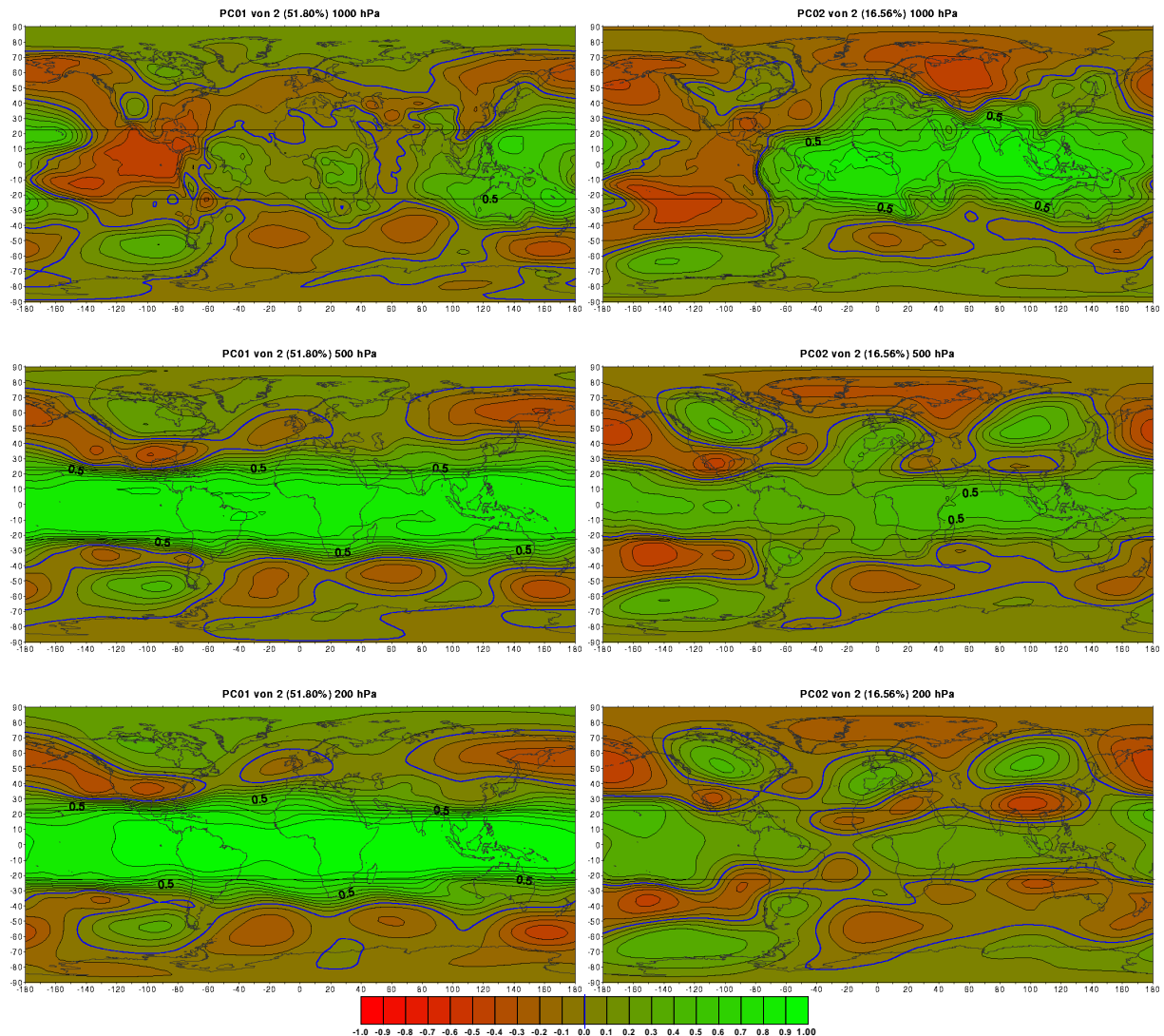


Abbildung 8.4: Räumlich expandierte Ladungsmuster der 1. (links) und 2. (rechts) rotierten Hauptkomponente selektierter Gitterpunkte zwischen 20°S und 20°N im GPH-Feld bei multisaisonalen Analyse: Ladungen in den Geopotentialniveaus 1000, 500 und 200 hPa. Die Gesamtvarianzerklärung beträgt 68.36%.

an Stärke übertrifft. Dies kann als Hinweis auf eine ENSO-unabhängige Prozesskomponente innerhalb der Tropischen Zirkulation gewertet werden, deren Bedeutung jedoch weit hinter die des ENSO-Systems zurückfällt.

Südhemisphäre

Abbildung 8.5 zeigt das Ergebnis der Rotation von sechs Hauptkomponenten im südhemisphärischen Gitternetzausschnitt. Die erste Hauptkomponente repräsentiert hierbei die sog. Antarkti-

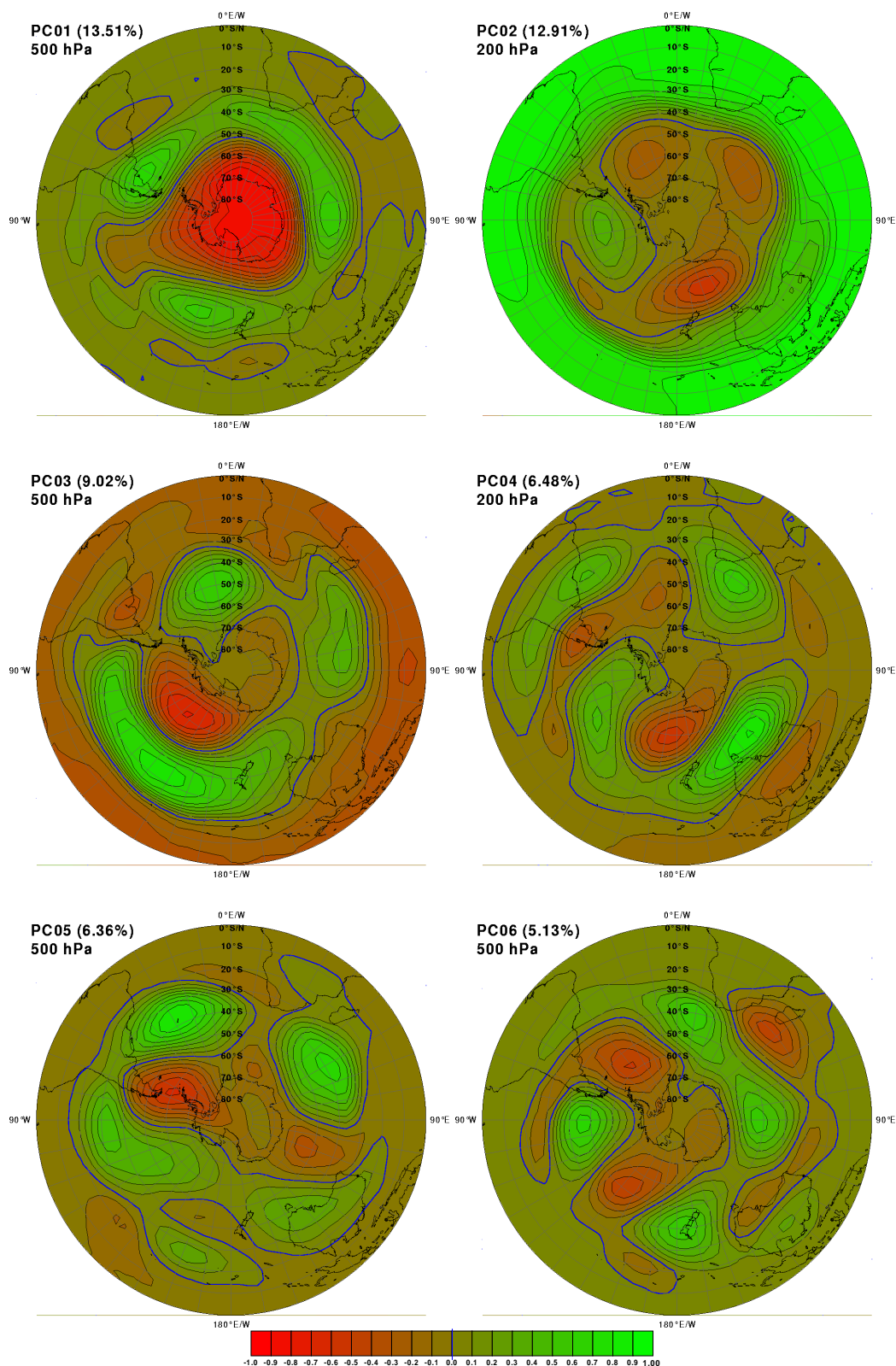


Abbildung 8.5: Südhemisphärische Hauptkomponenten selektierter Gitterpunkte südlich 20°S (s. Text) im GPH-Feld:

Ladungsmuster der 6 Hauptkomponenten (PC01-PC06) bei multisaisonalen Analyse in ausgewählten Geopotentialniveaus. In Klammern wird der Varianzerklärungsanteil angegeben (Gesamtvarianzerklärung=53.41%).

sche Oszillation (AAO) mit hohen negativen Ladungen über dem antarktischen Kontinent (mit Schwerpunkt über der Ostantarktis bzw. im Sektor des Indischen Ozeans mit Ladungen bis zu $r=-0.88$) und positiven Ladungen zwischen 40°S und 50°S mit Zentren über Südamerika, dem Südpazifik und dem Indischen Ozean, die jedoch $r=0.66$ nicht überschreiten. Das antarktische Zentrum dieses Musters kommt auch in den Karten des relativen Bedeutungsmaßes und der negativen Telekonnektivität zum Ausdruck (vgl. Kap. 7.2), wird jedoch durch einzelne Nord-Süd gerichtete Dipolmuster im Bereich der hohen Breiten in der Kopplungsstärke übertroffen. Es erklärt somit einen hohen Anteil an Varianz der südhemisphärischen Geopotentialvariabilität (hier 13.5% der analysierten Gesamtvarianz der Gitterpunkte), ist jedoch in Hinblick auf dominante Telekonnektionen von untergeordneter Bedeutung. Während im Bereich der hohen Breiten die Wellenzahl 3 die Form des Umrisses des antarktischen Aktionszentrums bestimmt, ist in den mittleren Breiten eine Tendenz zur Wellenzahl 4 festzustellen, da sich das Zentrum über dem Indischen Ozean in ein östliches und ein vor der Südostküste Südafrikas gelegenes Zentrum aufspaltet. Hauptkomponente 2 stellt den südhemisphärischen Anteil der mittel- und hochtroposphärischen innertropischen Geopotentialvariabilität dar, deren Zusammenhang mit dem ENSO-System bereits aufgezeigt wurde. Der Korrelationskoeffizient mit der ersten unrotierten tropischen Hauptkomponente beträgt hier $r=+0.86$. Das außertropische Positivzentrum im Südpazifik - hier relativ schwach ausgeprägt - sowie die drei Negativzentren im Südatlantik, Südindik und insbesondere südlich Neuseelands wurden schon bei den bivariaten Analysen abgebildet (vgl. Abb. 7.26, S. 146). Der dritte Modus beschreibt den Nord-Süd-Dipol im Südpazifik bei ca. 140°W , welcher bereits im Zusammenhang mit ENSO-Zentren zu erkennen war, nun als eigenständigen Variabilitätsmodus. Bemerkenswert stark prägt sich ein zweites Positivzentrum im zentralen Südatlantik aus. Ein weiterer, zwischen einem Zentrum südlich Australiens ($40-50^{\circ}\text{S}$) und einem südöstlich hiervon gelegenen Zentrum ausgebildeter Dipol wird mit Hauptkomponente 4 erfasst. Mit weiteren Zentren vor der Südostküste Südafrikas (40°S) und vor der Ostküste Südamerikas ($20-30^{\circ}\text{S}$) sowie im zentralen Südpazifik ($40-50^{\circ}\text{S}$) lässt sich eine Tendenz zu einem Vierwellenmuster erkennen. Dies trifft auch - bei phasenversetzter Anordnung der Zentren - für Hauptkomponente 5 zu, in der nun die bei der bivariaten Analyse dominant in Erscheinung getretene Positivkopplung zwischen Südatlantik und Südindik, hier jedoch in einer um ca. 10 Längengrade nach Westen verschobenen Variante, wiedergegeben wird (vgl. Abb. 7.29, S. 151). Diese Variante zeigt als subpolares Negativzentrum im Bereich zwischen antarktischer Halbinsel und Feuerland starke negative Ladungen, wodurch sich nun im Bereich Südamerikas ein dreipoliges Muster manifestiert. Noch ein weiteres Mal phasenversetzt wird schließlich eine letzte Variante des Vierwellenmusters in Hauptkomponente 6 wiedergegeben.

8.1.1 Korrelation mit den Niederschlagsindizes

Korrelationskoeffizienten zwischen den Zeitkoeffizienten der eben extrahierten Hauptkomponenten des GPH-Feldes und den Niederschlagsindizes der Niederschlagsregionen im südlichen Afrika geben bereits Aufschluss über Zusammenhänge zwischen hemisphärischen und globalen Kopplungssystemen der Zirkulation mit dem Niederschlag. Im Prinzip entspricht dies der sog. 'single-field-based PCA' oder SFPCA (BRETHERTON et al., 1992). Erwartungsgemäß fallen die Beträge der Korrelationskoeffizienten jedoch sehr niedrig aus. In Tabelle 8.1 sind die maximal negativen und maximal positiven Koeffizienten für jede GPH-Hauptkomponente aufgelistet sowie die jeweils zugehörige Niederschlagsregion in Klammern angegeben.

Nordhemisphäre	Minimalkorrelation (Region)	Maximalkorrelation (Region)
PC01	-0.2649 (18)	0.0610 (07)
PC02	-0.3630 (01)	0.1704 (09)
PC03	-0.2263 (15)	0.2043 (14)
PC04	-0.1071 (09)	0.1922 (02)
PC05	-0.1490 (11)	0.1553 (12)
PC06	-0.1943 (11)	0.1555 (05)
PC07	-0.1332 (09)	0.2092 (14)
PC08	-0.3005 (06)	0.1671 (01)
Tropen	Minimalkorrelation (Region)	Maximalkorrelation (Region)
PC01 (unrotiert)	-0.3630 (01)	0.1883 (15)
PC01	-0.3082 (18)	0.1361 (08)
PC02	-0.4143 (01)	0.1755 (09)
Südhemisphäre	Minimalkorrelation (Region)	Maximalkorrelation (Region)
PC01	-0.1386 (18)	0.1772 (06)
PC02	-0.2856 (18)	0.1456 (15)
PC03	-0.1029 (09)	0.3189 (01)
PC04	-0.1137 (05)	0.3056 (17)
PC05	-0.2669 (09)	0.1854 (02)
PC06	-0.1905 (18)	0.1870 (09)

Tabelle 8.1: Minimal- und Maximalkorrelationen der Hauptkomponenten des GPH-Feldes mit den Indizes der 19 Niederschlagsregionen des südlichen Afrikas (siehe Abb. 5.2, S. 61).

Nur einige der GPH-Modi erreichen Koeffizienten von $|r| > 0.3$. Für die Nordhemisphäre (NH) trifft dies für PC02, der östlich verschobenen NAO-Variante mit niedertroposphärischem Zentrum über Nordwestafrika, und PC08 zu, dem Tripolmuster über dem Nordatlantik mit Zentren im Bereich Ostgrönlands (negativ), nördlich der Azoren (positiv) und südlich der Azoren (wieder negativ). Die Korrelationen mit dem Feld der Niederschlagsindizes sind in Abbildung 8.6 als

Kartogramme visualisiert. Südlich von ca. 15°S sind alle Niederschlagsregionen negativ mit dem GPH-Modus 2 (NH) korreliert (Maximum in Region 1, Süd-Kalahari/Karoo), während im tropischen Norden des Subkontinents einige Regionen positiv gekoppelt sind (Maximum in Region 17 in Nordwest-Tansania). Für GPH-Modus 8 (NH) ergeben sich die stärksten Korrelationen bei negativem Vorzeichen im Kongobecken (Region 5, 6 und 8) mit Koeffizienten bis zu $r = -0.30$, schwächere Negativkoeffizienten in Ostafrika. Unter den positiv korrelierten Niederschlagsregionen dominiert Region 1.

Die Korrelationen des unrotierten tropischen GPH-Modus 1 (ENSO) im Niederschlagsfeld bilden ein Dipolmuster zwischen Ostafrika (Region 15 und 9) und dem Südwesten (Region 1 und 18). Lediglich Region 12 (Nordmoçambique) fällt mit nennenswerter Negativkorrelation hier aus dem Rahmen. Bei Betrachtung der zwei rotierten tropischen GPH-Modi ergibt sich in auffälliger Weise eine sehr ähnliche räumliche Verteilung der Schwerpunkte. Abweichungen bestehen mit stärkerer Negativkorrelation für GPH-Modus 1 in der Kapregion, während Modus 2 den insgesamt stärksten Koeffizienten von $r = -0.41$ in der Niederschlagsregion 1 aufweist. Weitere geringere Unterschiede bestehen im Übergangsbereich zwischen Ostafrika und dem Südteil des Subkontinents. Die Abweichung von diesem Dipolmuster mit der Negativkorrelation in Region 12 (Nordmoçambique) ist jedoch bei beiden GPH-Modi wieder gleichermaßen mit $r = -0.25$ gegeben.

Zwei der südhemisphärischen GPH-Modi zeigen ebenfalls nennenswerte Korrelationen mit Niederschlagsregionen. Dies ist zum einen GPH-Modus 3, mit einem Dipol über dem Südpazifik und Zentren im Südatlantik und Südindik, zum anderen GPH-Modus 4 mit positiven Aktionszentren südlich Australiens, südöstlich Südafrikas und östlich Südamerikas.

Die Analyse ermöglicht bereits eine Abschätzung der Bedeutung zirkulationsinterner Kopp lungssysteme für die Niederschlagstelekonnektionen. Die hier dargestellten Korrelationskoeffizienten zwischen den GPH-Hauptkomponenten und den Niederschlagsregionen fallen jedoch insgesamt im Vergleich zu den tatsächlich auftretenden bivariaten Korrelationen zwischen Niederschlag und Zirkulation, wie sie in Kapitel 7.1 aufgezeigt wurden, sehr schwach aus (vgl. Abb. 7.8, 7.9 und 7.10, S. 121, 122 und 123). Eine Ursache hierfür besteht natürlich in der multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration der Analyse, die Korrelationen, die nur in einzelnen Saisonabschnittsvarianten stark hervortreten, abschwächt. Ein wesentlicher Faktor besteht jedoch auch in der Grundkonzeption der durchgeführten Hauptkomponentenanalyse, die hier einzig der Varianzerklärung zirkulationsinterner Zusammenhänge dient, unabhängig jeglicher Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Zirkulation.

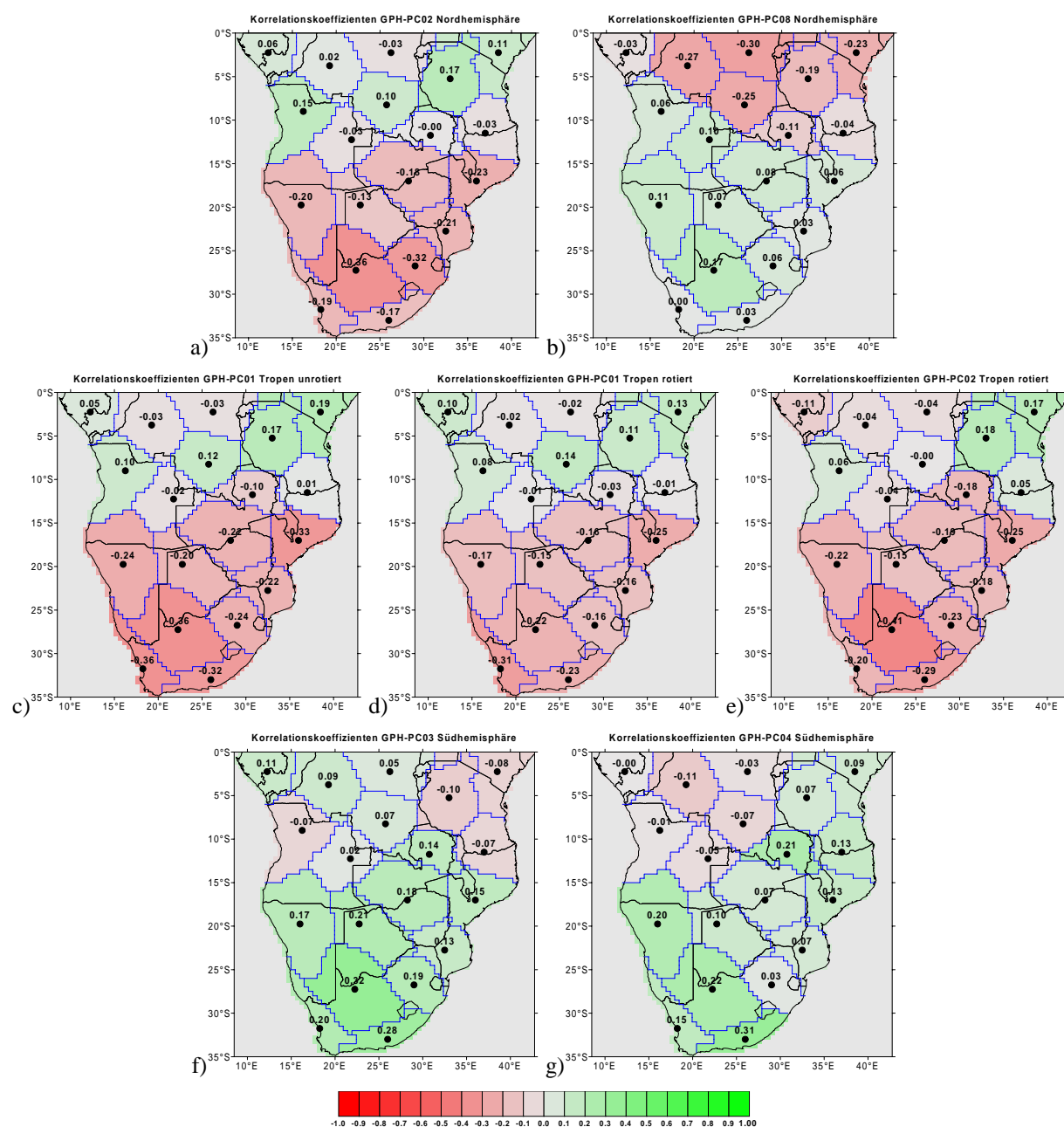


Abbildung 8.6: Korrelationen zwischen den Niederschlagsindizes des südlichen Afrikas und ausgewählten Hauptkomponenten (PC) des GPH-Feldes:

a) PC 2 und b) PC 8 der Nordhemisphäre (vgl. Abb. 8.1 und 8.2);

c) unrotierte PC 1 der Tropen (vgl. Abb. 8.3); d) rotierte PC 1 und e) PC 2 der Tropen (vgl. Abb. 8.4);

f) PC 3 und g) PC 4 der Südhemisphäre (vgl. Abb. 8.5).

Für die Extraktion von Variabilitätsmodi im GPH-Feld, die maximal mit Variabilitätsanteilen im Niederschlagsfeld korrelieren, steht jedoch die Methode der kanonischen Korrelationsanalyse (CCA) zur Verfügung, deren Anwendung im Folgenden behandelt wird. Die soeben vorgestellte SFPCA kann in Verbindung mit den bivariaten Analysen (Kap. 7.1 und 7.2) hierbei als Grundlage der Einschätzung dienen, inwieweit die Modi der CCA zirkulationsinterne Telekonnektionen wiedergeben, die auch kräftig genug sind, bei der bivariaten Analyse und Hauptkomponentenanalyse in Erscheinung zu treten, und inwieweit lediglich mathematische Konstrukte zu vermuten sind.

8.2 Kanonische Korrelation zwischen Niederschlag und Zirkulation

Zur Bestimmung maximal korrelierter Anomaliepattern von Niederschlag und Zirkulation wird die kanonische Korrelationsanalyse (CCA) durchgeführt, deren Hauptmerkmal in der simultanen Extraktion derjenigen Pattern beider Felder besteht, deren Zeitkoeffizienten maximal korreliert sind (siehe Kap. 6.3.2). Zur Durchführung der Analyse wurde die Programmbibliothek 'PyClimate' für die Programmiersprache Python eingesetzt (SAENZ et al., 2002). Hierbei wurde der Ansatz von Barnett & Preisendorfer implementiert, der eine vorgeschaltete EOF-Analyse in jedem der beiden Felder vorsieht, um die Analyse weniger anfällig für stichprobenabhängige Fluktuationen in kürzeren Zeitreihen werden zu lassen (BRETHERTON et al., 1992). Aufgrund der effizienten Berechnungsoperation für die kanonischen Variablen in der verwendeten Programmbibliothek bestehen auch keine ressourcenbedingten Restriktionen, die zur Aufteilung des GPH-Feldes bei der PCA (Kap. 8.1) führten. Als GPH-Variablen werden somit die multisaisonalen Zeitreihen der Punkte des 1000, 500 und 200 hPa-Niveaus im globalen gleichverteilten Gitternetz aus Abbildung 7.14 (S. 130) eingesetzt. Der zweite Variablensatz besteht aus den multisaisonalen Zeitreihen der 19 Niederschlagsregionen des südlichen Afrikas. Das Ergebnis der Analyse besteht in Paaren von Mustern sowie zugehörigen Paaren von Expansionskoeffizienten (hier Zeitkoeffizienten) der extrahierten kanonischen Variablen (CV), deren Korrelation bei der Musterbestimmung maximiert wurde. Die Reihenfolge der extrahierten Pattern richtet sich hierbei methodenbedingt nach der Höhe des Betrags dieses sog. kanonischen Korrelationskoeffizienten.

Mit sechs kanonischen Variablen werden über 70% (74.69%) der Gesamtvarianz des Niederschlagsfeldes erklärt, wobei die Korrelation der Expansionskoeffizienten für das 6. kanonische

Variablenpaar schon auf $r = +0.17$ absinkt, weshalb alle weiteren kanonischen Variablenpaare ignoriert werden können, da sie keinen beachtenswerten Beitrag zur Erklärung der Zusammenhänge zwischen den Feldern mehr leisten. Die Gesamtvarianzerklärung der 6 kanonischen Variablen für das GPH-Feld beträgt indes lediglich 27.75%. Tabelle 8.2 gibt einen Überblick über die Varianzerklärungsanteile und kanonischen Korrelationskoeffizienten.

Kanon. Variable	Varianzerklärung GPH	Kanon. Korrelation	Varianzerklärung Nds.
CV01	11.07%	+0.7308	21.82%
CV02	2.91%	+0.5733	8.16%
CV03	5.73%	+0.5170	13.38%
CV04	2.22%	+0.3215	12.47%
CV05	2.77%	+0.2786	6.87%
CV06	3.07%	+0.1748	12.02%

Tabelle 8.2: Varianzerklärungsanteile und kanonische Korrelationskoeffizienten der CCA des GPH-Feldes mit den Indizes der Niederschlagsregionen des südlichen Afrikas ('Nds.').

Abbildung 8.7 zeigt die Ladungsmuster des 1. kanonischen Variablenpaares für das GPH-Feld (1000 und 200 hPa-Niveau) sowie für das Feld der südafrikanischen Niederschlagsindizes. Mit Abstand weist dieses Paar den stärksten Korrelationskoeffizienten ($r = +0.73$), die höchste Varianzerklärung im GPH-Feld (11.07%) und für die Niederschlagsindizes (21.82%) auf.

Deutlich treten die hier invertiert (im La-Niña-Modus) wiedergegebenen, bekannten Strukturen des troposphärischen ENSO-Signals im GPH-Feld (Abb. 8.7 oben) hervor (vgl. Abb. 7.25, S. 145 und Abb. 8.3, S. 178). Offensichtlich repräsentiert dieser Modus die unrotierte Hauptkomponente 1 der GPH-Analyse ohne eine Unterscheidung bzw. Betonung einer der beiden rotierten PCs. Im Vergleich zu den bei der bivariaten Analyse und bei der PCA dargestellten ENSO-Mustern ergeben sich jedoch einige bemerkenswerte Unterschiede im Ladungsmuster des GPH-Feldes. Im 1000 hPa-Niveau sind die Zentren über Nordostbrasilien sowie im Bereich der Gesellschaftsinseln (Tahiti) nur relativ schwach ausgeprägt. Eine weitere Diskrepanz ergibt sich im südwestlichen Indischen Ozean mit dem im 1000 hPa-Niveau weit nach Norden verlagerten und relativ stark ausgeprägten Positivzentrum südöstlich Madagaskars. Noch auffälliger ist die Ausbildung eines zugehörigen hochtroposphärischen Positivzentrums über der Südostküste Südafrikas bei $45^{\circ}\text{E}/35^{\circ}\text{S}$ im 200 hPa-Niveau, das in bisherigen Mustern des ENSO-Systems nicht in Erscheinung trat, aber in Hinblick auf mögliche Erklärungsansätze zur Niederschlagskopplung von hoher Relevanz ist, da hiermit Höhenträge über Südafrika betroffen sind (vgl. Kap. 9). Zur Überprüfung des Zusammenhangs zwischen ENSO-Signal und dem Zentrum über der SE-Küste Südafrikas wird in Abbildung 8.9 das Isokorrelatenfeld für dieses Zentrum im 200 hPa-Niveau

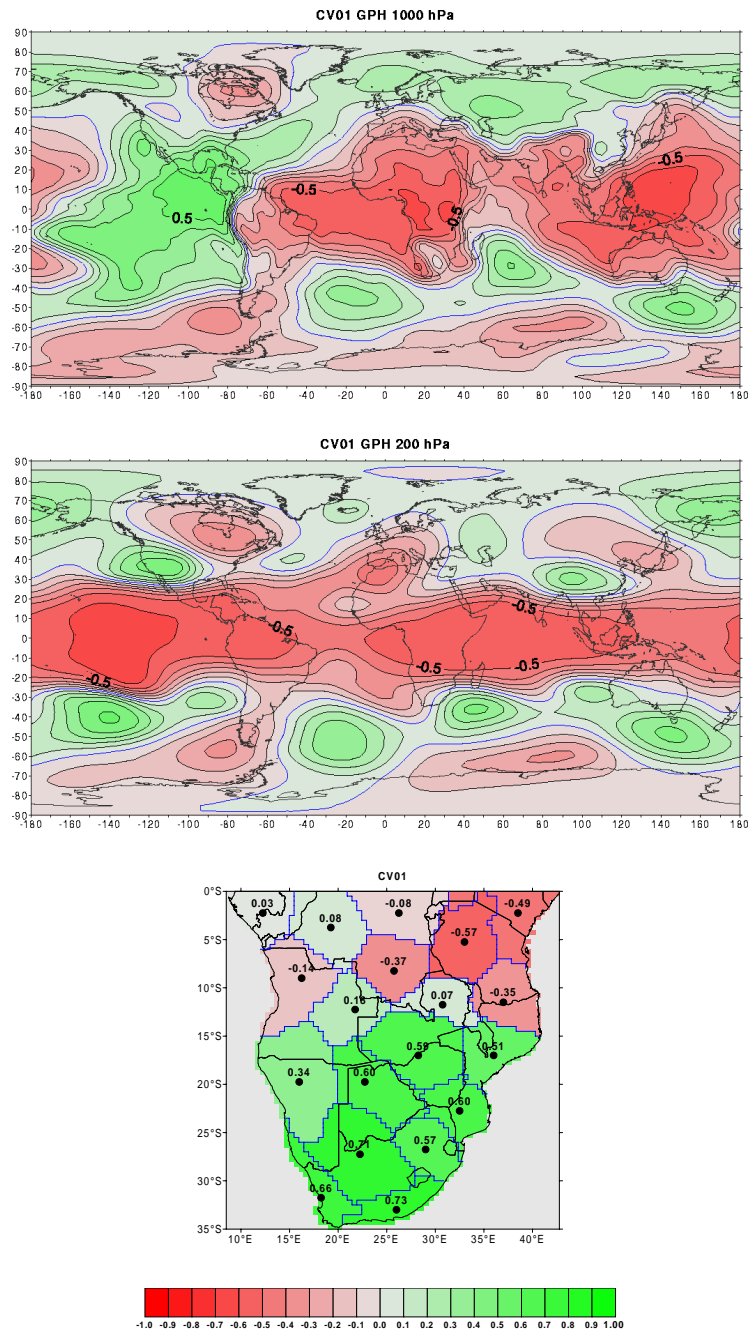


Abbildung 8.7: Ladungsmuster für das 1. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika. Oben und mitte: Ladungen im 1000 und 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes; unten: Ladungen für die Niederschlagsindizes.

(ebenfalls bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration) wiedergegeben.

Bis auf die Einbindung in ein südhemisphärisches Vierwellenmuster sind hier jedoch keine nen-

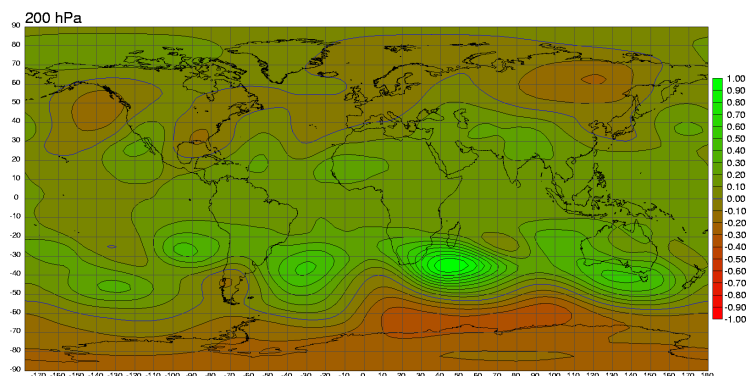


Abbildung 8.8: Isokorrelatenkarte für den GPH-Gitterpunkt $45^{\circ}\text{E}/35^{\circ}\text{S}$ im 200 hPa-Niveau bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration.

nenswerten Fernkopplungen gegeben (dasselbe trifft für das 1000 hPa-Niveau zu); ein Hinweis darauf, dass bezüglich dieses inhaltlich hochrelevanten Merkmals offensichtlich ein mittels bivariater Methodik nicht nachzuvollziehendes Variabilitätssignal dargestellt wird. Das Kopplungszentrum im 200 hPa-Niveau ist zwar tatsächlich in den multisaisonalen GPH-Isokorrelatenkarten der Niederschlagsregionen 1 und 17 ausgeprägt (ohne Abbildung), ein signifikanter Zusammenhang zwischen diesem und Kopplungszentren des ENSO-Systems ist jedoch auch in keiner der einzelnen Saisonabschnittsvarianten gegeben.

Auch das Ladungsmuster im Niederschlagsfeld weicht von den Korrelationen der tropischen GPH-Hauptkomponente 1 ab. So wird die höchste Ladung in Region 17 (Südostküste Südafrikas) nicht in Region 1 erreicht und die Positivladungen im südlichen Teil des Subkontinents sind, bei nur geringen Unterschieden zwischen den Regionen, bis weit in den Zentralteil hinein (Region 3, Sambia/Nordzimbabwe) relativ hoch. Region 12 (Nordmoçambique) fügt sich hier nun in das übergeordnete Verteilungsmuster des Dipols zwischen dem Süden und Ostafrika ein. Eine allzu hohe Übereinstimmung zwischen GPH-Modi der CCA mit denen der PCA darf zwar aufgrund der unterschiedlichen Methodenkonzeptionen (siehe Kapitel 6.3) nicht erwartet werden, die Unterschiede zwischen den Methoden bei der Repräsentation ein und desselben Kopplungssystems erscheinen hier jedoch beträchtlich. Diese werden zusammenfassend für CCA und SVD im nachfolgenden Kapitel 8.4 diskutiert.

Im zweiten kanonischen Variablenpaar wird in Näherung das GPH-Anomaliepattern der nordhemisphärischen Hauptkomponente 8 (zonaler Tripol über dem Nordatlantik) mit dem Niederschlag im nördlichen Kongobecken sowie in Nordnamibia verknüpft. Das Ladungsmuster im GPH-Feld weicht lediglich mit der erweiterten Ostausdehnung im östlichen Mittelmeer von dem der nordhemisphärischen GPH-Hauptkomponente 8 (vgl. Abb. 8.2 rechts, S. 175) ab. Im Nieder-

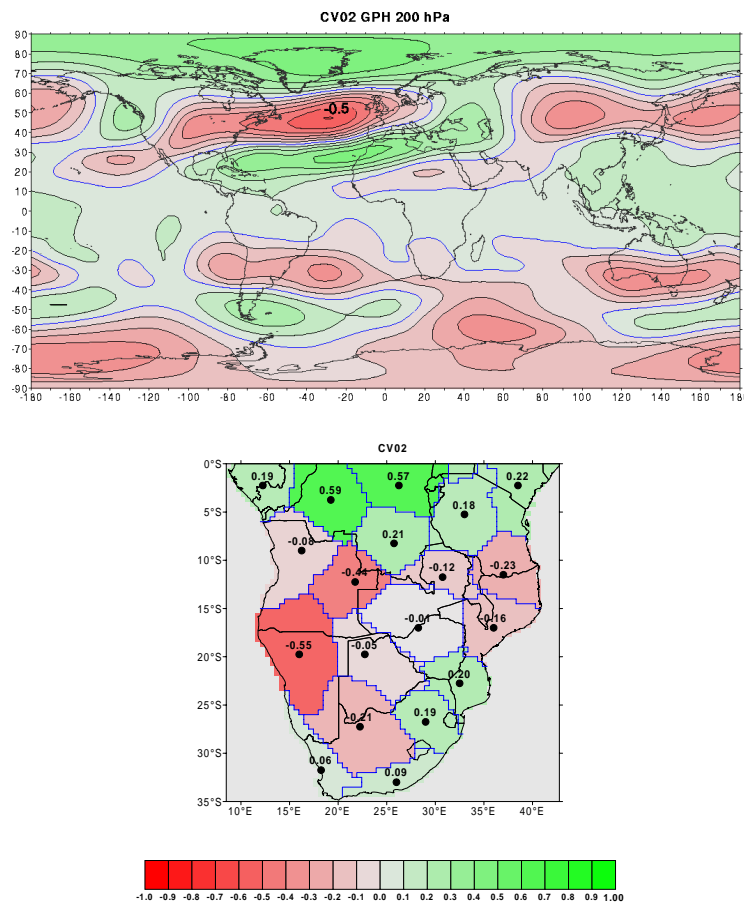


Abbildung 8.9: Wie Abbildung 8.7 jedoch für das 2. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).

schlagsfeld wird der Nord-Süd-Dipol wiedergegeben, jedoch mit einer Schwerpunktverlagerung der Negativladungen im Süden in Richtung Westküste (Region 2: Nordnamibia anstelle von Region 1: Südkalahari/Karoo).

Das dritte kanonische Variablenpaar beschreibt im GPH-Feld eine nach Norden verschobene Variante des nordhemisphärischen Western-Pacific-Pattern (zonaler Dipol im westlichen Nordpazifik; vgl. nordhemisphärische GPH-PC 3, Abb. 8.1 mitte links, S. 174) sowie zugleich einen südhemisphärischen Dipol zwischen Neuseeland und Antarktisküste, jedoch mit Ladungen von lediglich $|r| < 0.5$. Der Schwerpunkt der Ladungen im Niederschlagsfeld liegt im Übergangsbereich zwischen Ostafrika und dem Südteil (Malawigebiet) in Region 16 (Nordsambia) und 11 (Südtansania/Nordmoçambique), wobei auch das gesamte Ostafrika relativ hohe Ladungen aufweist. Schwache Positivladungen werden in einem diagonalen Streifen von Angola bis Süd-

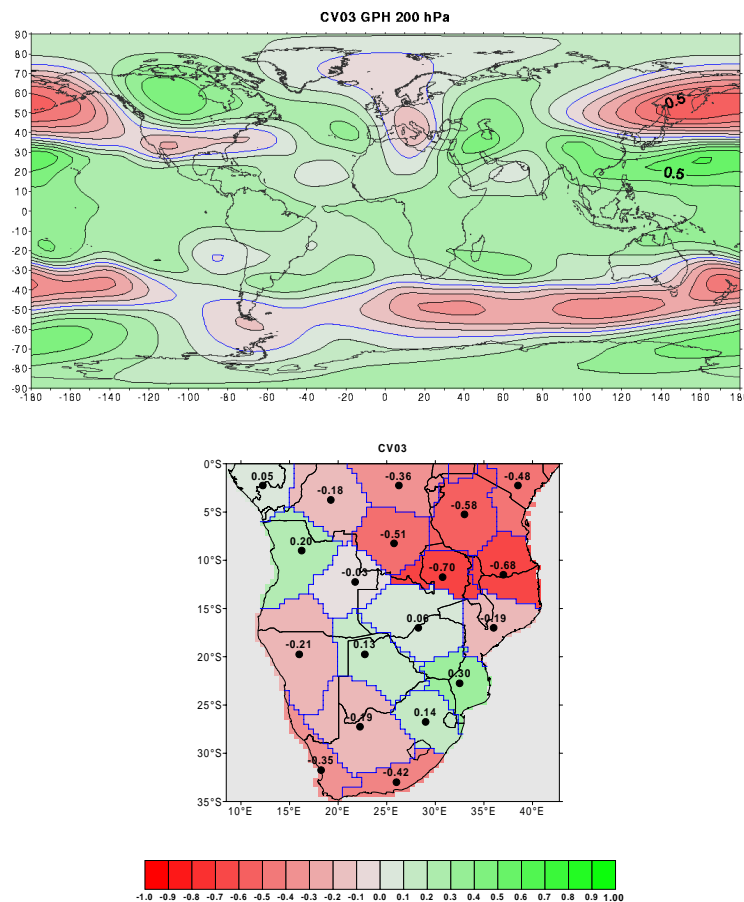


Abbildung 8.10: Wie Abbildung 8.7 jedoch für das 3. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).

moçambique erreicht, wiederum negative Ladungen in der Kapregion.

Mit der vierten kanonischen Variablen wird im GPH-Feld ein Nordost-Südwest-Dipol über dem südlichen Indischen Ozean in das Muster der hier stark nach Westen verlagerten Positivkoppelung zwischen Südatlantik und Südindik (vgl. südhemisphärische GPH-PC 5, Abb. 8.5 unten links, S. 180) integriert. Dieser diagonale Dipol konnte jedoch bislang weder bei den bivariaten Korrelationen, noch bei der PCA des GPH-Feldes beobachtet werden. Dieses GPH-Muster ist hauptsächlich mit den Niederschlägen in Region 5 (Südsambia/Zimbabwe) verknüpft, allerdings auch nur mit einem kanonischen Korrelationskoeffizienten von $r = +0.32$.

Der südhemisphärische außertropische Tripol im Bereich Südamerikas (vgl. ebenfalls südhemisphärische GPH-PC 5, Abb. 8.5 unten links, S. 180) kann im GPH-Ladungsfeld der fünften kanonischen Variablen wiedererkannt werden. Allerdings nehmen hier auch die Ladungen im

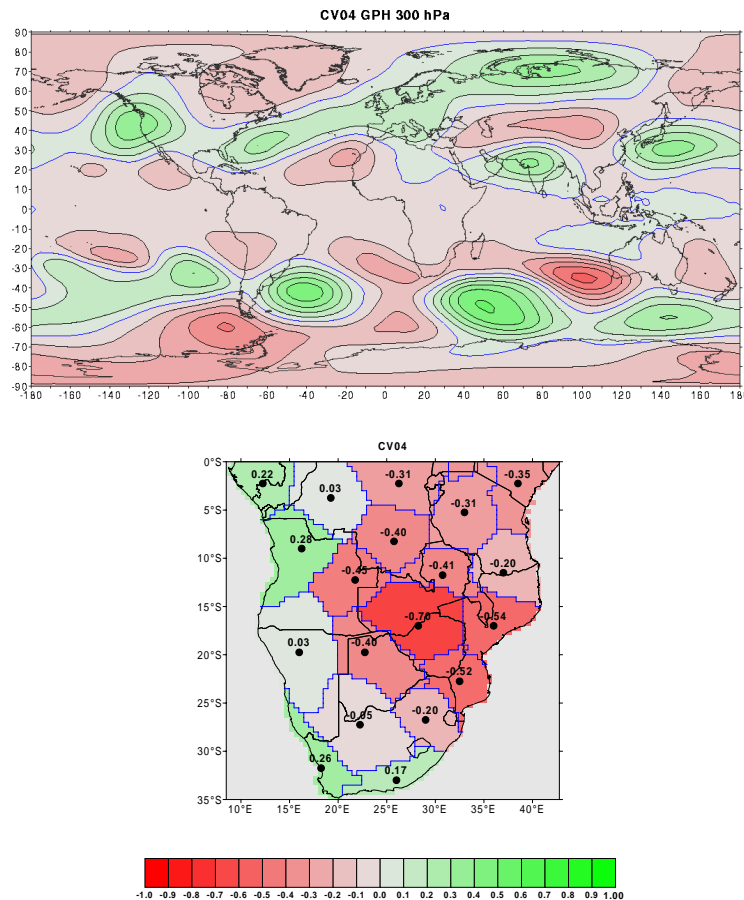


Abbildung 8.11: Wie Abbildung 8.7 jedoch für das 4. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 300 hPa-Niveau des GPH-Feldes).

Niederschlagsfeld mit dem Maximum von $r = +0.54$ in Namibia (Region 2) stark ab.

Schließlich wird die verbliebene Restvarianz im Niederschlagsfeld bestmöglichst mit Schwerpunkt im Nordwesten (Gabun/Kongo-Brazzaville/Nordangola) mit einem GPH-Muster assoziiert, das Maximalladungen von $|r| > 0.4$ sowohl südwestlich Australiens als auch über dem Nordpol und dem nördlichen tropischen Zentralatlantik aufweist. Eine eindeutige Zuordnung ist hier jedoch aufgrund der Gleichverteilung der Maximalladungen in den verschiedenen Zentren kaum möglich.

Insgesamt lassen sich einige der GPH-Hauptkomponenten und bivariaten Telekonnektionsmuster in den Ladungsmustern der kanonischen Variablen in etwa wiedererkennen, wie in Tabelle 8.3 zusammengefasst wird.

Die südhemisphärischen Hauptkomponenten SH-PC03 und SH-PC04, die ebenfalls bemerkens-

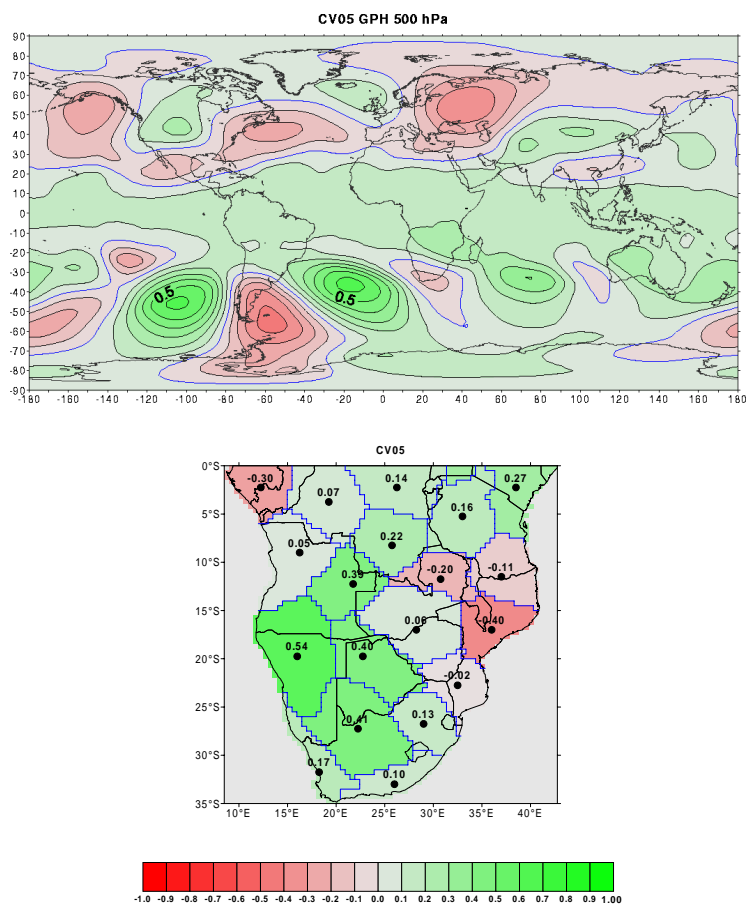


Abbildung 8.12: Wie Abbildung 8.7 jedoch für das 5. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 500 hPa-Niveau des GPH-Feldes).

CCA	entspr. PCA	Beschreibung	Schwerpunkte im Nds.-Feld
CV01	TR-PC01	ENSO	Süden vs. Ostafrika
CV02	NH-PC08	Nordatlantik-Tripol	Kongobecken vs. Namibia
CV03	NH-PC03	Western-Atlantic	Malawi-Gebiet
CV04	SH-PC05	Atlantik-Indik-Kopplung	Sambia-Zimbabwe
CV05	SH-PC05	Südamerika-Tripol	Namibia
CV06	-	-	Gabun-Nordangola

Tabelle 8.3: Aproximative Zuordnung der CCA-Druckfeldmodi zu den Hauptkomponenten des Druckfeldes aus Kap. 8.1 (Tr=Tropen, NH= Nordhemisphäre, SH=Südhemisphäre).

werte Korrelationen mit dem Niederschlag aufwiesen, sind hingegen nicht in den Ladungsmustern der CCA zu identifizieren. Umgekehrt war in Kapitel 8.1 (vgl. Tabelle 8.1, S. 182) keine auffällige Korrelation der nordhemisphärischen PC03 und der südhemisphärischen PC05 mit

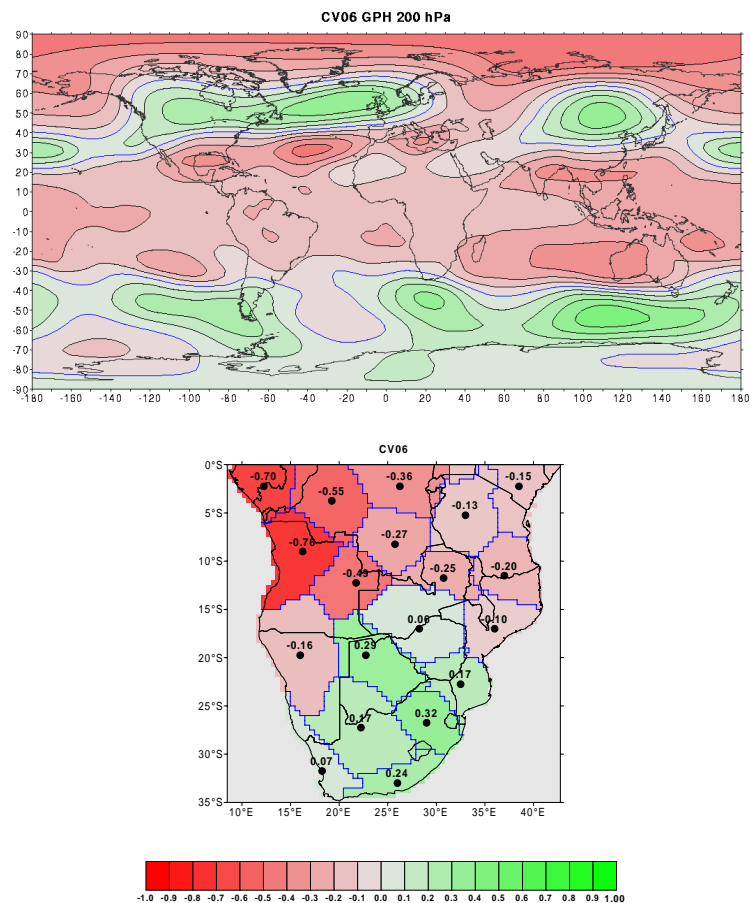


Abbildung 8.13: Wie Abbildung 8.7 jedoch für das 6. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).

dem Niederschlag festzustellen (bei der südhemisphärischen PC05 besteht zwar eine Korrelation von $r = 0.26$, jedoch in Ostafrika, nicht in Sambia oder Namibia), die hier beide in den CCA-Druckfeldmodi wiedererkannt werden können. Die insgesamt relativ schwachen Ladungen der kanonischen Variablen im Druckfeld ($|r| < 0.7$, Koeffizienten von $|r| > 0.6$ werden nur selten erreicht) weisen jedoch darauf hin, dass solche Zuordnungen nicht eindeutig durchführbar sind.

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass zwar einige wichtige Kopplungssysteme des GPH-Feldes durch die CCA erfasst werden, dass jedoch - wie bei CV01 exemplarisch ausgeführt wurde - die Konfiguration der Ladungsmuster nicht den Zweck der Gruppierung von Telekonnectionszentren nach zirkulationsinternen Kopplungsmustern erfüllt. Vielmehr besteht hier der Verdacht, dass es sich zumindest teilweise um mathematische Artefakte handelt, die weitere Detailanalysen auf Grundlage dieser Methode wenig aussichtsreich erscheinen lassen. Dies umso mehr, als lediglich die ersten drei Paare beachtenswerte kanonische Korrelationskoeffizienten aufweisen und eine Zuordnung der Telekonnectionszentren in lediglich drei Gruppen als wenig realistisch angesehen werden muss. Eine Gesamtbeurteilung der CCA findet im Anschluss an das folgende Kapitel statt.

Als alternative Methode zur Bestimmung gekoppelter Muster zwischen Niederschlags- und GPH-Feld steht die Singular Value Decomposition (SVD, siehe Kap. 6.3.3) zur Verfügung, deren Ergebnisse im Folgenden dargestellt werden.

8.3 SVD für Niederschlag und Zirkulation

Die SVD wurde mit exakt denselben Eingangsdaten wie die eben behandelte CCA durchgeführt. Im Unterschied zu dieser macht die Angabe von Varianzerklärungsanteilen der beiden Vektoren eines Musterpaares der SVD ('Singular Vectors' oder SV), die den kanonischen Variablen der CCA entsprechen, für die jeweiligen Ausgangsdatenfelder wenig Sinn, da die SV *eines* Feldes untereinander nicht unabhängig sind.¹ Um das Ausmaß der Abhängigkeit der SV eines Feldes untereinander zu ermitteln, wurden hier deren Korrelationskoeffizienten berechnet (Tabelle 8.4

¹Die Summe der Erklärungsanteile der SV eines Feldes für dasselbe Feld kann somit 100% überschreiten, d.h. es werden Varianzanteile mehrfach erklärt. Die Varianzerklärungsanteile wurden dennoch berechnet, um eine grobe Einschätzung zu ermöglichen. Für die ersten sechs Vektoren des Niederschlagsfeldes sind das im Einzelnen: 24.90%, 19.71%, 9.14%, 8.88%, 11.73% und 9.30%; für das GPH-Feld: 24.61%, 5.83%, 4.26%, 8.66%, 13.95% und 6.99%. Im Niederschlagsfeld werden demnach insgesamt (mit 19 maximal möglichen Vektorenpaaren) 132.76%, im GPH-Feld 111.19% erklärt, woraus deutlich wird, dass zur Beurteilung dieser Anteile die Abhängigkeiten der Vektoren eines Feldes untereinander zu berücksichtigen sind.

und 8.5). Es zeigt sich, dass im Druckfeld die Expansionskoeffizienten von Vektor 1 mit Vektor 2, 6 und besonders 5 nennenswert gemeinsame Varianzanteile aufweisen. Das gilt auch für die Kombination SV05 mit SV04 (kaum für SV01 mit SV04) und SV05 mit SV06 (Tab. 8.4). Ähnliches gilt für die Vektoren im Niederschlagsfeld (Tab. 8.5).

GPH	SV01	SV02	SV03	SV04	SV05	SV06
SV01	+1.000					
SV02	-0.301	+1.000				
SV03	-0.023	-0.109	+1.000			
SV04	+0.149	+0.224	+0.176	+1.000		
SV05	-0.547	+0.063	-0.116	-0.476	+1.000	
SV06	+0.300	-0.148	+0.131	+0.206	-0.390	+1.000

Tabelle 8.4: Korrelationskoeffizienten zwischen den ersten 6 SV des GPH-Feldes untereinander.

Nds.	SV01	SV02	SV03	SV04	SV05	SV06
SV01	+1.000					
SV02	+0.160	+1.000				
SV03	+0.121	+0.135	+1.000			
SV04	+0.179	-0.295	-0.152	+1.000		
SV05	+0.339	-0.080	+0.033	+0.356	+1.000	
SV06	+0.042	+0.212	+0.047	-0.113	+0.119	+1.000

Tabelle 8.5: Korrelationskoeffizienten zwischen den ersten 6 SV des Niederschlagsfeldes untereinander.

Die heterogenen Korrelationskoeffizienten zwischen den SV des Druckfeldes und den SV des Niederschlagsfeldes betragen jedoch exakt 0 (gegenseitige Unabhängigkeit); natürlich mit Ausnahme der Korrelationen der Vektoren jeweils eines Paares, die den kanonischen Korrelationskoeffizienten der CCA entsprechen (siehe Tabelle 8.6).

Nds./GPH	SV01	SV02	SV03	SV04	SV05	SV06	Kovarianzanteil
SV01	+0.525						71.38%
SV02	0.000	+0.567					9.09%
SV03	0.000	0.000	+0.598				5.11%
SV04	0.000	0.000	0.000	+0.456			3.15%
SV05	0.000	0.000	0.000	0.000	+0.393		2.44%
SV06	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	+0.465	1.96%

Tabelle 8.6: Korrelationskoeffizienten zwischen den ersten 6 SV des Niederschlags- und des GPH-Feldes. Rechte Spalte: Kovarianzerklärungsanteil der SV-Paare.

Um die Bedeutung der SV-Paare zu kennzeichnen, wird der Erklärungsanteil an der Kovarianz zwischen beiden Ausgangsfeldern angegeben, nach denen die SV-Modi extrahiert und üblicherweise sortiert werden. Mit 19 maximal möglichen Vektorenpaaren (Anzahl der Niederschlagsindizes als kleineres der beiden Felder) werden 100% der Kovarianz erklärt; mit den ersten 6 Vektorenpaaren jedoch schon 93.15%.

Zur Darstellung der räumlichen Muster der SVD bestehen zwei Möglichkeiten der Berechnung der Ladungen. Die naheliegende Methode ist die Erstellung homogener Ladungskarten, welche die Korrelationen zwischen den Vektoren des GPH-Feldes und den Ausgangszeitreihen des GPH-Feldes wiedergeben. Alternativ lassen sich jedoch auch heterogene Ladungen berechnen, die nun die Korrelationen zwischen den Expansionskoeffizienten oder Scores der SV eines Feldes und den Zeitreihen des anderen Feldes darstellen (sog. 'heterogeneous correlation maps', WALLACE et al., 1992). Diese Ladungen fallen allgemein schwächer aus, da sie die Kopplungen z.B. der Scores der Niederschlagsvektoren im GPH-Feld repräsentieren und nicht den Modus, der sich innerhalb des GPH-Feldes ergibt. In etwa ist dies vergleichbar mit dem Unterschied zwischen den Isokorrelatenkarten der Niederschlagsindizes im GPH-Feld (heterogen) und den Ladungsmustern der PCA des GPH-Feldes (homogen); freilich mit dem Unterschied, dass die Repräsentation der Niederschlagsindizes und des GPH-Feldes durch die Vektoren der SVD nur die Kovarianzanteile beider Felder umfasst. Allgemein fallen die Unterschiede zwischen heterogenen und homogenen Ladungskarten umso geringer aus, je stärker die Scores der Vektoren eines Paares miteinander korreliert sind. Wie Tabelle 8.6 zeigt, wird jedoch der Betrag von 0.6 nicht überschritten. Dies besagt, dass - beschrieben durch das Bestimmtheitsmaß als quadrierter Korrelationskoeffizient - weniger als 40% der Varianz der Vektorenscores eines Paares übereinstimmen. Dementsprechend sind hier starke Diskrepanzen zwischen den beiden Typen von Ladungsmustern zu erwarten. Im Folgenden werden zunächst die homogenen Ladungskarten der ersten sechs Vektorenpaare vorgestellt. Dies ist im Vergleich zu anderen Arbeiten, in denen oft lediglich die ersten beiden Vektoren konsultiert werden, mehr als üblich (vgl. WALLACE et al., 1992; BRESCH, 1998; TRENBERTH et al., 2002), dient hier jedoch dem Methodenvergleich.

Die Ladungen des ersten Vektorenpaares sind in Abbildung 8.14 dargestellt. Hierbei wird im GPH-Feld das Kopplungsmuster des ENSO-Systems sichtbar, nun jedoch im Unterschied zur CCA mit wesentlich höheren Ladungen in der mittleren und hohen Troposphäre. Auch die räumliche Anordnung der Zentren entspricht recht genau den Mustern der bivariaten und der Hauptkomponentenanalyse. So werden nun auch die Zentren der niederen Troposphäre über Nordostbrasilien und im Bereich der Gesellschaftsinseln mit Ladungen von $|r| \cong 0.6$ gekennzeichnet. Ein zirkulationsdynamisch bedeutsamer Unterschied zur CCA ist im Bereich des süd-

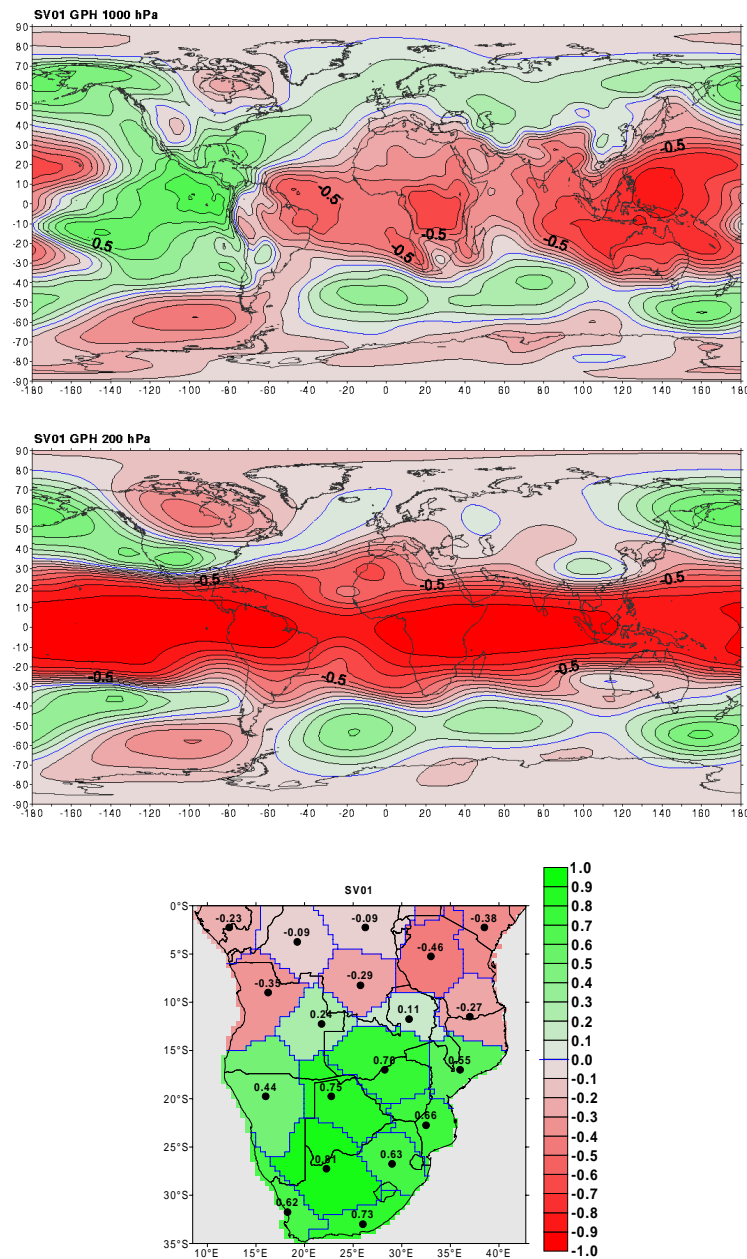


Abbildung 8.14: Ladungen der Vektoren des 1. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (Oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes, unten Ladungen im Niederschlagsfeld).

lichen Afrikas festzustellen, da hier keine ausgeprägten Zusammenhänge zwischen dem ENSO-Signal und der Höhentrogkonfiguration im Bereich der Südostküste Südafrikas aufgezeigt werden ($r \cong +0.2$). Die Ladungen im Niederschlagsfeld (Abb. 8.14 unten) weisen als Spitzenwert mit $r \cong +0.81$ nun Niederschlagsregion 1 (Zentral-RSA und südliche Kalahari) als weitaus

stärkstes Ladungszentrum aus, während die CCA hier noch eine stärkere Gleichverteilung der Ladungen in den südlichen Regionen brachte und Region 17 (Südostküste Südafrikas) mit $r \cong +0.73$ geladen war. Hingegen fallen die Negativladungen in Ostafrika mit $r \cong -0.46$ für Region 9 (Tansania) etwas geringer aus.

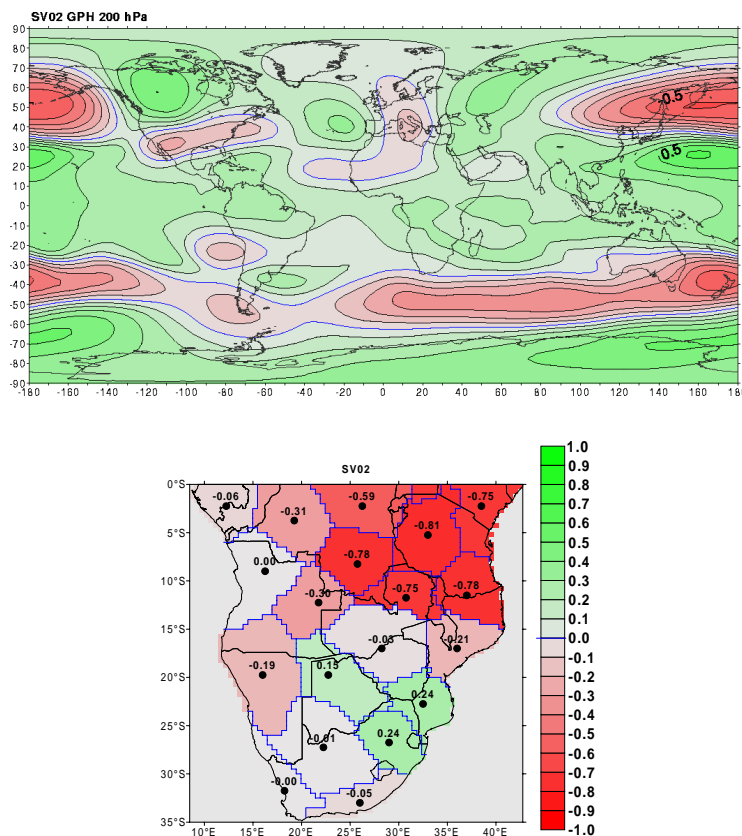


Abbildung 8.15: Wie Abb. 8.14 jedoch für die Vektoren des 2. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).

Mit dem zweiten Vektorenpaar der SVD (Abb. 8.15) wird das dritte kanonische Variablenpaar der CCA erfasst. Hierbei ergeben sich nahezu keine Unterschiede im Ladungsmuster des GPH-Feldes der beiden Methoden mit Schwerpunkt auf dem Western-Pacific-Pattern, der Einbeziehung des südhemisphärischen zonalen Dipols bei Neuseeland, der in einem auffällig langgestreckten Band negativer, jedoch nur schwacher Ladungen über dem südlichen Indischen Ozean nach Westen ausgedehnt wird. Sowohl mit dem nordpazifischen als auch mit dem südwestpazifischen Dipolmuster werden die Überschneidungen der GPH-Vektoren SV01 mit SV02 erklärbar ($r = -0.301$, vgl. Tab. 8.4). Die Ladungen im Niederschlagsfeld bilden ein einpoliges Muster mit Schwerpunkt in Ostafrika, während bei der CCA dieses Negativzentrum weiter südlich lag und auch an der Südküste Südafrikas nennenswerte Negativladungen auftraten.

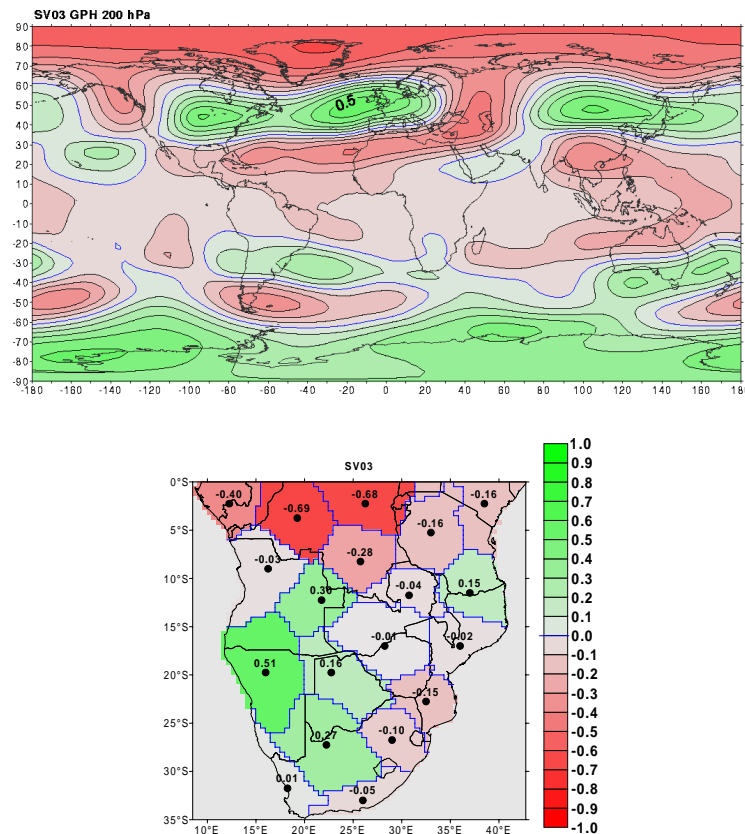


Abbildung 8.16: Wie Abb. 8.14 jedoch für die Vektoren des 3. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).

Die Ladungsmuster des dritten Vektorenpaars sowohl im GPH-Feld als auch im Niederschlagsfeld entsprechen den invertierten Mustern des zweiten kanonischen Variablenpaares. Hierbei wird das bandförmige nordatlantische Tripolmuster mit dem Niederschlag im nördlichen Kongobecken sowie mit umgekehrten Vorzeichen in Nordnamibia/Südafrika verknüpft. Zu beobachten ist jedoch eine unterschiedliche Akzentuierung in den GPH-Ladungsmustern der beiden Methoden. Insbesondere das Band hoher Ladungen bei ca. 50°N (mittleres Zentrum des Tripols) spaltet sich hier in ein nordamerikanisches und ein westeuropäisches Zentrum auf; ein Merkmal, das auch schon in der nordhemisphärischen GPH-Hauptkomponente PC08 angedeutet war (vgl. Abb. 8.2, S. 175). Damit ist nun auch eine stärkere Ähnlichkeit zu dem mittels bivariater Methodik ermittelten Kopplungsmuster in Abbildung 7.21 (S. 140) gegeben. Dem entspricht auch die hier erkennbare Betonung eines Zentrums über dem westlichen Mittelmeerraum bzw. Nahen Osten (zwischen Schwarzmeer und Kaspischem Meer).

Der GPH-Vektor des vierten Paares der SVD repräsentiert im Wesentlichen die Antarktische Oszillation (AAO) mit Ladungen bis zu $r > +0.7$ über der Antarktis (Abb. 8.17). Die nördlich

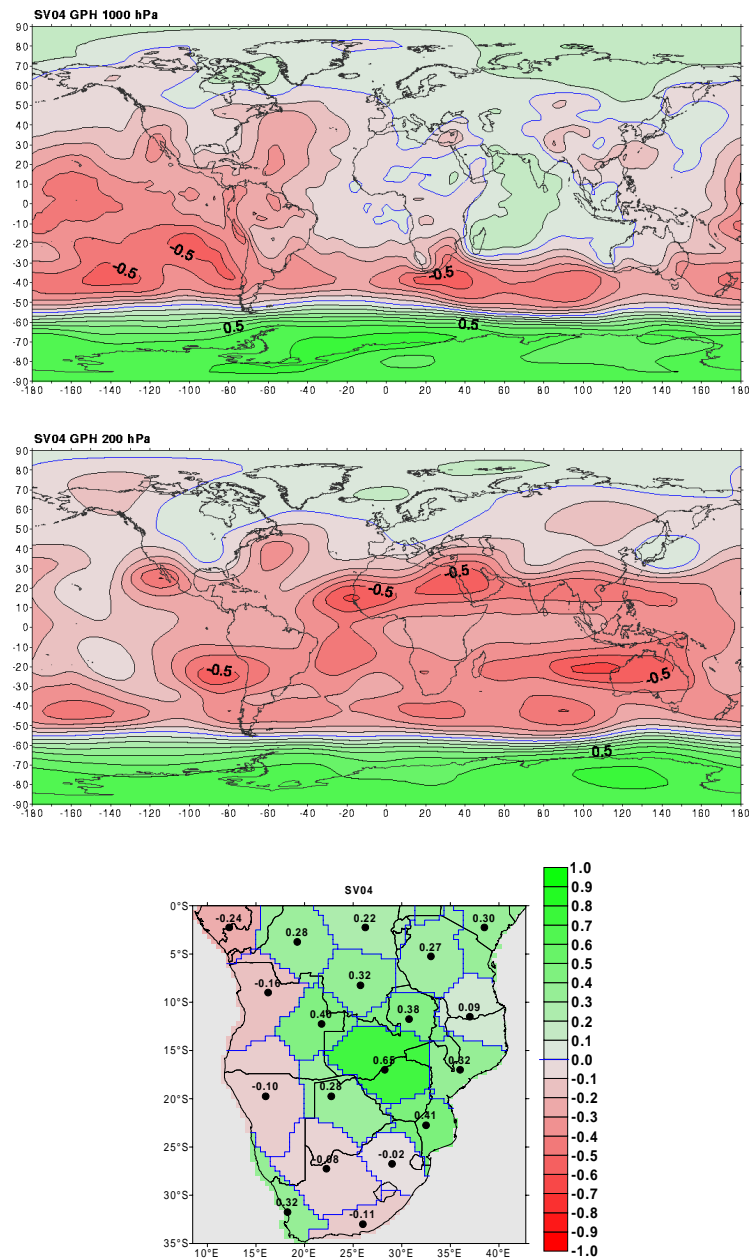


Abbildung 8.17: Wie Abb. 8.14 jedoch für die Vektoren des 4. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 1000 und 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).

hiervon ausgeprägten Negativladungen weisen jedoch nur Beträge knapp über 0.5 in Oberflächennähe und sogar noch weitaus geringere in der höheren Troposphäre auf. Ein Bereich relativ hoher Negativladungen erstreckt sich in den zentralen und östlichen Pazifischen Ozean im 1000 hPa-Niveau. Weiterhin werden hier in subtropischen Breiten beider Hemisphären bei ca. 20°-

30°S/N stärkere Zentren der hohen Troposphäre aufgezeigt: vor der Westküste Südamerikas und über Kalifornien, über Nordwestafrika, dem Roten Meer und vor der Westküste Australiens. Eine derartige Variante des Musters der AAO wurde bislang nicht beobachtet (vgl. GPH-PC01 der Südhemisphäre in Abb. 8.5, S. 180). Auch hier soll eine Überprüfung der bivariaten Zusammenhänge eine Einschätzung dieses SVD-Vektors ermöglichen (Abb. 8.18). Im Isokorrelatenmuster

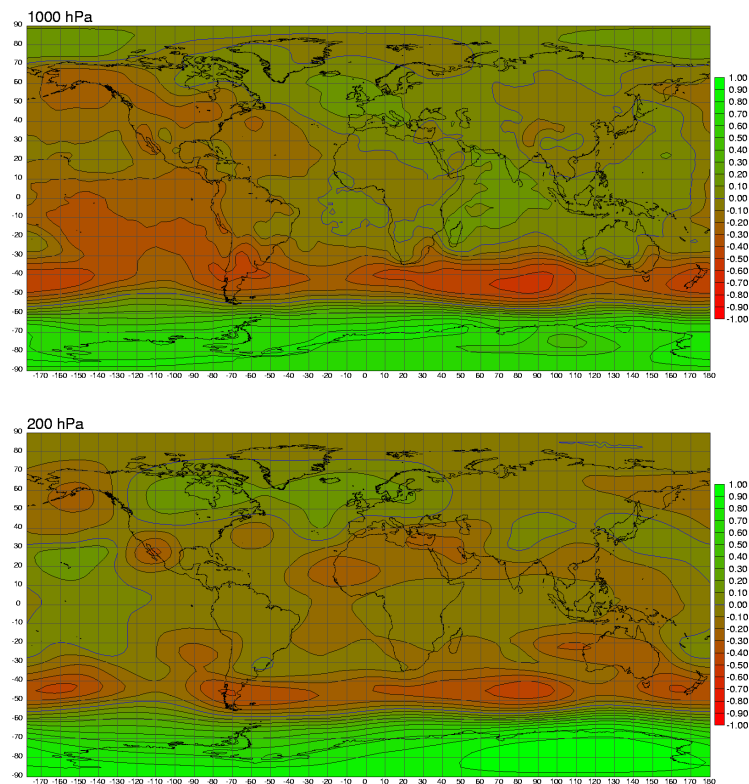


Abbildung 8.18: Isokorrelatenkarte des GPH-Gitterpunktes 120°E/80°S im 1000 und 200 hPa-Niveau (multisaisonal).

des 1000 hPa-Niveaus für das hochtroposphärische SVD-Zentrum bei 120°E/80°S (Abb. 8.18 oben) bestehen durchaus Ähnlichkeiten zum SVD-Muster. Im 200 hPa-Niveau stimmt dagegen zwar die Existenz einzelner Zentren zwischen beiden Karten überein, die starke Gewichtung der subtropischen Negativzentren im SVD-Muster führt jedoch hier zu einem stark abweichenden Bild der Zusammenhänge innerhalb des GPH-Feldes, das bei bivariater Analyse durch die AAO dominiert wird, während im Rest des globalen Feldes kaum Koeffizienten von $|r| = 0.3$ erreicht werden und somit keine signifikante Korrelation festgestellt werden kann. Auch durch die SVD wird demnach - wie auch schon bei der CCA - ein Zusammenhang dargestellt, der bivariat nicht nachvollzogen wird. Eine Bewertung dieser Diskrepanzen findet nachfolgend in Kapitel 8.4 statt. Das fünfte SVD-Vektorenpaar beschreibt im GPH-Feld eine zusätzliche Variante innertropischer

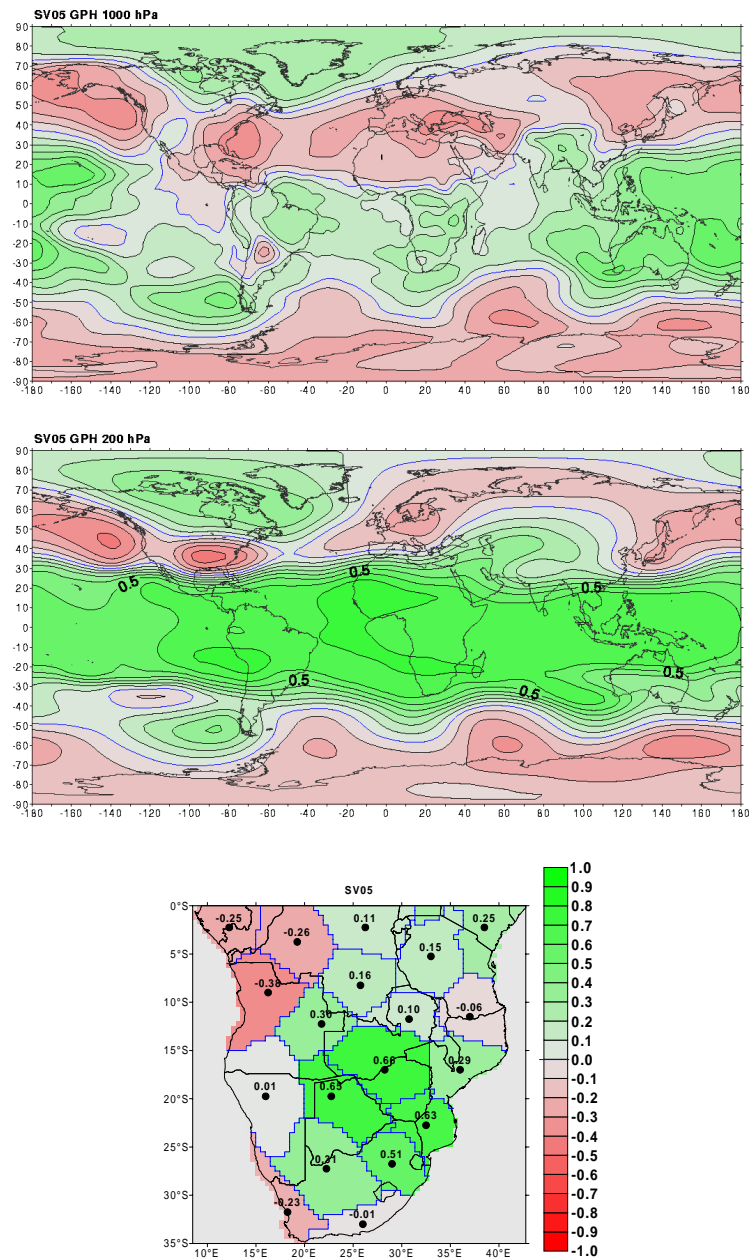


Abbildung 8.19: Wie Abb. 8.14 jedoch für die Vektoren des 5. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (Oben : Ladungen im 1000 und 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).

Geopotentialvariabilität, die sich in Oberflächennähe hauptsächlich im Westpazifik niederschlägt, in der höheren Troposphäre jedoch wieder - wie z.B. beim ersten Vektorenpaar - das bekannte Band hoher Ladungen in der zirkumglobalen Tropenzone ausbildet (Abb. 8.19). Hierdurch ist auch die relativ hohe Korrelation zwischen den beiden GPH-Vektoren SV01 und SV05 zu erklä-

ren (vgl. Tab. 8.4). Der zugehörige Vektor im Niederschlagsfeld wird im zentralen Bereich des südafrikanischen Subkontinents (Niederschlagsregion 5, Sambia/Zimbabwe), also etwas weiter nordöstlich des Schwerpunkts des ersten Vektorenpaars maximal repräsentiert.

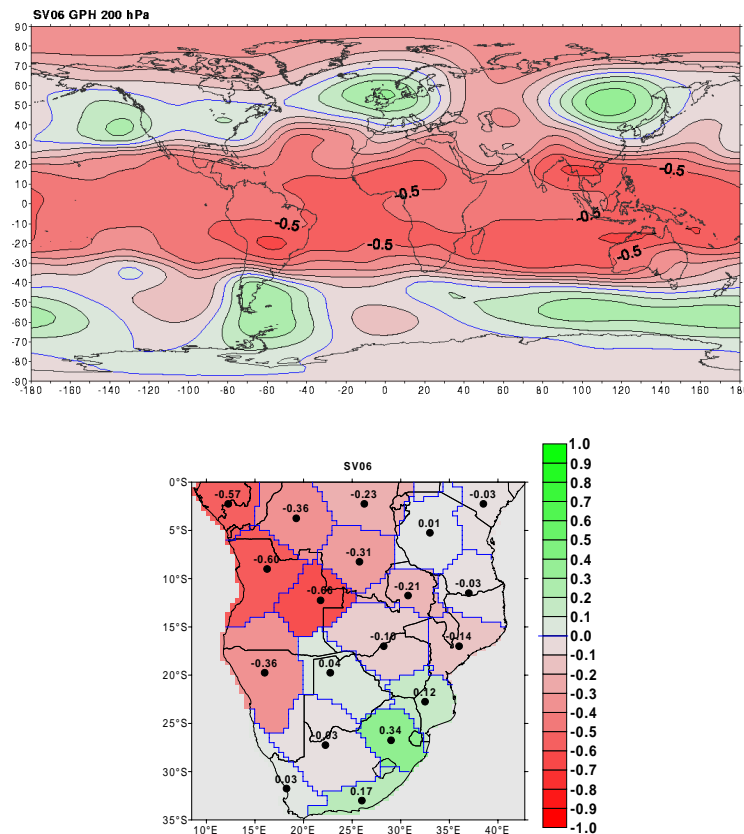


Abbildung 8.20: Wie Abb. 8.14 jedoch für die Vektoren des 6. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (Oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).

Auch die Ladungskarten des sechsten SVD-Vektors im GPH-Feld repräsentieren innertropische Variabilität, jedoch mit Schwerpunktverlagerung in den subtropischen Bereich (Australien, Thailand, Nordwest- und südliches Afrika sowie Brasilien). Hiermit assoziiert wird ein Niederschlagsvektor im nordwestlichen Bereich des südhemisphärischen Afrikas (Region 10, 7 und 19, Nordangola bis Gabun).

Während die ersten drei Vektorenpaare noch GPH-Muster repräsentieren, die sich bislang mehrmals herauskristallisierten (sowohl bei den bivariaten Analysen als auch bei der PCA und CCA), stellen die Vektorenpaare SV04 bis SV06 Muster dar, deren Bedeutsamkeit fraglich erscheint, da sie sich offensichtlich auf ausgeprochen schwache Telekonnektionen beziehen, die in keiner der anderen Analysen zur Extraktion entsprechender Muster führten. Auch mit der deutlichen Über-

schneidung der GPH-Vektorenpaare SV04 mit SV05 und beider mit SV01 erscheint ein bedeutsamer physikalischer Hintergrund der Kopplungsmuster fraglich. Eine Möglichkeit der weiteren Überprüfung der Bedeutsamkeit der Musterpaare ergibt sich mit den oben angesprochenen heterogenen Ladungskarten, die jeweils den Zusammenhang eines Modus mit dem jeweils anderen Feld repräsentieren.

Abbildung 8.21 zeigt die heterogenen Ladungen des ersten SVD-Paares. Im Wesentlichen beschreibt die heterogene Ladungskarte der SV01 des Niederschlags im GPH-Feld lediglich das einfache Isokorrelatenmuster der Region 1 (Zentral-RSA, südliche Kalahari) im GPH-Feld und unterscheidet sich in wichtigen Eigenschaften stark vom homogenen Ladungsmuster im GPH-Feld. Die Ursache hierfür ist der relativ schwache Korrelationskoeffizient zwischen den beiden Vektorscorereihen des ersten Paares ($r = +0.525$). Somit werden im Wesentlichen lediglich die Telekonnektionszentren der Niederschlagsregion 1 erfasst. Dies sind die Kopplungszentren des ENSO-Systems, das starke Negativzentrum über der Küste Namibias sowie - wenn auch nur mit schwachen Ladungen - das Positivzentrum über der Südostküste Südafrikas im 200 hPa-Niveau, das auch im ersten CCA-Muster integriert war, dessen Zusammenhang mit dem ENSO-System jedoch bivariat nicht in Erscheinung tritt (vgl. Abb 8.8, S. 188). Die heterogenen Ladungen aller übrigen SVD-Modi im GPH-Feld fallen mit Beträgen $|r| < 0.4$ ausgesprochen schwach aus und müssen demnach als unbedeutend angesehen werden.

8.4 Bewertung der Ergebnisse für CCA und SVD

Für die Ergebnisse der CCA und SVD kann zusammenfassend festgestellt werden, dass diese Methoden den Zweck einer Gruppierung der wichtigsten Telekonnektionszentren für die Niederschlagsindizes offensichtlich nicht erfüllen. Insbesondere zwei Ursachen lassen sich anführen, welche die Eignung der CCA und SVD für den Zweck der Gruppierung bedeutender Telekonnektionszentren der regionalen Niederschlagsindizes hier in Frage stellen:

Zum einen wurde schon in den Vergleichen zwischen multisaisonalen Analysen und Einzelanalysen der 28 Saisonabschnittsvarianten in Kapitel 7.1 und 7.2 festgestellt, dass die Kopplungen zwischen Niederschlag und Zirkulation bei multisaisonalen Analyse allgemein erheblich schwächer ausfallen, während zirkulationsinterne Telekonnektionskorrelationen im Wesentlichen kaum reduziert sind. Hieraus leitet sich die Vermutung ab, dass dies nicht lediglich zur Reduktion der Korrelationen zwischen den Modi eines Paares führt, sondern auch die Extraktion der GPH-Modi für den hier angestrebten Zweck negativ beeinflusst. Um dies zu überprüfen, wurden kanonische

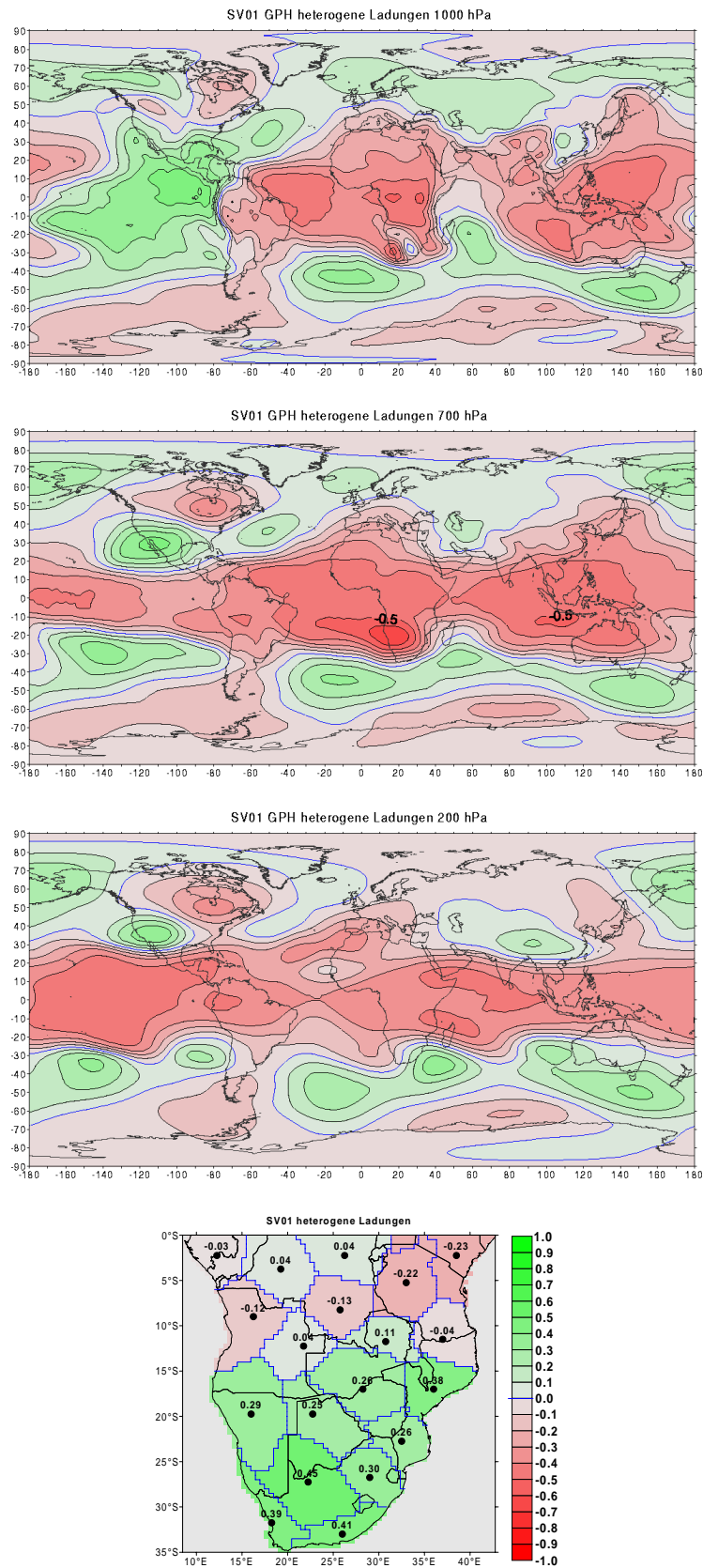


Abbildung 8.21: Heterogene Ladungen der Vektoren des 1. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (Oben : Ladungen im 1000, 700 und 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes, unten Ladungen im Niederschlagsfeld).

Korrelationsanalysen und SVD-Analysen für alle 28 Saisonabschnittsvarianten getrennt durchgeführt. Die Ergebnisse z.B. für die Gesamtsummeranalyse Oktober-April zeigten zwar für das erste kanonische Variablenpaar, das ENSO-System, keine Einbeziehung des 200 hPa-Zentrums vor der Südostküste Südafrikas mehr, jedoch wiesen andere Variablenpaare oftmals Muster auf, in denen Telekonnektionen zwischen GPH-Kopplungszentren dargestellt sind, die sich in Iso-korrelatenkarten nicht nachvollziehen lassen. Gleiches gilt für die SVD. Demnach scheint die Verwendung multisaisonaler Zeitreihen nicht der wesentliche Schwachpunkt zu sein.

Als zweite Ursache kommen grundsätzliche Methodeneigenschaften in Verbindung der hier angelegten räumlichen Untersuchungskonfiguration in Betracht. Das Prinzip der CCA besteht darin, in jedem der beiden Felder Linearkombinationen der Eingangsvariablen zu konstruieren, die zu maximaler Korrelation der resultierenden Expansionskoeffizienten führen, ohne die Varianzerklärung im jeweiligen Feld zu berücksichtigen. Die SVD legt den Schwerpunkt auf die Erklärung der Kovarianzanteile beider Felder. Mit der gegebenen hohen Gesamtvariabilität im globalen Druckfeld steht jedoch eine Vielzahl an Kombinationsmöglichkeiten zur Verfügung; augenscheinlich zuviel Variabilität, um die Extraktion der GPH-Modi aus realitätsnahen Schwankungsanteilen (d.h. unter Einbezug dominanter Telekonnektionen) im GPH-Feld wahrscheinlich werden zu lassen. Somit besteht hier die Gefahr der 'Überanpassung' an die jeweiligen Extraktionsbedingungen. Somit sind zwei - miteinander verknüpfte - Hauptursachen zu benennen: 1. der globale Untersuchungsraum bzw. die hierin ausgeprägte Variabilität des GPH-Feldes erweist sich als zu umfangreich; 2. Die Kopplungen zwischen beiden Feldern sind in Relation zur Gesamtvariabilität der jeweiligen Felder zu schwach. Für Fälle, in denen die gekoppelte Variabilität zwischen beiden Feldern (bzw. deren Kovarianz) die Gesamtvarianz der Felder dominiert, sind diese Methoden zu favorisieren; dies ist jedoch hier nicht der Fall, weshalb im Folgenden eine Methodenkombination entwickelt wird, die diesen Umstand berücksichtigt.

8.5 Hauptkopplungsmodi der Niederschlagstelekonnektionen

Das Ziel der durchzuführenden Analyse lässt sich wie folgt rekapitulieren: Aus der in Kapitel 7.1 erfolgten Bestandsaufnahme der Korrelationen zwischen Niederschlags- und Geopotentialfeld mit Hilfe bivariater Methoden ergibt sich eine hohe Anzahl an verschiedenen Kopplungen, deren intrasaisonale Veränderungen die Komplexität der Gesamtheit an Telekonnektionen noch weiter erhöhen. Dabei besteht die Annahme, dass etlichen der verschiedenen Kopplungszentren des Geopotentialfeldes gemeinsame Variabilitätsinformation zugrunde liegt und einige

Zentren im Wesentlichen Ausdruck eines gemeinsamen Zusammenhangsmechanismus zwischen Niederschlag und troposphärischer Zirkulation sind, sie also durch SST- und zirkulationsinterne Telekonnektionen, wie sie in den Kapiteln 7.2 und 8.1 dargestellt wurden, untereinander in Zusammenhang stehen. Als Vorstufe der Analyse einzelner Kopplungen bezüglich ihrer zirkulationsdynamischen Grundlagen besteht somit die Notwendigkeit, solche zusammenhängenden Kopplungssysteme auf Grundlage ihres jeweils spezifischen Variabilitätstypus zu ermitteln und somit eine Trennung verschiedener niederschlagsrelevanter Variabilitätssignale im Geopotentialfeld zu erreichen.

Als wesentliche Ursache für die Nichteignung der CCA und SVD zur Erreichung dieses Zieles wurde die zu geringe Relation zwischen Gesamtvariabilität des GPH-Feldes und gekoppelter Variabilität (Kovarianz mit dem Niederschlagsfeld) erkannt. Ein weiteres - wenn auch nicht maßgebliches - Problem wird in der nur bedingten Eignung multisaisonaler Analysen für die Erfassung von Niederschlagstelekkonnektionen gesehen, während zirkulationsinterne Kopplungen diesbezüglich weniger 'anfällig' sind (vgl. Kap. 7).

Mit diesen Ausgangsbedingungen wird im Folgenden eine Methode entwickelt, welche Fernkopplungszentren des Niederschlags mit ähnlicher Variabilitätsinformation zu so genannten Hauptkopplungsmodi zusammenfasst. Diese basieren auf der Grundlage saisonabschnittsspezifischer Kopplungsinformation des Niederschlags, die jedoch aus multisaisonalen GPH-Zeitreihen extrahiert werden. Das Verfahren hierzu besteht aus den im Folgenden erläuterten Einzelschritten, in welchen - zunächst getrennt für jede Region und jede Saisonabschnittsvariante - die wichtigsten Kopplungssignale selektiert und zusammengefasst werden und darauf aufbauend - nun gemeinsam für alle Niederschlagsregionen und alle Saisonvarianten - Hauptkopplungsmodi im GPH-Feld bestimmt werden, welche eine Gesamtbeurteilung der Relevanz der wichtigsten Kopplungssysteme für die Niederschlagsvariabilität im südlichen Afrika erlauben.

8.5.1 Selektion der Telekonnektionszentren des Niederschlags

Der Grundgedanke des Methodenkonzeptes besteht - im Gegensatz zu den bisher durchgeführten multivariaten Methoden - darin, die GPH-Variabilität auf diejenigen Anteile zu reduzieren, die auch für Kopplungen mit den regionalen Niederschlagsindizes relevant sind. Hierbei lässt sich zurückgreifen auf die in Kapitel 7.1 bivariat ermittelten Telekonnektionszentren des Niederschlags im GPH-Feld. Da multisaisonale Analysen hierfür nur bedingt geeignet sind, erfolgt die Selektion zunächst auf Basis der einzelnen Saisonabschnittsvarianten. Um für jeden der 19 regionalen Niederschlagsindizes in jeder Saisonabschnittsvariante die bedeutendsten Fernkopplungs-

zentren im globalen Druckfeld systematisch zu erfassen, werden diejenigen GPH-Gitterpunkte bestimmt, welche mit einem Korrelationskoeffizient von $|r| > 0.4$ mit dem jeweiligen Niederschlagsindex korrelieren.² Da hierbei räumlich unmittelbar benachbarte GPH-Gitterpunkte eines Fernkopplungszentrums durch den Effekt der räumlichen Autokorrelation großteils die gleiche Variabilitätsinformation tragen, kann eine erste Reduktion der Anzahl der Gitterpunkte, ohne Verlust an Kopplungsinformation, durch die Selektion der räumlichen Maxima, also derjenigen Gitterpunkte mit stärkstem Korrelationskoeffizienten unter den Gitterpunkten eines hoch korrelierten Gebietes, erreicht werden. Bei diesem Verfahren werden, je nach Region und Saisonabschnitt, zwischen 0 und 214 Gitterpunkte selektiert.

8.5.2 Multiple Regressionsanalysen

In dem resultierenden Kollektiv der Gitterpunkte verbleibt jedoch insoweit noch redundante Variabilitätsinformation, als zirkulationsinterne Telekonnectionen über die räumliche Autokorrelation hinaus Kovarianz zwischen räumlich separaten Zentren implizieren. Auch sekundäre Kopplungsmaxima innerhalb des Autokorrelationsgebiets (siehe Kap. 6.2.3) führen hier zur Mehrfachselektion gleicher Variabilitätstypen und bewirken eine - im Wesentlichen durch Rauschen bestimmte - unrealistische Gewichtung bestimmter Zentren in der Gesamtvarianz der selektierten GPH-Reihen. Um nur diejenigen zu extrahieren, welche maximale Bedeutung für den Niederschlag im südhemisphärischen Afrika aufweisen und als Repräsentanten eines solchen Verbundes zirkulationsinterner Kopplungssysteme anzusehen sind, werden die Zeitreihen aller GPH-Kopplungszentren einer Niederschlagsindexreihe als potentielle Prädiktoren für diesen Niederschlagsindex in eine multiple Regressionsanalyse eingebracht. Nachdem die GPH-Zeitreihe mit dem höchsten Korrelationskoeffizienten als erster Prädiktor bestimmt wurde, werden nur noch solche Zeitreihen als weitere Prädiktoren selektiert, welche zusätzlich Variabilität der jeweiligen Niederschlagsreihe zu erklären vermögen, d.h. deren partieller Korrelationskoeffizient zum Niederschlag unter Ausschluss der schon ausgewählten Prädiktorreihen signifikant ist. Alle anderen GPH-Zeitreihen, deren Variabilität größtenteils schon durch einen selektierten Prädiktor repräsentiert ist, werden somit ausgeschlossen. Nachdem diese Reduktion für alle regionalen Niederschlagsindizes in allen Saisonabschnittsvarianten durchgeführt wurde, ergibt sich ein stark re-

²Somit werden zwar z.T. auch insignifikante Kopplungen mit erfasst, die Gefahr, durch den Ausschluss von Kopplungen mit Korrelationskoeffizienten knapp unterhalb dieser Schwelle schon im ersten Analyseschritt relevante Kopplungsinformation zu verlieren, wird hier jedoch höher bewertet als die mögliche Störung durch Rauschen, zumal in folgenden Analyseschritten eine weitere Prüfung (mittels der Signifikanzprüfung der partiellen Korrelationen) stattfindet.

duziertes Gesamtkollektiv an Geopotentialreihen, deren räumliche Verteilung in Abbildung 8.22 wiedergegeben ist.

Insgesamt, d.h. für alle Niederschlagsregionen und Saisonabschnittsvarianten zusammen, werden durch die Regressionsanalysen 1595 Prädiktoren ausgewählt. Deutlich treten hierbei einige Zentren bzw. räumliche Cluster auf, in deren Bereich bevorzugt Prädiktoren selektiert werden, welche auch schon hohe Telekonnektivität bzw. hohe Gesamtbedeutung aufwiesen (vgl. Kap.7.1). Dies trifft in besonderem Maße etwa für das Zentrum über Namibia in der mittleren Troposphäre (Abb. 8.22 b) oder über der Südostküste des südlichen Afrikas in der hohen Troposphäre (Abb. 8.22 c) zu. In auffälliger Weise finden sich jedoch relativ wenige Cluster im Bereich des tropischen Pazifiks, was der Ausbildung von Zentren hoher Bedeutsamkeit und Telekonnektivität (s. Kap. 7.1) zur Kennzeichnung der Bedeutung des ENSO-Systems scheinbar widerspricht. Dies deutet darauf hin, dass die dort lokalisierte kopplungsrelevante Variabilitätsinformation durch andere Prädiktoren (in diesem Fall im afrikanisch-atlantischen Sektor) optimal repräsentiert werden kann. Weitere Zentren mit auffälliger Häufung selektierter Prädiktoren liegen in der unteren Troposphäre im Bereich der Südwestküste der USA (hier auch in der mittleren Troposphäre ausgeprägt) , über Südamerika bei 40°S, in Zentralasien bei ca. 40°N/90°E sowie östlich Madagaskars im westlichen Indischen Ozean. Mit Schwerpunkt in den hohen Troposphärenniveaus ergeben sich Cluster über dem zentralen Nordatlantik, über Bangladesh in Südasien, südwestlich und südöstlich Australiens sowie nicht zuletzt vor der Südostküste der Republik Südafrika.

8.5.3 Hauptkomponentenanalyse der selektierten Prädiktoren

Der letzte Schritt der Informationsverdichtung besteht in einer Hauptkomponentenanalyse aller 1595 Prädiktorenzeitreihen. Da einige der Prädiktoren nicht nur ausschließlich für eine Niederschlagsregion selektiert wurden, sondern ihre Variabilität für mehrere Regionen relevant ist, liegt immer noch eine gewisse Redundanz vor. Auch werden Zeitreihen bestimmter Fernkopplungszentren im GPH-Feld in mehreren verschiedenen Saisonabschnittsvarianten selektiert, ein Zeichen für geringe saisonale Veränderungen. Je öfter Fernkopplungszentren insgesamt als Prädiktor selektiert wurden, d.h. je dichter die Streupunktcluster in Abbildung 8.22 ausgeprägt sind, desto höher ist die Gesamtbedeutung dieser Zentren für verschiedene Regionen und verschiedene Saisonabschnitte. Die darauf folgend durchgeführte Hauptkomponentenanalyse der Prädiktorreihen im GPH-Feld extrahiert infolgedessen Variabilitätsmodi, welche möglichst viel der Gesamtvarianz des Variablenkollektivs zu erklären vermögen und fasst somit die am häufigsten

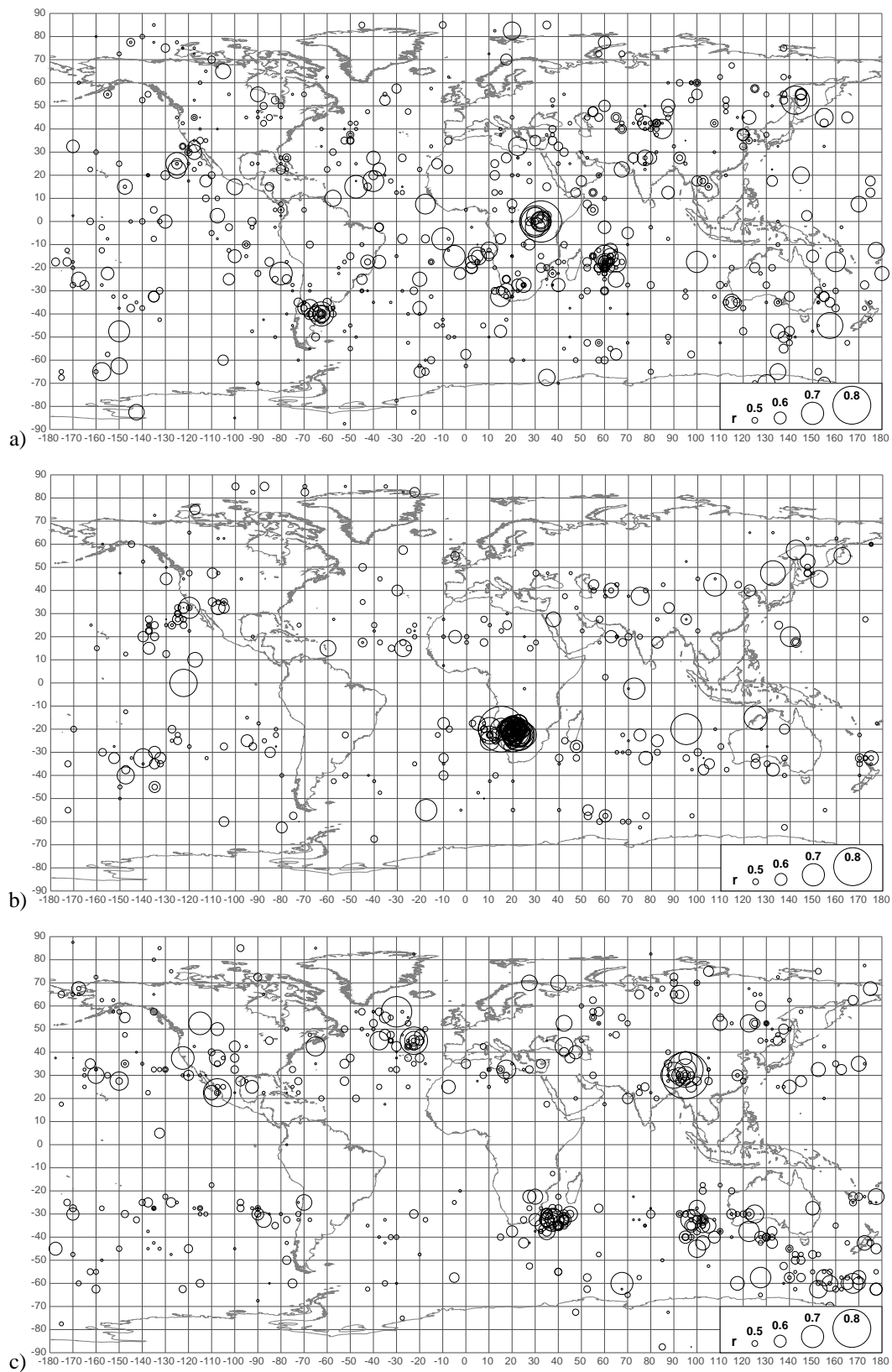


Abbildung 8.22: Position und partielle Korrelationskoeffizienten der durch Regressionsanalysen selektierten GPH-Prädiktoren für alle Niederschlagsregionen und Saisonalvarianten a) im 1000 und 850 hPa-Niveau, b) im 700 und 500 hPa Niveau und c) im 300, 200 und 100 hPa-Niveau.

auftretenden Variabilitätstypen zusammen. Um überhaupt Zentren aus verschiedenen Saisonabschnitten hinsichtlich gemeinsamer Varianz untersuchen zu können, werden nun die Zeitreihen eines jeden Prädiktors aus allen Saisonabschnittsvarianten herangezogen und zu multisaisonalen Reihen zusammengefügt, welche nun die GPH-Variabilität aller Saisonabschnitte wiedergibt. Mit diesem Schritt, der inhaltlich in etwa einer Mischform aus SFPCA und CCA bzw. SVD (vgl. Kap. 8) entspricht, wird der Übergang von einzelnen Saisonabschnittsanalysen der Niederschlagskopplungen hin zu multisaisonalen Analysen der GPH-Variabilität vollzogen.

Als ein Ergebnisteil der Hauptkomponentenanalyse liegen für die statistisch voneinander unabhängigen Kopplungsmodi Hauptkomponentenscores oder Zeitkoeffizienten über alle 28 Saisonabschnittsvarianten hinweg vor (vgl. Kapitel 6.3.1). In diesen Zeitreihen wird ein Großteil der Druckfeldvarianz zusammengefasst, welcher für den Zusammenhang mit dem Niederschlag im südlichen Afrika von höchster Relevanz ist. Ein zweiter Ergebnisteil der Hauptkomponentenanalyse besteht aus den Ladungen der Hauptkomponenten auf die analysierten Eingangsvariablen, hier den Korrelationskoeffizienten zwischen Zeitkoeffizienten der Hauptkomponenten und den Zeitreihen der Eingangsvariablen, d.h. den selektierten Prädiktorzeitreihen des GPH-Feldes.

	Varianzerklärungsanteil (rotiert)	kumulativ
PC1	14.9%	14.9%
PC2	5.8%	20.7%
PC3	4.7%	25.4%
PC4	4.5%	29.9%
PC5	4.3%	34.2%
PC6	4.3%	38.5%
PC7	4.3%	42.8%
PC8	4.2%	47.0%
PC9	4.0%	51.0%
PC10	3.8%	54.8%
PC11	3.3%	58.1%

Tabelle 8.7: Varianzerklärungsanteil der 11 rotierten Hauptkomponenten aus den selektierten GPH-Kopplungszentren

Die Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten wurde auf 11 festgelegt. Die hierbei erzielten Varianzerklärungsanteile sind in Tabelle 8.7 aufgeführt. Bei dieser Anzahl beträgt die niedrigste Maximalladung aller Komponenten auf eine Variable 0.69; es werden insgesamt ca. 58% der Prädiktorenvarianz erklärt und die resultierenden räumlichen Muster umfassen die wichtigen Prädiktorencluster aus Abbildung 8.22, wie anhand des Vergleiches mit Abbildung 8.23 deutlich wird. Hier sind die Prädiktoren mit einer Ladung von 0.4 und höher dargestellt und farblich nach

Zugehörigkeit zu einer der 11 Hauptkomponenten - bestimmt nach Maximalladung - gekennzeichnet.

Um von den nur für die einzelnen selektierten Prädiktorzeitreihen vorliegenden Ergebnissen auf die räumlich kontinuierliche Ausprägung der extrahierten Modi zu schließen, werden die Hauptkomponenten-Zeitkoeffizienten mit den multisaisonalen Zeitreihen aller GPH-Gitterpunkte korreliert. Für diejenigen Gitterpunkte, welche als Variablen in die Hauptkomponentenanalyse eingegangen waren, entspricht dieser Korrelationskoeffizient der Hauptkomponentenladung. Für jede der 11 Hauptkomponenten resultiert somit ein vollständiges Raummuster aus Korrelationskoeffizienten, welches, in Form hoher Korrelationsbeträge, Bereiche kennzeichnet, in denen die Variabilität des jeweiligen Kopplungsmodus zu einem hohen Anteil manifestiert ist. Ein solches Raummuster umfasst demzufolge alle Zentren der Niederschlagstelekonnectionen, welche mit der jeweiligen Hauptkomponente hoch korrelieren und als Ausdruck eines einzigen Variabilitätssignals im GPH-Feld in Erscheinung treten. Ebenso lässt sich durch die Berechnung der jeweiligen Korrelationskoeffizienten dieses Variabilitätssignal nicht nur räumlich, sondern auch auf andere Klimaparameter wie Horizontalwindkomponenten, Vertikalgeschwindigkeit oder SST und nicht zuletzt auf den Niederschlag im südlichen Afrika expandieren.

Das Gesamtgefüge der 11 Hauptkomponenten ist als rechnerisches Ergebnis zu betrachten, wie sich die niederschlagsrelevanten Telekonnectionszentren des GPH-Feldes hinsichtlich gemeinsamer Varianz in Hauptkopplungsmodi systematisieren lassen oder mit anderen Worten, wie sich die in Abbildung 8.22 dargestellte Ansammlung von Telekonnectionszentren in Gruppen hoher Kovarianz zerlegen lässt. Im Unterschied zur SFPCA werden hierbei GPH-Modi nur aus denjenigen Zeitreihen extrahiert, die für den Niederschlag höchste Relevanz aufweisen. Im Unterschied zu den SFPCA-Modi, die nur zur optimalen Repräsentation der zirkulationsinternen Telekonnectionen erstellt wurden, liegt der Schwerpunkt bei der Extraktion der Hauptkopplungsmodi nun auf demjenigen Variabilitätsanteil im GPH-Feld, der auch für Niederschlagskopplungen bedeutsam ist. Somit werden in den Ladungsmustern des GPH-Feldes die *Kopplungssignale* zwischen GPH- und Niederschlagsfeld betont; die resultierenden Modi werden deshalb im Folgenden als Hauptkopplungsmodi bezeichnet. Treten hierbei Telekonnectionsmuster des GPH-Feldes auf, die z.B. schon aus den bivariaten Analysen oder der SFPCA bekannt sind, so handelt es sich um Varianten, in denen der für die Niederschlagskopplungen relevante Varianzanteil von hoher Bedeutung ist.

Da die troposphärischen Raummuster durch Korrelationen der vollständigen multisaisonalen Zeitreihen bestimmt wurden, stellen sie den Grundtyp der räumlichen Ausprägung des jeweiligen Kopplungsmodus dar, welcher in einzelnen verschiedenen Saisonabschnittsvarianten gewis-

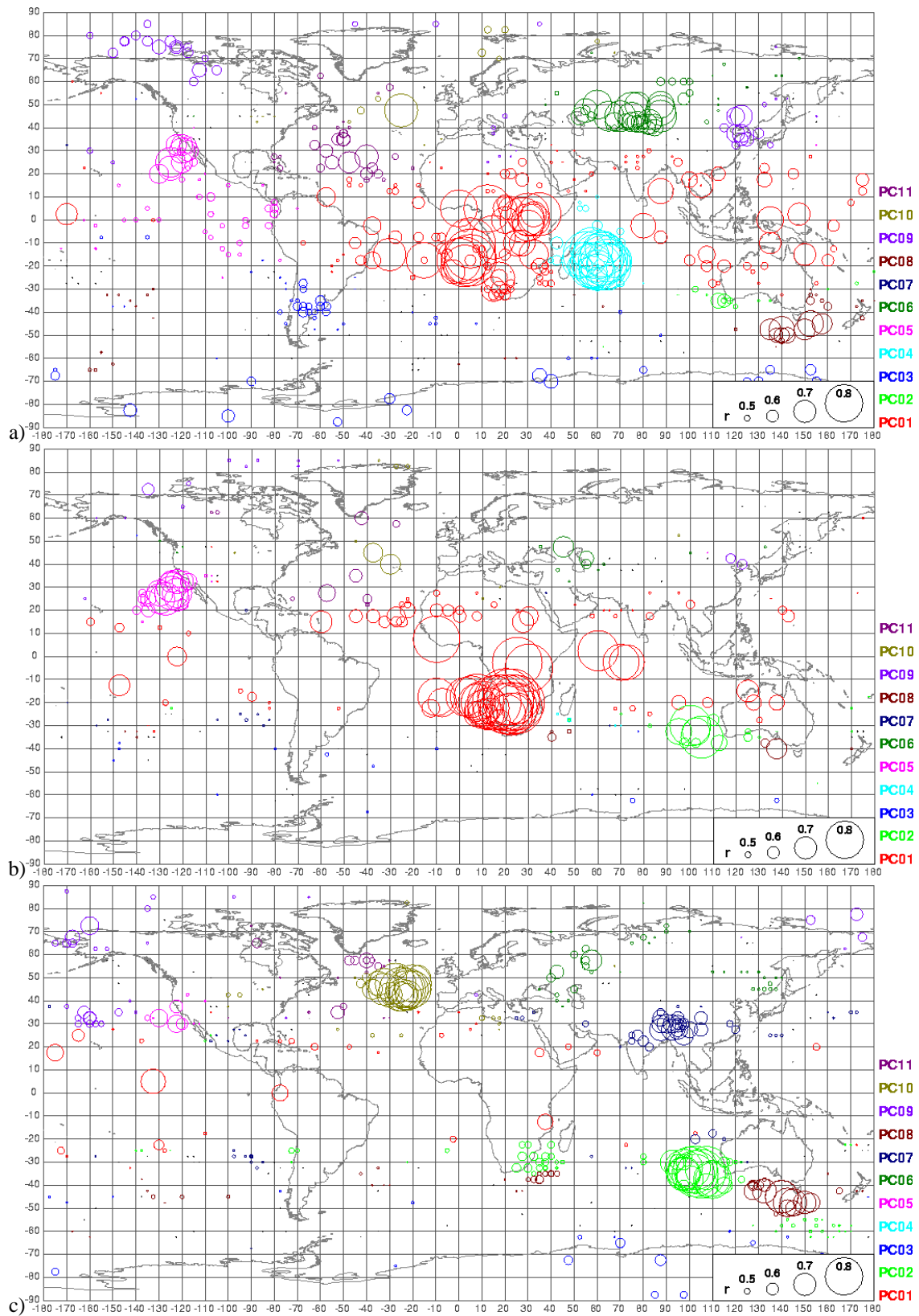


Abbildung 8.23: Position und Ladungen der Prädiktoren zu 11 Hauptkomponenten (bei multisaisonalen Zeitreihen). Dargestellt werden nur Ladungen von $|r| \geq 0.4$. Die Zuordnung zu den Hauptkomponenten erfolgt nach maximaler Ladung der Prädiktorreihe. a) im 1000 und 850 hPa Niveau, b) im 700 und 500 hPa Niveau und c) im 300, 200 und 100 hPa Niveau.

sen typinternernen Modifikationen unterworfen ist. Diese lassen sich mithilfe der Korrelationen bei jeweils auf nur einen Saisonabschnitt beschränkten Zeitreihen im Einzelfall rekonstruieren, weichen jedoch in der Grundstruktur meist nur wenig von den Grundmustern ab.

Andererseits geben die Korrelationskoeffizienten zwischen den Zeitkoeffizienten der 11 Modi und den Niederschlagsindizes den Zusammenhang zwischen den atmosphärischen Kopplungssystemen und dem Niederschlagsfeld wieder. Da sich die multisaisonalen Zeitkoeffizienten oder Scores jeweils aus den Zeitreihen der einzelnen Saisonabschnitte zusammensetzen, können sie anschließend auch wieder zerlegt und intrasaisonal differenzierte Korrelationen gerechnet werden, welche bei Darstellung in Form von Saisonalitätsdiagrammen jahreszeitliche Schwankungen der Zusammenhänge zwischen Hauptkopplungsmodi und Niederschlag im südhemisphärischen Afrika verdeutlichen.

Die Methode erlaubt somit eine Reduktion auf die wesentlichen, in einigen wenigen Kopplungssystemen involvierten Telekonnektionszentren, die kompakte Darstellung der intrasaisonalen Veränderungen der grundlegenden Kopplungssysteme sowie deren unterschiedliche räumliche Wirksamkeit im Feld der regionalen Niederschlagsindizes. Neben diesen vorteilhaften Aspekten dieser neu entwickelten Methode bleiben jedoch auch Einschränkungen hinsichtlich der Interpretation der extrahierten Modi, auf die an dieser Stelle nochmals hingewiesen werden soll:

Wie bei allen Verfahren der statistischen Erfassung von Zusammenhängen ist auch hier die Selektion zufällig korrelierter Geopotentialzeitreihen möglich. Dies betrifft sowohl das initiale Selektionsverfahren der Kopplungszentren als auch die anschließende Regressionsanalyse. Die darauf folgende Hauptkomponentenanalyse des Prädiktorenkollektivs hat in solchen Fällen demnach auch einen gewissen Anteil an Variabilität des Druckfeldes zu erklären, der zirkulationsdynamisch keinen kausalen Zusammenhang mit dem Niederschlag aufweist.

Aber auch durch die hauptkomponentenanalytische Zusammenfassung der erfassten Geopotentialvariabilität selbst ergeben sich mögliche Einschränkungen. Da ein Teil der Varianz der Prädiktorenreihen keinen Zusammenhang mit den Niederschlagsindizes aufweist - was sich allgemein in Korrelationskoeffizienten zwischen Geopotentialzeitreihen und Niederschlagsindizes von $|r| < 1$ ausdrückt - ist auch damit zu rechnen, dass Hauptkomponenten auftreten können, welche lediglich zirkulationsinterne Kopplungen - ohne signifikanten Zusammenhang mit dem Niederschlag im südlichen Afrika - repräsentieren, da nach der Selektion der Prädiktorenreihen keinerlei weitere Informationen zur Niederschlagsvariabilität in die Hauptkomponentenanalyse eingehen.

Durch die Integration aller Saisonabschnittsvarianten in eine einzige Analyse ergibt sich zudem zwangsläufig eine gewisse Unschärfe bzw. Abschwächung bezüglich des Zusammenhangs

mit den Niederschlagsindizes, da mit den extrahierten Hauptkomponenten der Varianzanteil aus Saisonabschnittsvarianten mit geringen Korrelationen zum Niederschlag mit gleichem Gewicht erklärt wird wie der Anteil, der für die Selektion des GPH-Gitterpunktes verantwortlich war.

Um diesen letztgenannten Effekt zu untersuchen, wurde eine zusätzliche Variante der Hauptkomponentenanalyse berechnet, in der die multisaisonalen Zeitreihen der als Prädiktoren selektierten GPH-Gitterpunkte in jedem Saisonabschnitt mit dem jeweiligen quadrierten bivariaten Korrelationskoeffizienten zwischen diesem GPH-Gitterpunkt und dem Niederschlagsindex, für den der Prädiktor selektiert worden war, gewichtet werden. Innerhalb einer multisaisonalen Eingangszeitreihe für die Hauptkomponentenanalyse treten demnach unterschiedliche Gewichtungen auf, mit der Konsequenz, dass bei sehr geringen Korrelationen mit dem Niederschlag sehr wenig Variabilität vorliegt, in Saisonabschnitten mit stärkerem Zusammenhang zum Niederschlag die Variabilität der Druckreihe relativ betont wird und stärker bei der Gesamtvarianzerklärung einfließt. Auch die resultierenden Zeitkoeffizienten der Hauptkomponenten weisen demnach tendenziell höhere Varianz in den Zeitreihenabschnitten der jeweils niederschlagsrelevanten Saisonalvarianten auf, wobei dieser Effekt dadurch stark gemildert wird, dass in jedem Saisonabschnitt einige relativ hochgewichtete Reihen auftreten, die in die Konstruktion der Zeitkoeffizientenreihen mit einfließen. Es findet jedoch eine intrasaisonale Akzentuierung statt. Zur Überprüfung der Ergebnisse wurden sowohl die räumlich expandierten Ladungen der (gewichteten) Zeitkoeffizienten im (ungewichteten) globalen Druckfeld gerechnet als auch die intrasaisonal differenzierten Korrelationen zum (ungewichteten) Niederschlagfeld und die entsprechenden Muster mit der ungewichteten Variante verglichen. Alle 11 Hauptkomponenten der ungewichteten Lösung sind auch bei der Lösung für 11 gewichtete Hauptkomponenten vertreten, wobei lediglich eine unterschiedliche Anordnung in der Reihenfolge der Komponenten - sortiert nach Varianzerklärungsanteil - erfolgt. Die hohe Ähnlichkeit mit den Geopotentialfeld-Mustern der ungewichteten Variante gestattet jedoch eine eindeutige Identifizierung, wobei hauptsächlich lediglich Unterschiede in der Höhe der Ladungen bzw. Korrelationen auftreten. Auch die intrasaisonal differenzierten Korrelationen im Niederschlagfeld weisen hohe Ähnlichkeit auf. Insgesamt kann dieser Testlauf demnach als Bestätigung der ungewichteten Variante gewertet werden, welcher bei den anschließenden Analysen der Vorzug gegeben wurde, um die Darstellung und Interpretation nicht - durch den hierdurch erhöhten jedoch inhaltlich nicht zwingend notwendigen Komplexitätsgrad - weiter zu erschweren.

Die mit Hilfe der beschriebenen Methodenkombination ermittelten Hauptkopplungsmodi werden im nachfolgenden Kapitel im Einzelnen vorgestellt und hinsichtlich zirkulationsdynamischer Kopplungsmechanismen interpretiert.

Kapitel 9

Zirkulationsdynamische Analyse der Hauptkopplungsmodi

Das Ergebnis der Methodenkombination zur Ermittlung der sog. Hauptkopplungsmodi (Kapitel 8.5) besteht wie bei der SFPCA (Kapitel 8.1) aus Ladungsmustern und Zeitkoeffizienten der Hauptkomponenten. Analog zur Vorgehensweise bei SFPCA, CCA und SVD werden im Folgenden zunächst die multisaisonalen Ladungsmuster durch die Korrelationen im GPH-Feld räumlich expandiert sowie auf das Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika ausgedehnt. Tabelle 9.1 gibt eine Übersicht über die auftretenden Betragsmaxima der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodi und Niederschlagsregionen.

Ein Vergleich mit den analog berechneten Werten der SFPCA-Modi zeigt hier deutlich höhere Beträge. Methodenbedingt werden jedoch nicht Beträge wie bei der CCA und SVD erreicht, womit indiziert wird, dass die Modi hier nicht unter Maßgabe der Maximierung der Korrelation zwischen GPH- und südafrikanischen Niederschlagsfeld konstruiert wurden, sondern die Varianzerklärung für das Prädiktorenkollektiv im Vordergrund steht und somit die zirkulationsinternen Telekonnektionen höheres Gewicht bei der Extraktion erhalten.

Weiterhin lässt sich durch die Zerlegung der multisaisonalen Zeitreihen in einzelne Saisonabschnitte die intrasaisonale Variabilität der Kopplungen erfassen. Hieraus lassen sich die Saisonabschnitte mit stärksten bzw. zeitlich persistenten Telekonnektionserscheinungen bestimmen, welche im Einzelnen näher untersucht werden, um Hinweise auf die den Fernkopplungen zugrunde liegenden zirkulationsdynamischen Prozesse auszuarbeiten. Hierzu werden die Ladungen auch auf weitere Variablen wie Horizontalwind, Vertikalgeschwindigkeit und SSTs ausgeweitet. Der Vorteil der Betrachtung einzelner Saisonabschnittsvarianten besteht - neben der Fokussie-

Modus	Minimalkorrelation (Region)	Maximalkorrelation (Region)
PC01	-0.5424 (01)	0.2043 (09)
PC02	-0.1214 (05)	0.2543 (03)
PC03	-0.0991 (03)	0.2880 (06)
PC04	-0.2797(11)	0.4002 (03)
PC05	-0.2156 (09)	0.2503 (14)
PC06	-0.3371 (11)	0.1579 (19)
PC07	-0.3195 (09)	0.1118 (07)
PC08	-0.0990 (08)	0.3748 (17)
PC09	-0.1725 (12)	0.1093 (09)
PC10	-0.4120 (06)	0.1598 (02)
PC11	-0.1962 (16)	0.1189 (04)

Tabelle 9.1: Minimal- und Maximalkorrelationen der 11 Hauptkomponenten der selektierten Kopplungszentren des GPH-Feldes (Hauptkopplungsmodi) mit den Indizes der Niederschlagsregionen des südlichen Afrikas bei multisaisonalen Korrelationsanalyse.

rung deutlicher Anomaliesignale der Modi - in der Möglichkeit, gegebenenfalls unterschiedliche Wirkungsmechanismen der Zusammenhänge zwischen Hauptkopplungsmodi und Niederschlag in verschiedenen Saisonabschnitten voneinander zu unterscheiden, die sich aus typinternen Variationen des Modus ergeben.

Die expandierten Ladungen sind hierbei als *Anomaliesignale* der Hauptkopplungsmodi, nicht als tatsächlich ausgeprägte Abweichungen aufzufassen. Im Unterschied zu Kompositenanalysen, bei denen die mittleren Zustände z.B. des GPH-Feldes bei Positiv- oder Negativanomalien einer bestimmten Variable (hier wären das die Hauptkopplungsmodi) ermittelt werden, wird hier das Ausmaß gemeinsamer Variabilität zwischen Variable und Feld dargestellt. Da die Zeitreihen der orthogonal rotierten Hauptkomponenten voneinander unabhängig sind, erfolgt hierbei eine Signaltrennung zwischen verschiedenen großskaligen Zusammenhängen¹; ein Vorteil gegenüber der Kompositenanalyse, bei der eine solche Trennung durch die Überlagerung verschiedener Zusammenhänge erschwert wird. Das Vorzeichen des durch die Ladungen repräsentierten Anomaliesignals lässt sich hierbei wie folgt interpretieren: starke negative/positive Ladungen eines Modus z.B. im GPH-Feld weisen auf eine mit der Variabilität des Modus assoziierte Tendenz zu Tief-/Hochdruckanomalien hin. Dies bedeutet jedoch nicht, dass in solchen Regionen tatsächlich absolut betrachtet Tief- bzw. Hochdruck herrschen muss; das Anomaliesignal stellt lediglich

¹Zu betonen ist hierbei, dass sich die Unabhängigkeit zwischen den rotierten Hauptkopplungsmodi allein auf die Zeitkoeffizientenreihen (Scores) bezieht, die räumlichen Ladungsmuster jedoch durchaus Überschneidungen aufweisen können. In solchen Überschneidungsgebieten ist dann jeweils nur der für die jeweilige Hauptkomponente spezifische Anteil an der Varianz der Gitterpunktszeitreihen erfasst.

einen Impuls in die jeweilige Anomalierichtung dar. Der Unterschied zwischen Anomaliesignal und tatsächlich ausgeprägten Anomaliezuständen (im Beispiel des GPH-Feldes Tief- oder Hochdruckzellen) wird hierbei weiterhin erhöht, da es sich um hochpassgefilterte und standardisierte Ausgangszeitreihen handelt.

9.1 Modus 1: ENSO

Der erste extrahierte Hauptkopplungsmodus repräsentiert den Einfluss der ENSO-Variabilität auf den Niederschlag im südlichen Afrika. Zu betonen ist hierbei, dass es sich nicht um die Extraktion der ENSO-Variabilität in einer für die Beschreibung des ENSO-Systems optimalen Weise, sondern um die Ausprägung des ENSO-Signals in den für den südafrikanischen Niederschlag relevanten Geopotentialgitterpunkten handelt. Dieser Zusatz bei der Bezeichnung der Modi wird jedoch - auch bei den 10 weiteren Hauptkopplungsmodi - nicht fortlaufend wiederholt.

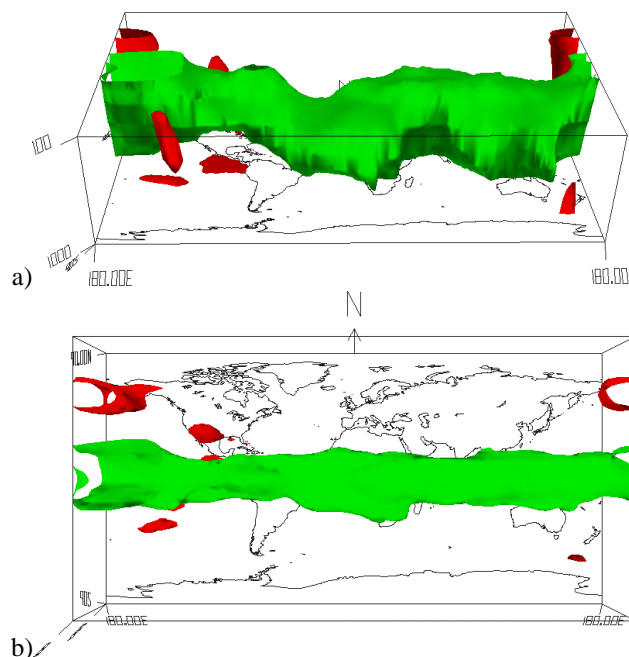


Abbildung 9.1: Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 1 im GPH-Feld zwischen 1000 und 100 hpa. a) aus südlicher, b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.7 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche (weitere Erläuterung siehe Text).

Zur räumlich vollständigen Darstellung der Ladungsmuster im troposphärischen GPH-Feld sind bei herkömmlicher Darstellungsart - in Form von Isoliniendarstellung der Ladungen eines Geopotentialniveaus - mindestens drei Kartendarstellungen für die niedere, mittlere und die hohe

Troposphäre nötig. Eine zusammenfassende Darstellungsart besteht in der Möglichkeit der dreidimensionalen Abbildung von Isooberflächen ausgewählter Korrelationswerte. Diese Darstellung ermöglicht einen besseren Eindruck der vertikalen Veränderungen der Werte. Der Wert der Isooberflächen wurde so gewählt, dass die zur Abbildung kommenden Körper jeweils höhere Beträge in ihrem Inneren einschließen. Abbildung 9.1 gibt in perspektivischer Darstellung dementsprechend mit den Isooberflächen der Ladungen $r=+0.7$ (grün) und $r=-0.4$ (rot) diejenigen Bereiche des Geopotentialfeldes wieder, in welchen die Variabilität des Modus 1 (gleichsinnig oder invers) in hohem Ausmaß realisiert ist. Dabei handelt es sich hier in erster Linie um das bekannte zirkunglobale Kerngebiet innertropischer homogener Variabilität mit longitudinal variierender Höhe. Im Bereich Indonesiens, des tropischen und südhemisphärischen Afrikas sowie des tropischen Atlantiks erstreckt sich diese Zone bis hinab zur Erdoberfläche. Sowohl über dem Indischen Ozean als auch über dem östlichen Pazifik lassen Aufwölbungen des Körpers geringere, im Falle des Ostpazifiks negative oberflächennahe Korrelationen ($r < -0.4$) erkennen. Mit dem Negativzentrum im Ostpazifik und dem Positivzentrum im indonesischen Bereich sind somit die beiden primären Zentren der Southern Oscillation in diesen Modus eingebunden. Markant tritt die hohe Korrelation des oberflächennahen Luftdrucks über Zentralafrika in Erscheinung (vgl. auch Abb. 7.27, S. 147).

Zentren negativer Korrelation mit der hier erfassten innertropischen Variabilität, welche nun nicht mehr auf die oberflächennahe Troposphärenschicht beschränkt sind, ergeben sich im Südpazifik, südlich Neuseelands, über dem Süden der USA und mit stärksten Koeffizienten über den Aleuten, womit die bereits bekannten sub- und außertropischen Kopplungen des ENSO-Systems im pazifischen Raum, wie u.a. die Anbindung des PNA-Musters, erfasst werden.

In der mittleren Troposphäre (700 und 500 hPa-Niveau) erstreckt sich der Bereich hoher Positivkorrelation durchgängig über die inneren Tropen und weitet sich allgemein nach Norden und Süden aus. Die stärkste Südausdehnung ist hierbei über dem südlichen Afrika zu beobachten, womit auch das niederschlagsrelevante Zentrum über Namibia (vgl. Abb. 8.22 und Abb. 8.23 sowie relatives Bedeutungsmaß in Abb. 7.5) mit umfasst wird. In der höheren Troposphäre ergeben sich Aufwölbungen des Isooberflächenkörpers - und somit Zentren stärkerer Kovarianz mit der Hauptkomponente - über dem Indik, dem östlichen Pazifik bzw. Südamerika sowie insbesondere über dem Zentralpazifik, wo die $+0.7$ -Isooberfläche über das 100 hPa-Niveau hinausragt.

9.1.1 Übereinstimmung mit ENSO-Indizes

Der innertropische Bereich mit hohen positiven Ladungen repräsentiert somit - ebenso wie der erste Modus der tropischen SFPCA (Kap. 8.1, Abb. 8.3, S. 178), der CCA und SVD - die starke zirkunglobale Homogenität der Luftdruckvariabilität der inneren Tropen, welche im Falle von El-Niño- oder Warmereignissen im Pazifik (bzw. negativen SOI-Anomalien) insgesamt zu Hochdruckanomalien tendiert und umgekehrt. Um die Übereinstimmung zwischen Modus 1 und gebräuchlichen Indizes zur Beschreibung des ENSO-Systemzustandes zu überprüfen, wurden die Korrelationskoeffizienten zwischen Modus 1 und den SST-Indizes NINO1.2, NINO3, NINO3.4 und NINO4² (Zeitraum 1950 bis 1998, Quelle NOAA, hochpassgefiltert) sowie dem SOI (SLP-Differenz Tahiti-Darwin, Zeitraum 1951 bis 1998, Quelle NOAA, hochpassgefiltert) nach Saisonabschnitten differenziert berechnet (Abb. 9.2).

Die Saisonalitätsdiagramme in Abbildung 9.2 zeigen die intrasaisonalen Veränderungen des Korrelationskoeffizienten zwischen den verschiedenen Indizes und den Zeitkoeffizienten des Modus 1 zugeordnet nach Lage der Indexbezugsräume bzw. -punkte im Falle des SOI. Übereinstimmend für alle fünf Indizes ergeben sich hohe Korrelationen in den längsten Saisonabschnitten mit Schwerpunkt im Hochsommer, der aus der Literatur bekannten 'Peak-Phase' des ENSO-Systems (s. Kap. 3). Am geringsten fällt die Korrelation zu NINO1.2 an der Westküste Südamerikas aus; hier wird nur ein Maximum von $r = +0.74$ im Saisonabschnitt November-Februar erreicht (Abb. 9.2 unten rechts). Hinsichtlich der saisonalen Schwerpunkte der Maximalkorrelationen ergeben sich für die drei äquatorialpazifischen SST-Indizes lediglich graduelle Unterschiede. So ist bei allen dreien die Maximalkorrelation im Saisonabschnitt zwischen Oktober bzw. November und März ausgeprägt. Bei den zweimonatigen Saisonabschnitten sind relative Maxima im Dezember-Januar- und im Februar-März-Mittel festzustellen. Der SOI zeigt in den zweimonatigen Saisonabschnitten stärkste Übereinstimmung zu Modus 1 hingegen im Spätsommer (Februar-März). Mit dem Maximalbetrag von $r = -0.84$ für das Oktober-März Mittel wird jedoch auch hier die insgesamt hohe Gemeinsamkeit zwischen SOI und Modus 1 dokumentiert. Diese geht allgemein bei Betrachtung kürzerer Saisonvarianten zurück, erreicht aber Koeffizienten $|r| < 0.3$ lediglich in den Einzelmonaten Oktober und November. Diese letztgenannten schwachen Korrelationen resultieren hauptsächlich aus geringeren oberflächennahen Negativladungen für Modus 1 im Zentralpazifik während die Positivladungen im indonesisch-westpazifischen Raum stärker als $+0.5$ im Oktober und $+0.6$ im November bleiben (nicht gezeigt). Hierbei stellt sich die Frage, ob lediglich die

²Diese SST-Indizes werden als räumliches Mittel folgender Regionen errechnet:
NINO1.2: 0° - 10° S/ 90° W- 80° W, NINO3: 5° N- 5° S/ 150° W- 90° W, NINO3.4: 5° N- 5° S/ 170° - 120° W und NINO4: 5° N- 5° S / 160° E- 150° W.

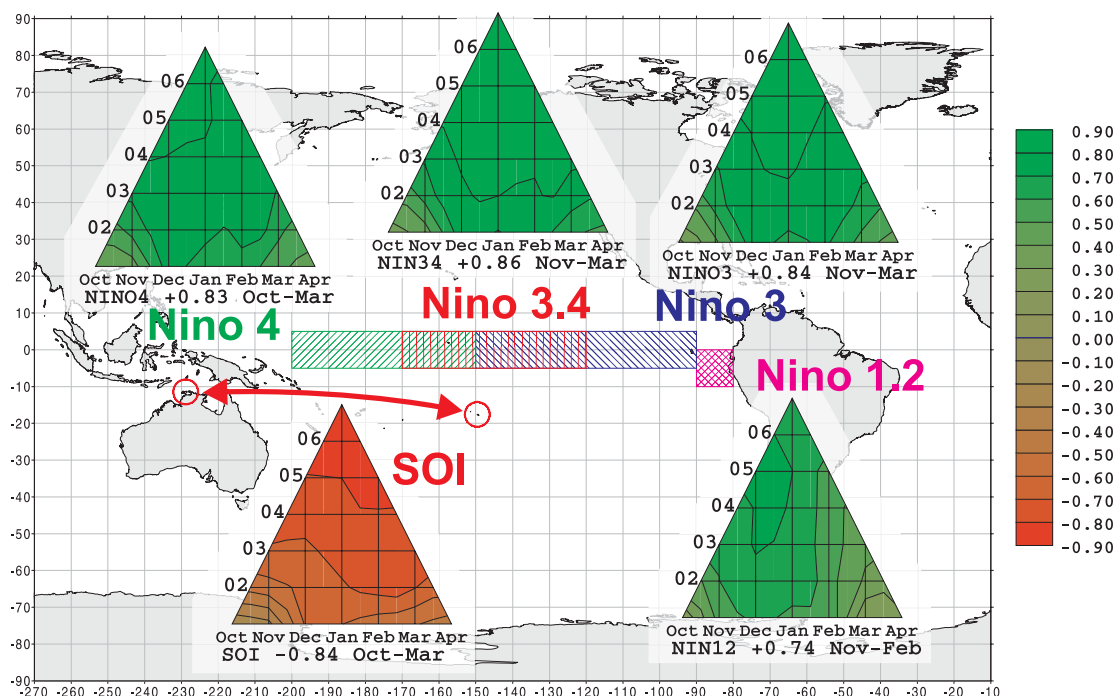


Abbildung 9.2: Saisonaliätsdiagramme (siehe Kap. 6.1.2, S. 84) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 1 und gebräuchlichen Indizes zur Beschreibung des ENSO-Systemzustandes im Zeitraum 1950 bis 1998 (hochpassgefiltert): Niño1.2 (SST-Mittelwert für 0° - 10° S / 90° W- 80° W), Niño3 (SST-Mittelwert für 5° N- 5° S / 150° W- 90° W), Niño3.4 (SST-Mittelwert für 5° N- 5° S / 170° - 120° W), Niño4 (SST-Mittelwert für 5° N- 5° S / 160° E- 150° W) und SOI (Differenz der standardisierten SLP-Werte zwischen Tahiti und Darwin).

Korrelation zwischen SOI und Modus 1 in den Einzelmonaten Oktober, November sowie April zurückgehen, oder ob sich die Korrelation zwischen den SOI-Bezugspunkten Tahiti und Darwin selbst abschwächt. Hierzu wurden die Korrelationen zwischen dem 1000 hPa-Geopotential für 130° E/ 12.5° S (\sim Darwin) und 150° W/ 17.5° S (\sim Tahiti) in saisonaler Differenzierung berechnet (Abb. 9.3).

Aus dem Saisonaliätsdiagramm in Abbildung 9.3 geht hervor, dass auch der SOI selbst in den Einzelmonaten des Frühsommers (November und Dezember) und des Spätsommers (April) durch insignifikante Korrelation zwischen den Oberflächendruckverhältnissen bei Tahiti und Darwin gekennzeichnet ist.³ Insgesamt besteht hohe Ähnlichkeit zwischen dem Saisonaliätsdiagramm der Korrelation der SOI-Bezugspunkte untereinander und dem der Korrelation zwischen Modus 1 und SOI (Abb. 9.2 links unten). Demnach sind die relativ schwachen Übereinstimmun-

³Dies trifft auch für ungefilterte Zeitreihen zu. Hierbei ergibt sich im April ein Korrelationskoeffizient von $r=-0.21$ und im Dezember von $r=-0.17$.

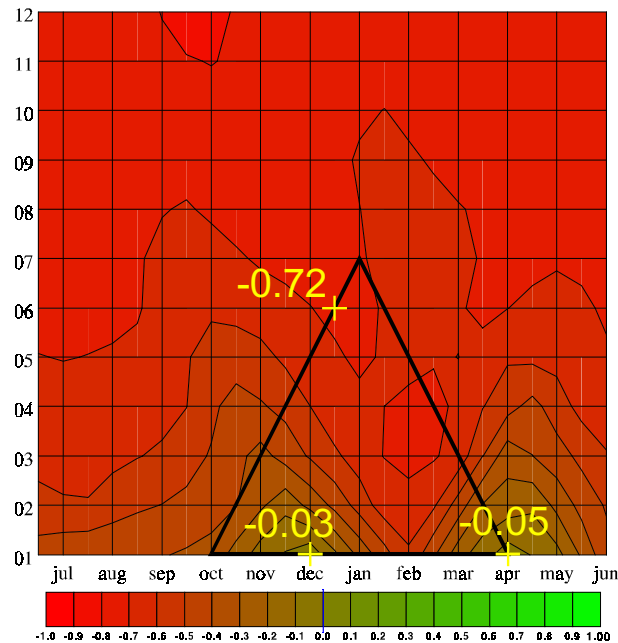


Abbildung 9.3: Intrasaisonale Veränderungen der Korrelation der Southern Oscillation (SO): Ganzjähriges Saisonalitätsdiagramm der Korrelationen zwischen 1000 hPa-Geopotential bei 130°E/12.5°S (~Darwin) und 150°W/17.5°S (~Tahiti) im Zeitraum 1948 bis 1998 (hochpassgefiltert). Der saisonale Untersuchungsausschnitt Oktober bis April (Südsommer) ist durch das Dreieck markiert. Eingetragen sind die Korrelationskoeffizienten für die Saisonabschnitte Oktober-März ($r=-0.72$), Dezember ($r=-0.03$) und April ($r=-0.05$).

gen zwischen Modus 1 und SOI in diesen Monaten nicht auf unzureichende Eignung der Methode zur Erfassung der ENSO-Variabilität zurückzuführen, sondern auf die schwachen Korrelationen der SOI-Bezugspunkte untereinander. Insgesamt lässt sich somit feststellen, dass die Zeitkoeffizienten des Modus 1 die ENSO-Variabilität nicht nur insgesamt und näherungsweise sehr gut widerspiegeln, sondern auch - obwohl die Hauptkopplungsmodi auf Grundlage multisaisonalere Zeitreihen berechnet wurden - die intrasaisonalen Veränderungen innerhalb des ENSO-Systems recht genau reflektiert werden.

9.1.2 Korrelationen im Niederschlagsfeld

Der Zusammenhang zwischen Modus 1 und den regionalen Niederschlagsindizes ist in Abbildung 9.4 in Form von Saisonalitätsdiagrammen dargestellt. Deutlich zeigt sich der starke Gegensatz zwischen den südlichen und den östlichen Regionen mit fast ausschließlich negativen Korrelationen im Süden (ca. südlich 20°S) und überwiegend positiven Korrelationen im Osten. Der

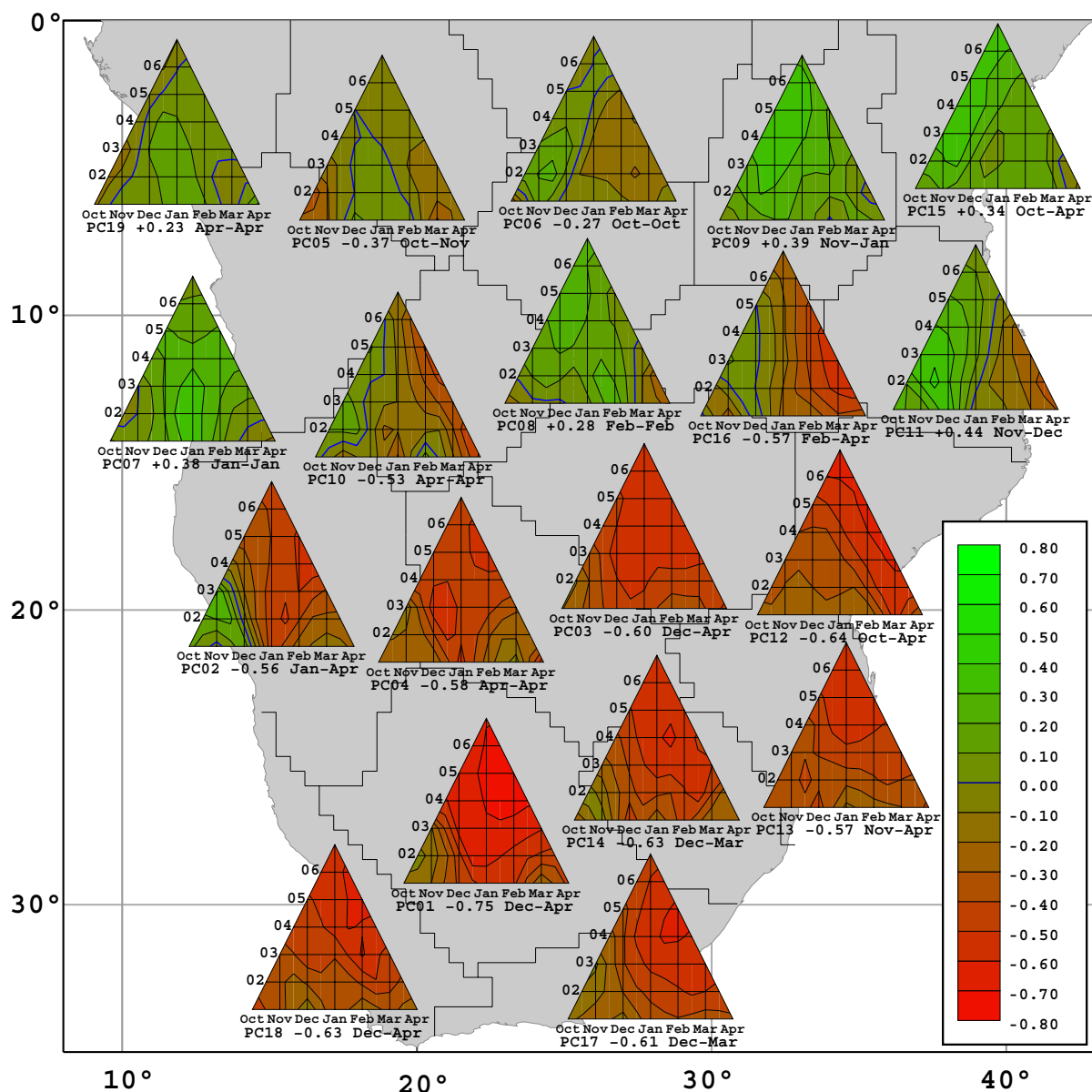


Abbildung 9.4: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 1 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:

Saisonalitätsdiagramme (Erläuterung siehe Kap. 6.1, S. 82) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 1 und den regionalen Niederschlagsindizes.

stärkste negative Korrelationskoeffizient wird hierbei in Region 1 in der Dezember-April-Saison mit $r=-0.75$ erreicht. Auch die umliegenden Regionen weisen in den längeren Spätsommer-Varianten hohe Negativkorrelationen auf. Der Vergleich mit den eingangs in Kapitel 7.1 festgestellten Werten negativer Telekonnektivität der Niederschlagsregionen bezüglich des GPH-

Feldes (Kap. 7.1, Abb. Abb. 7.11, S. 124) ergibt hier hohe Übereinstimmung für die Regionen 1, 2, 3, 4, 12, 13, 14, 16, 17 und 18 im Süden und im Übergangsbereich nach Ostafrika. Dies unterstreicht die hohe Gesamtbedeutung dieses Modus für die Telekonnektivität der Niederschlagsindizes.

Der stärkste positive Korrelationskoeffizient für Modus 1 im Niederschlagsfeld manifestiert sich hingegen in der ostafrikanischen Region 11 (Südtansania/Nordmoçambique) mit $r=+0.44$ für November-Dezember, dem Saisonabschnitt, in dem diese Region auch ihre insgesamt stärkste Positivkorrelation zum Druckfeld aufweist (vgl. Abb. 7.11, S. 124). Für die Regionen 15 und 9 ergeben sich im Vergleich zwischen den Korrelationen mit Modus 1 und positiver Telekonnektivität der Regionen Unterschiede in der intrasaisonalen Veränderung, ein Hinweis auf die erhöhte Bedeutung anderer Telekonnektionssysteme für den Niederschlag.

9.1.3 Dezember-April: Kopplung der südlichen Niederschlagsregionen

Die stärkste Negativkorrelation des Modus 1 im Süden manifestiert sich in der Niederschlagsregion 1 für Dezember bis April mit $r=-0.75$. Diese Negativkorrelation signalisiert tendenziell defizitäre Niederschlagssummen für diese Region in Jahren mit Positivphasen des Modus 1, also Jahren mit Tendenz zu Pazifik-Warmanomalien bzw. negativen SOI-Anomalien.

Zirkulationsanomalien

Im Folgenden werden die Korrelationen des Modus 1 im Zirkulationsfeld (expandierte Ladungen) zur Kennzeichnung der assoziierten Anomalien (Anomaliesignale) aufgezeigt. Grundsätzlich wird hierbei von Positivphasen des Modus ausgegangen, welche bezüglich des ENSO-Systems SOI-Low-Index-Phasen oder El-Niño-typische Phasen repräsentieren. Grundsätzlich lassen sich jedoch alle Aussagen invertiert für Negativphasen des Modus treffen⁴, was jedoch im Einzelnen - insbesondere bei den detaillierteren Abschnitten der Interpretation - nicht wiederholt ausgeführt werden soll. Abbildung 9.5 gibt die Korrelationen der Zeitkoeffizienten des Modus 1 mit den Geopotentialhöhen und Horizontalwindkomponenten für nieder-, mittel- und hochtro-

⁴Die hier relevanten Korrelationskoeffizienten wurden visuell mithilfe von Streudiagrammen auf Nichtlinearität überprüft. Dabei wurden jedoch keine Zusammenhangsfunktionen festgestellt, die durch den linearen Anteil nicht ausreichend beschrieben werden können. Stichprobenartig wurden zudem die nach Positiv- und Negativphase getrennt berechneten Anomaliekompositenfelder auf Unterschiede überprüft und solche nur in unerheblichen Umfang festgestellt.

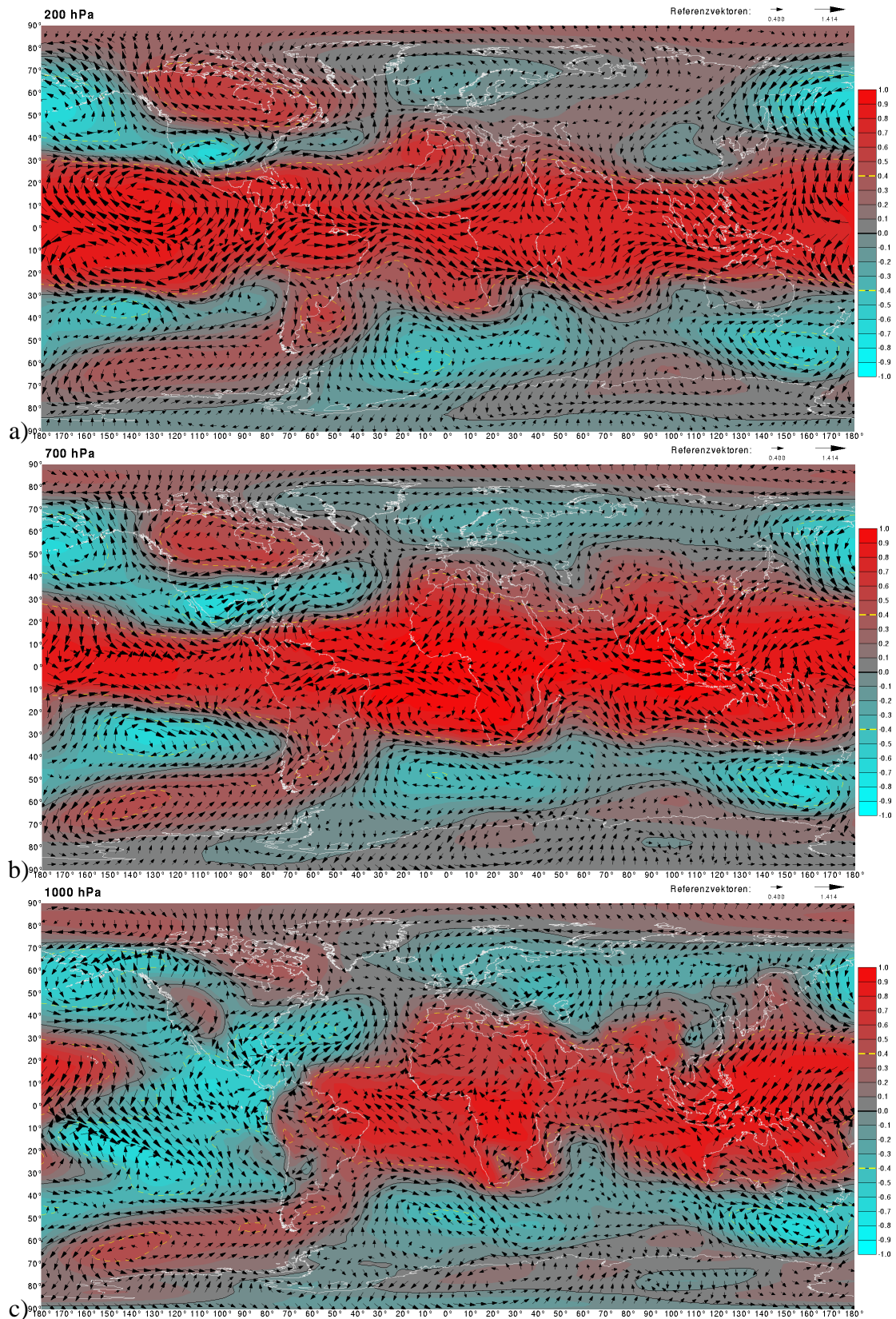


Abbildung 9.5: Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April im Geopotential- (Konturdarstellung, die Isokorrelate für $|r|=0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) a) im 200, b) 700 und c) 1000 hPa-Niveau.

osphärische Niveaus im Saisonabschnitt Dezember-April wieder.⁵ Im 1000 hPa-Niveau ist die Tendenz zu negativen Geopotentialanomalien im Ostpazifik, zu Hochdruckanomalien hingegen über dem tropischen Atlantik und Afrika sowie über dem indonesischen Sektor und im Indischen Ozean deutlich zu erkennen. Das assoziierte bodennahe Windfeld beschreibt Westwindanomalien über dem Pazifischen, Ostwindanomalien über dem Atlantischen und Indischen Ozean. Während sich die tropischen Geopotentialanomalien im höher gelegenen 700 hPa-Niveau nun durchweg positiv ausprägen, verändert sich das Windfeld in seiner Grundstruktur kaum. Auffällig erscheint jedoch die antizyklonale Zirkulationsanomalie um das Zentrum mit Hochdruckanomalien bei ca 20°S/10°E über der Küste Namibias, das einen Impuls zur oberflächennahen Verstärkung der hier im langjährigen Mittel ausgebildeten Subtropenantizyklone repräsentiert (vgl. Abb. 2.3, S. 14). Im hochtroposphärischen 200 hPa-Niveau stellen sich die tropischen Zonalwindfeldanomalien über den Ozeanen fast gänzlich auf entgegengesetzte Richtungen um. Über dem östlichen Atlantik und dem afrikanischen Kontinent verzweigt sich die Westströmungsanomalie in einen nördlichen und einen südlichen Ast.

Über dem Atlantischen Ozean ergibt sich somit im Wesentlichen das Bild einer verstärkten Normalzirkulation. So nimmt das auch real (im langjährigen Mittel) ausgeprägte äquatoriale Westströmungsband sowie die Nord- und Südauslenkung über dem Atlantik zunächst ohne erhebliche Richtungsänderungen an Intensität zu (vgl. Abb. 2.3, S. 14). Die Ausprägung der stehenden langen Welle im Südatlantik wird von den Anomaliesignalen der Koeffizienten in erhöhter Intensität und mit verstärkter Auslenkung nach Süden nachgezeichnet. Im Vergleich zu den Strömungsverhältnissen im langjährigen Mittelwert erstreckt sich das Anomaliesignal der äquatorialen Westströmung - unter Aufspaltung in den nördlichen und den erheblich verstärkten südlichen Strömungsast - bis weit über den afrikanischen Kontinent hinweg, über dem bis 25°S normalerweise tropische Ostwindkomponenten dominieren. Die mit Modus 1 assoziierten Geopotentialanomalien des 200 hPa-Niveaus über dem südlichen Afrika beschreiben mit den Positivwerten über der Südwestküste Namibias und Südafrikas einen Impuls zu verstärkter Südwestverlagerung bzw. -ausdehnung der im langjährigen Mittel über dem Zentrum des Subkontinents etablierten Subtropenantizyklone.

Einen Einblick in die Vertikalstruktur der Korrelationen zwischen Modus 1 und der Zonal- und Vertikalzirkulation geben die Meridionalprofile in Abbildung 9.6 für verschiedene Breitenkreise zwischen 0° und 30°S. Deutlich erkennbar sind die bekannten äquatornahen Anomalien der

⁵Die resultierenden Muster unterscheiden sich nur unwesentlich von den Anomaliekompositen (auch bei Verwendung ungefilterter Datenfelder), ein Hinweis auf die Dominanz dieser Hauptkomponente im globalen Zirkulationsfeld. Nennenswerte Unterschiede ergeben sich hauptsächlich in der Stärke außertropischer Anomalien.

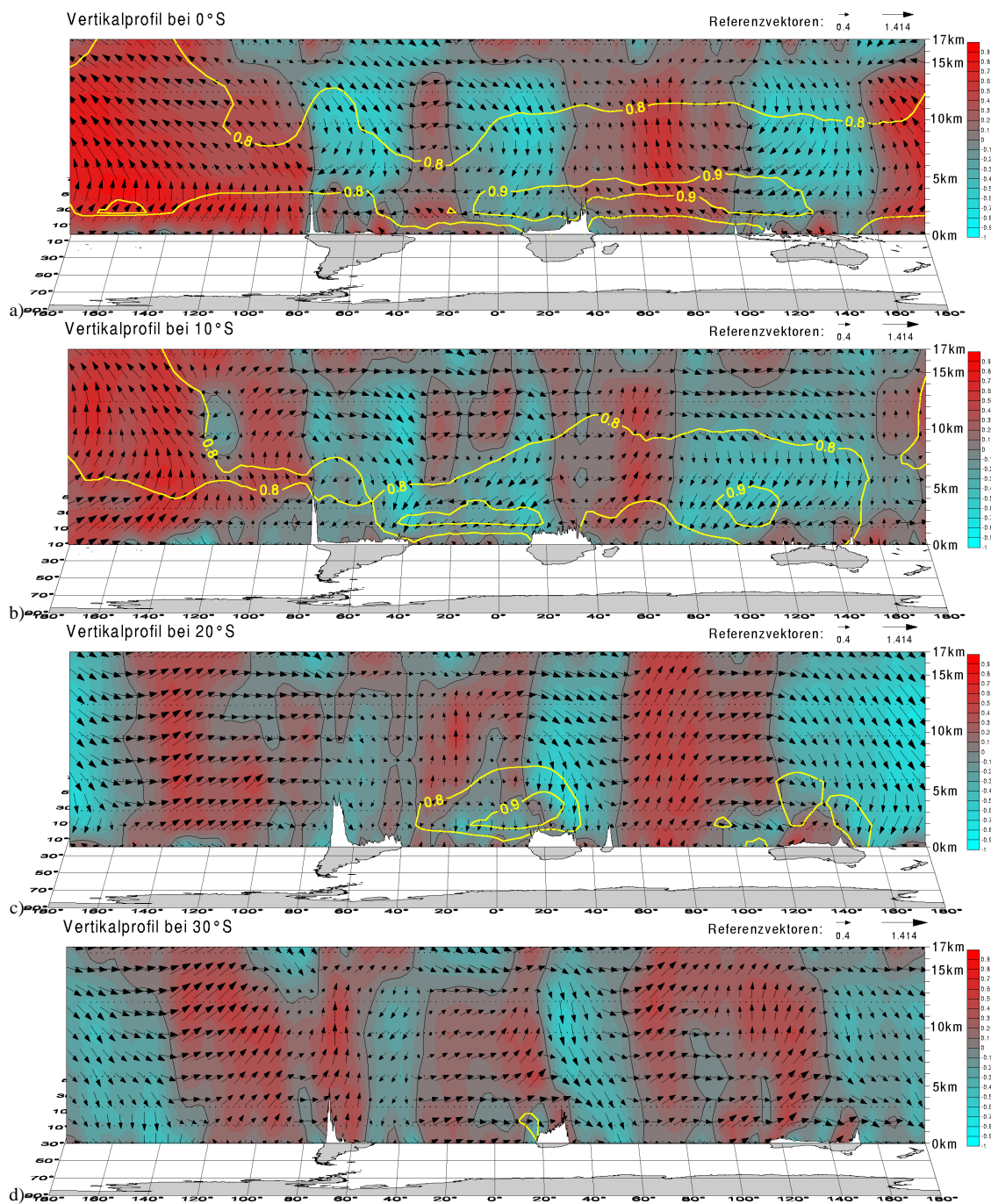


Abbildung 9.6: Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April im Vertikalprofil:
 a) Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Zonalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 0°N/S;
 b) wie a) jedoch bei 10°S,
 c) wie a) jedoch bei 20°S,
 d) wie a) jedoch bei 30°S.
 Das Vorzeichen der Vertikalgeschwindigkeit Omega ist aus Darstellungsgründen invertiert.

Walkerzirkulation bei Warmereignissen des ENSO-Phänomens (Abb. 9.6a). Dem kräftigen Signal aufwärtsgerichteter Vertikalbewegung über dem zentralen Pazifischen Ozean stehen starke, abwärts gerichtete Anomalien über dem maritimen Kontinent gegenüber. Konsequenterweise ergibt sich im indonesischen Sektor Höhenkonvergenz und Bodendivergenz, während das Horizontalströmungsfeld im Bereich des Zentral- bzw. Ostpazifiks umgekehrte Verhältnisse aufweist. Zusammen mit den horizontalen Westwindanomalien in der unteren Troposphäre des Pazifiks und den überlagernden hochtroposphärischen Ostwindanomalien ergibt sich hier eine geschlossene Zelle der Strömungsanomalien mit im Vergleich zum Normalzustand (vgl. Abb. 2.12, S. 29) umgekehrten Drehsinn, welcher den nach Osten verschobenen westlichen Aufstiegsast der pazifischen Walkerzirkulation kennzeichnet. Westlich an die Absinkanomalien über Indonesien anschließend ergibt sich eine Verstärkung der Aufstiegsbewegungen über dem zentralen Indischen Ozean, deren Anomaliesignal bis über die Ostküste des afrikanischen Kontinents hinaus (bis ca. 30°E) reicht. Der östliche Ast der pazifischen Walkerzirkulation ist - analog der Zelle des Indischen Ozeans - von gegensinnigen Anomalien bezüglich der Mittelwertssituation geprägt. So lassen sich unterhalb der kräftigen Westwindanomalien über dem südamerikanischen Kontinent starke Absinkanomalien feststellen. Die atlantische Walkerzelle erscheint im Anomaliebild bei schwachen westlichen Aufstiegsanomalien insgesamt nach Osten verschoben. Die verstärkten östlichen Absinkanomalien dehnen sich somit bis auf den afrikanischen Kontinent (bis ca. 30°E) aus und ergeben mit den Anomalien der Walkerzirkulation des Indiks eine Zweiteilung des tropischen Afrikas. So werden im Westen die Konvektionsbewegungen reduziert, im Osten dagegen gefördert. Zusätzlich eingetragen sind in Abbildung 9.6 die Isolinien der Ladungen +0.8 und +0.9 des Modus 1 im Geopotentialfeld (gelbe Linien Abb. 9.6). Gut erkennbar sind die Umrisse des Isooberflächenkörpers der hohen Ladungen in den inneren Tropen (vgl. Abb. 9.1). Stärkste Korrelationen werden hier in den unteren Troposphärenniveaus (850-700hPa) im Bereich Indonesiens sowie über der Westküste Afrikas ausgebildet, jeweils Zonen hoher Ladungen, die mit ihrem Schwerpunkt in etwa unterhalb kräftiger Absinkanomalien liegen. Lediglich im Zentralpazifik, dem Gebiet des stärksten ozeanischen Signals im ENSO-System, finden sich hohe Ladungen auch im Bereich von Aufstiegsanomalien.

Weiter nach Süden fortschreitend nehmen zunächst bei 10°S die Beträge der Koeffizienten allgemein ab (Abb. 9.6b). Die Absinkanomalien über Südamerika verlagern sich dabei nach Osten über den Bereich der Küste Brasiliens, wo sich nun ebenfalls in den unteren Troposphärenniveaus Geopotentialladungen von $r > +0.9$ ausbilden. Das Gebiet der Absinkanomalien im indonesischen Sektor verlagert sich ebenso wie das Zentrum hoher Geopotentialladungen nach Westen über den östlichen Indischen Ozean. Im Bereich Afrikas ergeben sich kaum größere Veränderungen.

Bei 20°S (Abb. 9.6c) jedoch verlagert sich das Gebiet der Absinkanomalien über Afrika weiter nach Osten über den zentralen Kontinent, während die Korrelationskoeffizienten für die Vertikalgeschwindigkeit wieder zunehmen. Auch verstärken sich die Ladungen im Geopotentialfeld wieder und kennzeichnen bei ca 20°E das mit dem Niederschlag hochkorrelierte Zentrum über Namibia im 700 hPa-Niveau, dessen stärkste Koeffizienten unterhalb des Bereichs der Absinkanomalien liegen. Bei 30°S schließlich (Abb. 9.6d) sind die Absinkanomalien bis über die Ostküste des afrikanischen Kontinents verlagert, wobei sich hier keine hohen Geopotentialladungen mehr ausprägen und lediglich noch der südliche Ausläufer des Namibiazentrums mit Ladungen von $r > +0.8$ zu beobachten ist.

Mechanismen der Niederschlagsreduktion

Aus dem dargestellten Feld der mit Modus 1 assoziierten Zirkulationsanomalien lassen sich verschiedene Mechanismen des Zusammenhangs mit der Niederschlagsvariabilität der Region 1 (Zentral-RSA und Südkalahari) ableiten, die im Folgenden aufgezeigt werden. Zunächst wird die Rolle des Zentrums relativ starker Geopotentialanomalien über der Küste Namibias diskutiert, anschließend Auswirkungen der Höhenströmungsanomalien besprochen sowie das von TYSON (1986) vorgeschlagene Modell veränderter Hadleyzirkulation über dem südlichen Afrika behandelt.

Ein für die Niederschlagsvariabilität maßgebliches Anomaliesignal des Modus 1 ergibt sich mit den starken Absinkanomalien direkt über den betroffenen Niederschlagsregionen, insbesondere über Region 1. Der Korrelationskoeffizient zwischen dem Niederschlagsindex der Region 1 und der 300 hPa-Vertikalgeschwindigkeit bei 25°S/25°E beträgt bei Hochpassfilterung in dieser Saisonabschnittsvariante $r = -0.78$ ($r = -0.76$ bei 500 hPa) und bestätigt damit die Vertikalgeschwindigkeit der mittleren Troposphärenniveaus in diesem Bereich als stärksten Einflussfaktor (bezeichnenderweise werden bei ungefilterter Korrelation Minima von lediglich $r = -0.66$ für die 300 hPa- und $r = -0.60$ für die 500 hPa-Vertikalgeschwindigkeit erreicht). Der Korrelationskoeffizient zwischen dem Niederschlag der Region 1 und dem oberflächennahen 700 hPa-Geopotentialzentrum über Namibia bei 20°S/17.5°E beträgt hingegen $r = -0.71$ ($r = -0.44$ ungefiltert). Dieses korreliert wiederum mit der 300 hPa-Vertikalgeschwindigkeit (25°S/25°E) mit $r = +0.71$ ($r = +0.49$ ungefiltert).

Bei der Klärung der Frage nach der Rolle des Aktionszentrums im GPH-Feld über der namibischen Küste in diesem Primärkopplungssystem fällt die Lage des Maximums im 700 hPa-Niveau ins Auge, das unter Berücksichtigung der Topographie hier nur wenig oberhalb der Erdoberfläche

liegt (vgl. Abb. 9.6c). Mit zunehmender Höhe geht die Stärke der GPH-Anomaliesignale - bei Verlagerung nach Westen über den Atlantik - stark zurück (vgl. auch Abb. 9.5). Zwar sind auch in der Höhe über dem Ostatlantik Druckerhöhungssignale zu beobachten, die einer Südwestverlagerung bzw. Ausdehnung der subtropischen Antizyklone entsprechen, die vertikalen Betragsunterschiede der Ladungen sind jedoch ausgesprochen stark. Dies lässt eine Beeinflussung der oberflächennahen Druckverhältnisse durch die vertikal hochreichenden und oberhalb des 700 hPa-Geopotentialzentrums maximal ausgeprägten Anomaliesignale der Vertikalgeschwindigkeit als wahrscheinlich erscheinen, weniger hingegen einen umgekehrten Kausalzusammenhang. Demnach ist das Druckerhöhungssignal für das oberflächennahe Geopotentialzentrum - zumindest in der hier beobachtbaren Stärke - als Sekundärererscheinung und Folge der maßgeblich niederschlagsrelevanten Anomaliesignale der vertikalen Luftmassenbewegungen aufzufassen, welche ihrerseits mit weiteren Mechanismen in Zusammenhang stehen.

Hierzu kommen vor allem Divergenzanomalien im Horizontalströmungsfeld der hohen Troposphäre in Frage. Abbildung 9.7 zeigt die mit Modus 1 assoziierten Anomaliesignale im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus und im Divergenzfeld des 200 hPa-Niveaus. Deutlich sichtbar werden hier die kräftigen Absinkanomalien im 500 hPa-Niveau über dem südlichen Afrika (vgl. auch Abb. 9.6). Auch über dem Golf von Guinea sind Absinktendenzen zu beobachten. Beide Regionen werden überlagert von Höhenkonvergenzanomalien im 200 hPa-Niveau. Die Korrelation der 300 hPa-Vertikalgeschwindigkeit bei 25°S/25°E mit der direkt darüberliegenden 200 hPa-Divergenz beträgt $r=-0.90$ ($r=-0.93$ ungefiltert). Die Analyse der Horizontaldivergenz nach Trennung in Zonalkomponente und Meridionalkomponente (nicht gezeigt) ergibt für den Bereich des Golfs von Guinea eine Dominanz der zonalen Konvergenz, während für die Konvergenzanomalie über dem Süden des Subkontinents fast ausschließlich Meridionalkonvergenz verantwortlich ist.

Somit ist die Konvergenzanomalie über dem nordwestlichen Teil des südhemisphärischen Afrikas im Bereich des Golfs von Guinea als Folge der Westwindanomalie der Walkerzirkulation über dem tropischen Atlantik aufzufassen. Im Anomalieströmungsfeld wird die atlantische Höhenwestströmung über dem äquatorialen Afrika durch den Einfluss des von Osten auf den Kontinent übergreifenden Einflusses der Anomalien der Walkerzelle des Indischen Ozeans verlangsamt, was sowohl Absinktendenzen als auch die Aufteilung in den nördlichen und südlichen Ast unterstützt. Das südliche Konvergenzgebiet jedoch wird durch die Nordkomponente des südlichen Astes der atlantischen Westströmungsanomalie sowie entscheidend durch die Südströmungskomponente über dem Südtteil der Republik Südafrika (RSA) auf der Ostseite der nach Westen und Süden verlagerten Subtropenantizyklone verursacht (vgl. Abb. 9.5a). Diese Verla-

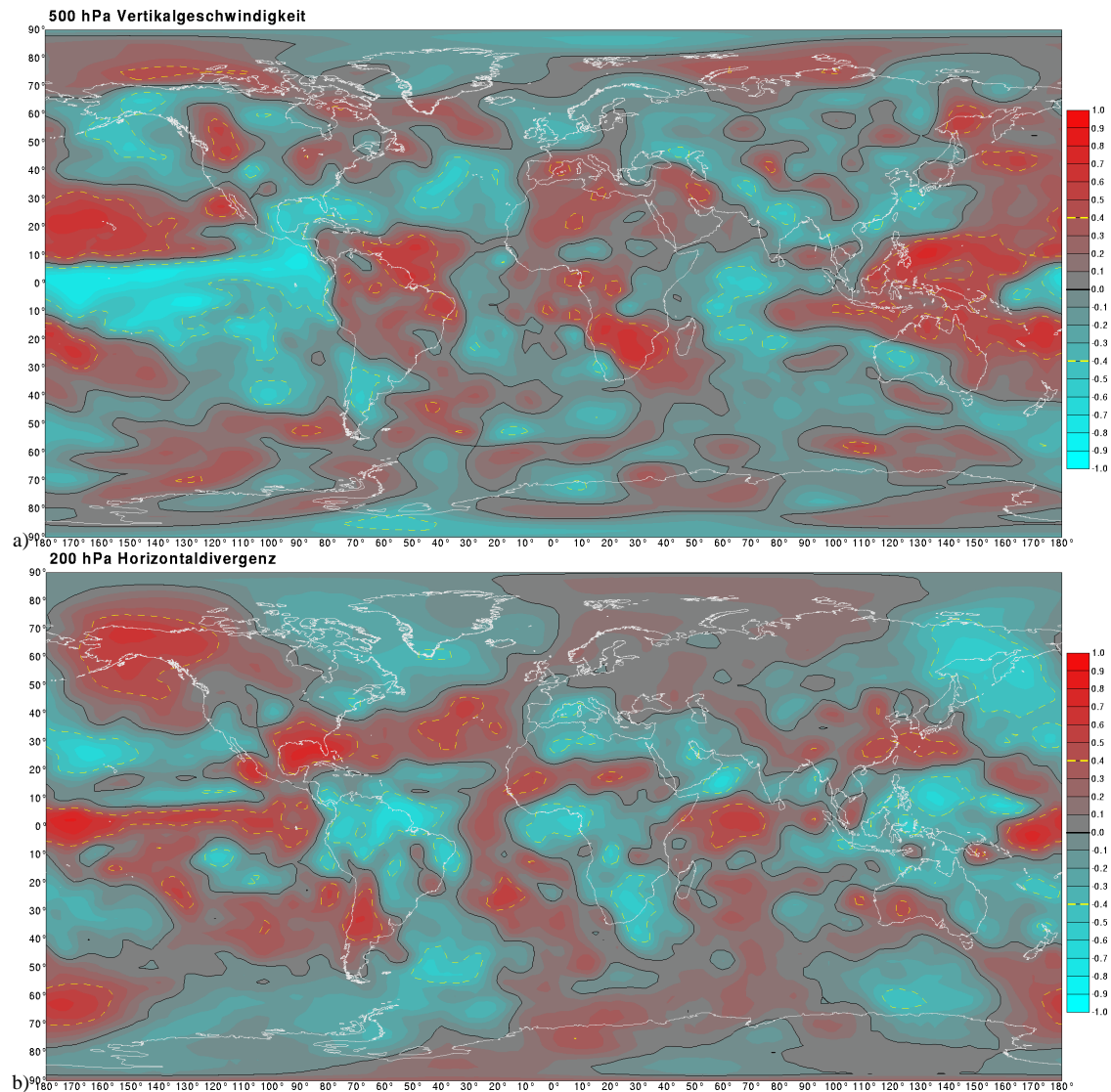


Abbildung 9.7: Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April a) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus, b) im Horizontaldivergenzfeld des 200 hPa-Niveaus. Die schwarze Linie kennzeichnet jeweils die Null-Isokorrelate, in gelb sind die Isokorrelate $|r|=0.4$ ausgewiesen.

gerung steht in Übereinstimmung mit der bei JURY (1996) angesprochenen möglichen Auswirkung der verstärkten äquatorialatlantischen Westströmung auf die stehende Welle über dem Atlantik. So ist bei Verstärkung des Westwindes über dem tropischen Atlantik - bei fast gleichbleibenden Westwindkomponenten südlich davon - mit verstärkter horizontaler Windscherung zu rechnen, welche im Zentralteil des Atlantiks die Südauslenkung der Höhenströmung begünstigt und so zu einer Amplitudenverstärkung der stehenden Welle bei reduzierter Wellenlänge beitragen kann. Mit der verkürzten Wellenlänge wird die Westverlagerung bzw. -ausdehnung der

Subtropenantizyklone über dem südlichen Afrika gestützt, wobei die verstärkte Amplitude der Welle stromabwärts - nach Umlaufen des Höhenrückens - zur Erhaltung der Vorticity auch stärkere Auslenkungsimpulse wieder in Richtung Norden, nun schon relativ weit westlich über dem afrikanischen Kontinent, erfährt. In der Konsequenz ergeben sich aus dieser äquatorwärtigen Strömungsanomalie im Zusammenwirken mit den Nordkomponenten der Westströmungsanomalie über dem Südteil des Subkontinents die beobachteten Konvergenzanomalien, insbesondere über der Niederschlagsregion 1. Der anschließende, durch das Einfließen in die starke Westströmungsanomalie über dem Subkontinent verursachte, zyklonale Verlauf dieses Strömungssastes über dem Gebiet der RSA kann hierbei, unter Zufuhr relativer Vorticity, zusätzlich zu Absinkbewegungen anregen.

In diesem Zusammenhang bemerkenswert ist die Tatsache, dass zwar die Höhenströmungskonfiguration mit hohen Ladungen zu Modus 1 einen Trogverlauf über dem Südosten bzw. einen Höhenrücken über dem Südwesten des südlichen Afrikas nachzeichnet, die Geopotentialvariabilität jedoch nur im Bereich des Höhenrückens Ladungen von $|r| > 0.4$ aufweist und im Südosten des Kontinents keine Druckverringerungsimpulse bestehen, die auf verstärkte Höhentrogaktivität hinweisen würden. Demnach lässt sich festhalten, dass die außertropischen Einflüsse auf die Wellenkonfiguration hier keine maßgebliche Rolle spielen, sondern die Ausprägung des Höhenrückens über dem Südwesten durch die beschriebenen Auswirkungen der tropischen Zirkulationsanomalien den bestimmenden Faktor darstellt.

Betrachtet man die in der Vektorenlänge zum Ausdruck gebrachte Stärke des Westwindanomaliesignals über dem südlichen Afrika, so ergeben sich die stärksten Anomalien auf ca. 20°S über der Ostküste des Subkontinents bzw. über dem Kanal von Moçambique, welche einer Nordverlagerung des westlichen Jetstreams insbesondere über dem Osten - übereinstimmend mit den gradientverstärkenden Höhenhochdruckanomalien über dem westlichen Indischen Ozean - entsprechen. Somit kennzeichnet dieses Anomaliesignal eine Beschleunigung der Westwinde über dem östlichen südlichen Afrika. Hieraus können weitere strömungsdynamische Konsequenzen abgeleitet werden, welche zusätzlich Einfluss auf die Verteilung von Divergenz- und Konvergenzanomalien ausüben. So ist im Eingangsbereich des Windmaximums durch die trägheitsbedingte Verzögerung der Beschleunigung der Luftmassen mit einer Tendenz zur Südverlagerung von Luftmassen zu rechnen, da hier die Druckgradientkraft die geschwindigkeitsabhängige Corioliskomponente überwiegt. In der Folge werden Konvergenzeffekte südwestlich des Geschwindigkeitsmaximums wirksam, relativ zentral über der Fläche der Niederschlagsregion 1. Die Auswirkung dieses Effektes auf die Niederschlagsneigung mag im Vergleich zu den oben erläuterten konfluenzbedingten Konvergenzanomalien von untergeordneter Bedeutung sein, da

sich hier im Mittel keine Jetstreamgeschwindigkeiten der Größenordnung von 30m/s ergeben, kann jedoch als Teileffekt durchaus die Reduktion der Konvektionsneigung über den betroffenen Niederschlagsregionen mit unterstützen.

Ein zusätzlicher Zusammenhang zwischen den Zirkulationsanomalien in Modus 1 und der Niederschlagsvariabilität muss sicherlich auch in der allgemeinen Abschwächung der tropischen Ostströmung in der höheren Troposphäre über dem südlichen Afrika durch die aufgezeigten Westwindanomalien gesehen werden. Hierdurch wird die Entstehungswahrscheinlichkeit für tropische Wellenstörungen (Easterly Waves) reduziert, was ebenso zur Niederschlagsreduktion beitragen kann.

Im Folgenden soll weiterhin untersucht werden, inwieweit die mit Modus 1 assoziierten Zirkulationsanomalien das Konzept einer ENSO-abhängigen Veränderung der Hadleyzirkulation im Bereich des südhemisphärischen Afrikas bestätigen, wie es von TYSON (1986, S. 170 u. 173) unter Verweis auf LINDESAY (1986) dargestellt wird. Diese werden hierbei in Zusammenhang mit longitudinalen Verlagerungen der Region erhöhter Auftrittshäufigkeiten diagonaler Wolkenbänder gesehen, die - als langgestreckte Verbindung der Zonen geförderter Konvektion in tropischen Wellenstörungen und denen außertropischer Höhenträge - die Niederschlagstätigkeit über dem südlichen Afrika in erheblichem Maße zu fördern vermögen: "Evidence of reduced Hadley-cell overturning along 10°E during high phase and an increase in the same overturning along 30°E are also apparent (Lindesay, 1986)" (TYSON, 1986, S.173). "Over the east coast, as the Walker circulation increases during the high phase of the Southern Oscillation, so the upper-level poleward flow in the Hadley cell increases [...]. The reason for this apparent anomaly is to be found in the preferential location of the major cloud bands that originate in the area of maximum diabatic heating over Africa [...]" (TYSON, 1986, S. 174f.). Demnach wird durch die Lage der dominanten Wärmequelle über dem tropischen Kontinentinneren im "high phase"-Zustand des ENSO-Systems die Ausbildung von diagonalen Wolkenbändern (d.h. ausgehend vom innertropischen Wurzelgebiet der Wärmequelle in Richtung Südosten verlaufend) über dem Kontinentalbereich des südlichen Afrikas gefördert, womit der mit den TTT-Systemen assoziierte polwärtige Transport von Luftmassen in der Höhenströmung und somit Anomalien im Sinne einer verstärkten Hadleyzirkulation über dem Ostteil des südlichen Afrikas begünstigt werden. Im 'low phase'-Zustand hingegen findet, ausgelöst durch die Anomalien der Walkerzirkulation im Bereich des afrikanischen Kontinents, eine Verlagerung der Wärmequelle für Wolkenbänder in Richtung Osten auf den Indischen Ozean statt, woraus, begleitet von Negativanomalien in der Hadleyzirkulation über dem südöstlichen Kontinentalbereich, ein Niederschlagsdefizit für das Gebiet des südlichen Afrikas resultiert. Diese Zusammenhänge werden in Abbildung 9.8

schematisch illustriert.

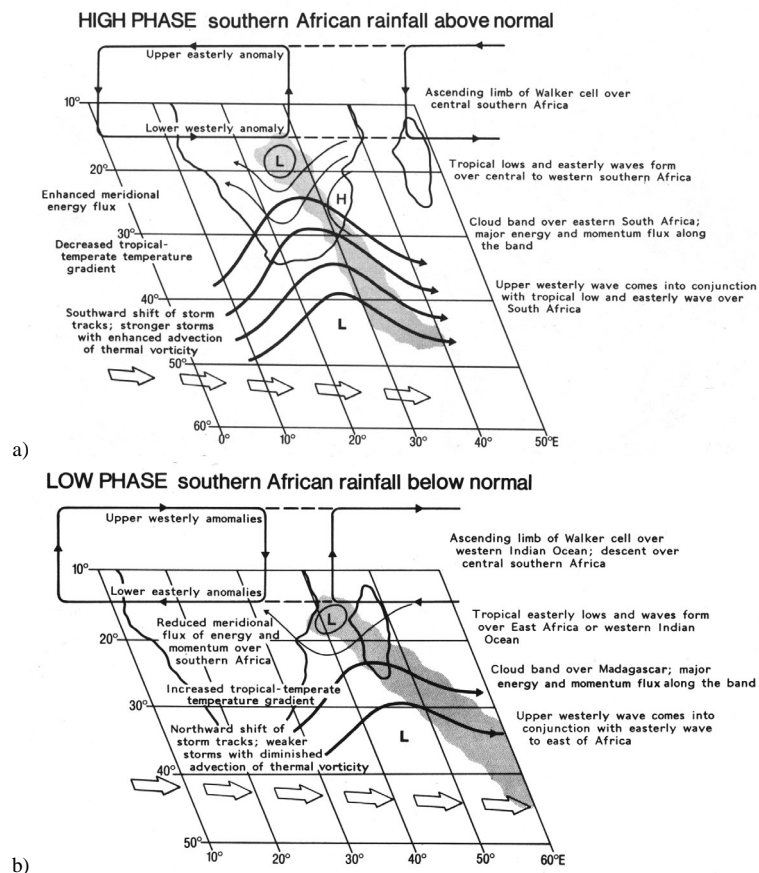


Abbildung 9.8: Schematische Darstellung der Zirkulationsanomalien über dem südlichen Afrika bei (a) ENSO-Kaltphasen (La-Niña-typische Anomalien, 'SOI-High Phase') und bei (b) ENSO-Warmphasen (El-Niño-typische Anomalien, 'Low Phase' des SOI) nach TYSON (1986). Dünne Linien kennzeichnen Oberflächenverhältnisse, starke Linien Höhenströmungszustände. Abbildung aus TYSON (1986, S. 183).

Der Begriff "high phase" der SO bezeichnet den La-Niña-typischen Zustand des ENSO-Systems, der den Negativphasen des Hauptkopplungsmodus 1 entspricht; die 'low phase' kennzeichnet die hier dargestellte Positivphase des Modus 1. Wie u.a. aus den oben genannten Zitaten hervorgeht, werden insbesondere die Anomalien der polwärtigen Höhenströmung über dem Südosten des Subkontinents (30°E) als Indikator für den jeweiligen Zustand der Zirkulation bezüglich der Konfiguration von TTT-Systemen gesehen.

Die hierbei ursächlich verantwortlich gemachten Anomalien der Walkerzirkulation können mit den Anomalien des Modus 1 prinzipiell bestätigt werden (vgl. Abb. 9.6 und Abb. 9.8), wobei jedoch die in Abbildung 9.8b über dem westlichen Indik dargestellten Aufstiegsanomalien nach

Abbildung 9.6a und b wesentlich weiter östlich, bei ca. 50-60°E positioniert sind. Der hier dargestellte Saisonabschnitt Dezember-April stimmt mit dem bei TYSON (1986) verwendeten Abschnitt Januar-März gut überein, weshalb die Befunde direkt vergleichbar sind. Der Bezugszeitraum wird bei TYSON (1986) nicht eindeutig angegeben, scheint jedoch mit dem bei Lindesay (1986) untersuchten Abschnitt 1957-1982/83 übereinzustimmen.

Die Abbildungen 9.9 und 9.10 zeigen zur Kennzeichnung der ENSO-assoziierten Hadleyzirkulationsanomalien im Bereich des südlichen Afrikas die Korrelationen zwischen Modus 1 und Vertikalgeschwindigkeit sowie meridionaler Horizontalwindkomponente in Vertikalprofilen zwischen 60°E und 10°E.

In der Sequenz der Zonalprofile zeigen sich äquatoriale Aufstiegsanomalien über dem Indischen Ozean und Ostafrika zwischen 60°E und 30°E, die schon als Folge der abgeschwächten Walkerzirkulation über dem Indischen Ozean beschrieben wurden (vgl. Abb. 9.6a und b). Westlich hieran anschließend (20°E und 10°E) treten die äquatornahen Abstiegsanomalien der atlantischen Walkerzelle in Erscheinung. In konsequenter Weise lässt sich südlich des Äquators verstärkte Meridionalzirkulation im Sinne der Hadleyzirkulation (äquatorwärtige Strömung im unteren Troposphärenbereich und polwärtige Komponenten in den hochtroposphärischen Niveaus) östlich von 25°E erkennen (lediglich bei 60°E fehlt ein Anomaliesignal äquatorwärtiger Strömungskomponenten in Oberflächennähe), während westlich hiervon (Abb. 9.10) gegensinnige Anomalien auftreten, die eine Abschwächung der Hadleyzirkulation kennzeichnen. Somit weisen die Anomaliesignale für Modus 1, die dem 'low phase'-Zustand der SO entsprechen, einen - bezüglich der bei TYSON (1986) dargestellten ENSO-abhängigen Anomalien - umgekehrten Zustand der südlichen Hadleyzirkulation über dem afrikanischen Sektor auf. Den Absinkanomalien über dem zentralen südlichen Afrika stehen zudem keine Aufstiegsanomalien im östlich anschließenden Längengradabschnitt über dem Indischen Ozean gegenüber, wie es bei einer Verursachung der negativen Korrelation zwischen Niederschlag und ENSO durch die Ostverlagerung von TTT-Systemen zu erwarten wäre.

Zudem waren keine deutlichen Anomaliesignale im hochtroposphärischen GPH-Feld vor der Südostküste Südafrikas bzw. im Längengradabschnitt des Moçambiquekanals und Madagaskars als Indiz für verstärkte Auftrittshäufigkeit oder Persistenz außertropischer östlich verlagerter Höhenträge zu registrieren (vgl. Abb. 9.5), welche ebenfalls bei einer hervorgehobenen Rolle von TTT-Systemen im Zusammenhang mit der ENSO-Niederschlagskopplung zu erwarten wären. Bei einer einfachen Ostverlagerung der Aktivität außertropischer Höhenträge sollte einer westlichen Druckzunahme eine östliche Druckabnahme gegenüberstehen. Analog zu den modellhaften Darstellungen prototypischer Anomaliesignale bei Veränderungen in der Rossbywellenkonfigu-

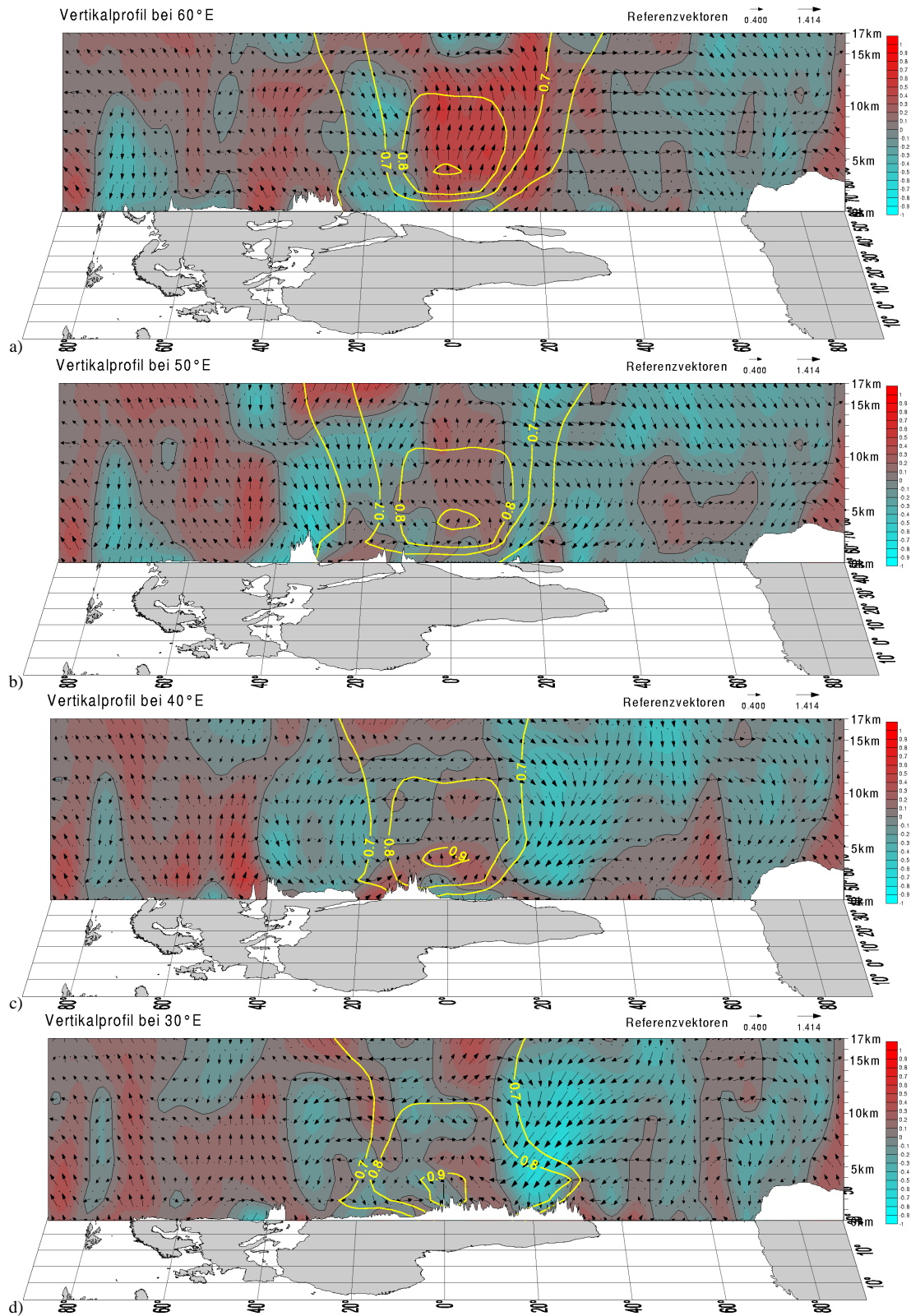


Abbildung 9.9: Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April im Vertikalprofil:
 a) Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 60°E;
 b) wie a) jedoch bei 50°E, c) wie a) jedoch bei 40°E, d) wie a) jedoch bei 30°E.
 Das Vorzeichen der Vertikalgeschwindigkeit Omega ist aus Darstellungsgründen invertiert.

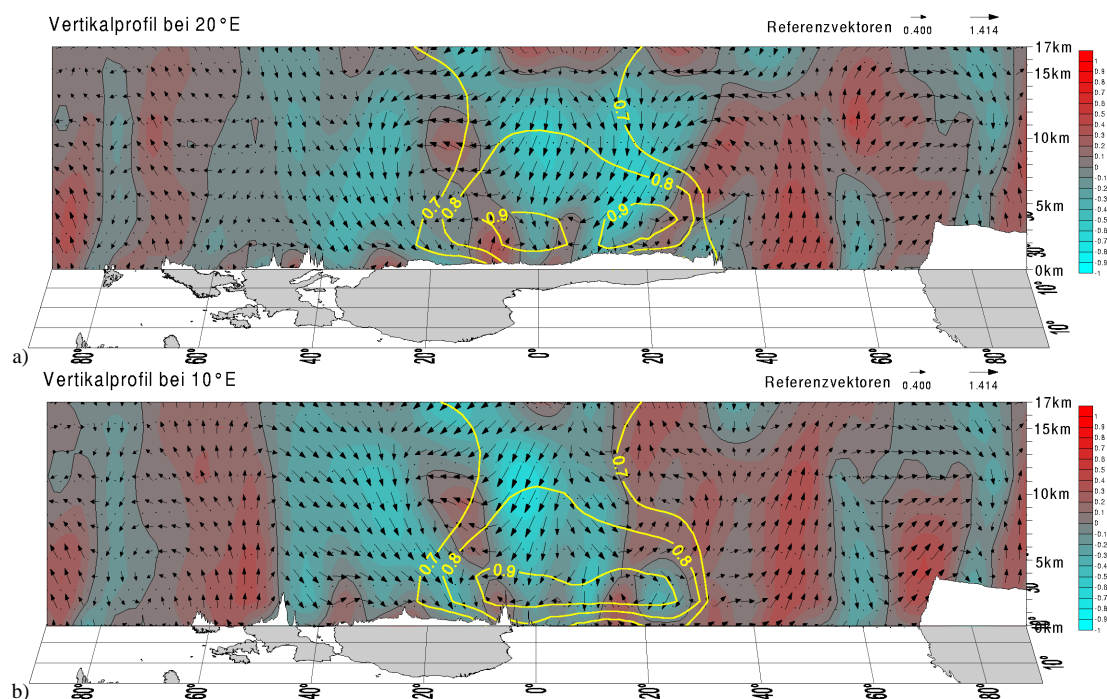


Abbildung 9.10: Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April im Vertikalprofil: wie Abbildung 9.9, jedoch a) für 20°E und b) für 10°E.

ration in Kapitel 2 (Abb. 2.6, S. 20) kann dies anhand einer entsprechenden Betrachtung der Anomalien bei Phasenverschiebung eines Wellenzuges in Abbildung 9.11 demonstriert werden, die einer Ostverlagerung von Trogachsen entspricht.

Die stärksten Druckanomalien treten hierbei simultan auf der Vorder- und Rückseite eines Troges bzw. Rückens auf. Dies ist im Anomalienmuster für Modus 1 (vgl. Abb. 9.5) nicht der Fall, womit Übereinstimmungen mit Ergebnissen von WAYLEN & HENWORTH (1996) festzustellen sind. Auch ergeben sich keine Anzeichen verstärkter Konvektion über dem südwestlichen Indischen Ozean im Bereich Madagaskars. Insgesamt kann demnach das Modell der Ostverlagerung von TTT-Systemen als maßgeblicher Faktor der ENSO-Telekonnektion hier nicht bestätigt werden.

Die Anomaliesignale der Meridional- und Vertikalzirkulation lassen sich zwar (im Gegensatz zur Darstellung bei TYSON, 1986) als Abschwächung der Hadleyzirkulation im Westen des südlichen Afrikas und Verstärkung östlich des Subkontinents auffassen, die starken Absinkanomalien über den betroffenen Niederschlagsregionen erscheinen jedoch nicht maßgeblich von Hadleyzirkulationsanomalien gesteuert, da die Anomaliesignale der Vertikalgeschwindigkeit im innertropischen Afrika verhältnismäßig schwach ausfallen. Auch hier sind die stärksten oberflächennahen Ladungen im GPH-Feld (gelbe Isolinien in Abb. 9.9 und 9.10) jeweils - etwas

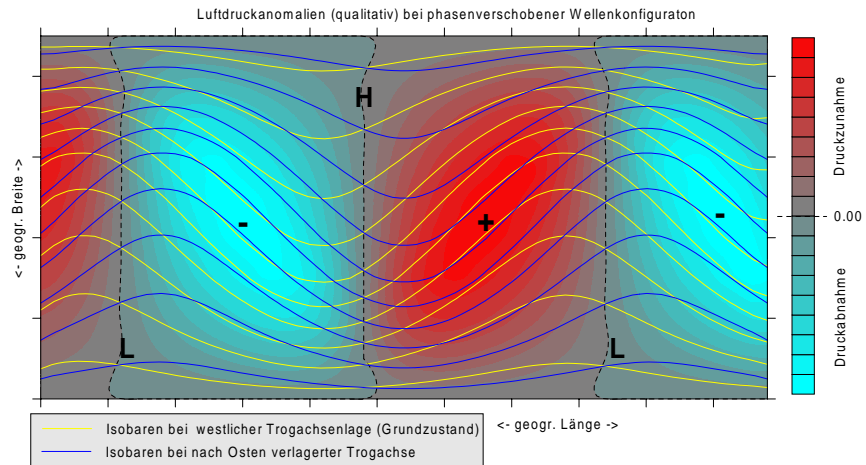


Abbildung 9.11: Schematische Darstellung der simultanen Luftdruckänderungen bei Veränderung der Strömungskonfiguration durch stationäre Wellen: Druckdifferenzen bei Phasenverschiebung eines stationären Wellenzuges (Gelb: Wellenzug mit westlicher Trogachsenlage; Dunkelblau: Wellenzug mit östlich verschobenen Trogachsen).

horizontal versetzt - in Bereichen unterhalb kräftiger Abstiegsanomalien ausgebildet.

Assoziierte SST-Telekonnektionen

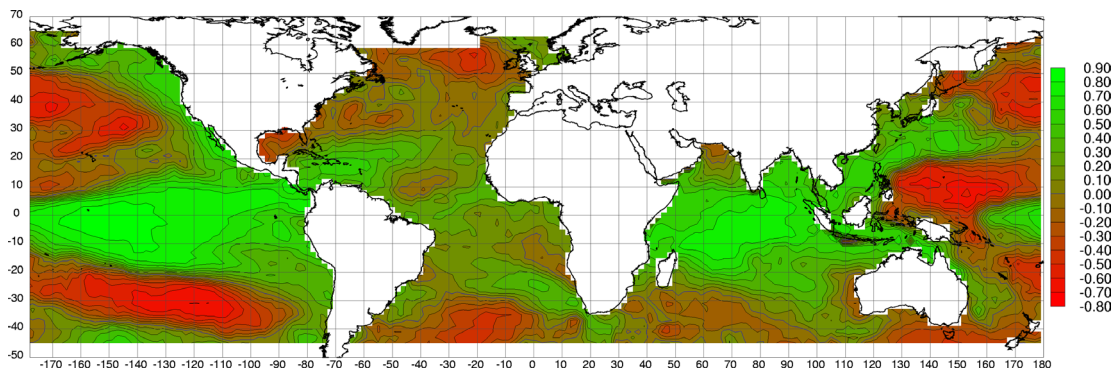


Abbildung 9.12: Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April im SST-Feld.

Abbildung 9.12 zeigt die Korrelationen zwischen Modus 1 und den Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen. Deutlich sichtbar ist das Erwärmungssignal im Zentral- und Ostpazifik ($r > +0.8$), welches durch diesen außerordentlich hohen Zusammenhang als Hauptantrieb für die troposphärischen Zirkulationsumstellungen bestätigt wird, sowie Bereiche relativer Abkühlung im West- und Südpazifik ($r < -0.6$), die die Kennzeichnung dieser Hauptkomponente als ENSO-System deutlich unterstreichen. Im Zentral- und Ostpazifik lässt sich die Erwärmungs-

anomalie gut mit den dort etablierten Aufstiegs- (Abb. 9.6) und oberflächennahen Druckabsenkungsanomalien (Abb. 9.5c) in Einklang bringen, wobei letztere eine gegensinnige Entsprechung in den oberen Troposphärenniveaus finden (Abb. 9.5a). Demzufolge kann hier eine dominante Wirkung der SST-Anomalien auf die darüberliegenden troposphärischen Luftdruckverhältnisse angenommen werden. Eine umgekehrte Wirkungsweise der atmosphärischen Zirkulation auf die SST-Verhältnisse ist jedoch angesichts der oberflächennahen Windanomalien mit Meridionalströmungskonvergenz in diesem Gebiet, welche den Austausch mit Tiefenwässern reduziert, nicht auszuschließen, wodurch ein selbstverstärkender Wechselwirkungsprozess dieser Anomalien etabliert wird.

Bemerkenswert erscheint das Gebiet stark assoziierter ($r > +0.7$) Erwärmung der Meeresoberfläche im zentralen und westlichen Indischen Ozean, denn diese Anomalie findet keine signifikante Entsprechung im Geopotentialfeld der unteren Troposphäre, wie es im Falle der pazifischen Warmanomalie mit assoziierter Luftdruckabsenkung der Fall ist. Lediglich verstärkte Aufstiegtendenzen (vgl. Abb. 9.6) und graduell verstärkte Höhenhochanomalien (vgl. Abb. 9.5) im westlichen Indischen Ozean stimmen mit dem erhöhten Wärmefluss in die Atmosphäre überein. Dieser Sachverhalt wurde schon bei der Übersicht der SST-GPH-Kopplungen (Kap. 7.3.4) angesprochen (vgl. Abb. 7.42, S. 168). Der weitere Vergleich mit den Druck- und Horizontalwindanomaliesignalen der unteren Niveaus (Abb. 9.5b und c) lässt jedoch eine weitere Erklärungsmöglichkeit der Zusammenhänge zwischen SST- und niedertroposphärischer Zirkulationsvariabilität erkennen. So sind die ozeanischen Erwärmungsanomalien des zentralen und östlichen Indiks mit den über dem östlichen Indischen Ozean verstärkten tropischen Ostwinden in Zusammenhang zu bringen, welche zum einen durch die Reduktion des Windstresseinflusses des Nordwestmonsuns eine Erwärmung der Meeresoberfläche im zentralen Teil des Indischen Ozeans begünstigen, zum anderen eine Verstärkung des äquatornahen Nord-Äquatorialstroms zur Folge haben und somit den Transport warmer Oberflächenwässer aus dem indonesischen Raum in Richtung Westen fördern. Demzufolge steht hier offensichtlich - im Gegensatz zu den Verhältnissen im Zentral- und Ostpazifik - die Wirkung der niedertroposphärischen Zirkulation auf die Meeresoberflächentemperaturen im Vordergrund. Ein Indiz für diesen Zusammenhang liefert beispielhaft die Korrelation der Dezember-April-SST-Reihe bei $81^{\circ}\text{E}/3^{\circ}\text{S}$ (etwa im Zentrum der Indikregion hoher Positivkorrelation gelegen) mit den 1000 hPa-Zonalwindkomponenten (nicht gezeigt): Lediglich im Osten des Gitterpunktes treten signifikante Korrelationen in einem zonal weit gestreckten Bereich auf. So beträgt der Koeffizient bei Hochpassfilterung mit der Zonalwindkomponente bei $90^{\circ}\text{E}/5^{\circ}\text{S}$ $r = -0.73$ (ungefiltert $r = -0.59$). Mit der Zonalkomponente im 850 hPa-Niveau wird hier $r = -0.77$ erreicht. Westlich des Gitterpunktes sind dagegen keine bedeutenden Korrelationskoeffi-

zienten festzustellen und auch die Meridional Komponente der oberflächennahen Windströmung erreicht lediglich Koeffizientenbeträge von maximal knapp $|r| > 0.5$ im weiteren Umfeld des Beispielgitterpunktes.

Der dargestellte Mechanismus ist somit auch für die SST-interne Telekonnektion zwischen Indik und Zentralpazifik verantwortlich zu machen, welche sich gerade im Saisonabschnitt Dezember-April (unter allen 144 insgesamt möglichen Saisonabschnittsvarianten) als am stärksten ($r = +0.83$) entwickelt herausstellt. Abbildung 9.13 zeigt die Isokorrelatenkarten für repräsentative SST-Gitterpunkte im Zentralindik und Zentralpazifik. Der Umstand, dass die Korrelation zwischen Indik- und Pazifik-SST-Variabilität stärker erscheint als die oben angesprochene Korrelation mit den Zonalwindkomponenten, kann mit der allgemein höheren Varianz der Windkomponenten erklärt werden. So ist mit einer relativ trägen SST-Reaktion auf relativ stark räumlich sowie zeitlich fluktuierende Windvariabilität zu rechnen. Andere, hier nicht erfasste Zusammenhänge können jedoch nicht ausgeschlossen werden. Fast spiegelbildlich stellen sich die Isokorrelaten

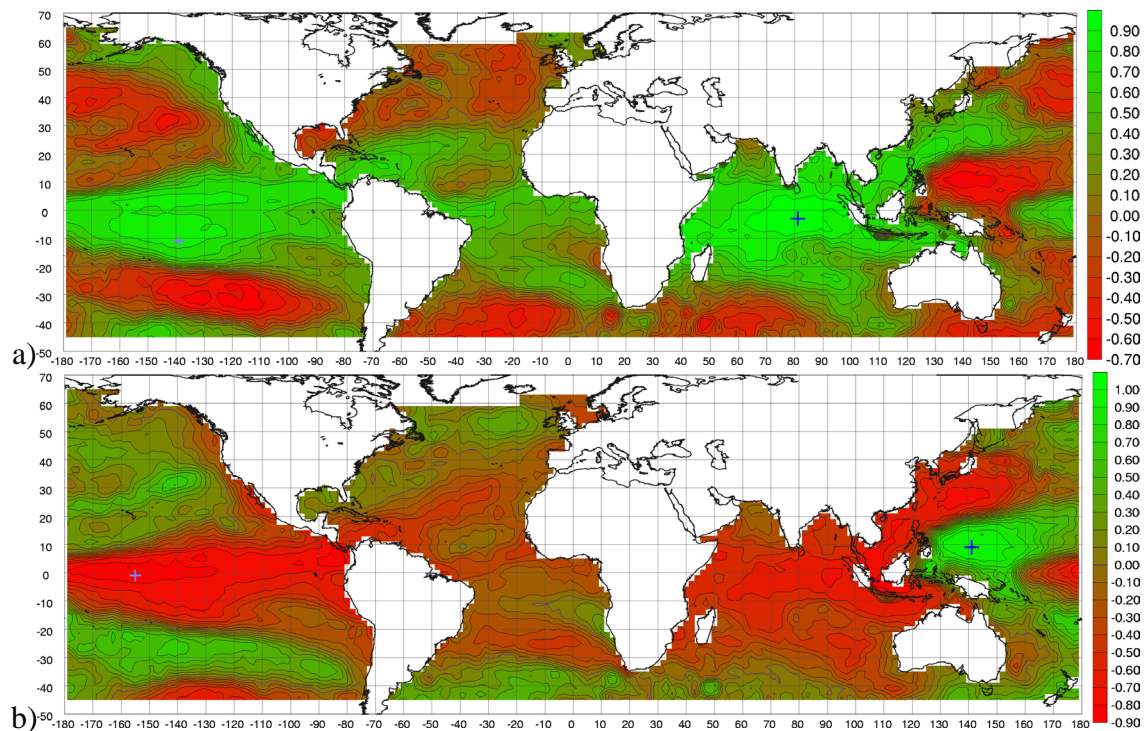


Abbildung 9.13: SST-interne Telekonnektionen zwischen Pazifik und Indischem Ozean:

- a) Korrelationskoeffizienten der SST-Dezember-April-Reihe bei 81°E/3°S (dunkelblaues Kreuz) im SST-Feld (hochpassgefiltert). Die stärkste Telekonnektion besteht mit dem zentralpazifischen Kopplungszentrum repräsentiert durch 139°E/11°S (hellblaues Kreuz) mit $r = +0.83$.
- b) wie Teilabbildung a, jedoch für 141°E/9°N. Das hellblaue Kreuz markiert die Position 155°W/1°S im Zentralpazifik.

für den SST-Gitterpunkt im Westpazifik ($141^{\circ}\text{E}/10^{\circ}\text{S}$) dar (Abb. 9.13b), welcher das westliche SST-Variabilitätszentrum des ENSO-Systems repräsentiert. Der Korrelationskoeffizient mit dem zentralpazifischen Zentrum beträgt hier $r=-0.84$ ($r=-0.70$ ungefiltert). Bemerkenswert erscheint der Zusammenhang zwischen dem Westpazifikzentrum und der SST-Variabilität im zentralen Indik. So beträgt der Korrelationskoeffizient zwischen den oben genannten Vertretergitterpunkten $r=-0.64$ gefiltert, jedoch nur $r=-0.23$ bei Verwendung der Rohdaten. Ursache hierfür ist der starke Positivtrend der Meeresoberflächentemperaturen im Indik.

Die assoziierten Erwärmungsanomalien im Zentral- und Westindik liefern - unabhängig von ihrem lokalen Zusammenhang mit den niedertroposphärischen Geopotentialverhältnissen - einen selbstverstärkend wirkenden Zusatzantrieb für die Ausprägung des aufsteigenden Astes der Indischen Walkerzirkulationsanomalie, welcher sich initial aus dem Antrieb durch die indonesischen Vertikalgeschwindigkeitsanomalien ergibt (hochtroposphärische Westwind- und niedertroposphärische Ostwindanomalie über dem Indischen Ozean). Mit dem verstärkten Fluss an fühlbarer und latenter Wärme in die Atmosphäre über dem Indischen Ozean wird die relativ starke Hochdruckanomalie in der hohen Troposphäre unterstützt, wodurch sich u.a. der tropisch-außertropische Druckgradient über dem südöstlichen Afrika verstärkt. Dies muss als mit ausschlaggebend für die Verstärkung der oben behandelten Westwindanomalien über dem südöstlichen Afrika bzw. Madagaskar angesehen werden.

Weiterhin ist im Bereich südwestlich des Benguelastroms ein Anomaliesignal in Form einer Warmwasserzunge, ausgehend vom 'Kap der Guten Hoffnung' an der Südwestküste Südafrikas bis in den zentralen tropischen Atlantik hinein, zu beobachten (vgl. Abb. 9.12). Diese Anomalie kann aus den oberflächennahen Windströmungsverhältnissen für Modus 1 (siehe Abb. 9.5c, S. 226) recht gut erklärt werden: eine Nordostverlagerung der südatlantischen Antizyklone in Oberflächennähe führt hier zu einer Abschwächung der normalerweise vorherrschenden Süd- und Südostwinde, welche den Auftrieb kühler Tiefenwässer sowie die Verdriftung kühlerer südlicher Oberflächenwässer antreiben. Somit wäre auch hier eine passive Reaktion der Meeresoberflächentemperaturen anzunehmen, zumal diese Erwärmung die Ausbildung oberflächennaher Hochdruckanomalien, die hier in Positivphasen des Modus 1 in Bodennähe vorherrschen (vgl. Abb. 9.5c, S. 226), nicht unterstützt.

9.1.4 November-Dezember: Kopplung des ostafrikanischen Niederschlags

Neben den bisher behandelten negativen Kopplungen im Hochsommer und Herbst im Südteil des südlichen Afrikas zeigen die Korrelationen des 1. Modus positive Zusammenhänge mit dem

Niederschlag in Ostafrika im Frühsommer (Abb. 9.4, S. 224). Hier erreichen die Korrelationskoeffizienten ein Maximum in Region 11 (Südtansania/Nordmoçambique) mit $r=+0.44$ im Saisonabschnitt November-Dezember. Schwächer fallen die Korrelationen in Region 9 (Nordtansania, Maximum $r=+0.39$ für November-Januar) und Region 15 (Südkenia, Maximum $r=+0.39$ Oktober-April) aus. Der Vergleich mit den Telekonnektivitätswerten dieser Regionen (Kap. 7.1, Abb. 7.11, S. 124), welche sich im Vergleich zu den Südregionen im Spätsommer nicht wesentlich schwächer zeigen und auch eine etwas andere saisonale Struktur als die Korrelationen mit Modus 1 aufweisen, legt die Vermutung nahe, dass mit Modus 1 nur ein Teil der dort auftretenden Maximalkopplungen repräsentiert wird.

Die folgende Darstellung der mit Hauptkopplungsmodus 1 assoziierten Zirkulationsanomalien im Frühsommer beschränkt sich im Wesentlichen auf die Unterschiede zur Situation der Hochsommer-Herbst-Saison. Die für den Saisonabschnitt November-Dezember spezifischen Anomaliesignale im Geopotential- und Windfeld sind in Abbildung 9.14 wiedergegeben. Hierbei sind einige wichtige Unterschiede zur Konfiguration des Modus in der Hochsommer-Herbst-Saison feststellbar. Allgemein fallen die Geopotentialladungen nun etwas schwächer aus, besonders deutlich sichtbar im 1000 hPa-Niveau (Abb. 9.14c). Hier liegt nun die Kernzone des indonesischen Zentrums mit $r>+0.7$ - deutlich weiter nach Westen verschoben - zwischen ca. 90°E und 110°E . Im westlichen Indischen Ozean sinken die Koeffizienten auf das nahezu unbedeutende Niveau von $r>-0.2$ ab. Über dem afrikanischen und atlantischen Sektor ergeben sich neben den insgesamt schwächeren Ladungen keine größeren Veränderungen in der Position der Zentren. Im Ostpazifik sind die Negativladungen im Süden stark reduziert, während der Schwerpunkt im Bereich Mittelamerikas unter geringerer Abschwächung mehr oder weniger erhalten bleibt. Im oberflächennahen Strömungsmuster sind die tropischen Windanomalien am deutlichsten über dem Ostindik und Indonesien mit starken Ostkomponenten und über dem zentralen bzw. östlichen Pazifik mit starken Westkomponenten bei relativ starker Meridionalkonfluenz am Äquator ausgebildet. Im 700 hPa-Niveau sind Unterschiede zum Spätsommer in den Strömungsanomalien vor allem über dem Indischen Ozean mit nun stärkeren und weiter nach Westen reichenden Ostwindanomalien zu beobachten. Die Ostwindanomalien im atlantisch-afrikanischen Sektor fallen allgemein schwächer aus. Neben den verstärkten niedertroposphärischen Ostwinden im Indik zeigen sich die wichtigsten Unterschiede in der hohen Troposphäre. Diese sind im Abschnitt November-Dezember erst im 100 hPa-Niveau deutlich ausgeprägt, während im Spätsommer kaum Unterschiede zwischen 100 und 200 hPa-Niveau festzustellen sind, weshalb in Abbildung 9.14 nur das 100 hPa-Niveau gezeigt wird. Zwar sind nun auch Westwindanomalien über dem äquatorialen Atlantik sowie die Verstärkung der südlichen stehenden Welle über dem

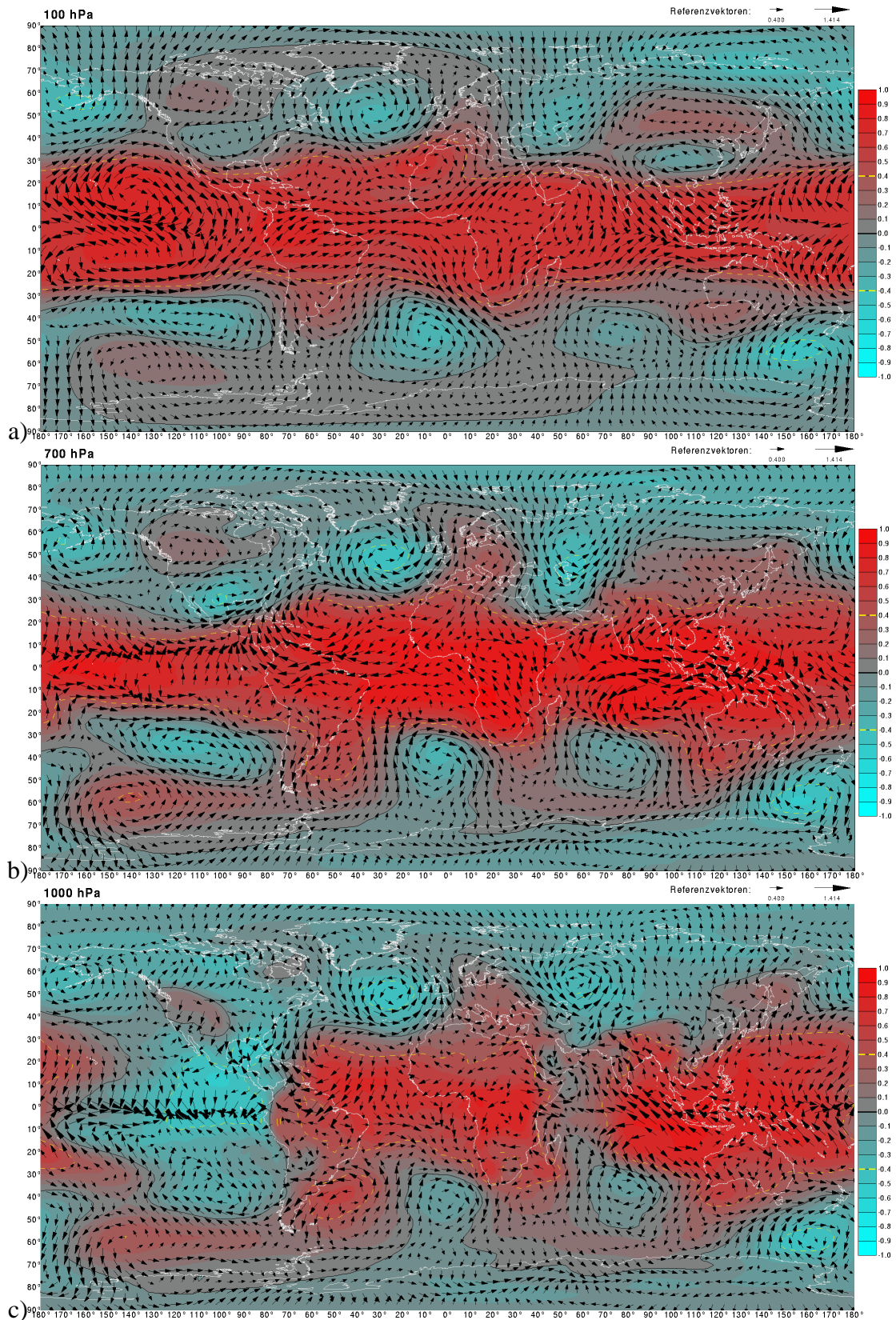


Abbildung 9.14: Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt November-Dezember im Geopotential- (Kon-
turdarstellung, die Isokorrelate $|r|=0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Horizontalwind-
feld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) a) im 200, b) 700 und c) 1000
hPa-Niveau.

Atlantik zu beobachten, der im Spätsommer ausgeprägte südliche Zweig der Westströmungsanomalien über dem zentralen südlichen Afrika fehlt nun allerdings vollständig. Somit sind über dem Subkontinent nur mehr vorherrschende südliche Strömungsabweichungen hinter dem Hochdruckrücken der Geopotentialanomalie über der Westküste des südlichen Afrikas ausgeprägt. Die tropischen Höhenwestwindanomalien über dem Indischen Ozean direkt südlich des Äquators erstrecken sich nun bis an die Ostküste des südlichen Afrikas und deuten somit auf eine westlichere Position der Aufstiegsanomalien in der Walkerzirkulation im westlichen Indischen Ozean hin.

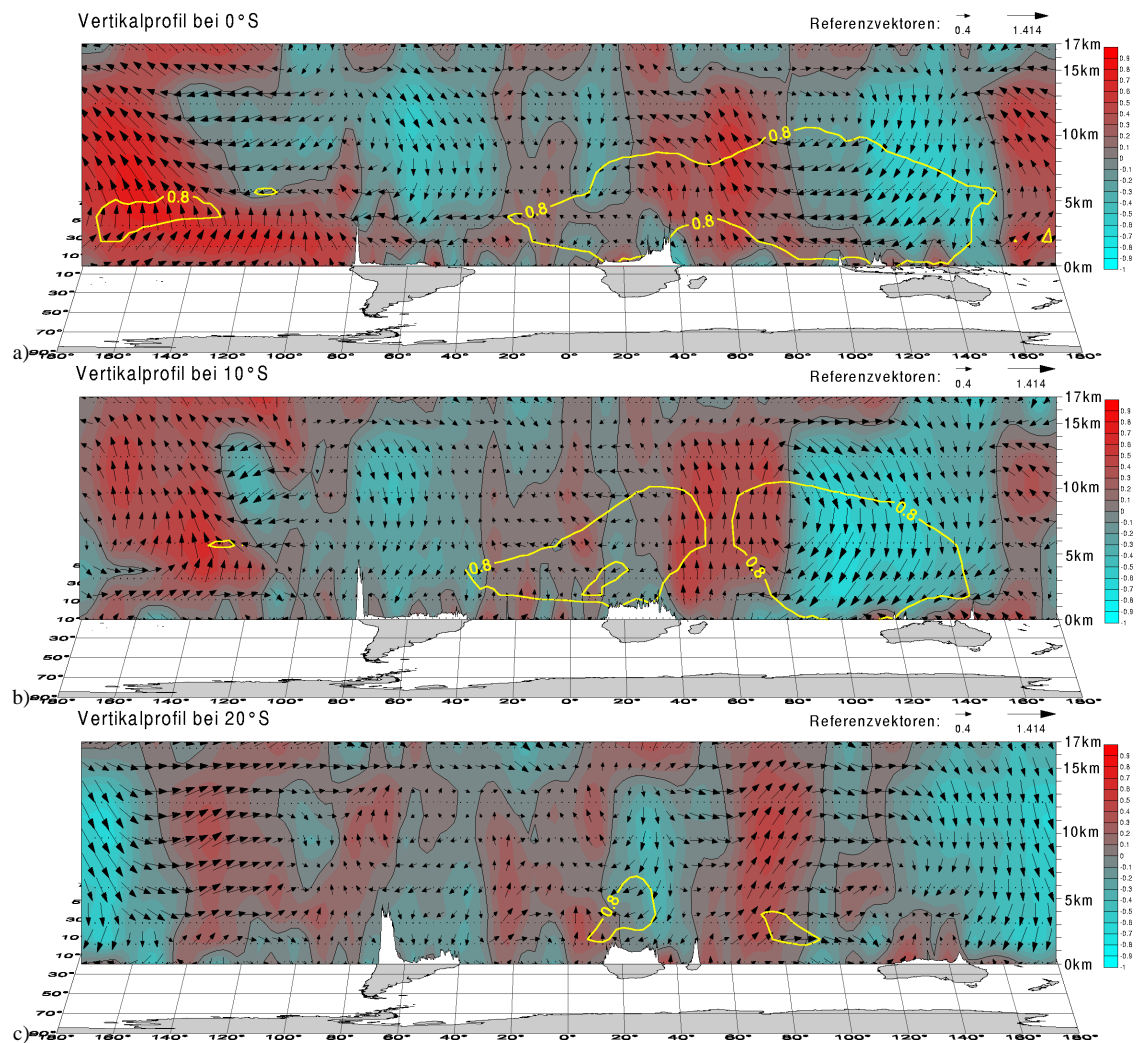


Abbildung 9.15: Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt November-Dezember im Vertikalprofil:
 a) Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 0°N/S ;
 b) wie a) jedoch bei 10°S ,
 c) wie a) jedoch bei 20°S .
 Das Vorzeichen der Vertikalgeschwindigkeit Ω ist aus Darstellungsgründen invertiert.

Deutlicher werden die starken Anomalien der Walkerzirkulation über dem Indik durch die Vertikalprofile in Abbildung 9.15. Kräftigen abwärtsgerichteten Vertikalgeschwindigkeitsanomalien über dem indonesischen Raum stehen ebenfalls kräftige aufwärtsgerichtete Anomalien über dem westlichen Indischen Ozean gegenüber. Diese erstrecken sich bis über die Ostküste des afrikanischen Kontinents in die Regionen mit positiv korrelierten Niederschlagsindizes hinein. Hierdurch werden die der Konvektionsneigung entgegenwirkenden mittleren Abstiegstendenzen im absteigenden Ast der Walkerzelle des Indischen Ozeans geschwächt und konvektive Niederschlagstätigkeit gefördert. Somit stellt sich der Zusammenhang zwischen dem Niederschlag in Ostafrika und den Telekonnektionszentren des ENSO-Systems als direkte Auswirkung variierender Intensität und Longitudinalposition der Walkerzirkulation über dem Indischen Ozean dar. Das Vordringen der Aufstiegsanomalien im westlichen Indischen Ozean auf den afrikanischen Kontinent wird weiterhin durch die schwache Ausprägung der Anomaliesignale in der atlantischen Walkerzirkulation gefördert, die sich erst im Spätsommer intensivieren (s.o.) und hierbei den Anomalietendenzen der Walkerzelle des Indischen Ozeans über Afrika entgegenwirken.

Assoziierte SST-Anomalien

Die SST-Anomalien der Positivphase für Modus 1 zeigen auch in dieser frühlommerlichen Situation eine Erwärmungsanomalie im westlichen Indischen Ozean (Abb. 9.16). Die hiermit assoziierte Verstärkung der Zufuhr an latenter und sensibler Wärme in die unteren Troposphärenschichten und die dadurch bewirkte Labilisierung der Luftschichtung steht in plausiblen Einklang mit den aufwärtsgerichteten Vertikalgeschwindigkeitsanomalien im Westindik. Auch in dieser Jahreszeit findet sich in diesem Gebiet jedoch keine entsprechende Negativanomalie im Feld der Geopotentialhöhen der unteren Troposphärenniveaus im äquatorialen Westindik, jedoch ist im zonalen Vergleich eine deutliche Abschwächung der Positivladungen im Druckfeld zu beobachten. So kann das fehlende Signal der SST-Anomalien im Geopotentialfeld des Indiks aus den gegenläufigen Einflüssen der allgemeinen Hochdruckanomalie der inneren Tropen einerseits und den aufstiegsbedingten Druckabsenkungstendenzen andererseits erklärt werden, welche sich gegenseitig mehr - im Frühlommer - oder weniger - im Spätsommer - neutralisieren.

Der Vergleich zwischen Frühlommerkonfiguration des Modus mit der oben besprochenen spätsommerlichen Ausprägung der assoziierten Zirkulationsanomalien ermöglicht nochmals Rückschlüsse auf den prozessualen Mechanismus der Niederschlagskopplungen im Süden. Für die Situation im Süden bedeutet die frühlommerliche Strömungskonfiguration (Abb. 9.14) nun sogar überwiegend eine Verstärkung der Ostwindkomponente. Zwar sind wie oben beschrieben

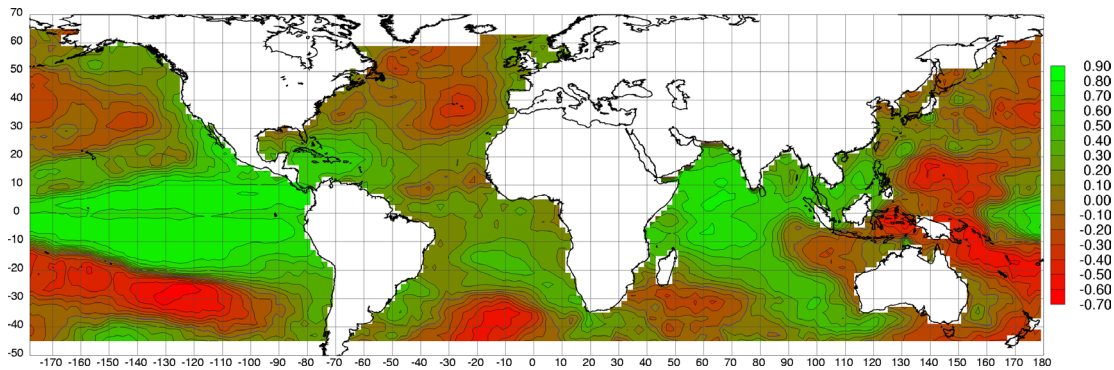


Abbildung 9.16: Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt November-Dezember im SST-Feld.

auch hier Südkomponenten über dem Süden des Subkontinents ausgeprägt und auch die Zufuhr zyklonaler Vorticity gegeben, jedoch ist die trogförmige Strömungsanomalie auf der Rückseite des Westküstenrückens weitaus schwächer ausgeprägt und zudem nach Nordosten verlagert. Dies weist auf die entscheidende Rolle der atlantisch-afrikanischen Höhenwestwindanomalien im spätsommerlichen südlichen Strömungsast hin. Auch im Frühsommer sind zwar im Süden Abstiegisanomalien ausgebildet (Abb. 9.15c), jedoch weitaus schwächer als im Spätsommer.

9.1.5 Zusammenfassung

Hauptkopplungsmodus 1 repräsentiert zirkulationsdynamische Einflüsse des pazifischen ENSO-Systems auf den Niederschlag im Süden des südhemisphärischen Afrikas im Hoch- und Spätsommer, in Ostafrika im Frühsommer. Verschiedene zirkulationsdynamische Mechanismen für die Niederschlagswirksamkeit im südlichen Afrika wurden aufgezeigt, deren gemeinsame Grundlage in der starken westlichen Höhenströmungsanomalie über dem Subkontinent besteht, welche wiederum über die Variabilität der atlantischen und ostpazifischen Walkerzirkulation mit den Aktionszentren des ENSO-Systems verknüpft ist. Als bedeutsamster Effekt der Niederschlagsreduktion bei Warmereignissen im Pazifik wird die starke Höhenkonvergenzanomalie über den betroffenen Niederschlagsregionen angesehen, die sich aus dieser Westwindanomalie und der Konfiguration der stehenden Welle über dem Atlantik ergibt. Das Erklärungsmodell verstärkter Höhentrogaktivität über dem Südosten des Subkontinents in Verbindung mit östlich verlagerten TTT-Systemen und Hadleyzirkulationsanomalien (TYSON 1986) kann hingegen nicht bestätigt werden. In Ostafrika lassen sich die frühsommerlichen Niederschlagstelekkonnektionen auf die Abschwächung der Walkerzelle des Indischen Ozeans zurückführen, welche die im langjährigen Mittel ausgeprägten Absinktendenzen im Küstenbereich Ostafrikas abschwächt und so-

mit Niederschlagsaktivität bei Warmereignissen des ENSO-Systems fördert. Mit den zu diesem Zeitpunkt noch nicht oder nur schwach etablierten Anomaliesignalen in der atlantischen Walkerzirkulation werden nicht nur die Aufstiegsanomalien im Ostteil des tropischen Afrikas weniger stark behindert, sondern auch die starken hochsommerlichen Konvergenzanomalien über den südlichen Niederschlagsregionen bleiben durch das Fehlen des südlichen Astes der hochtroposphärischen Westwindanomalien über dem Ostatlantik und dem Subkontinent des südlichen Afrikas nur schwach ausgeprägt, womit die schwachen frühsommerlichen Korrelationen im Süden erklärt werden können.

Die oberflächennahen ENSO-assoziierten Hochdruckanomalien über Nordostbrasilien, im tropischen Atlantik bzw. Nordwestafrika und Namibia, Zentralafrika und Indonesien bzw. Ostindik liegen in auffälliger Weise in der Nähe relativ starker und hochreichender Abstiegsanomaliesignale, was als Indiz für deren passive Rolle in diesem durch Anomalien im Zentralpazifik gesteuerten Telekonnektionssystem gewertet wird. Ebenso wird die Rolle der assoziierten SST-Anomalien abseits des Pazifiks, im tropischen Atlantik und Indik als funktional untergeordnet - im Sinne des Signaltransportes - bewertet.

9.2 Modus 2: Hochtroposphärenkopplung zwischen Südwest- und Südostindik

Die zweite Hauptkomponente der Niederschlagsprädiktoren umfasst in ihrer multisaisonalen Ausprägung vier, etwa bei 30°S linear angeordnete Zentren mit Schwerpunkt in der hohen Troposphäre (200 hPa-Niveau): südwestlich Australiens (Südostindik), im südöstlichen Bereich Südafrikas (Südwestindik), über dem Südatlantik und über der Westküste Südamerikas (Abb. 9.17). Negativ korrelierte Zentren, welche sich - ebenso wie das australische Positivzentrum - bis in die untere Troposphäre erstrecken, befinden sich südöstlich und südwestlich des australischen Zentrums im Bereich der Antarktisküste. Weiterhin findet sich ein schwächeres Positivzentrum über Nordwestafrika in der oberen Troposphäre. Der Vergleich mit den selektierten Prädiktorgitterpunkten (Abb. 8.22 und Abb. 8.23) macht deutlich, dass mit Modus 2 vor allem die Prädiktorencluster südwestlich Australiens (ca. 100°E/35°S) und über der Südostküste Südafrikas (ca. 35°E/30°S) repräsentiert werden. Die stärkste südsommerliche Telekonnektion zwischen diesen beiden Zentren im GPH-Feld besteht im Saisonabschnitt November-Februar mit $r=+0.64$. Bei Betrachtung kürzerer Saisonabschnitte liegt das Maximum der Korrelation zwischen den genannten GPH-Gitterpunkten ($r=+0.60$) im Januar-Februar-Abschnitt. Noch stärkere Koeffizi-

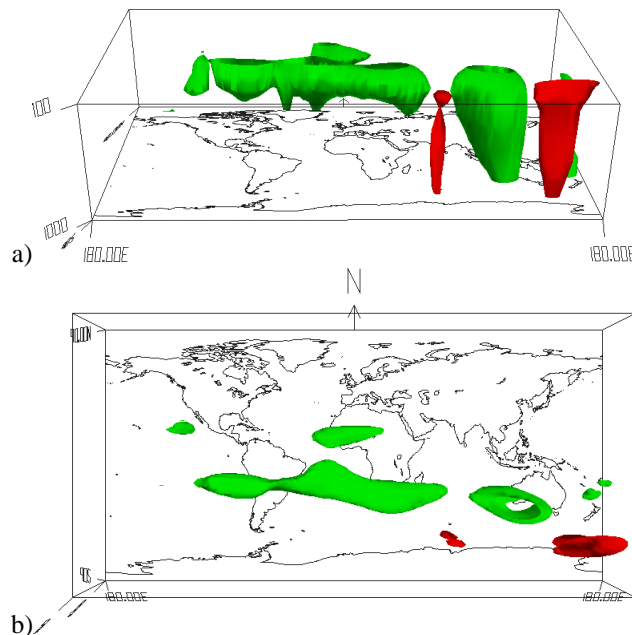


Abbildung 9.17: Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 2 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hpa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.5 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.

enten werden in diesem Saisonabschnitt jedoch bei geringfügiger Verschiebung der Telekonnexionszentren erreicht. So beträgt der Korrelationskoeffizient zwischen $35^{\circ}\text{E}/27.5^{\circ}\text{S}$ (Südostküste der RSA) und $90^{\circ}\text{E}/30^{\circ}\text{S}$ (Südostindik) $r=+0.66$.

9.2.1 Korrelationen im Niederschlagsfeld

Die Korrelationen im Niederschlagsfeld (Abb. 9.18) fallen weniger klar strukturiert aus als etwa beim ersten Modus (vgl. Abb. 9.4, S. 224). Der höchste Betrag für Modus 2 wird in Region 15 (Südkenia) mit $r=-0.54$ im November registriert, in dem auch die benachbarte Region 9 maximal korreliert. Während im nördlichen Zentralraum des Untersuchungsgebiets kaum stärkere Kopplungen existieren, liegen im Nordwesten für Region 7 (Nordangola) und Region 19 (Gabun/Kongo) ebenfalls positive Maxima von $r>+0.4$ vor, hier jedoch im Frühsommer (November bzw. November-Dezember). In diesen Regionen sind weiterhin stärkere Negativmaxima im Spätsommer mit $r<-0.45$ ausgeprägt (Februar-April bzw. März). Im zentralen südlichen und südöstlichen Teil des Subkontinents (Region 3, 4, 13, 14 und 17) dominiert eine Positivkopplung in der zweiten Sommerhälfte (etwa Januar bis März) mit einem Maximum von $r=+0.48$ für Region 14 (Botswana) im Saisonabschnitt Januar-Februar, in dem auch die GPH-interne Kopplung zwi-

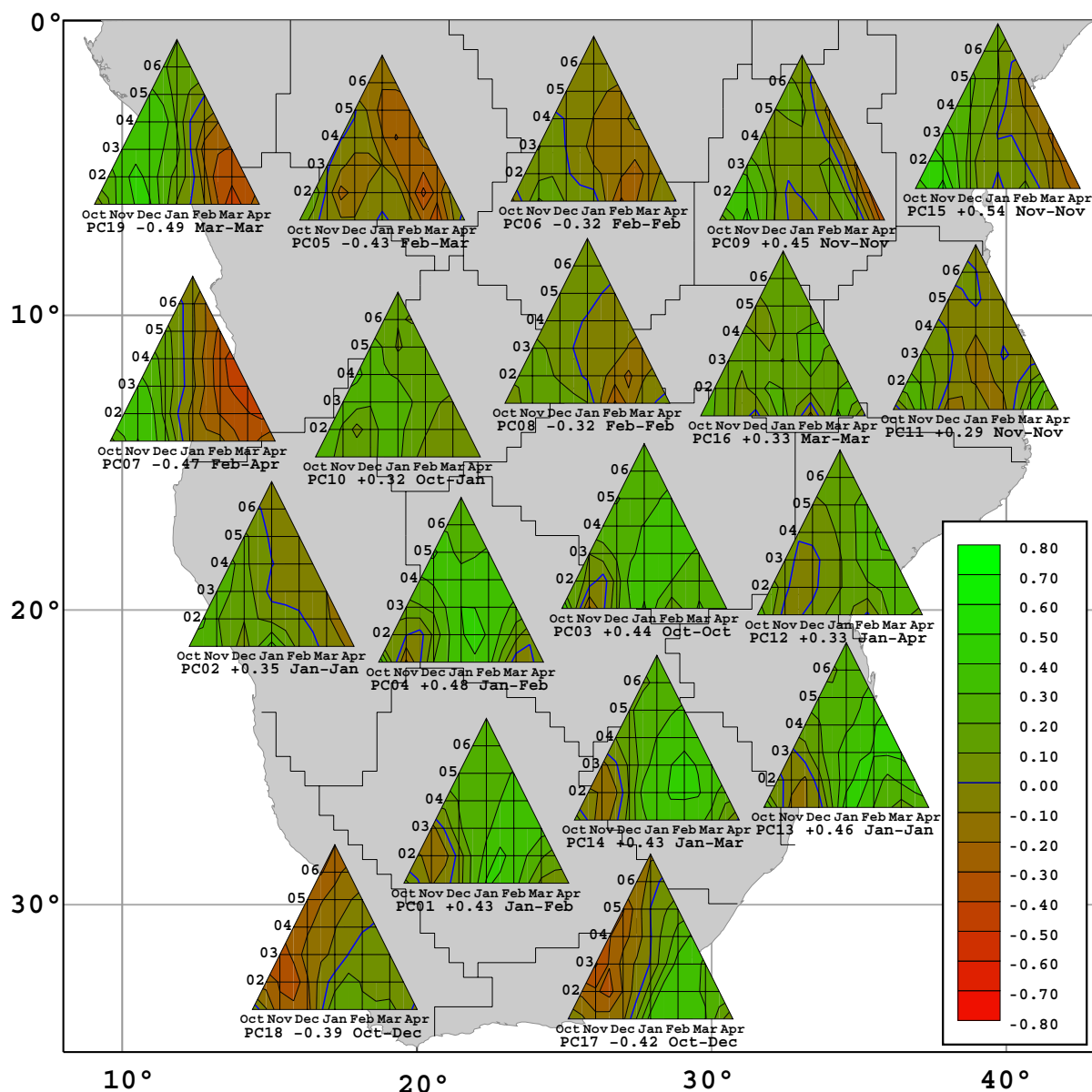


Abbildung 9.18: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 2 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:

Saisonalitätsdiagramme (Erläuterung siehe Kap. 6.1, S. 82) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 2 und dem Feld der Niederschlagsindizes.

schen australischem und südafrikanischem Kopplungszentrum besonders stark ausgeprägt ist. Schließlich sind noch frühlommerliche Negativmaxima in den zwei südlichsten Regionen 17 und 18 ausgeprägt, mit Korrelationen von $r=-0.42$ für Region 17 und $r=-0.39$ für Region 18 im Oktober-Dezember-Saisonabschnitt. Sowohl zeitlich als auch räumlich ist relativ hohe Konstanz

der Kopplungsverhältnisse für die Positivkopplung im zentralen und südöstlichen Teil des Untersuchungsraumes mit Schwerpunkt im Januar-Februar-Saisonabschnitt gegeben, für welchen die Anomalieverhältnisse nachfolgend aufgezeigt werden.

9.2.2 Januar-Februar: Kopplung in Südostafrika

Zirkulationsanomalien

Abbildung 9.19a zeigt die Geopotential- und Windfeld-Anomalien für Modus 2 im Januar-Februar-Mittel im 200 hPa-Niveau. Deutlich treten die Hochdruckanomalien im südlichen Indischen Ozean vor Australien und über der Südostküste Südafrikas hervor. Dazwischenliegend bei ca. 60-70°E/60°S sowie bei ca. 140°E/60°S prägen sich phasenversetzt signifikante Tiefdruckanomalien aus, wodurch sich eine versetzte Anordnung dieser vier stärksten Zentren ergibt, die auf Änderungen in der Wellenkonfiguration der Westwinddrift über dem Südindik als physikalischen Hintergrund hinweist. Die Phasenlänge beträgt hierbei über dem Sektor des Indischen Ozeans ca. 70 Längengrade. Die Geopotentialanomalien weisen auf eine Abschwächung von Höhenrücken über der Südostküste des südlichen Afrikas und südwestlich Australiens sowie von dazwischengeschalteten Höhenrücken hin. Bei invertierter Betrachtung der Anomalievorzeichen für Modus 2 entspricht das GPH-Ladungszentrum über der Südostküste der RSA der Achsenposition eines - im Vergleich zu einer verstärkt zonal geprägten Strömungskonfiguration - amplitudenverstärkten Höhentrog. Auch die weiteren Anomalieerscheinungen über dem südlichen Indischen Ozean (Abb. 9.5a) fügen sich in dieses Schema ein (vgl. auch Kap. 2, Abb. 2.6, S. 20). Modus 2 beschreibt somit hauptsächlich den Zustandswechsel von einer Höhenströmungskonfiguration mit Trogachsen über der Südostküste der RSA und vor Australien sowie einem Höhenrücken über dem zentralen Indischen Ozean hin zu einer verstärkt zonal geprägten Höhenströmung. Der umgekehrte Fall eines Wechsels von Höhenrückenanomalien über der Südostküste des südlichen Afrikas und vor Australien sowie einer Troganomalie im zentralen Südindik hin zu zonal geprägter Höhenströmung ist mit der südlicheren Lage des zentralen Zentrums der Dreiecksformation über dem Indik hingegen nicht vereinbar, da wellenbedingte Tiefdruckanomalien in einem von kontinuierlichen zonalen Druckgradienten geprägten Feld in Richtung Hochdruckzone verschoben sein müssen und umgekehrt (vgl. Abb. 2.6, S. 20).

Über dem atlantischen und südamerikanischen Sektor - mit im langjährigen Mittel weiter äquatorwärts vordringender Westströmung - ist eine wesentlich schwächere Fortsetzung dieses Musters unter Nordverlagerung und Phasenverkürzung zu beobachten, wobei sich jedoch für die

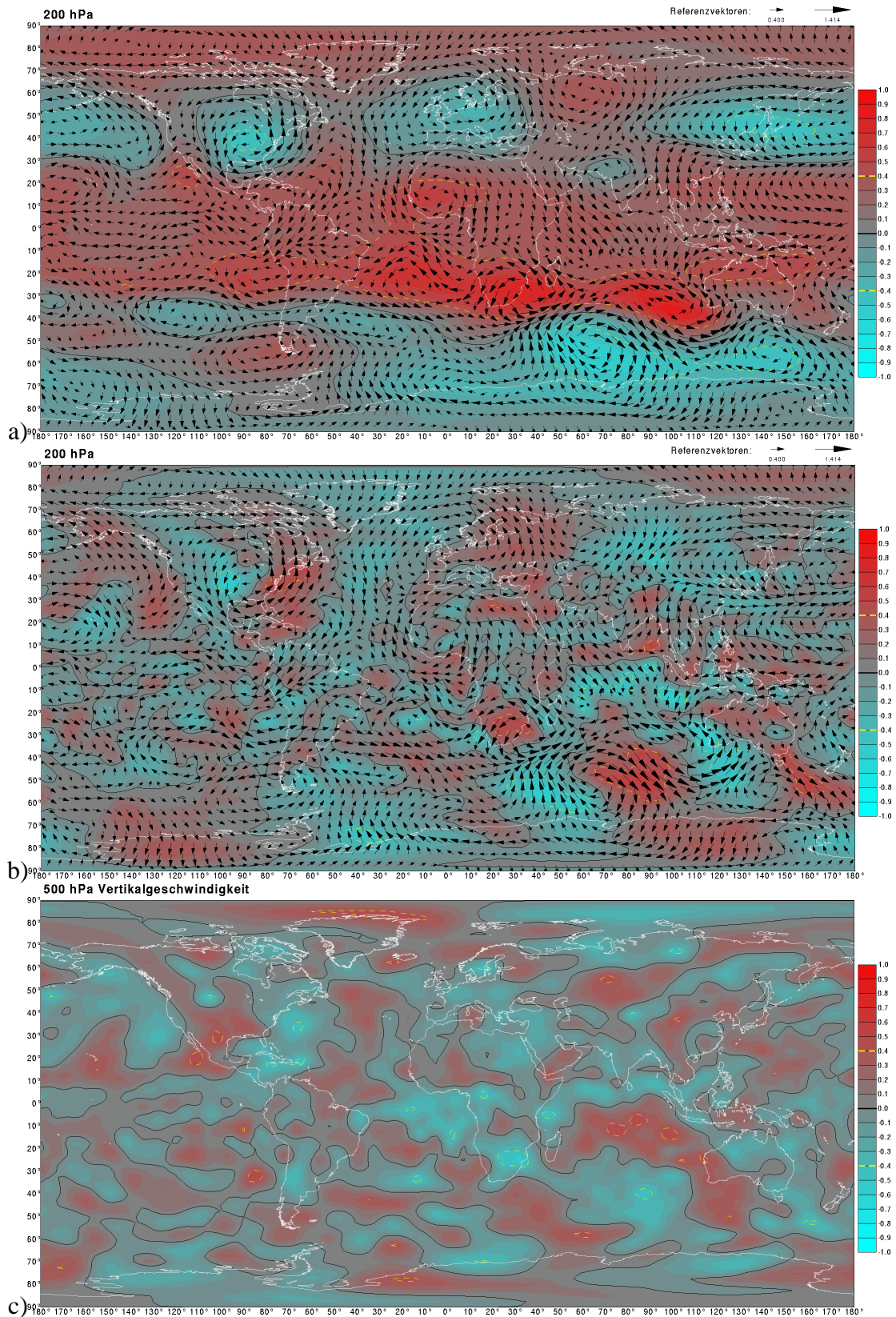


Abbildung 9.19: Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt Januar-Februar: a) im Geopotential- (Konturdarstellung, die Isokorrelate $|r|=0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Windfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) des 200 hPa-Niveaus. b) Im Divergenz- und Windfeld des 500 hPa-Niveaus. c) Im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.

assoziierten Tiefdruckanomalien keine signifikanten Koeffizienten mehr ergeben und die regelmäßige Anordnung insbesondere über dem Ostatlantik gestört ist.

Der Korrelationskoeffizient zwischen 200 hPa-Geopotential vor Südafrika ($35^{\circ}\text{E}/27.5^{\circ}\text{S}$) und vor Australien ($90^{\circ}\text{E}/30^{\circ}\text{S}$) beträgt im Januar-Februar-Abschnitt $r=+0.66$ bei Hochpassfilterung. Ungefiltert steigt der Wert auf $r=+0.68$, da beide Zentren etwa gleichermaßen langzeitlicher Variabilität unterliegen, wie die Zeitreihengraphik in Abbildung 9.20 zeigt (vgl. auch Abb. 5.9, S. 74).

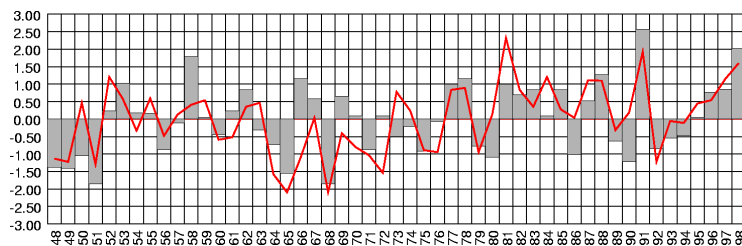


Abbildung 9.20: Standardisierte ungefilterte Zeitreihen für das 200 hPa-Geopotential bei $35^{\circ}\text{E}/-27.5^{\circ}\text{S}$ (Balken) und $90^{\circ}\text{E}/30^{\circ}\text{S}$ (Linie) für Januar-Februar.

Kopplung mit dem Niederschlag

Der Wirkungsmechanismus, welcher die Zirkulationsanomalien des zweiten Modus mit den positiven Niederschlagstendenzen im südöstlichen Teil des südlichen Afrikas verknüpft, wird in Abbildung 9.19b mit der Darstellung der assoziierten Horizontaldivergenzanomalien im 200 hPa-Niveau indiziert. So ergeben sich im rückwärtigen Bereich der Höhenrücken-anomalie über dem südöstlichen südlichen Afrika Horizontaldivergenzanomalien, welche niederschlagsfördernde Konvektionsvorgänge unterstützen. Bei Invertierung der Anomalien ergibt sich dementsprechend eine Verstärkung von Höhentrögen mit rückseitiger Höhenkonvergenz und niederschlags-hemmenden Einflüssen auf die Vertikalzirkulation in diesem Bereich. Der räumliche Zusammenhang dieser Zirkulationserscheinungen wird im Vertikalprofil der Horizontaldivergenz und Vertikalgeschwindigkeit in Abbildung 9.21 deutlich.

Die in gelb eingetragenen Isolinien der Ladungen des Modus 2 im GPH-Feld zeigen die Positionen der Achsen der Höhentröge an, deren Abschwächung mit Modus 2 beschrieben wird. Hierdurch wird auf der (westlichen) Trogrückseite bei ca. 25°E die mit dem Trog assoziierte Höhenkonvergenz und Bodendivergenz in gleicher Weise reduziert wie die Höhendivergenz und Bodenkongvergenz auf der (östlichen) Trogvorderflanke bei ca. 50°E (Abb. 9.21a). Konsequenterweise nimmt die Förderung aufwärtsgerichteter Vertikalbewegungen auf der Trogvorderseite

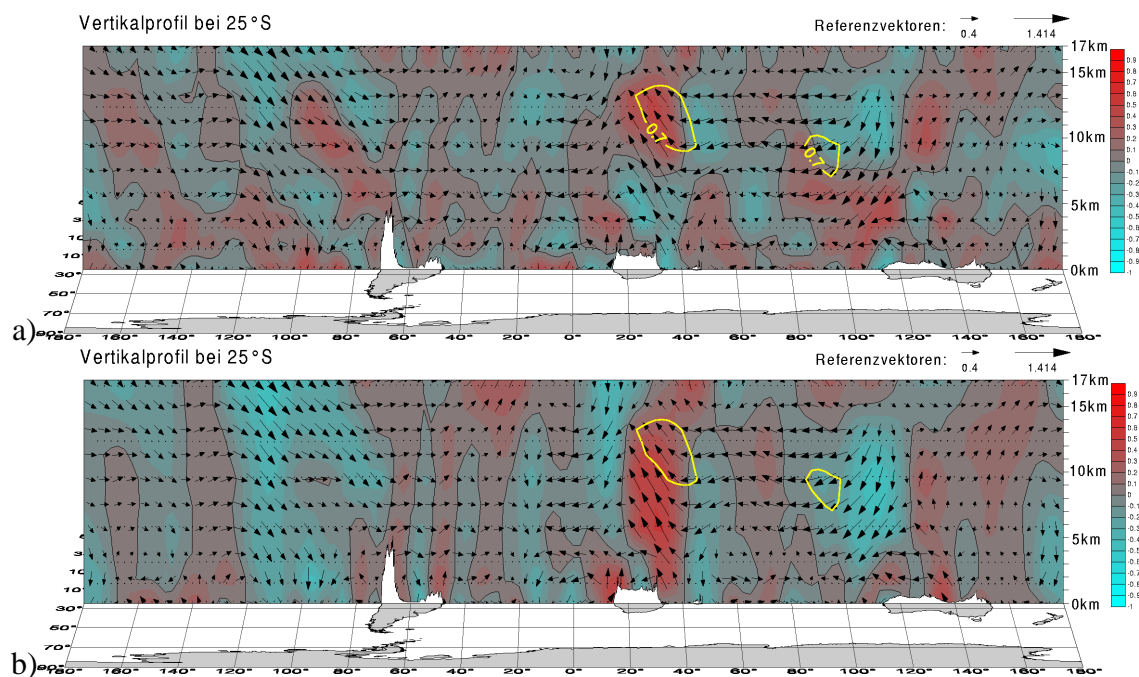


Abbildung 9.21: Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt Januar-Februar im Vertikalprofil:
 a) Ladungen im Horizontaldivergenzfeld (Konturwerte), Vertikalgeschwindigkeits- (Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 25°S;
 b) Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren), und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 25°S;
 In gelb sind die 0.7-Isokorrelaten der Geopotentialladungen des Modus 2 eingetragen.

sowie die Unterdrückung von Konvektionstendenzen auf der Trogrückseite ab, wobei durch den letztgenannten Prozess verstärkter Konvektionsniederschlag über den positiv korrelierten Niederschlagsregionen im südöstlichen Afrika ermöglicht wird.

Insbesondere in den Vertikalprofilen in Abbildung 9.21 wird ein weiterer niederschlagsrelevanter Aspekt in der anomalen Strömungskonfiguration für Modus 2 sichtbar: Nahezu durchgängig bilden sich vertikal hochreichende Ostwindanomalien zwischen Australien und Atlantik aus. Diese resultieren aus der antizyklonalen Strömungsanomalie nördlich der positiven GPH-Ladungszentren. Im invertierten Anomaliefall bedeuten diese Anomalien eine intensive Störung der tropischen Ostwindzone in diesem Breitenkreisabschnitt, wodurch die Entstehungswahrscheinlichkeit östlicher tropischer Wellenstörungen (Easterly Waves) erheblich reduziert wird. Weiterhin wird hierbei der Feuchtetransport aus dem Indischen Ozean auf den Kontinent gestört. Dem Einfluss der höhentrogabhängigen zirkulationsdynamischen Konvergenz- und Divergenzmechanismen wird jedoch angesichts der klaren Anomaliesignale in Divergenz- und Vertikalgeschwindigkeitsfeld die weitaus stärkere Bedeutung beigemessen.

9.2.3 November: Korrelation in Ostafrika

Die Korrelationen des Niederschlags im November in den ostafrikanischen Regionen 15 und 9 sind zunächst kaum aus dem Mechanismus der Rossbywellen über dem Südindik zu erklären. Dennoch erschließt sich bei Betrachtung der Zirkulations- und SST-Anomalien ein möglicher physikalischer Zusammenhang zwischen den Geopotentialzentren des Modus 2 und dem Niederschlag in Ostafrika.

Zirkulationsanomalien und Niederschlagskopplung

Die mit Modus 2 im November assoziierten Anomalien im 850 hPa-Geopotential- und Horizontalwindfeld sowie die Anomalien der Vertikalgeschwindigkeit im 500 hPa-Niveau sind in Abbildung 9.22 dargestellt. In diesem Monat sind die positiven GPH-Anomaliesignale im Bereich Australiens auch in Oberflächennähe besonders kräftig ausgeprägt. Entsprechend besteht hier auch ein starker Impuls zu antizyklonaler Zirkulation, der als Antrieb östlicher Windanomalien über dem tropischen Indischen Ozean in Oberflächennähe fungiert (Abb. 9.22a). Die mitteltroposphärischen Anomalien der Vertikalgeschwindigkeit zeigen weiterhin deutlich Tendenzen zu Absinkbewegungen im indonesischen Raum und zu Aufstiegsbewegungen über der Küste Ostafrikas an (Abb. 9.22b).

Abbildung 9.23 zeigt die mit Modus 2 assoziierten Anomalien in der äquatorialen Zonalzirkulation für November. Vor der Ostküste des tropischen Afrikas bilden sich Aufstiegsanomalien aus, welche bei 5°S bis ca. 30°E fast die gesamte Vertikalerstreckung zwischen 1000 und 100 hPa einnehmen, knapp bis über den Kontinent reichen und somit gerade über den Niederschlagsregionen 15 und 9 (Südkenia und Tansania) wirksam sind, indem sie hier verstärkte Konvektionstätigkeit und eine Erhöhung der Niederschlagsmengen ermöglichen. Als Antrieb dieser Vertikalgeschwindigkeitsanomalien kommt eine Abschwächung der Walkerzelle über dem Indischen Ozean in Frage, welche jedoch hauptsächlich von den genannten oberflächennahen Ostwindanomalien im Indik gestützt wird und weniger von hochtroposphärischen Westwindanomalien.

Dieses mit den Absinkanomalien über dem östlichen Indischen Ozean bzw. Indonesien zunächst an ENSO-Anomalien erinnernde Bild fügt sich jedoch abseits des Indischen Ozeans bzw. des afrikanischen Kontinents kaum in eine global umspannende Abweichung der äquatorialen Walkerzirkulation ein. So ergeben die Anomaliesignale im Ostpazifik und im atlantischen Sektor ein sehr indifferentes Bild mit nur unbedeutenden Koeffizienten.

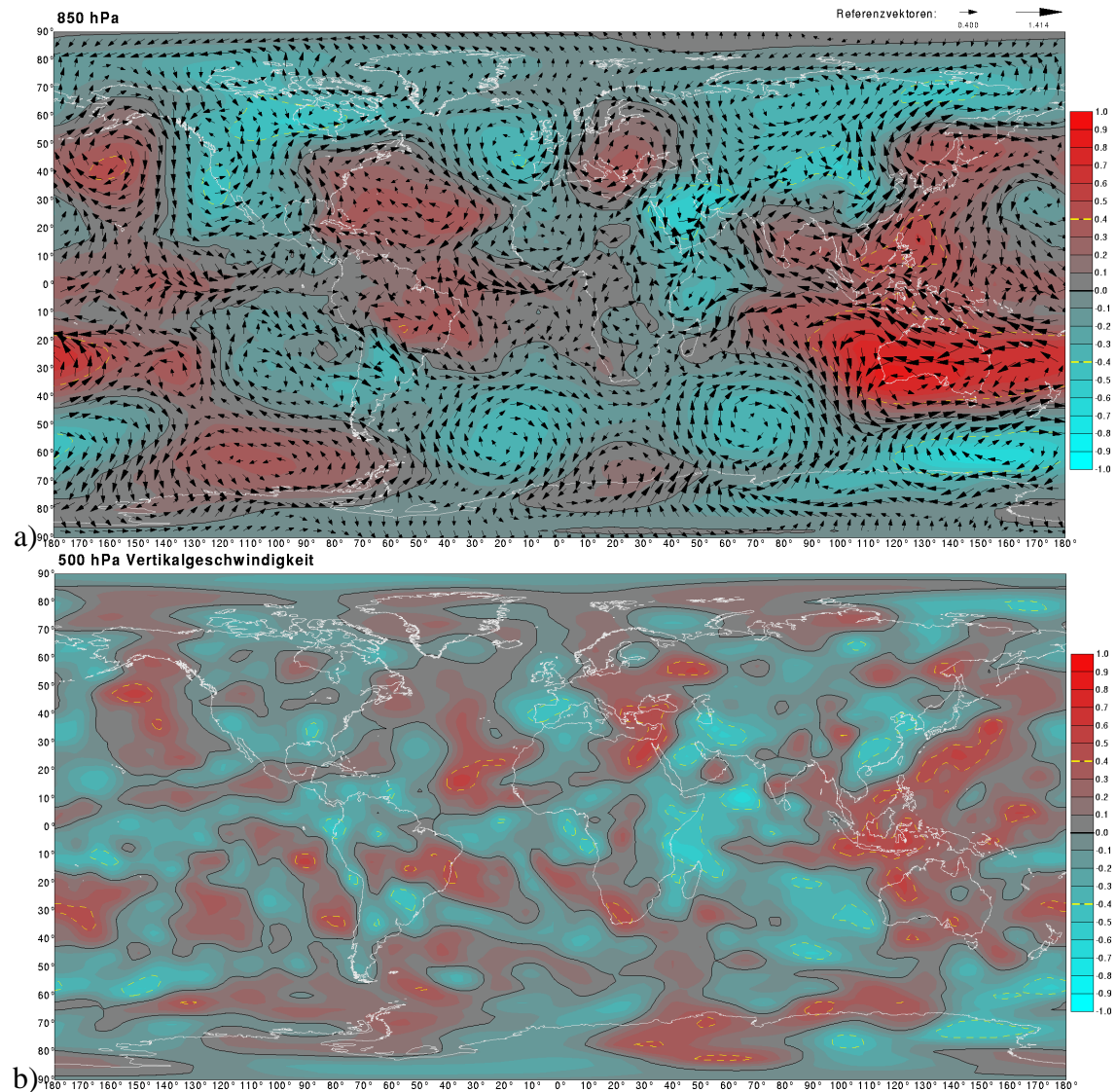


Abbildung 9.22: Ladungen für Modus 2 im November: a) im Geopotential- (Konturdarstellung, die Iso-korrelate $|r|=0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Windfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) des 850 hPa-Niveaus. b) Im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.

SST-Anomalien

Um die Überschneidung mit ENSO-bedingten Anomalien der Indik-Walkerzelle weiter zu überprüfen, zeigt Abbildung 9.24 die mit Modus 2 verbundenen SST-Anomalien im November. Die stärksten Korrelationen werden an der Datumsgrenze im westlichen Südpazifik (in der Nähe der Fiji-Inseln) erreicht, die mit $r < -0.7$ stark assoziierte Abkühlungsanomalien anzeigen. Im Bereich Indonesiens erreichen die Koeffizienten Minima von $r < -0.5$, während im Westindik Maxima von

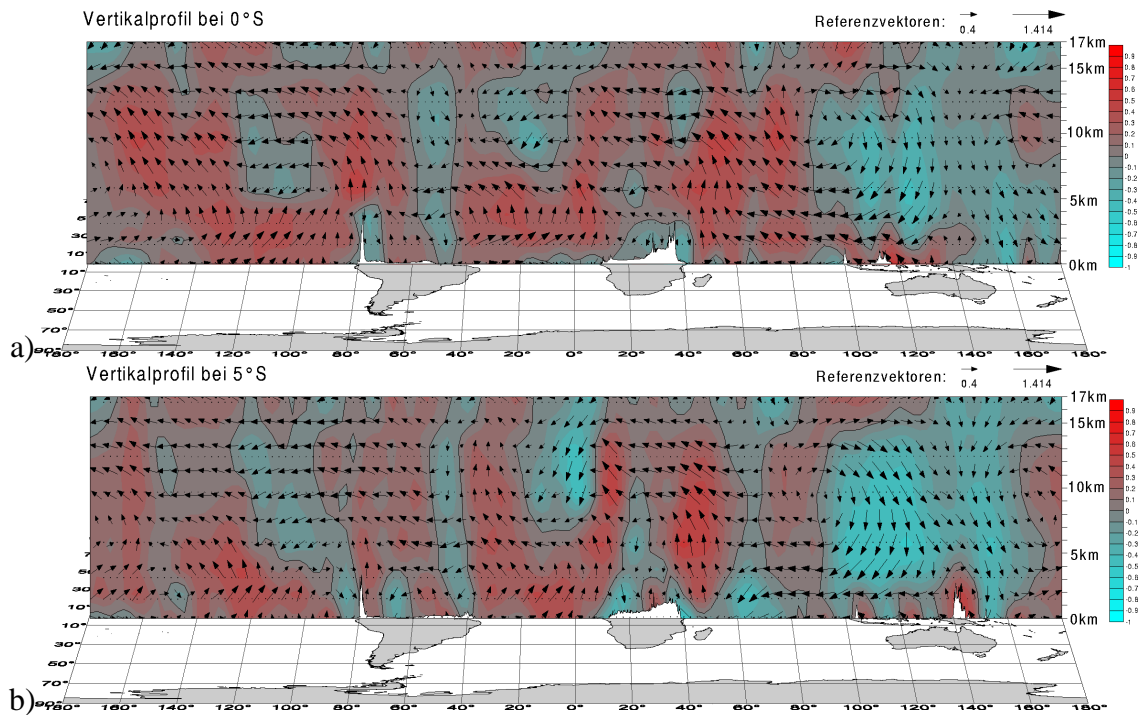


Abbildung 9.23: Ladungen für Modus 2 im November im Vertikalprofil:

- a) Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 0°S/N;
- b) wie a) jedoch bei 5°S,
 (Das Vorzeichen der Vertikalgeschwindigkeit Omega wurde zur Darstellung invertiert.)

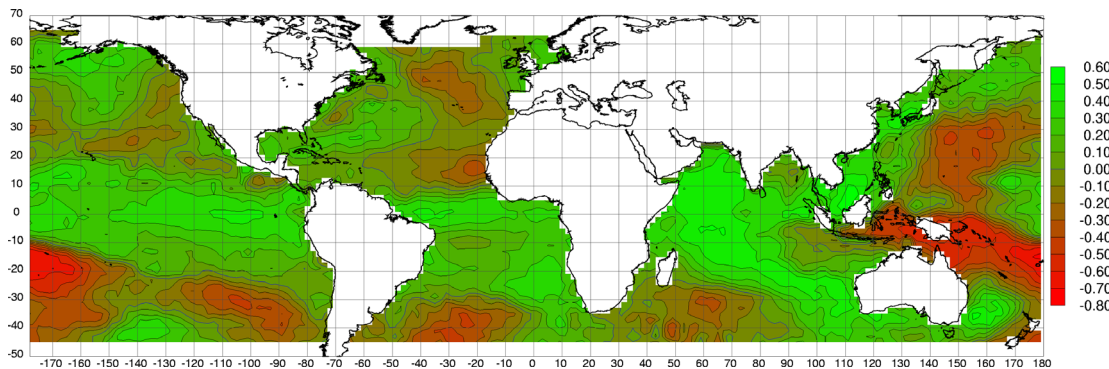


Abbildung 9.24: Ladungen für Modus 2 im November im SST-Feld.

$r > +0.5$ vorliegen und der Betrag von $|r| = 0.4$ weiträumig im westlichen Indik sowie in einem hier von ausgehenden Band Richtung Südosten überschritten wird. Im Zentral- und Ostpazifik hingegen zeigen Koeffizienten von lediglich $r \approx +0.4$ eine nur schwache Ankopplung an den Wechsel zwischen El-Niño- und La-Niña-Anomalien an.

Die Druck- und Windfeldanomalien in Oberflächennähe (Abb. 9.22a) zeigen einen möglichen übergreifenden Zusammenhang zwischen den großräumigen Erwärmungstendenzen im Zentral- und Westindik und den Abkühlungssignalen im indonesisch-südwestpazifischen Raum auf: Zum einen stützen die antizyklonalen Strömungsanomalien im australisch-westpazifischen Raum die südostpassatische Verdriftung kühler südlicher Oberflächenwässer sowie die verstärkte Durchmischung und Verdunstungskühlung im negativ korrelierten Band zwischen Nordostaustralien und Südpazifik. Zum anderen werden im zentralen und westlichen Indischen Ozean die oberflächennahen abkühlenden äquatorialen Westwinde reduziert und die Verdriftung warmer Oberflächenwässer aus dem indonesischen Raum in Richtung Westen gefördert. Der hieraus resultierende Gradient mit erhöhter Bereitstellung latenter und sensibler Wärme im Westindik und reduziertem Wärmeangebot im indonesischen Raum kann hierbei die atmosphärischen Aufstiegsanomalien im Westen und Abstiegsanomalien im Osten des Indischen Ozeans stützen. In das Bild der durch die australische Antizyklonalanomalie angetriebenen SST-Veränderungen fügt sich auch die bandförmige Erwärmungsanomalie zwischen Westindik und Südwestaustralien, da die antizyklonalen Nordwindanomalien vor der Westküste Australiens den dort vorherrschenden Südostpassat (vgl. Abb. 2.2 unten, S. 13) abbremsen, der im langjährigen Mittel hier abkühlend wirkt (vgl. Abb. 2.10b, S. 27).

Demnach stellt Modus 2 in der Novembervariante einen Zusammenhang zwischen sub- und außertropischer Wellenkonfiguration und tropischer oberflächennaher Zonalwindströmung über dem Indischen Ozean dar, welcher partiell und zeitlich begrenzt in die Variabilität der Walkerzirkulation des Indik- und Indonesischen Sektors mit eingebunden ist.

9.2.4 November-Dezember: Dipol zwischen West- und Südafrika

Zirkulationsanomalien und Niederschlagskopplung

Im Monat November ist neben den Kopplungen mit der Niederschlagsvariabilität in Ostafrika auch eine Positivkorrelation im Nordwesten (Region 19 und 7) ausgeprägt, welche ihr Maximum in Region 19 im November-Dezember-Mittel mit $r > +0.4$ erreicht (Abb. 9.18, S. 250). In diesem Saisonabschnitt finden sich weiterhin negative Korrelationen mit Modus 2 an der Südküste Südafrikas (Region 18 und 17). Abbildung 9.25 zeigt die Anomaliesignale für Modus 2 im GPH- und Horizontalwindfeld für November-Dezember. Während sich im Indischen Ozean nur geringe Unterschiede im Vergleich zum Einzelmonat November ergeben (vgl. Abb. 9.19a, S. 252), nimmt die oberflächennahe Westwindanomalie über dem äquatorialen Atlantik an In-

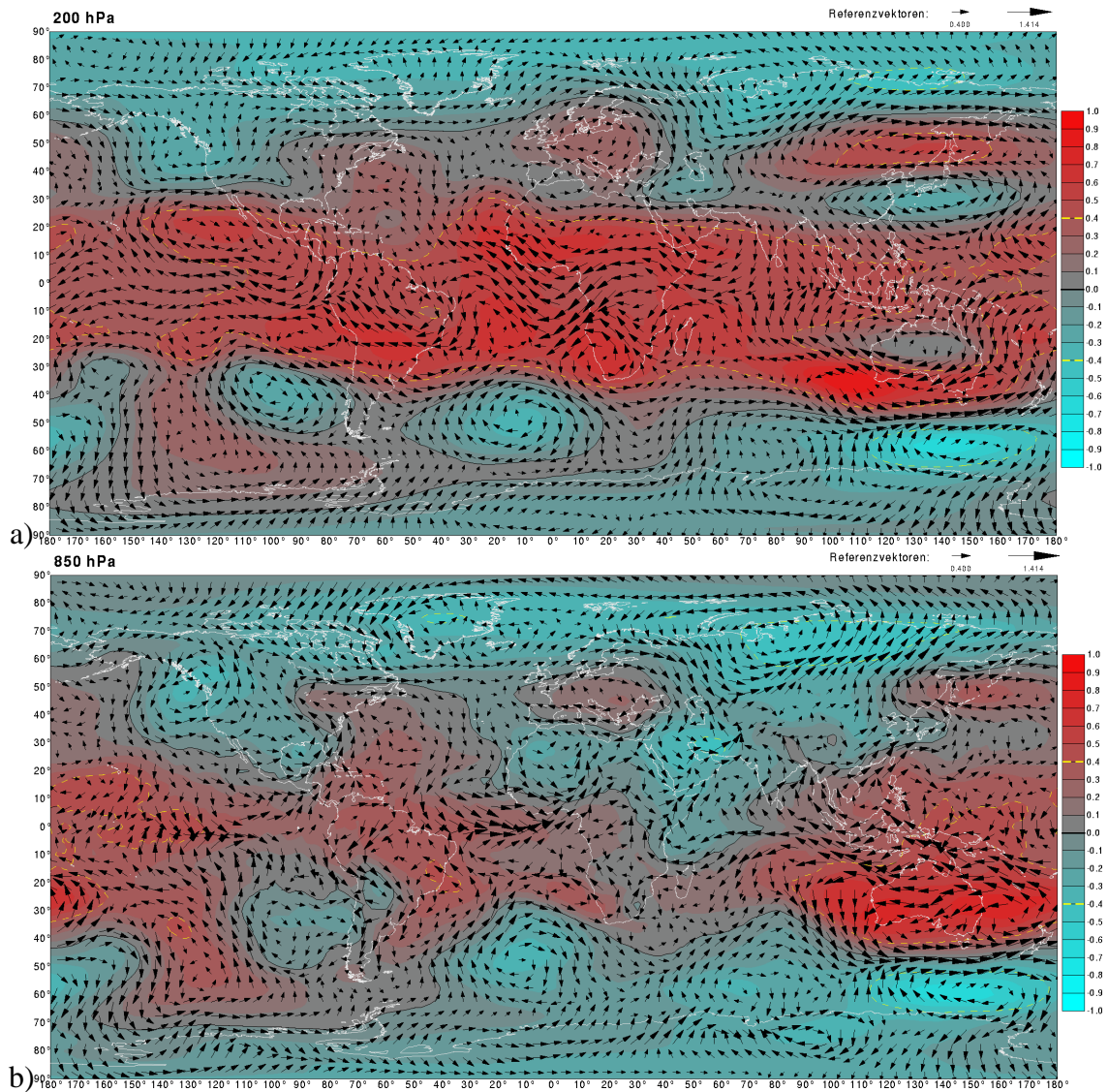


Abbildung 9.25: Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt November-Dezember im Geopotential- (Konturdarstellung, die Isokorrelate $|r|=0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) a) im 200, b) 850 hPa-Niveau.

tensität merklich zu. Im 200 hPa-Niveau bildet sich ein wellenförmiges Strömungsmuster mit starken Ostwindanomalien über Westafrika und dem tropischen Ostatlantik aus, dessen wellenförmiger Charakter aus der Existenz zweier Antizyklonalanomalien über dem zentralen Atlantik und der Südwestküste des südlichen Afrikas resultiert. Letztere stellt hierbei eine westwärts verlagerte Variante des mit Modus 2 in der multisaisonalen Grundform und im Januar-Februar-Abschnitt assoziierten Zentrums über der Südostküste Südafrikas dar. Sie stellt ein verbindendes Element der Niederschlagsreduktion in Südafrika und Niederschlagsförderung in Westafrika in

folgendem Erklärungsansatz dar: Durch die Konstellation der Zentren wird der Wechsel von Höhentrogaktivität über der Südwestküste zu überwiegend zonaler Strömungskonfiguration beschrieben (vgl. Kap. 9.2.2). Auch die variierende Ostausdehnung der stehenden Welle über dem Südatlantik oder hierin eingebettete transiente Wellentröge können hiermit erfasst werden. Die dabei auftretenden Umstellungen im Höhenströmungsfeld führen nicht nur zu Impulsen früh-sommerlicher Niederschlagsdefizite an der (auf der östlichen Vorderflanke des abgeschwächten Höhentroges gelegenen) Südküste Südafrikas, sondern im Zusammenspiel mit der zentralatlantischen Geopotentialanomalie mit starken Ostwindanomalien auch zu Störungen an der Trogstirn bzw. Ostflanke der stehenden Welle des Südatlantiks im Übergangsbereich zwischen tropischer Höhenwestströmung über dem Äquatorialatlantik und tropischer Höhenostströmung über dem afrikanischen Kontinent (vgl. Abb. 2.2, S. 13). Dies geht einher mit einer Abschwächung der atlantischen Walkerzelle und Verminderung der über dem Ostatlantik normalerweise etablierten Höhenkonvergenz, die aus der Konfluenz zwischen afrikanischer Ost- und atlantischer Westströmung resultiert. Die Abschwächung der Absinkbewegungen über Ostatlantik/Westafrika kann hierbei auch durch die verstärkten bzw. westverlagerten Aufstiegsanomalien über Ostafrika gestützt werden (vgl. Kap. 9.2.3).

Abbildung 9.26 zeigt die resultierenden Anomaliesignale im Horizontaldivergenzfeld des 200 hPa-Niveaus und im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus. Deutlich sichtbar sind die positiven Divergenz-anomalien über der westafrikanischen und der ostafrikanischen Küste bei gleichzeitig auftretenden Konvergenz-anomalien über der Südküste Afrikas, die südwestlich von - etwas schwächeren - Divergenz-anomalien begleitet werden, welche auf die Reduktion der Höhentrogaktivität über der Südwestküste Südafrikas zurückgeführt werden können (Abb. 9.26a). Die mit den Anomalieimpulsen im Divergenzfeld assoziierten Abweichungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld zeigen entsprechend Aufstiegsanomalien über Ost- und Westküste des tropischen Afrikas und Absinkanomalien im Südküstenbereich (Abb. 9.26b).

Der aufgezeigte Erklärungsansatz der Anomalien dieser Modus 2-Variante muss jedoch hinsichtlich der Bedeutung für die Niederschlagsanomalien in Westafrika eingeschränkt werden. So bestehen für Region 19 und 7 (Gabun bis Nordangola) insgesamt, d.h. bei Betrachtung der bivariaten Telekonnektivitätswerte für den Frühsommer (Kap. 7.1, Abb. 7.6, S. 118), keine Korrelationskoeffizienten mit $|r| > 0.5$ im GPH-Feld. Dies weist auf eine reduzierte Bedeutung des geschilderten Mechanismus für den Signaltransport hin, wären doch relativ kräftige Koeffizienten im hochtroposphärischen GPH-Feld des südlichen Afrikas zu erwarten gewesen. Koeffizienten mit $r > +0.4$ bestehen jedoch mit dem Modus-2-Zentrum vor Australien. Hingegen wurden für Region 19 relativ starke SST-Kopplungen ($r \sim +0.6$) u.a. für November-Dezember festgestellt (Abb.

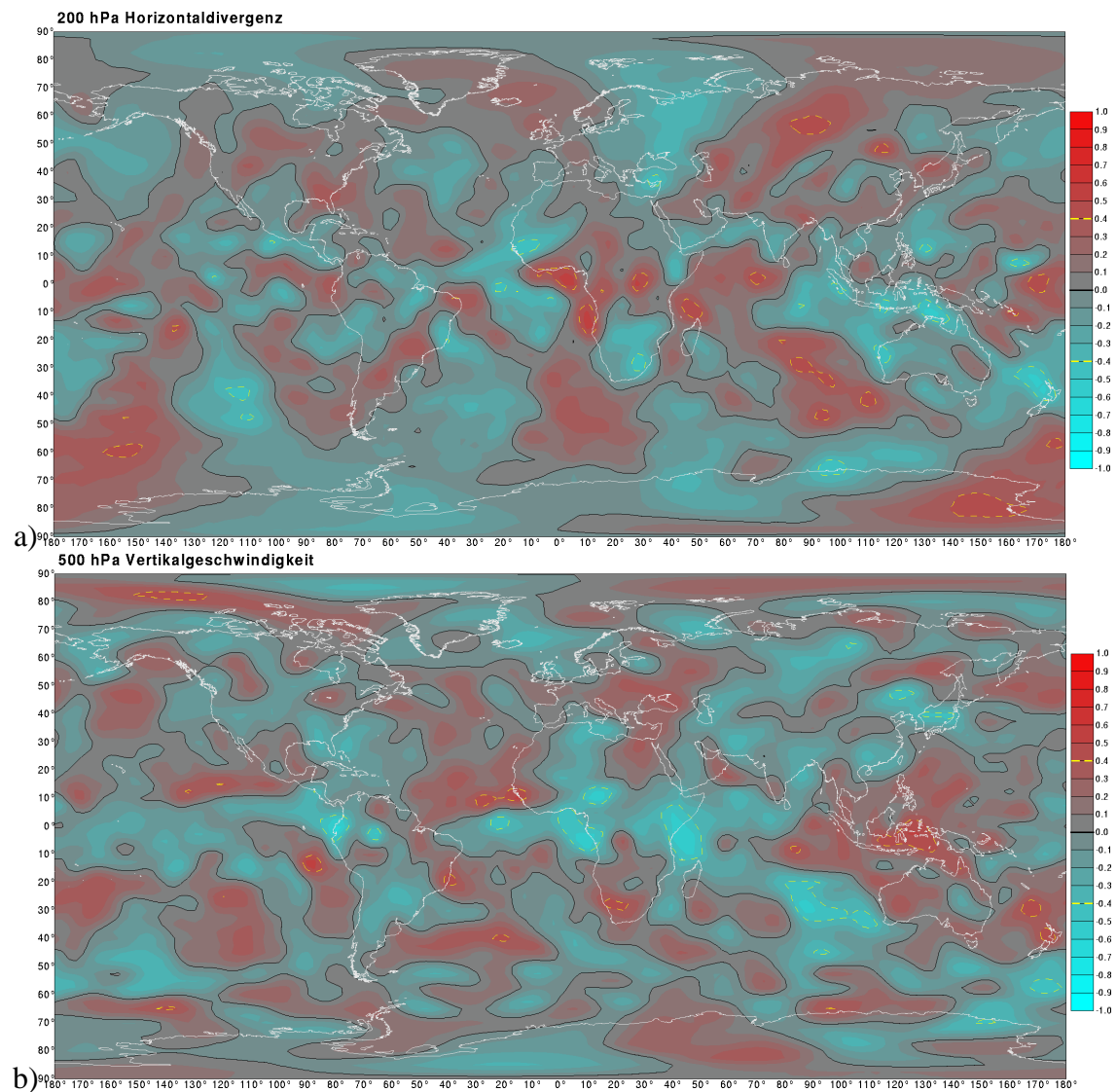


Abbildung 9.26: Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt November-Dezember a) im Horizontaldivergenz des 200 hPa-Niveaus, b) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.

7.4, S. 115).

SST-Anomalien

Diese SST-Kopplungen mit dem Niederschlag lassen sich mit Modus 2 erklären, dessen Anomaliesignale im SST-Feld für diesen Saisonabschnitt in Abbildung 9.27 dargestellt sind. Hier findet eine Absenkung der Thermoklinentiefe an der Westküste Afrikas durch anomal verstärkte oberflächennahe Westwinde statt sowie die Verminderung der Abkühlung durch Windstress

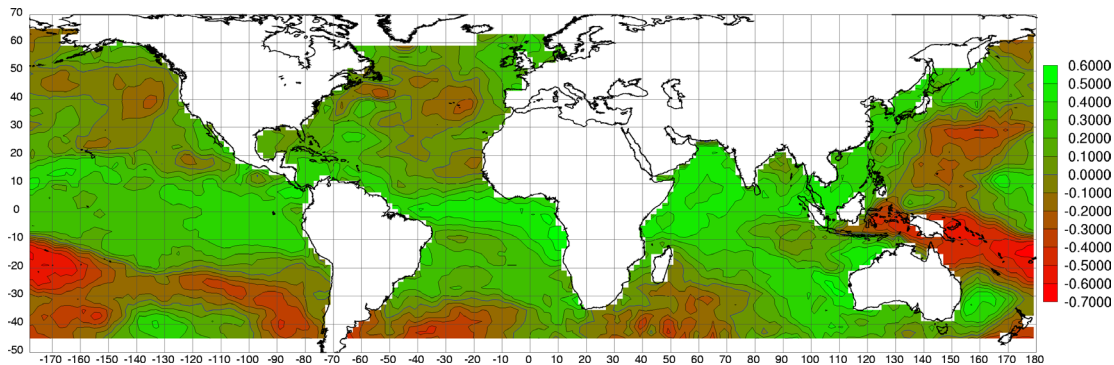


Abbildung 9.27: Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt November-Dezember im SST-Feld.

und Advektion kühlerer südlicher Oberflächenwässer durch den Südostpassat. Selbstverstärkend kann auch hier - wie auch im westlichen Indischen Ozean - das erhöhte Angebot latenter und sensibler Wärme im Bereich der Westküste des tropischen Afrikas eine weitere Abschwächung der atlantischen Walkerzelle unterstützen.

Weiterhin ist in Niederschlagsregion 19 (Westafrika/Gabun) im März eine Korrelation von $r=-0.49$ mit Modus 2 ausgeprägt. Ein naheliegender physikalischer Zusammenhang mit den Anomalien des Modus 2 ist hier jedoch nicht ersichtlich. Auch in diesem Saisonabschnitt bestehen insgesamt keine starken Primärkopplungen im GPH-Feld (siehe Abb. 7.11, S. 124). Zu betonen ist allerdings, dass die Fernkopplung mit dem australischen Zentrum tatsächlich, d.h. bei direkter Berechnung der bivariaten Koeffizienten zwischen Niederschlagsindex und Geopotentialfeld, tatsächlich besteht⁶ und nicht etwa als Artefakt der hauptkomponentenanalytischen Konstruktion des Modus in Erscheinung tritt.

9.3 Modus 3: Antarktische Oszillation

Der dritte Hauptkopplungsmodus umfasst positive Ladungszentren bei ca. 40°S sowie negative Ladungen im Bereich des antarktischen Kontinents, womit die Stärke des subpolaren Druckgradienten der Südhemisphäre beschrieben wird, insbesondere im Bereich der Positivzentren über dem Atlantik, dem Indischen Ozean und dem Pazifik (Abb. 9.28). Die räumliche Ausprägung des antarktischen Zentrums sowie die Lage der Positivzentren beschreiben dabei ein Wellenmuster der Wellenzahl drei mit nordwärts gerichteten Trögen im Längsbereich Afrikas

⁶Der Korrelationskoeffizient zwischen dem Niederschlag der Region 19 (Gabun) und der Geopotentialvariabilität des 200 hPa-Niveaus bei $110^{\circ}\text{E}/40^{\circ}\text{S}$ (südwestlich Australiens) beträgt $r=-0.48$.

bzw. des südwestlichen Indischen Ozeans, des Westpazifiks sowie Südamerikas bzw. des östlichen Pazifiks. Unter den dazwischen liegenden positiven Ladungszentren weist das atlantisch-südamerikanische Zentrum eine relativ weite Longitudinalerstreckung auf und geht über in einen auf die unterste Troposphäre beschränkten Bereich positiver Ladungen im tropischen östlichen Pazifischen Ozean. Im Bereich Südafrikas erstreckt sich dieses Atlantikzentrum bis hin zur Südwestküste des Subkontinents.

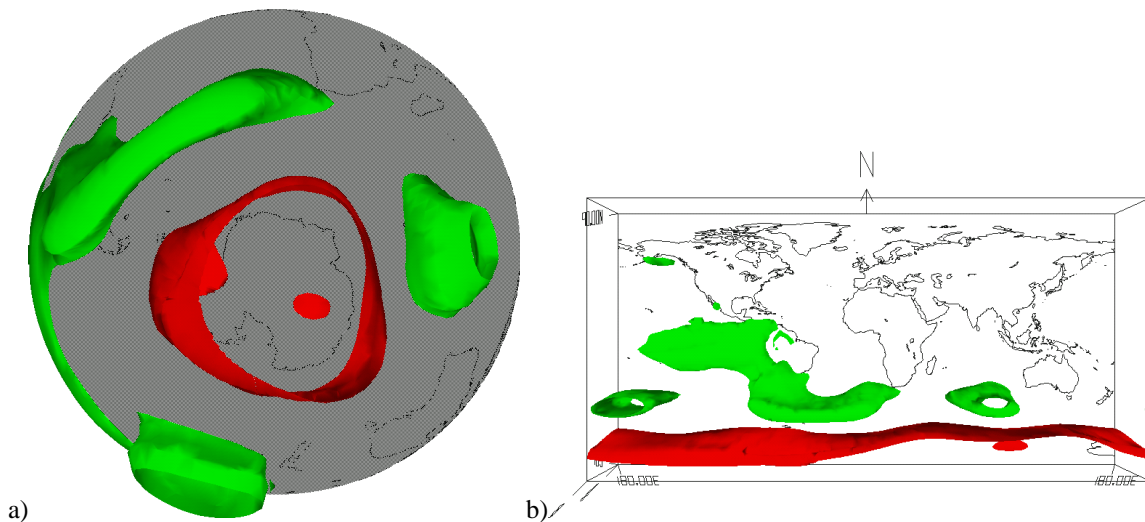


Abbildung 9.28: Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodi 3 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hPa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.5 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.

Modus 3 zeigt starke Ähnlichkeit mit der ersten Hauptkomponente der südhemisphärischen SFPCA auf, wird dort jedoch phasenverschoben abgebildet (Abb. 8.5, S. 180). Auch sind Ähnlichkeiten mit dem von MO & WHITE (1985) beschriebenen sommerlichen 500 hPa-Muster festzustellen. Auch dort werden die Wellenzahl drei, meridionale Negativkorrelationen sowie eine Korrelation mit dem SOI dargestellt. Ein Unterschied besteht jedoch auch hier in der Phasenordnung des Wellenmusters. So ähnelt Modus 3 eher der winterlichen Phasenordnung des bei MO & WHITE (1985) beschriebenen “zonal wavenumber 3 patterns”, in dem die subtropischen Zentren wie hier über den Ozeanen positioniert sind.

Das nahe der südafrikanischen Küste gelegene Zentrum des Modus 3 legt die Vermutung nahe, dass hier physikalisch begründete Korrelationen mit dem Niederschlag im südlichen Afrika erfasst werden. Die räumliche Verteilung der Korrelationen dieser Hauptkomponente mit den Niederschlagsindizes (Abb. 9.29) ergibt jedoch ein unerwartetes Bild. Bedeutende Korrelationen, welche sich über mehrere Saisonabschnittsvarianten hinweg erstrecken, werden erst nörd-

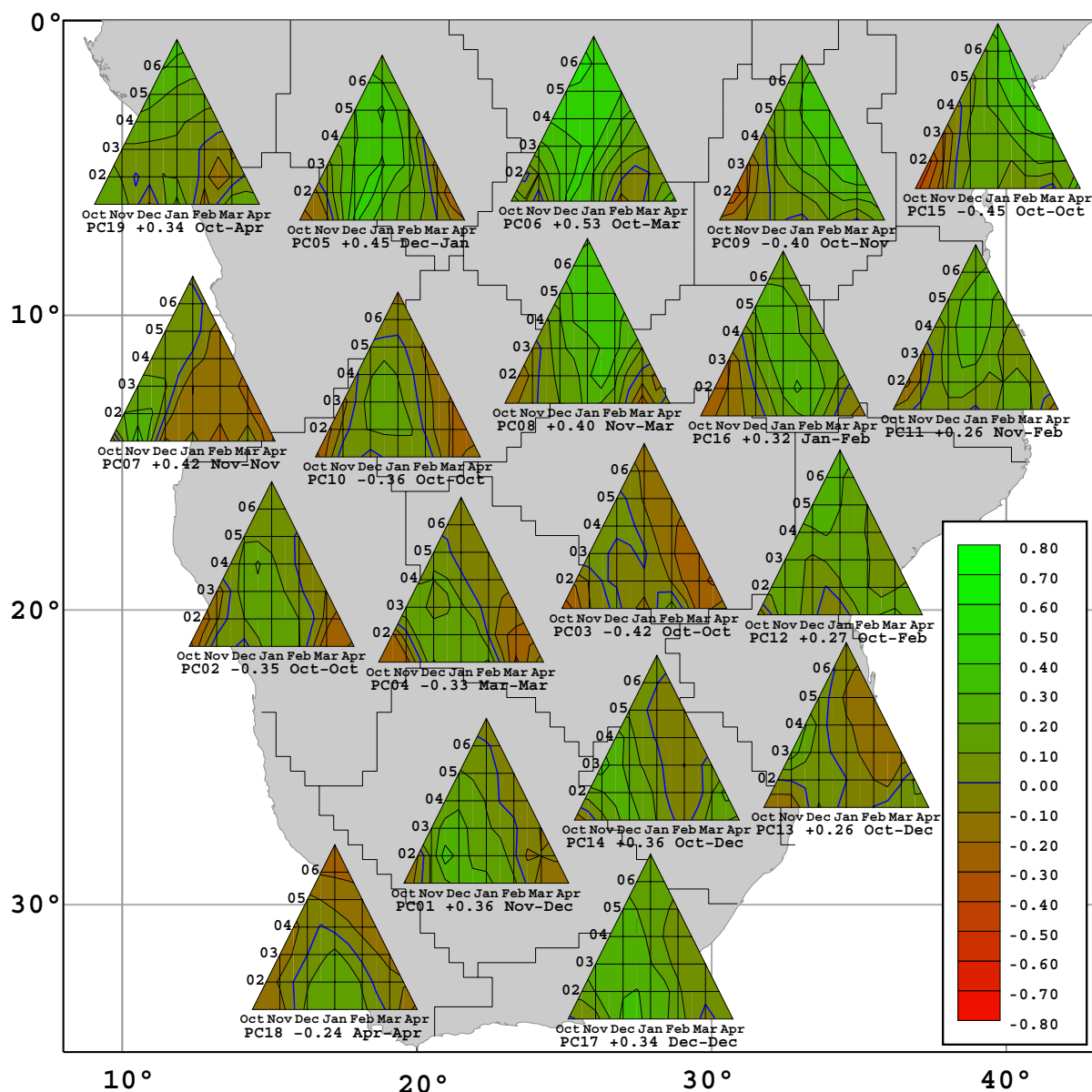


Abbildung 9.29: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 3 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:

Saisonalitätsdiagramme (Erläuterung siehe Kap. 6.1, S. 82) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 3 und dem Feld der Niederschlagsindizes.

lich ab ca 15°S in den zentral gelegenen und östlichen Regionen erreicht, während durch die Beschreibung der außertropischen Trog-Rücken-Konfiguration zunächst Einflüsse auf den äußersten Süden zu erwarten gewesen wären (PHILIPP & JACOBET, 2003, S. 116). Hier erreichen die Kopplungsbeträge jedoch kaum $|r| > 0.4$.

Dieses unerwartete Ergebnis führte zu einer Überprüfung der partiellen Korrelationskoeffizienten zwischen Modus 3 und den Niederschlagsregionen unter Ausschluss der Variabilität aller anderen Hauptkopplungsmodi. Hintergrund war die Vermutung, dass sich bei Zerlegung der insgesamt voneinander unabhängigen multisaisonalen Zeitkoeffizientenreihen der Hauptkopplungsmodi in die einzelnen Saisonabschnitte eine Überschneidung z.B. mit Modus 2 ergeben könnte, welche den Zusammenhang der südlichen Regionen mit Modus 3 überlagert. Hierbei ergeben sich partielle Korrelationskoeffizienten von bis zu $|r| > 0.45$, der Wert $|r| > 0.50$ wird jedoch bei keiner Region und in keinem Saisonabschnitt überschritten (ohne Abbildung). Hieraus lässt sich folgern, dass Modus 3 zwar einen - moderaten - Einfluss auf die Niederschlagsvariabilität im Südteil des südlichen Afrika ausübt, dass dieser Zusammenhang jedoch von den mit den anderen Modi beschriebenen Abhängigkeiten überlagert wird. Um diese Problematik näher zu beleuchten wäre eine Ausdehnung der Analyse auf multiple Korrelationsanalysen nötig, die in diesem Rahmen jedoch nicht erfolgen kann. Festzuhalten bleibt jedoch, dass ein Zusammenhang zwischen Modus 3 und den südlichen Niederschlagsregionen nicht bei der bivariaten Korrelation erkennbar wird und somit relativ zu den anderen Modi eine untergeordnete Rolle spielt.

Relativ hohe Übereinstimmung im Kopplungsverhalten ergibt sich hingegen für die zentralen und östlichen Nordregionen mit positiven Korrelationen in den längeren Saisonabschnittsvarianten. Für den Saisonabschnitt Oktober-März - in der Region 6 (nordöstliches Kongobecken) mit $r > +0.53$ (bivariat) korreliert - werden die assoziierten Zirkulationsanomalien in Abbildung 9.30 aufgezeigt.

Insbesondere für das tropische Afrika ergeben sich jedoch auch hier keine deutlichen Hinweise, welche auf einen zirkulationsdynamischen Zusammenhang schließen lassen. Zwar ergeben sich Zentren, welche sich gut in die beschriebene Wellenkonfiguration einfügen, jedoch sind Strömungsanomalien, die eine Verknüpfung dieser Konfiguration der Geopotentialanomalien mit dem äquatorialen Afrika indizieren würden, nicht erkennbar. Ebenso sind im Bereich des äquatorialen Afrikas keine starken oder großflächig auftretenden Korrelationen zwischen Modus 3 und dem Vertikalgeschwindigkeitsfeld ausgeprägt, die als Primärkopplung des Niederschlags fungieren könnten (Abb. 9.31).

Das Feld der SST-Anomalien (Abb. 9.32) zeigt relativ hohe Ähnlichkeit zu den SST-Anomalien des Modus 1. Es ergibt sich gute Übereinstimmung zwischen den Hochdruckanomalien im östlichen Pazifik und den dort ausgeprägten Abkühlungstendenzen. Die außer- und subtropischen Zentren der Wellenkonfiguration der Druckfeldes für Modus 3 lassen sich im Muster des assoziierten SST-Feldes nachvollziehen und werden hier stärker ausgeprägt als bei Modus 1. Hauptunterschied zu Modus 1 im SST-Feld ist das Fehlen von signifikanten Korrelationen im zentralen

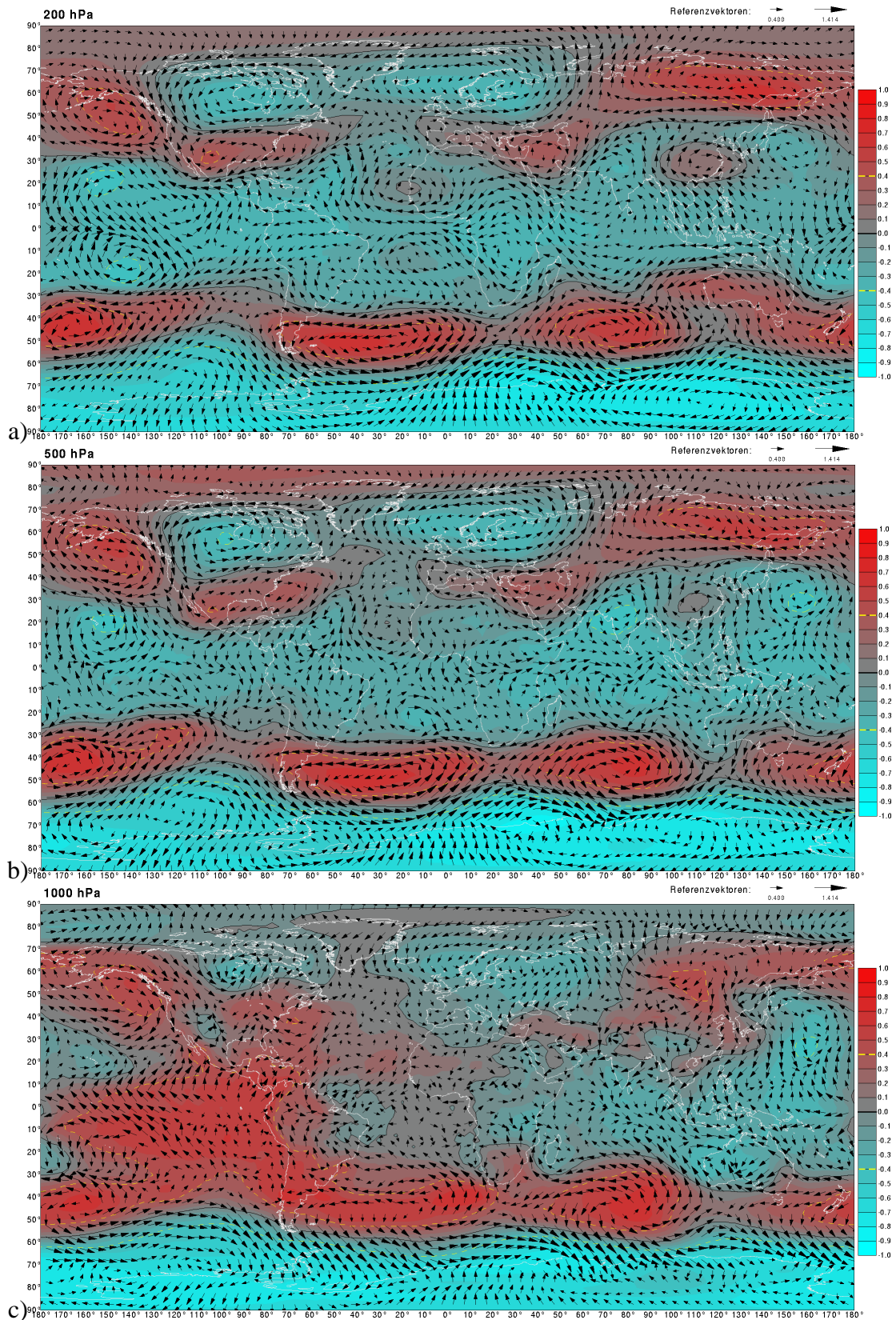


Abbildung 9.30: Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt Oktober-März im Geopotential- (Konturdarstellung, die Isokorrelate $|r|=0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) a) im 200, b) 500, c) 1000 hPa-Niveau.

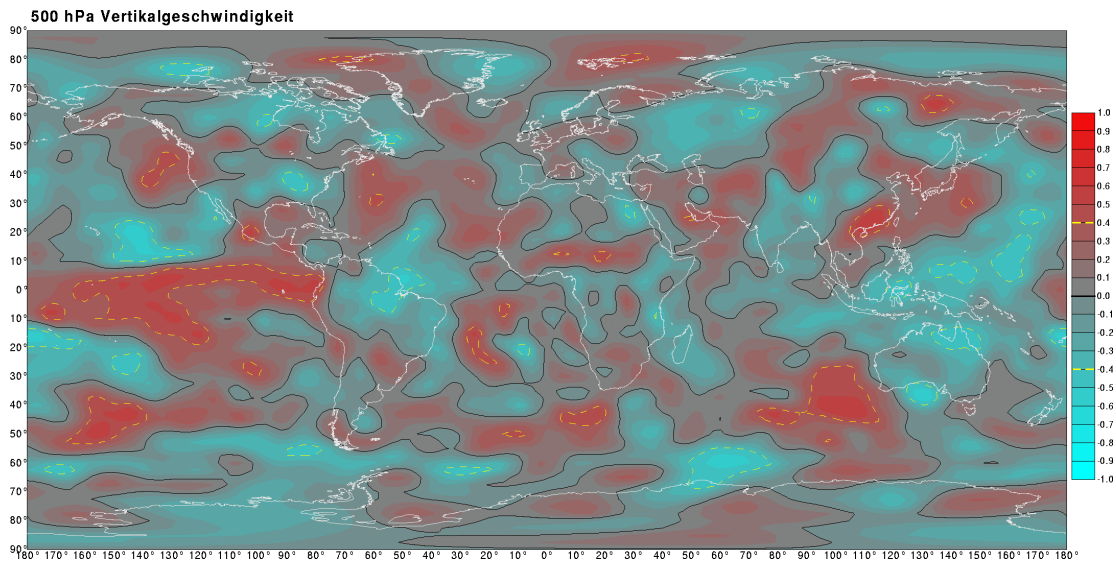


Abbildung 9.31: Ladungen für Modus 3 im Saisonabschnitt Oktober-März im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.

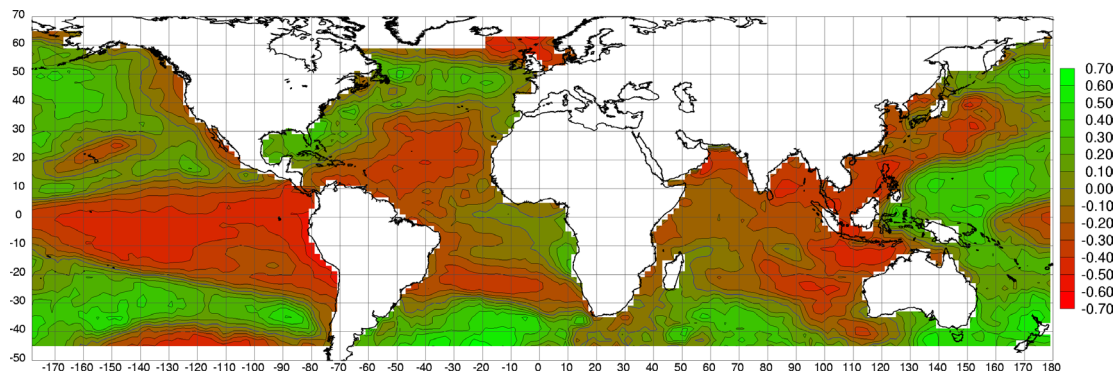


Abbildung 9.32: Ladungen für Modus 3 im Saisonabschnitt Oktober-März im SST-Feld.

Indischen Ozean. Tatsächlich ergibt sich - nach Zerlegung der multisaisonalen Zeitkoeffizientenreihen in die einzelnen Saisonabschnitte - eine Korrelation zu Modus 1 von lediglich $r=+0.0184$, also - trotz Ähnlichkeit im räumlichen Muster der SST-Korrelationen - eine zeitliche Unabhängigkeit zu Modus 1.

Somit stellt Modus 3 eine Hauptkomponente dar, welche hauptsächlich zirkulationsinterne Varianzanteile erklärt, die zwar bei verschiedenen Prädiktorgitterpunkten eine wichtige Rolle spielen (z.T. auch noch Restvarianz im Ostpazifik umfassen), jedoch nicht primär niederschlagsrelevant für das südliche Afrika sind bzw. im Falle der äquatornahen Niederschlagsregionen zufällige oder hier nicht erklärbare Korrelationen zeigen. Die Gesamtbedeutung der polar-subtropischen Druckgradienten für Telekonnektionen innerhalb des GPH-Feldes der Südhemisphäre wird durch

die Extraktion eines sehr ähnlichen Musters als erste Hauptkomponente der SFPCA unterstrichen. Demzufolge ist ein relativ hoher partieller Anteil dieser Variabilität auch in den Zeitreihen der Telekonnectionszentren des Niederschlags zu erwarten. Das Ergebnis ist somit keinesfalls als negativ zu bewerten, da naturgemäß niederschlagsunabhängige Varianzanteile in allen Prädiktorgitterpunkten vertreten sind, und günstigstenfalls sogar durch diesen Modus Varianz erklärt wird, die sich nun nicht mehr in anderen Modi hinsichtlich der Zusammenhänge mit dem Niederschlag im südhemisphärischen Afrika störend bemerkbar macht.

9.4 Modus 4: Westindik-Zentrum

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Modi ist in Hauptkomponente 4 lediglich ein einziges Zentrum erfasst, welches sich auf die unteren Troposphärenniveaus über dem westlichen Indischen Ozean - nordöstlich Madagaskars - beschränkt (Abb. 9.33). Aufgrund der Lage des

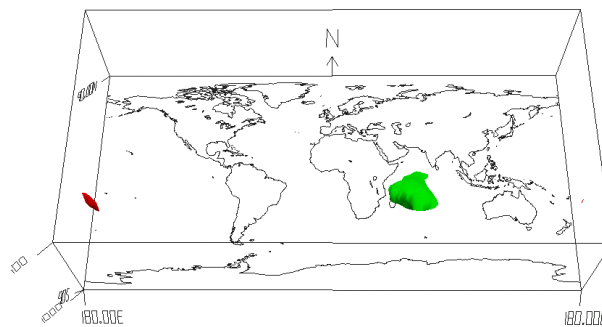


Abbildung 9.33: Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 4 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hpa, aus südlicher Perspektive. Grün: +0.6 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.

Zentrums ist zunächst ein Zusammenhang mit den Meeresoberflächentemperaturen des westlichen Indischen Ozeans zu vermuten. Weiterhin stimmt die Lage des Anomaliezentrums vor der Küste Madagaskars in auffälliger Weise mit der Region der höchsten Auftrittshäufigkeit tropischer Zyklonen des südwestlichen Indischen Ozeans überein und liegt in etwa im Bereich des Richtungswechsels der Zyklonenzugbahnen, welche - von Osten kommend - im Bereich Madagaskars in Richtung Süden ausgelenkt werden (vgl. NAERAA & JURY, 1994). Abbildung 9.34 zeigt die Zugbahnen und Häufigkeiten der zwischen 1948 und 1998 vom "Joint Typhoon Warning Center" (JTWC) in Hawaii erfassten tropischen Zyklonen im Bereich des südwestlichen Indischen Ozeans. Ein aus diesen Daten eigens erstellter Index der Auftrittshäufigkeit zeigt

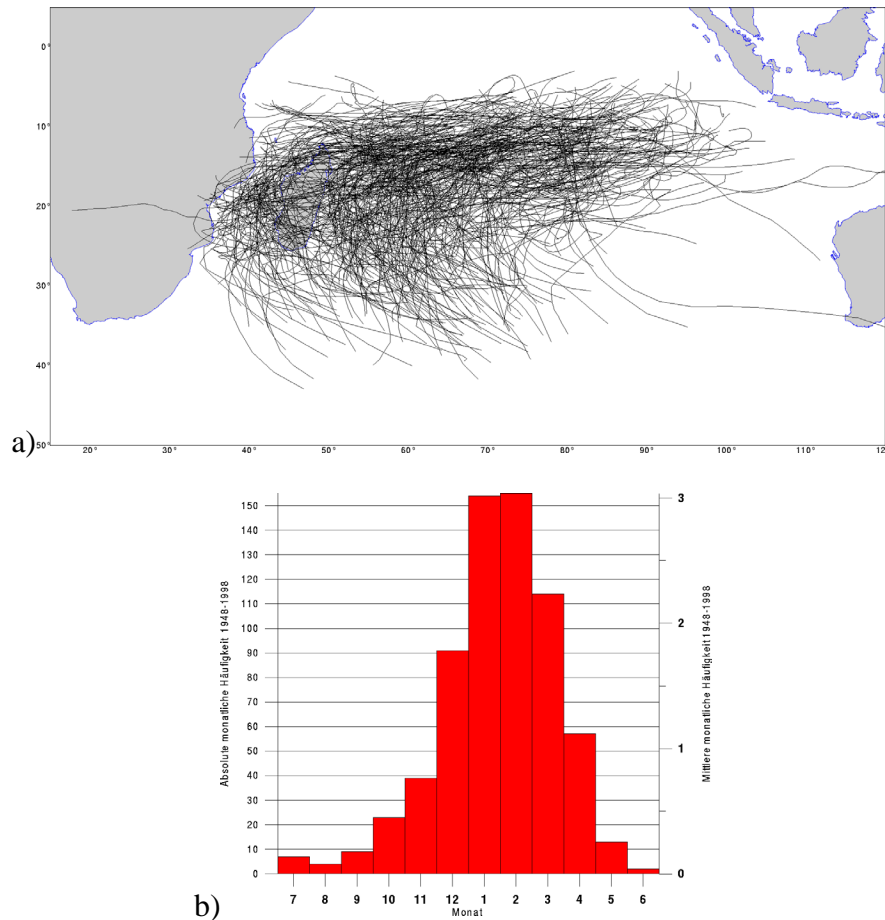


Abbildung 9.34: a) Zugbahnen b) monatliche Häufigkeit (mindestens drei Tage im Monat aktiv, incl. Doppelnennungen) südhemisphärischer tropischer Zyklonen mit Präsenz zwischen 20°E und 80°E im Zeitraum 1948 bis 1998. Die Gesamtanzahl beträgt 540 Zyklonen. (Datenquelle: Joint Typhoon Warning Center, Hawaii)

jedoch keine signifikante Korrelation zu den Zeitkoeffizienten des Modus 4 ($r=+0.27$ für Februar-April). Ursache dafür mag sein, dass die Auftretshäufigkeit allein ein zu ungenaues Maß für den Einfluss auf die hier im Fokus stehenden Monats- und Saisonalmittelwerte darstellt. Um diesen Aspekt im Detail zu beleuchten, müsste die monatliche und saisonale Zeitskala verlassen werden und ein Einstieg in die Dynamik der auf täglicher bzw. stündlicher Zeitskala agierenden tropischen Zyklonen erfolgen, die jedoch klar außerhalb des Rahmens der vorliegenden Arbeit liegt. Ein weiteres Indiz, welches jedoch die Annahme des Einflusses der tropischen Zyklondynamik stützt, ist die - unter kontinuierlicher Intensitätsabnahme ausgeprägte - Erstreckung des Gebietes der Zyklonenaktivität in Richtung Osten bis ca. 100°E, das sich sehr gut mit den Bereich signifikanter Ladungen der 4. Hauptkomponente überschneidet.

Kopplungen im Niederschlagsfeld

Die Korrelationen im Niederschlagsfeld ergeben maximal negative Koeffizienten in den nordöstlichen Regionen 8 und 9 im (südliches Kongo und Nordtansania) November mit $r=-0.44$ und in Region 11 (Südtansania) mit $r=-0.57$ im Januar, während in den zentral und südöstlich gelegenen Regionen hohe positive Korrelationen mit Schwerpunkt in den spätsommerlichen Saisonabschnitten aufgezeigt werden (Abb. 9.35). Das Gebiet stärkster Positivkorrelationen erstreckt sich auf einen Korridor ausgehend von Südmoçambique in Richtung Nordwest bis nach Ost-Angola. Die maximalen Kopplungsbeträge werden hier in den Spätsommer- bzw. Herbstmonaten erreicht (Saisonabschnitt Februar-April für Region 10 (Ostangola) und 3 (Südsambia, Simbabwe)). Auch südlich dieser Regionen dominieren weitverbreitet noch relativ kräftige Positivkorrelationen.

9.4.1 Februar-April

Zirkulationsanomalien

Abbildung 9.36 zeigt die mit Modus 4 assoziierten Druck- und Windfeldanomalien für den Saisonabschnitt Februar-April. Im 1000 hPa-Niveau (Abb. 9.36 a) tritt im Bereich nordöstlich Madagaskars verstärkte Tendenz zu antizyklonaler Umströmung der positiven Geopotentialanomalie auf, deren geotriptische Ausläufer sich - unter Bodenreibungseinfluss - bis über den Kontinent erstrecken. Auf ca. 15° südlicher Breite dringt die hiermit assoziierte Ostwindanomalie bis ca. 35°E nach Westen vor. Während Richtung Westen hin ein starker Gradient der Signalstärke im GPH-Feld besteht und schon im Bereich der Ostküste des afrikanischen Kontinents die Signifikanzschwelle erreicht wird, erstreckt sich der Bereich der signifikant korrelierten Geopotentialvariabilität nach Osten hin - bei nur langsamer Abnahme der Signalstärke - bis ca. 100°E . Die Geopotentialzentren im südlichen Pazifik und im südlichen Atlantischen Ozean stellen einen relativ schwachen Einfluss außertropischer Wellenkonfiguration dar, sind in diesem Saisonabschnitt jedoch aufgrund der geringen Intensität des Anomaliesignals von untergeordneter Bedeutung für das Geschehen im Druckfeld des Indischen Ozeans. Die beschriebene antizyklonale Strömungskonfiguration im Bereich Madagaskars herrscht auch noch in den mittleren Troposphärenniveaus (Abb. 9.36 b) vor, wobei sich jedoch das Zentrum der positiven Geopotentialanomalie abschwächt und nach Süden verlagert. Über der Region mit den stärksten Niederschlagskorrelationen herrschen nun starke, überwiegend geostrophische Nordwindanomalien vor. Mit zunehmender Höhe verlagert sich das Hochdruckanomaliezentrum unter Abschwächung weiter nach Süden, während sich über der Position der oberflächennahen Hochdruckanomalie - etwas

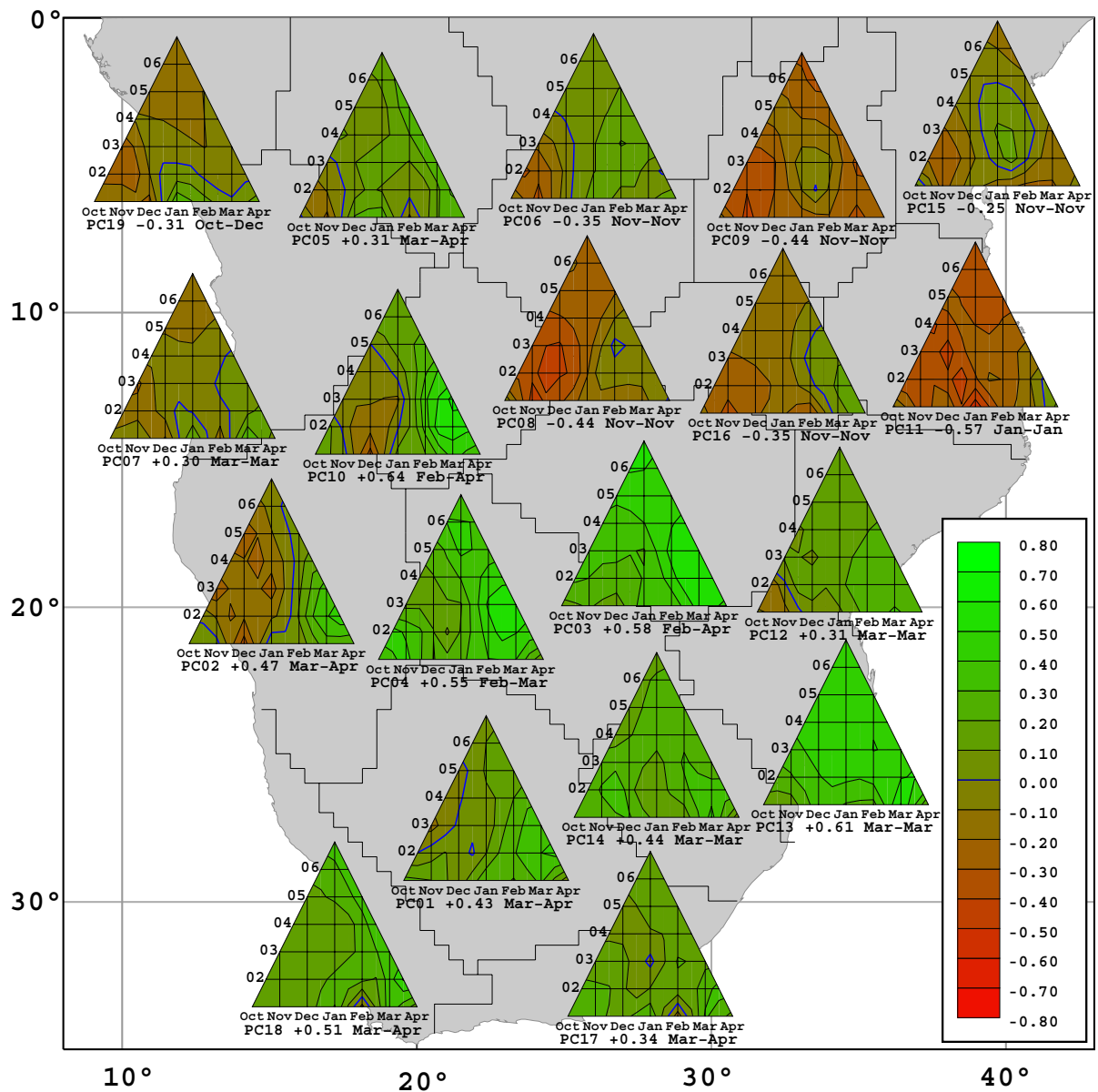


Abbildung 9.35: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 4 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:

Saisonalitätsdiagramme (Erläuterung siehe Kap. 6.1, S. 82) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 4 und dem Feld der Niederschlagsindizes.

ostwärts verlagert - nun Tiefdruckanomalien einstellen (Abb. 9.36 c). Obwohl die Ladungen dieser hochtroposphärischen Tiefdruckanomalien den Betrag von $|r|=0.4$ nicht ganz überschreiten, prägen sich hier in der hohen Troposphäre kräftige zyklonale Horizontalströmungsanomalien mit Südostwindrichtung über dem zentralen und östlichen Südafrika aus.

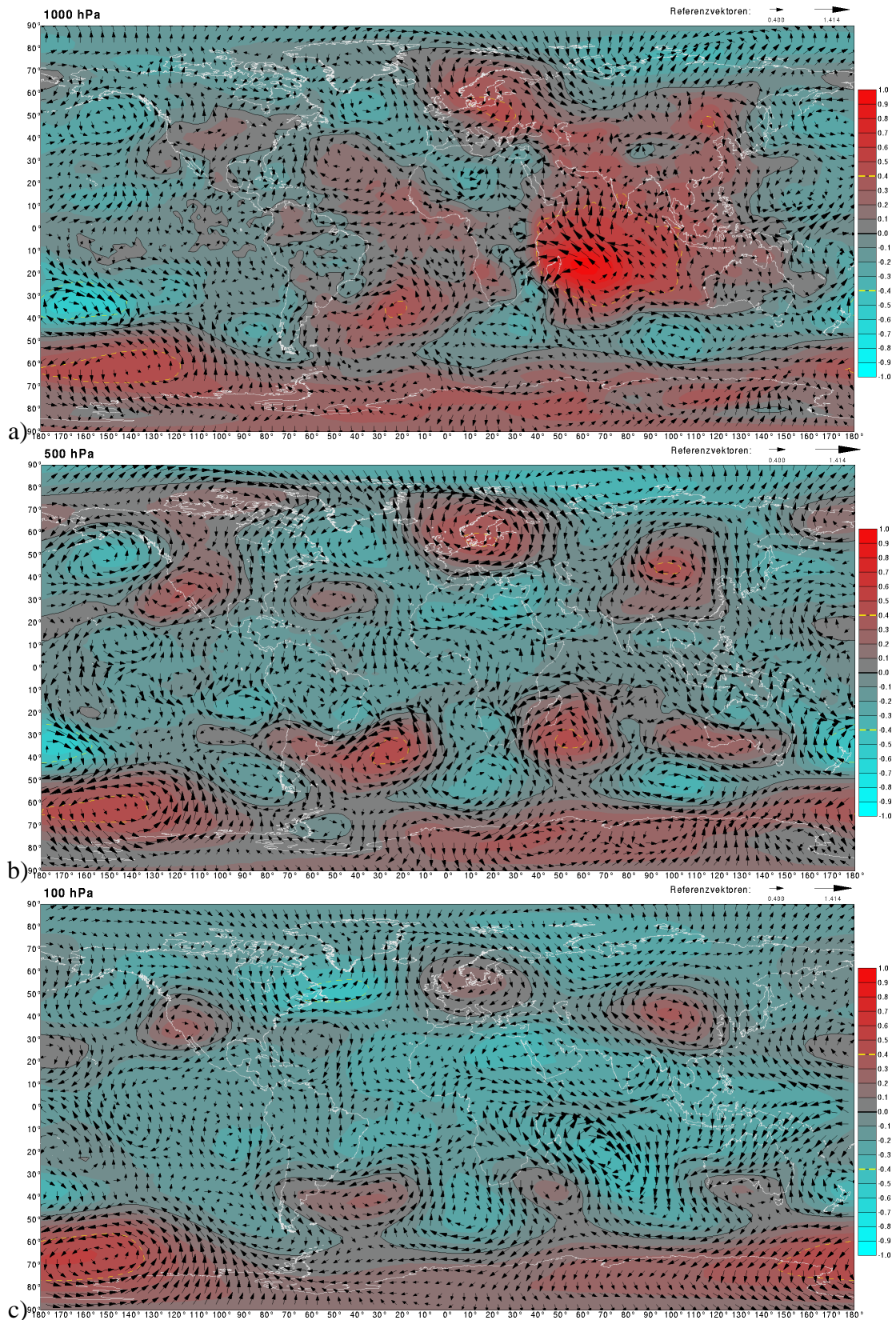


Abbildung 9.36: Ladungen für Modus 4 im Saisonabschnitt Februar-April im Geopotentialfeld (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V- Wind zusammengesetzt) a) im 1000, b) 500 und c) 100 hPa-Niveau.

Modus 4 beschreibt somit eine in den Positivphasen reduzierte Auftrittshäufigkeit bzw. Intensität tropischer Zyklonen bzw. Depressionen im Südwestindik. In Negativphasen des Modus 4 - bei verstärkter Aktivität tropischer Zyklonen - kehren sich alle genannten Anomaliemerkmale um und stimmen insgesamt gut überein mit den Ergebnissen von SHANKO & CAMBERLIN (1998), die Auswirkungen der Aktivität tropischer Zyklonen und Depressionen im südwestlichen Indischen Ozean auf den Niederschlag in Äthiopien anhand von Anomaliekompositen untersuchten.

Die Geopotentialzentren im südlichen Atlantik und im südlichen Pazifischen Ozean in Abbildung 9.36 stellen einen zusätzlichen Einfluss außertropischer Wellenkonfiguration dar. Im invertierten Anomaliefall kennzeichnet ein Druckabsenkungssignal über der Südküste Südafrikas sowie ein Druckerhöhungssignal über der Südwestküste Südafrikas die Tendenz zur Ostverlagerung von außertropischen Wellentrögen, die nun in ihrem Vorderseitenbereich mit Höhendivergenz die Persistenz und Intensität tropischer Zyklonen im Bereich des Moçambiquekanals stützen. Die Anomaliesignale dieser Interaktion tropischer Tiefdruckgebiete mit außertropischen Höhentrogen sind in diesem Saisonabschnitt zwar nicht dominant, jedoch deutlich sichtbar. Das außertropische Drucksignal dieser Anomalien in der Wellenkonfiguration pflanzt sich dabei bezüglich der außertropischen Westströmung rückwärts in südwestlicher Richtung diagonal bis in den Südpazifik fort.

Mechanismus der Niederschlagskopplung

Die Vertikalprofile in Abbildung 9.37 zeigen deutlich die mit der Positivphase des Modus und positiven Niederschlagsabweichungen im zentralen und südöstlichen südlichen Afrika assoziierten Bereiche beschleunigter Aszendenz über dem Kontinent und lassen einen Nordwest-Südost-Verlauf dieser Zone - in etwa der Westgrenze des Bereiches mit oberflächennahen Ostwindanomalien folgend - erkennen. Über dem angrenzenden Indischen Ozean hingegen werden intensive Absinktendenzen angezeigt, welche mit der Hochdruckanomalie östlich Madagaskars in Oberflächennähe in Übereinstimmung stehen. Der Schnitt bei 15°S (Abb. 9.37a) lässt hierbei eine Zirkulationszelle zwischen dem Indischen Ozean und dem afrikanischen Kontinent erkennen. Diese ist im südlich angrenzenden Gebiet (Abb. 9.37b) - dem Bereich des stärksten Zusammenhangs mit dem Niederschlag - nicht mehr in geschlossener Form ausgeprägt, jedoch stützen auch hier östliche Strömungsanomalien im unteren und mittleren Troposphärenbereich Aufstiegtendenzen über dem Kontinent, wobei hier auch mit verstärktem Luftfeuchtetransport aus nordöstlicher Richtung auf den Subkontinent zu rechnen ist. Bei Annahme invertierter Vorzeichen, also

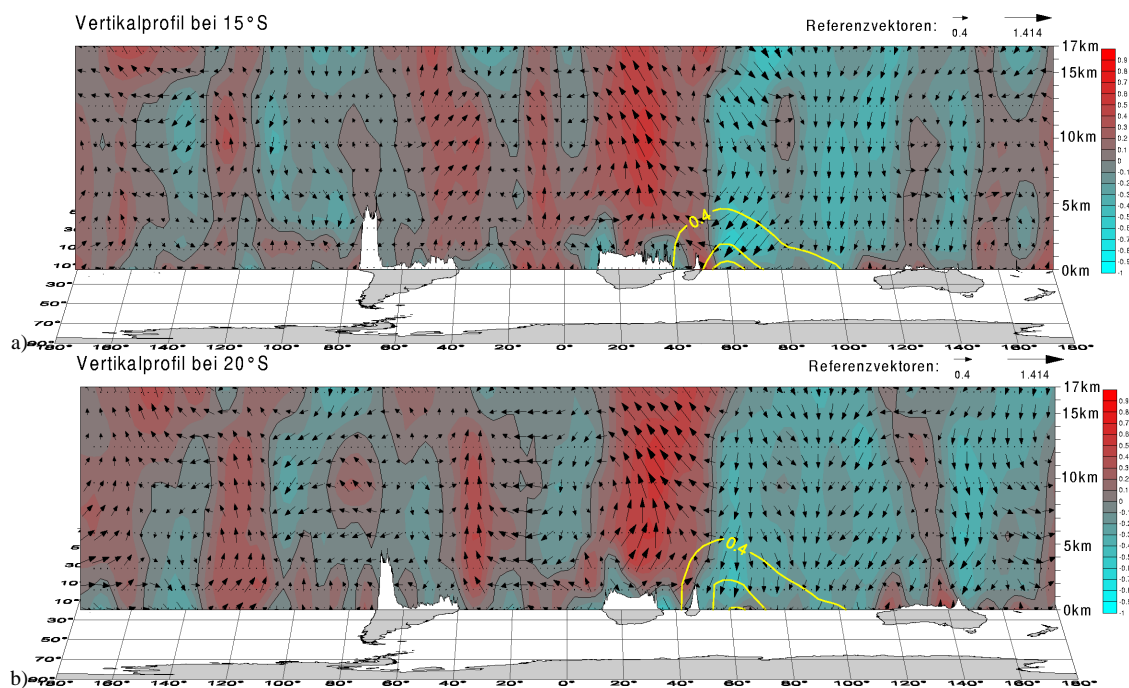


Abbildung 9.37: Ladungen für Modus 4 im Saisonabschnitt Februar-April im Vertikalprofil:
 a) Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 15°S;
 b) wie a) jedoch bei 20°S.
 Gelbe Linien kennzeichnen die Ladungen im Geopotentialfeld mit $r=+0.4$, $r=+0.5$ und $r=+0.6$. Das Vorzeichen der Vertikalgeschwindigkeit Omega ist aus Darstellungsgründen invertiert.

bei Betrachtung von negativen Zeitkoeffizienten für Modus 4, ergibt sich als Anomaliesignal die Konstellation einer starken Tiefdruckanomalie vor der Nordostküste Madagaskars und - anstelle des verstärkten Feuchtetransports aus östlicher und nördlicher Richtung für die korrelierten Niederschlagsregionen - nun überwiegend ablandige Strömungen in umgekehrter Richtung sowie aufsteigende Vertikalgeschwindigkeitsanomalien östlich Madagaskars und Absinktendenzen über dem Kontinent. Dies indiziert eine Ostverlagerung der Hauptkonvektionszone vom Kontinent des südlichen Afrikas in Richtung Osten auf den Ozean durch verstärkte Zyklonalaktivität im Bereich Madagaskars. Die Einflüsse der oben angesprochenen östlich positionierten Höhenträge über Südafrika unterstützen hierbei durch Rückseitenkonvergenz die Niederschlagsreduktion über dem Kontinent.

Die starken Strömungsanomalien im Windfeld des westlichen Indischen Ozeans (vgl. Abb. 9.36) beeinflussen weiterhin die Meridionalzirkulation im Bereich des östlichen südlichen Afrikas und Westindik. Abbildung 9.38 zeigt Zonalprofile der Vertikalgeschwindigkeit und Meridionalwindkomponente zwischen 40°E und 20°E. Die mit Modus 4 verknüpften hochtroposphärischen

Südwindanomalien und bodennahen Nordwindanomalien wirken über dem östlichen südafrikanischen Subkontinent der Ausbildung einer Meridionalzirkulation im Sinne einer Hadleyzelle entgegen, die sich hier im Spätsommer im langjährigen Mittel etabliert (vgl. Abb. 2.9, S. 24). Die Anomaliesignale im innertropischen aufsteigenden Ast der Hadleyzirkulation sind hier zwar relativ schwach ausgeprägt, entsprechen jedoch dem von SHANKO & CAMBERLIN (1998) festgestellten niederschlagsreduzierenden Effekt erhöhter Zyklonalfrequenz im Bereich Äthiopiens. Umgekehrt fördert erhöhte Aktivität tropischer Zyklonen im Südwestindik die Ausbildung einer südlichen Hadleyzelle mit niederschlagsreduzierenden Auswirkungen auf die positiv korrelierten Niederschlagsregionen. Dieser Einfluss erstreckt sich nach Abbildung 9.38 bis 20°E , während die hiermit verbundenen Anomalien in der Vertikalgeschwindigkeit sich - bei zunehmender Entfernung vom Indischen Ozean und somit abnehmendem Einfluss der Horizontalwindanomalien - nach Norden verlagern. Dies erklärt den diagonalen Verlauf des Streifens maximal positiv korrelierter Niederschlagsregionen ausgehend von Südmoçambique bis nach Ostangola.

Den sich lediglich auf täglicher Zeitskala abspielenden Prozessen der tropischen Zyklonendynamik kann zugeschrieben werden, dass sich keine ausgeprägten Negativkorrelationen zwischen Modus 4 und den monatlichen und saisonalen Niederschlagsindizes in Moçambique bzw. Südafrika (Regionen 12, 13 und 14) zeigen, welche in erster Linie im Zusammenhang mit direkt durch tropische Zyklonen ausgelösten Starkniederschlägen (und auch potentieller Hochwassergefährdung) zu erwarten gewesen wären. Auf monatlicher und saisonaler Skala kann demnach ein deutliches Überwiegen des mit der niederschlagsfördernden Zyklonenaktivität konkurrierenden Einflusses der Ostverlagerung der Hauptkonvektionsaktivität, der Hadleyzirkulationsanomalien und der durch die Tiefdruckanomalien geschwächten Ostströmung festgestellt werden, womit sowohl der Feuchtetransport ins Landesinnere als auch die Entstehungswahrscheinlichkeit tropischer Wellenstörungen behindert werden, welche im Gegensatz zu tropischen Zyklonen nicht an die hohe Energiezufuhr aus der Ozeanoberfläche gebunden sind und im langjährigen Mittel mit der Ostströmung über den Subkontinent hinweg ziehen.

SST-Anomalien

Die mit der positiven Luftdruckanomalie in Meeresoberflächennähe assoziierten SST-Anomalien sind in Abbildung 9.39 dargestellt. Im Bereich des oberflächennahen Geopotentialzentrums des Indischen Ozeans sind nur schwache und nicht signifikante Signale anomal kühler Temperaturen in Positivphasen des 4. Modus zu beobachten. Die stärksten Kopplungen befinden sich abseits des Indischen Ozeans im Südpazifik und -atlantik, welche ihrerseits mit den außertropischen

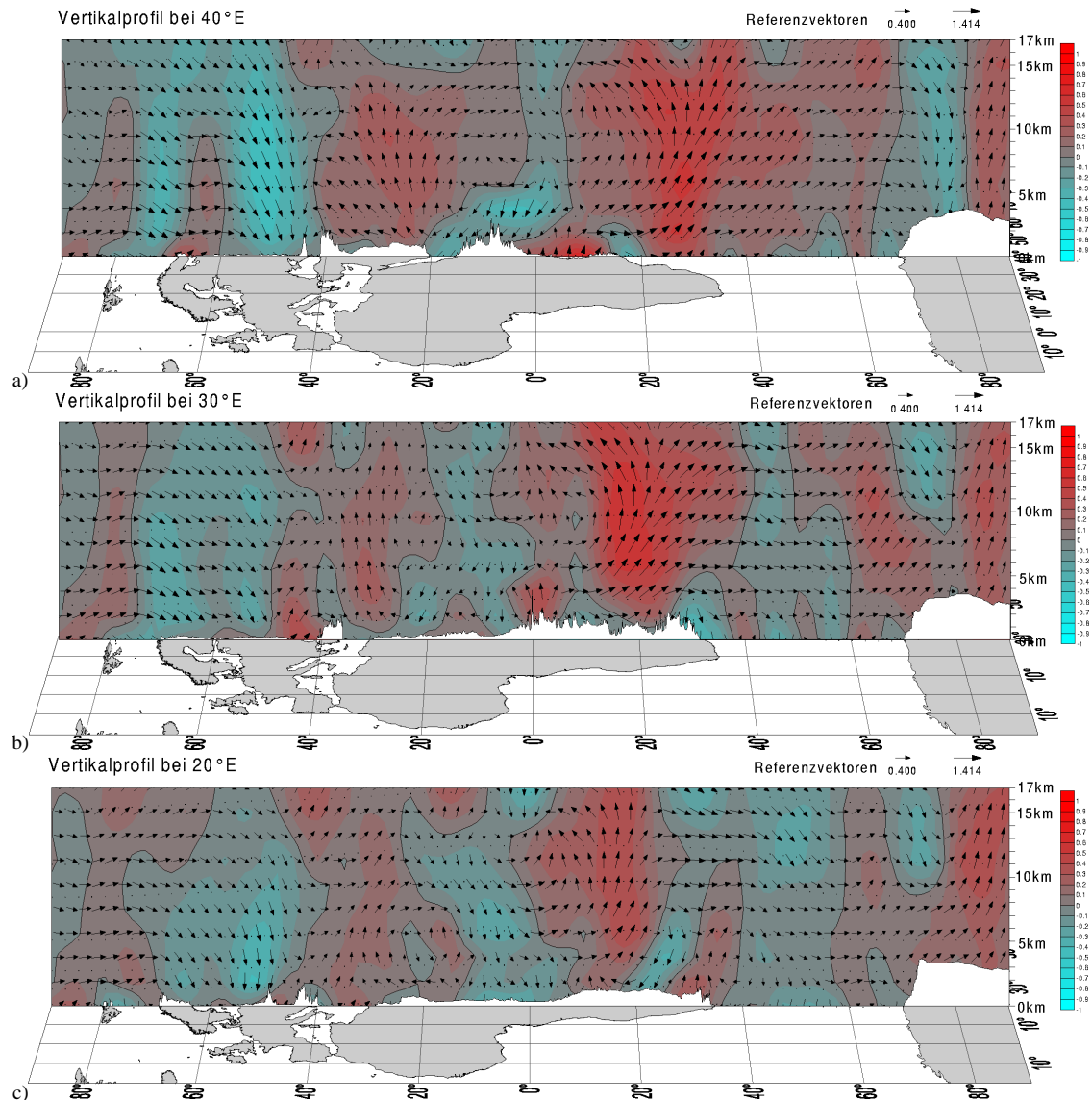


Abbildung 9.38: Ladungen für Modus 4 im Saisonabschnitt Februar-April im Vertikalprofil:

- a) Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 40°E;
- b) wie a) jedoch bei 30°E,
- c) wie a) jedoch bei 20°E.

Das Vorzeichen der Vertikalgeschwindigkeit Omega ist aus Darstellungsgründen invertiert.

Geopotentialzentren des Modus 4 in Zusammenhang stehen.

Ein Fernkopplungsmechanismus, welcher diese SST-Anomalien mit den Druckverhältnissen im westlichen Indischen Ozean in Zusammenhang bringt, besteht somit in der mit Modus 4 assoziierten außertropischen Wellenkonfiguration (vgl. Abb. 9.36). SHANKO & CAMBERLIN (1998)

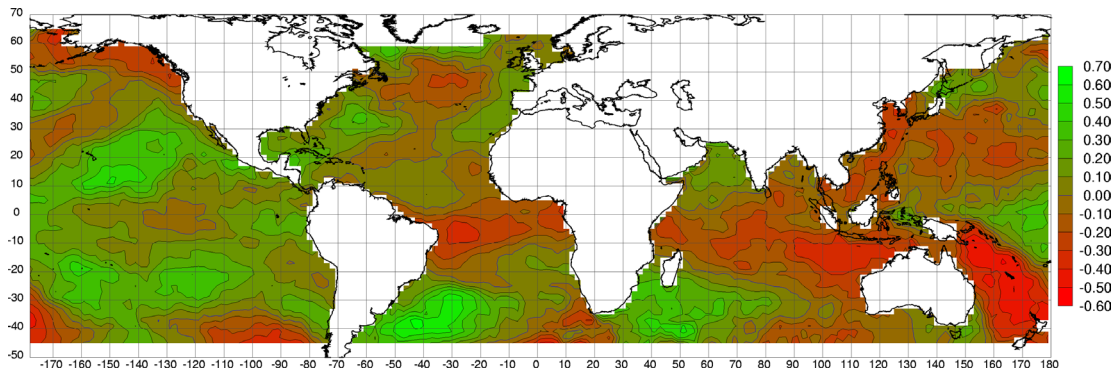


Abbildung 9.39: Ladungen für Modus 4 im Saisonabschnitt Februar-April im SST-Feld.

sehen einen Zusammenhang zwischen erhöhten Meeresoberflächentemperaturen im östlichen Indischen Ozean und der Entstehungswahrscheinlichkeit für tropische Zyklone. Die Signale im Ostindik in Abbildung 9.39 sind jedoch im Vergleich mit den südwestpazifischen Anomalien gleichen Vorzeichens relativ schwach ausgeprägt. Ein möglicher Zusammenhang zwischen den südwestpazifischen SST-Verhältnissen östlich und nordöstlich Australiens mit der Entstehungswahrscheinlichkeit tropischer Zyklone, welche erst im Laufe ihrer Reifung während der Wanderung über dem Indischen Ozean zunehmend deutliche Drucksignale hinterlassen, kann hier nicht ausgeschlossen werden. In Abbildung 9.34 sind lediglich synoptisch deutlich ausgeprägte Zyklonensysteme erfasst, die keine Aussagen etwa über die durchschnittliche Position des Initialstadiums anhand dieses Datenmaterials gestatten. Um diese These zu überprüfen, wären weitere Analysen auf höherfrequenten Zeitskalen nötig. Eine wahrscheinlichere Ursache der Assoziation der südwestpazifischen SST-Anomalien besteht in den südlichen Windanomalien in Oberflächennähe sowohl im östlichen Indischen Ozean als auch im Südwestpazifik.

Die eingangs gestellte Frage nach direkten Zusammenhängen zwischen SST-Anomalien im südwestlichen Indischen Ozean und den dort ausgeprägten oberflächennahen Geopotentialanomalien (wie sie z.B. von JURY & PATHACK, 1993 und JURY et al., 1996 gesehen werden) ist mit den festgestellten insignifikanten Korrelationen in Abbildung 9.39 zumindest für diesen Saisonabschnitt hier negativ zu beantworten. Gerade der Mechanismus der tropischen Zyklonalaktivität kann hierfür eine Erklärung liefern. So ist als Entstehungsbedingung tropischer Zyklone u.a. das Überschreiten der 27°C Isotherme vorauszusetzen. Diese Randbedingung ist jedoch im Indischen Ozean nördlich von ca. 15°S im langjährigen Mittel für den gesamten Spätsommer gegeben, da die 27°C -Isotherme im Bereich der Südküste Madagaskars liegt (vgl. Abb. 2.10, S. 27). Somit müssen Schwankungen, die sich oberhalb dieses Temperaturniveaus abspielen, keinen erheblichen Einfluss mehr auf die Aktivität tropischer Zyklonensysteme haben und können dadurch die

Gesamtkorrelation abschwächen.

9.4.2 Negativkorrelationen in Ostafrika

Neben den Positivkorrelationen der zentralen und südlichen Niederschlagsregionen im Spätsommer bestehen - schwächer ausgeprägte - negative Korrelationen im Frühsommer im Bereich des ostafrikanischen Hochlandes zu Modus 4. Mehrere Regionen weisen maximal negative Koeffizienten im Monat November auf (Region 9, 8 und 16). In diesem Monat ist auch Region 4 (Nordzimbabwe) recht stark positiv korreliert. Während im eben besprochenen Spätsommerabschnitt Februar-April im langjährigen Mittel mit ca. 1 bis 3 tropischen Zyklonen pro Monat zu rechnen ist, sinkt die Zyklonenfrequenz für November auf durchschnittlich 1 Zyklone alle zwei Jahre (vgl. Abb. 9.34). Somit ist hier eher mit dem Einfluss schwächerer tropischer Tiefdruckzellen als mit ausgewachsenen Zyklonen zu rechnen und entsprechend auch mit weniger deutlichen Anomaliesignalen im Zirkulationsfeld.

Die Überprüfung der Anomaliesignale der November-Variante des Modus 4 im Vertikalgeschwindigkeits- und Divergenzfeld ergibt jedoch zunächst deutliche und plausible Signale, welche die Anknüpfung der betroffenen Niederschlagsregionen mittels Primärkopplungsmechanismen der Konvektionsaktivität aufzeigen (Abb. 9.40). So sind im Süden mit Schwerpunkt über Namibia aufsteigende Luftmassenbewegungen im 500 hPa-Niveau, im Nordosten des Subkontinents mit Schwerpunkt über Tansania hingegen Absinkbewegungen assoziiert (Abb. 9.40a). Diese wiederum stimmen mit Höhendivergenzsignalen im Süden sowie mit - etwas schwächeren - Konvergenzsignalen im Nordosten des südlichen Afrikas überein (Abb. 9.40b).

Neben den Konvergenzanomalien nordöstlich Madagaskars, die das Hauptaktionszentrum dieses Modus kennzeichnen, finden sich im November starke negative und positive Anomaliesignale im außertropischen Bereich der Südhemisphäre in etwa auf einer diagonal, in Südwestrichtung verlaufenden Linie in abwechselnder Folge bis in den Südpazifik hinein angeordnet. Dies lässt einen im Vergleich zum Spätsommer stärkeren Einfluss der außertropischen Wellenkonfiguration auf die Druckverhältnisse im Südwestindik erkennen. Hierzu sind in Abbildung 9.41 die Geopotential- und Windanomalien im 850 hPa- und 200-hPa-Niveau für November dargestellt.

Zwar stellt das Aktionszentrum im Südwestindik in der niederen Troposphäre, ebenso wie im Spätsommer (vgl. Abb. 9.36), immer noch die stärksten Ladungen, daneben sind nun jedoch noch weitere Zentren, z.B. im Bereich der Somalihalbinsel, stärker involviert. Insbesondere werden die niedertroposphärischen Druckanomalien im Südwestindik begleitet von starker außer-

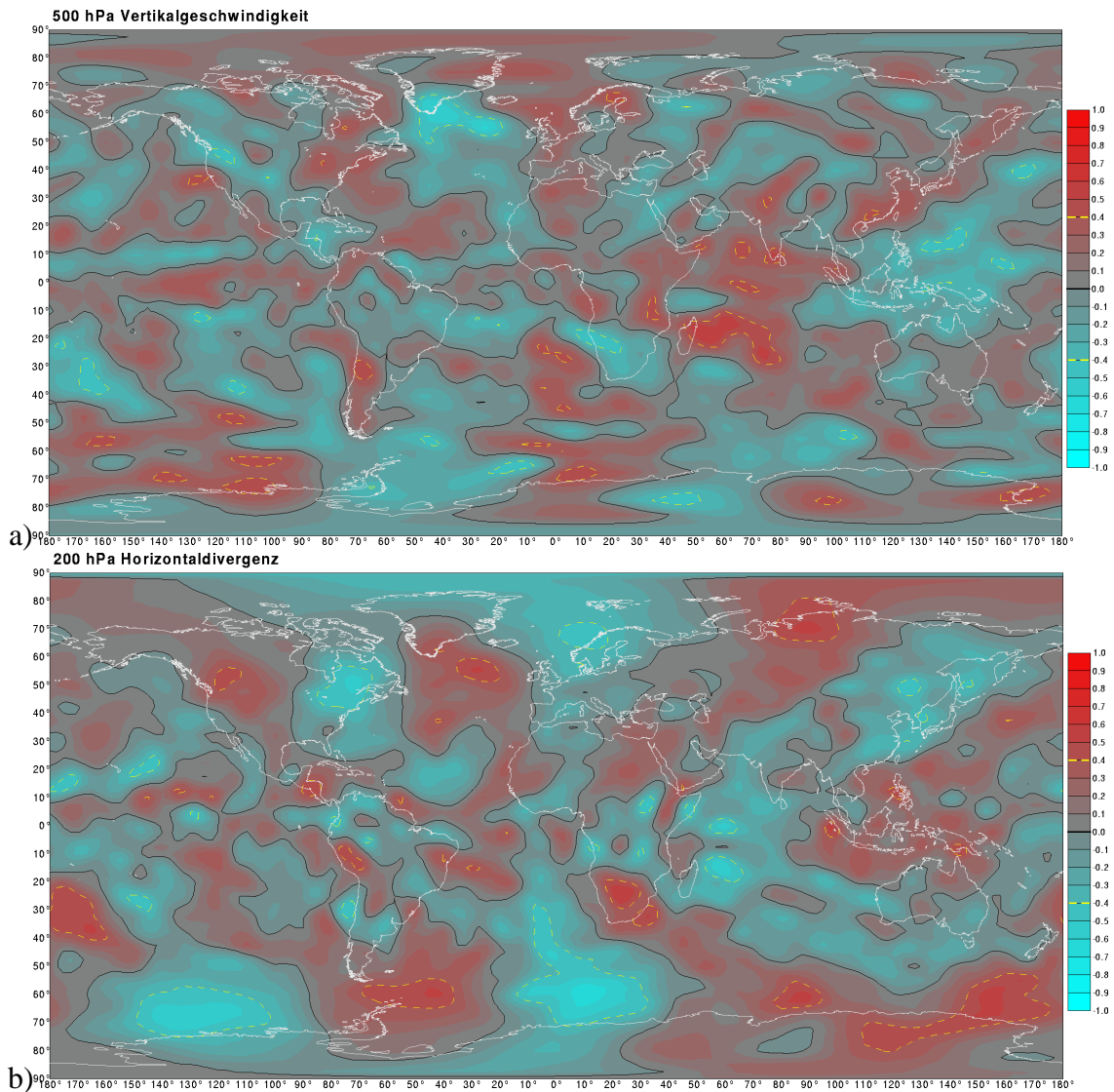


Abbildung 9.40: Ladungen für Modus 4 im Monat November:

- a) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus,
- b) im Horizontaldivergenzfeld des 200 hPa-Niveaus.

tropischer Wellenaktivität über der Südwestküste Südafrikas sowie im Südatlantik, die sich in starken Geopotential- und Windfeldsignalen im 200 hPa-Niveau äußert (Abb. 9.36b).

Ein Kopplungsmechanismus kann bei invertierter Betrachtung der Anomaliesignale auch hier in der Ostverlagerung von Höhentroggen über Südafrika gesehen werden, welche die erhöhte Persistenz tropischer niedertroposphärischer Tiefdruckzellen unterhalb der Trogvorderseite begünstigt. Mit diesem Modell stimmen auch die Anomalien der Vertikalgeschwindigkeit und des Höhendivergenzfeldes (Abb. 9.40) überein: Westliche Höhentroggenlagen über Südafrika führen zu

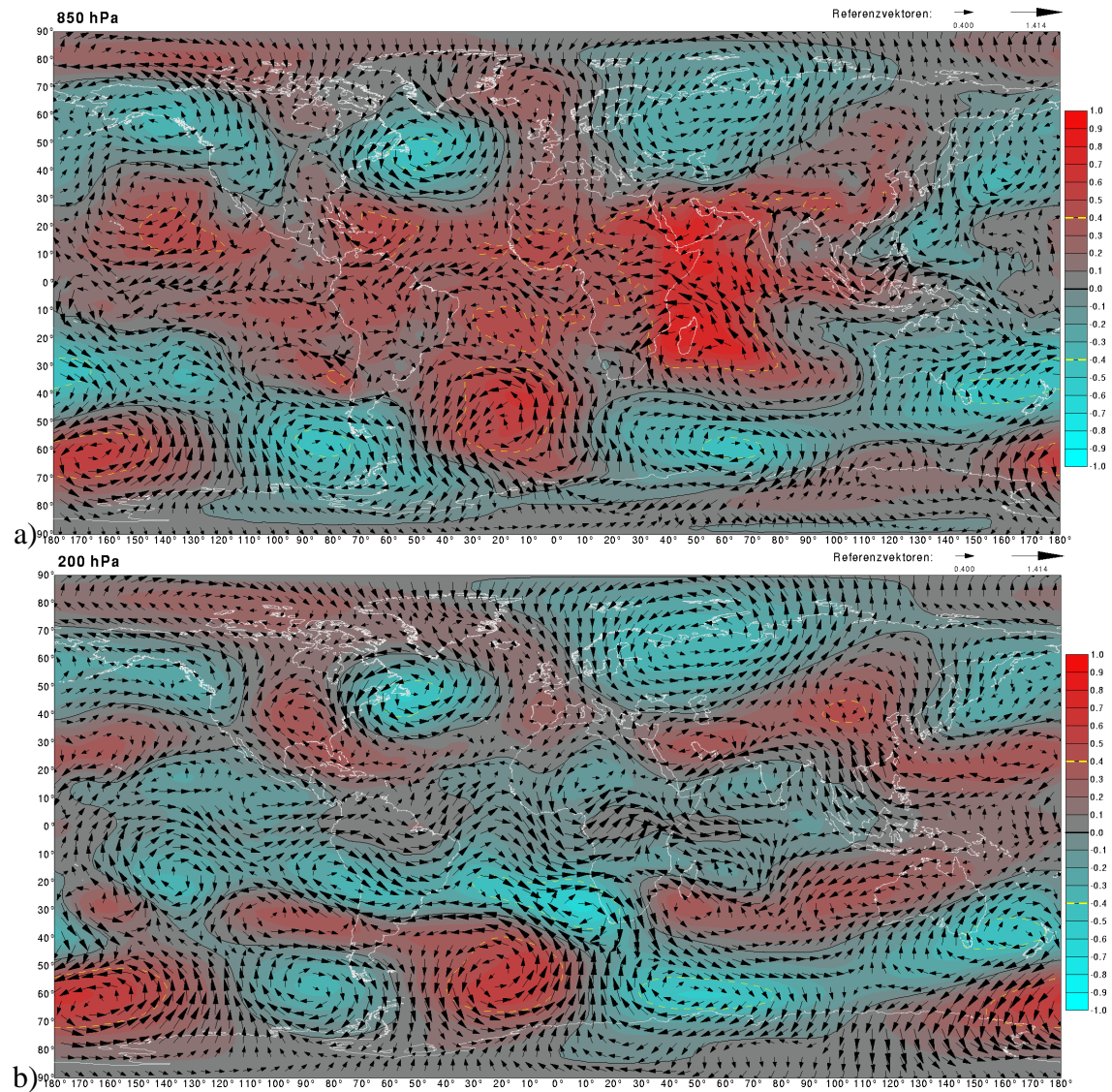


Abbildung 9.41: Ladungen für Modus 4 im November im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) a) im 850-hPa, b) im 200 hPa Niveau.

Höhendivergenz- und Aufstiegsanomalien über dem zentralen südlichen Teil des Subkontinents (positive Niederschlagsabweichungen für Niederschlagsregion 4 in Positivphasen des Modus), während östliche Höhentroglagen (einhergehend mit Hochdruckanomalien über der Südwestküste des südlichen Afrikas) mit Rückseitenkonvergenz hier zu absinkenden Luftbewegungen und Niederschlagsverringerung für Region 4 führen.

Weitaus weniger deutlich lässt sich der Mechanismus der Negativkorrelationen im Bereich des ostafrikanischen Hochlandes erkennen. Die Höhenkonvergenz über diesem Gebiet kann aus den

verstärkten zyklonalen hochtroposphärischen Strömungsverhältnissen resultieren, die als gegenseitige Anomalie die niedertroposphärische Antizyklonalanomalie überlagern. Hierdurch werden südliche Höhenwindkomponenten über dem östlichen Teil des Subkontinents verstärkt. Bei verstärktem Einfluss der Höhentrogkonfiguration über Südafrika kann eine gleichzeitig bevorzugte Westlage der Tröge an deren Trogstirn weiterhin zu westlichen Zonalwindanomalien im tropischen Teil des südlichen Afrikas führen. Mit den hieraus resultierenden Konfluenzerscheinungen über den negativ korrelierten Niederschlagsregionen ist die Höhendivergenz somit erklärbar. Angesichts der nicht besonders stark ausgeprägten Anomaliesignale ist dieser letztgenannte Mechanismus jedoch mit einem Fragezeichen zu versehen. Eine prinzipiell mögliche Beeinflussung innertropischer Zonalwindkomponenten in der höheren Troposphäre wurde jedoch z.B. von JACOBET (1989b) aufgezeigt.

9.5 Modus 5: Ostpazifik

Modus 5 repräsentiert Variabilitätssignale der unteren Troposphäre im Ostpazifik sowie vertikal hochreichende Anomalien über der Südwestküste Nordamerikas (Abb. 9.42). Damit assoziiert findet sich ein Dipol mit Schwerpunkt in der mittleren Troposphäre zwischen Ostasien und dem Westpazifik. Die räumliche Konfiguration der Zentren im Ostpazifik weist in den niedertroposphärischen Niveaus räumliche Überschneidungen mit dem 1. und auch dem 3. Hauptkopplungsmodus auf, im Bereich des südlichen Afrikas sind jedoch hier keine Ladungszentren ausgebildet.

Dennoch weisen die Korrelationen mit dem Niederschlagsfeld im Frühsommer (Abb. 9.43) signifikante Negativmaxima in Ostafrika, signifikante Positivmaxima hingegen im Süden auf. Damit ist zunächst in Ostafrika auch bei den Niederschlagskorrelationen eine Überschneidung mit der 1. Hauptkomponente gegeben. Im Süden jedoch treten mit den Maxima in den Frühsommermonaten saisonale Unterschiede zu Modus 1 auf, welcher höchste Niederschlagskorrelationen im Spätsommer mit Region 1 aufwies (vgl. Abb. 9.4, S. 224). Zur näheren Überprüfung zirkulationsdynamischer Grundlagen dieser Kopplung wird im Folgenden der Saisonabschnitt Oktober-Februar fokussiert. In dieser Saisonabschnittsvariante sind signifikante Negativkorrelationen zu Region 6, 8, 9, 15 und 16 in Ostafrika ausgebildet, während Region 14 im Süden mit $r=+0.53$ korreliert.

Abbildung 9.44 zeigt die Ladungen im Geopotential- und Windfeld für das 1000, 500 und 200 hPa-Niveau im Saisonabschnitt Oktober-Februar. Im 1000 hPa-Geopotentialfeld dominiert der großflächig negativ korrelierte Bereich im tropischen Ostpazifik. Im Unterschied zu Modus 1

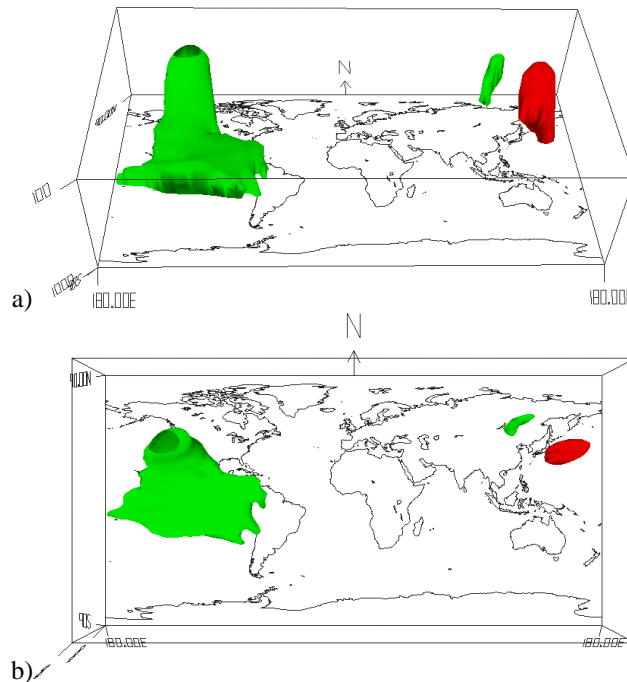


Abbildung 9.42: Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 5 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hPa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.

sind hier keine gegensinnig ausgeprägten signifikanten Korrelationen im indonesischen sowie afrikanischen Sektor vorhanden. Negative Maximalladungen mit $r < -0.6$ werden vor der Küste Kaliforniens erreicht. Weiterhin finden sich knapp signifikante Ladungszentren im außertropischen Bereich, welche teilweise Zentren anderer Hauptkopplungsmodi überlagern und in einer nordhemisphärischen Wellenkonfiguration der hohen Troposphäre angeordnet sind. Diese zusätzlichen Zentren sind jedoch - bis auf das Zentrum im Bereich der Kalifornischen Halbinsel - relativ schwach ausgeprägt.

Die Überprüfung des Anomaliesignals des 5. Modus im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus (Abb. 9.45) ergibt keine signifikanten Signale im Bereich des südhemisphärischen Afrikas. Damit fehlt ein wichtiges Verbindungsglied zwischen der Niederschlagsvariabilität im südlichen Afrika und der troposphärischen Zirkulation. Dies ist ein deutlicher Hinweis auf eine mit dieser Untersuchungskonfiguration nicht erfassbare oder aber auch zufällige Korrelation des kalifornischen Zentrums mit den Niederschlagsregionen in Ostafrika bzw. im Süden des Subkontinents, da sich - zumindest mit den hier zur Verfügung stehenden Untersuchungsvarianten - keine zirkulationsdynamische Kausalkette zwischen diesen beiden Variablen nachvollziehen lässt. Denkbar wäre eine Einbindung des kalifornischen Zentrums in die nordhemisphärische

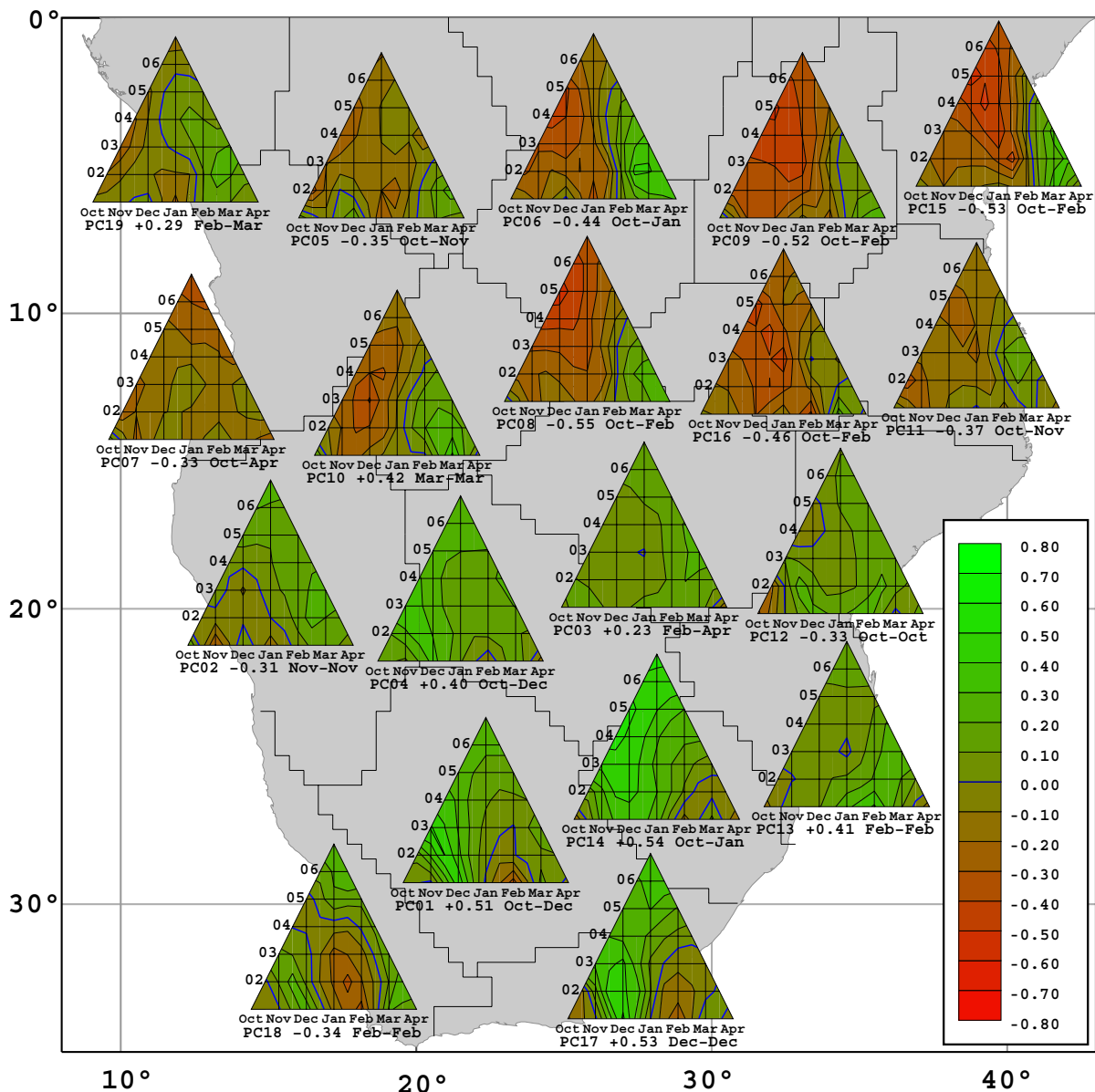


Abbildung 9.43: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 5 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika: Saisonalitätsdiagramme (Erläuterung siehe Kap. 6.1, S. 82) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 5 und dem Feld der Niederschlagsindizes.

Wellenkonfiguration der Außertropen, die sich in den abwechselnd positiven und negativen (jedoch schwach ausgeprägten) Zentren bei ca. 40°N niederschlägt. In dieses Muster integriert ist auch ein Zentrum über der Arabischen Halbinsel sowie über Bangladesh. Beide Zentren werden in einem nachfolgenden Modus (Modus 7) wesentlich deutlicher und - im Gegensatz zu Modus

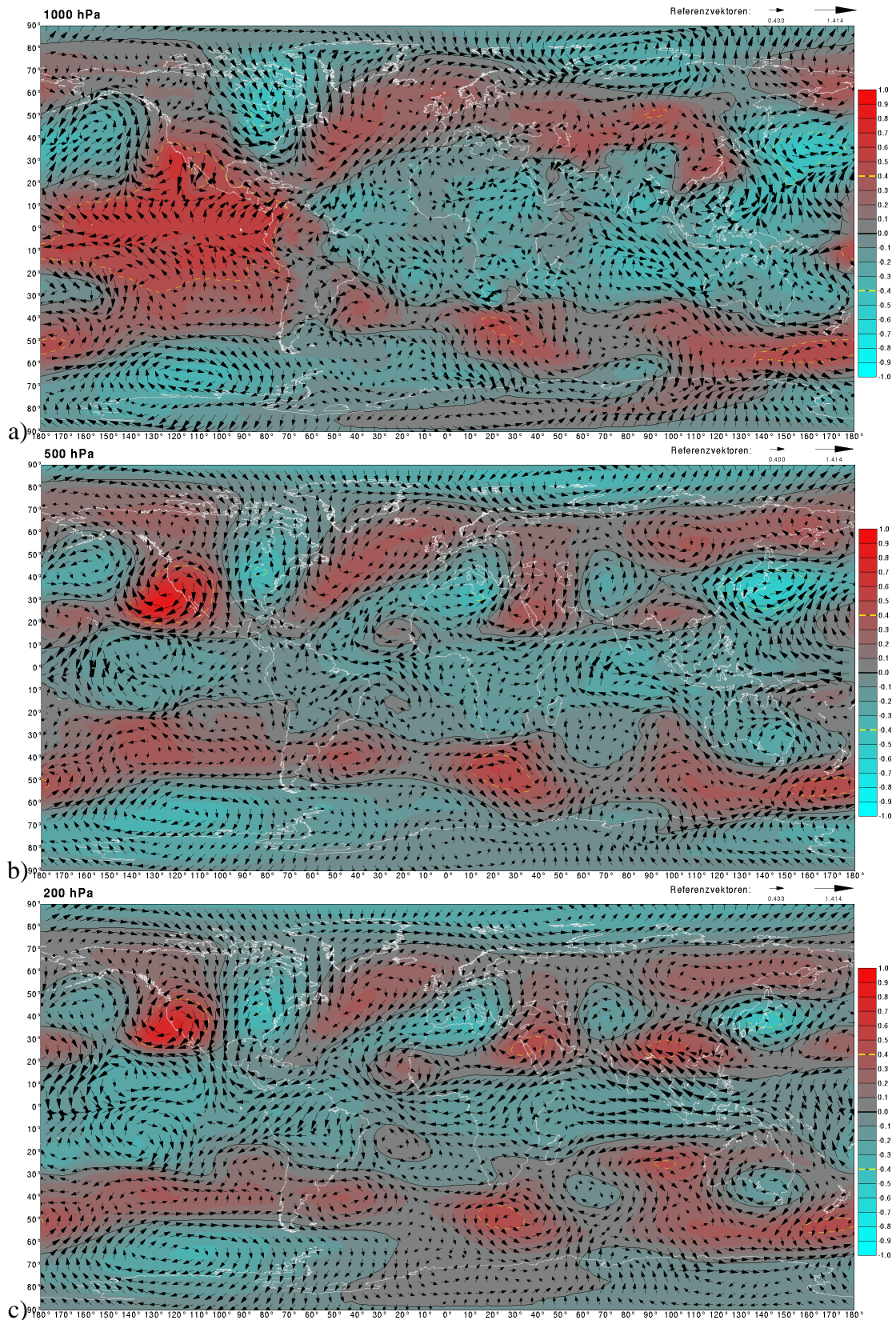


Abbildung 9.44: Ladungen für Modus 5 im Saisonabschnitt Oktober-Februar im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) a) im 1000, b) im 500 und c) im 200-hPa Niveau.

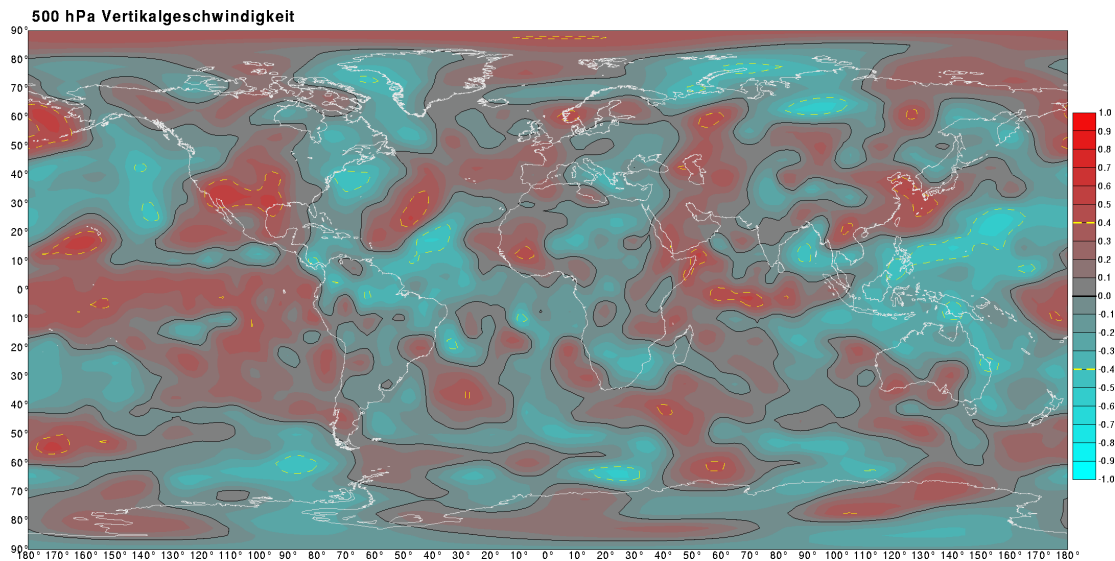


Abbildung 9.45: Ladungen für Modus 5 im Saisonabschnitt Oktober-Februar im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.

5 - mit klarem Zusammenhang zum Niederschlag erfasst und werden dort näher analysiert.

9.6 Modus 6: Northern Asian Pattern

Modus 6 beschreibt ein Variabilitätssignal, welches sich im zentral- und westasiatischen Raum auf allen Geopotentialniveaus signifikant manifestiert (Abb. 9.46). Während im 1000 hPa-Niveau die Positivladungen mit Betrag $|r| > 0.5$ weit nach Osten ausgreifen, konzentrieren sie sich in der mittleren und hohen Troposphäre auf das Gebiet nordöstlich des Schwarzen Meeres. Daneben ergeben sich im multisaisonalen Ladungsmuster negative Korrelationen über Ostasien, Europa und im Bereich Neuseelands, welche jedoch weitaus schwächer ausgeprägt und auf die höheren Niveaus beschränkt sind. Die eurasischen Zentren des Musters spiegeln das Northern-Asian-Pattern (BARNSTON & LIVEZEY, 1987) wider, das auch bei der SFPCA in Kapitel 8.1 als 6. Hauptkomponente der nordhemisphärischen Analyse extrahiert wurde (vgl. Abb. 8.1, S. 174). Im Unterschied zu diesem ergibt sich hier eine stärkere Südausdehnung des wesentlich stärkeren Positivzentrums über Westasien sowie eine Ostverschiebung des Negativzentrums über Ostasien.

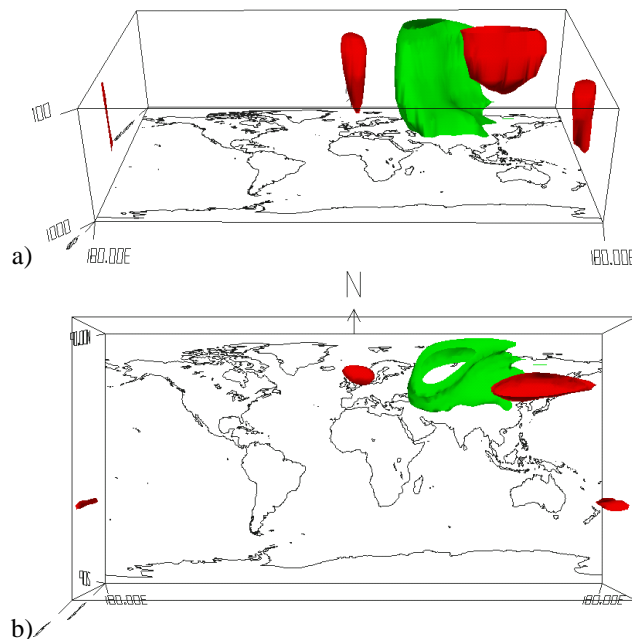


Abbildung 9.46: Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 6 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hpa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.5 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.

9.6.1 Korrelationen im Niederschlagsfeld

Im Niederschlagsfeld werden die stärksten Korrelationskoeffizienten im Nordosten im Frühsommer erreicht (Abb. 9.47). Für Region 9 (Nordtansania), 15 (Südkenia) und 16 (Nordsambia) besteht dabei das Maximum im Einzelmonat Dezember. Region 11 (Südtansania und Nord Moçambique) korreliert maximal im Saisonabschnitt Dezember-Januar ($r=-0.65$), weist jedoch auch im Dezember relativ hohe Kopplungsstärke auf.

9.6.2 Dezember: Niederschlagskopplung in Ostafrika

Abbildung 9.48 zeigt das Feld der assoziierten Geopotential- und Horizontalwindanomalien für Modus 6 im Dezember. Das Druckfeld wird über die gesamte troposphärische Vertikalerstreckung hinweg dominiert von der Hochdruckanomalie über Nordwestasien sowie in der höheren Troposphäre von einer stromabwärts gelegenen Tiefdruckanomalie über Ostasien. Zwischen beiden Anomaliezentren sind starke Nordwindanomalien, an der Südperipherie der Antizyklonalanomalie konsequenterweise Ostwindanomalien ausgeprägt, welche eine Abschwächung der westlichen Höhenströmung, insbesondere des Subtropenjetstreams, über der Arabischen Halbin-

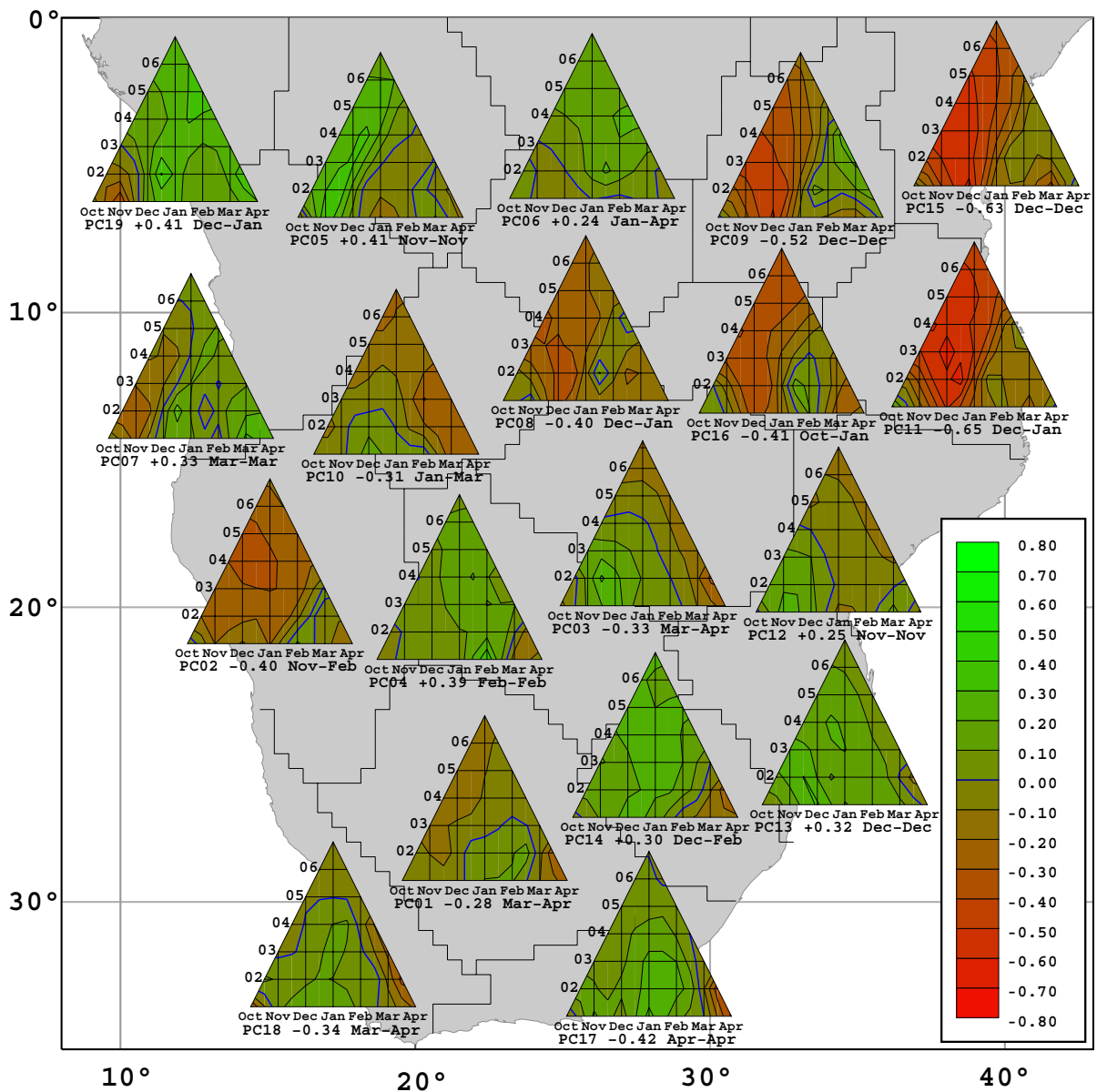


Abbildung 9.47: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 6 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika: Saisonalitätsdiagramme (Erläuterung siehe Kap. 6.1, S. 82) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 6 und dem Feld der Niederschlagsindizes.

sel darstellen. Gleichzeitig sind über Ostafrika Nordwindanomalien festzustellen, welche einer Abschwächung des Höhenströmungsastes der nördlichen Hadleyzirkulation in diesem Gebiet entsprechen.

Abbildung 9.49 zeigt das Anomaliesignal des 6. Modus im 500 hPa-Vertikalgeschwindigkeitsfeld.

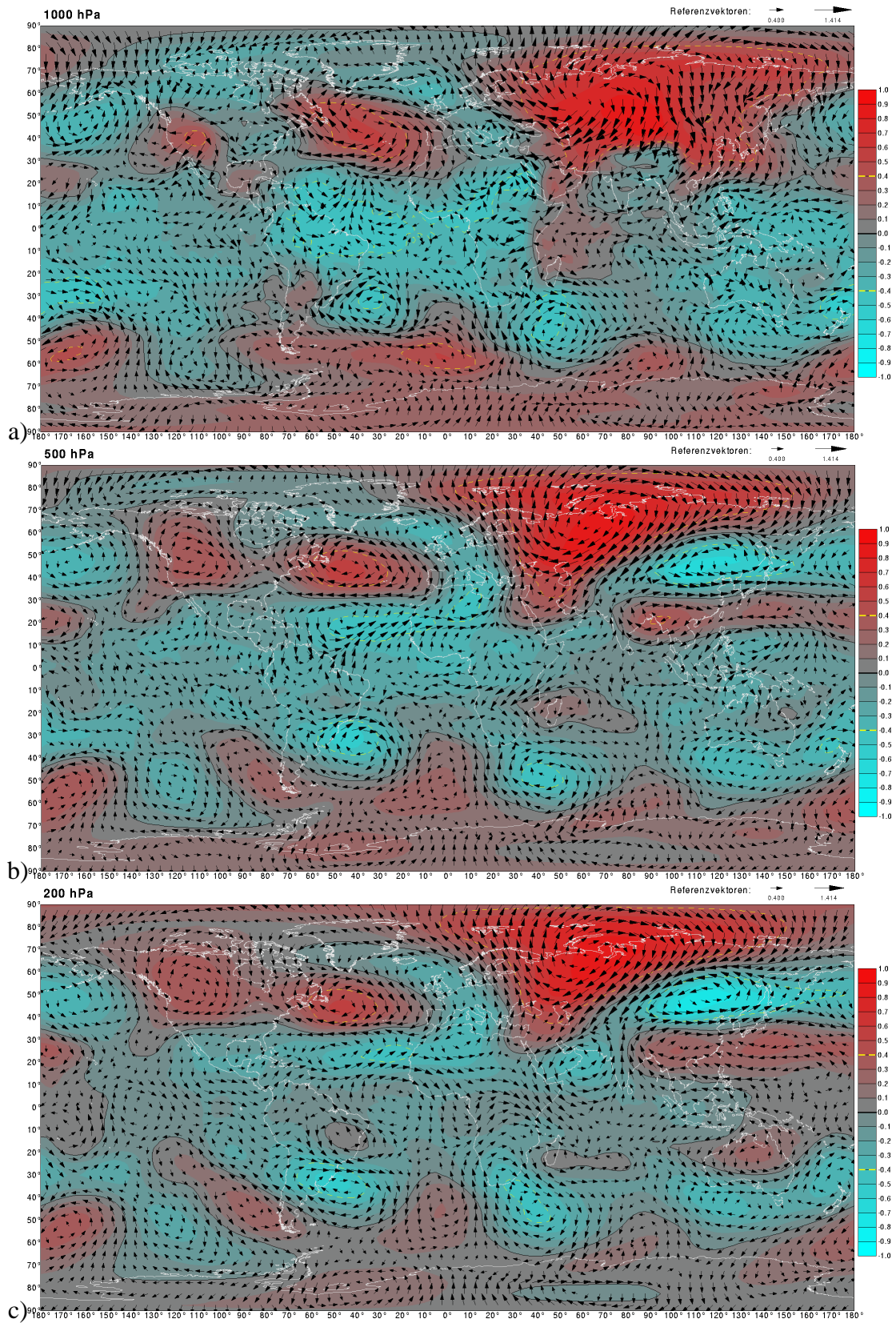


Abbildung 9.48: Ladungen für Modus 6 im Monat Dezember im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) a) im 1000, b) im 500 und c) im 200-hPa Niveau.

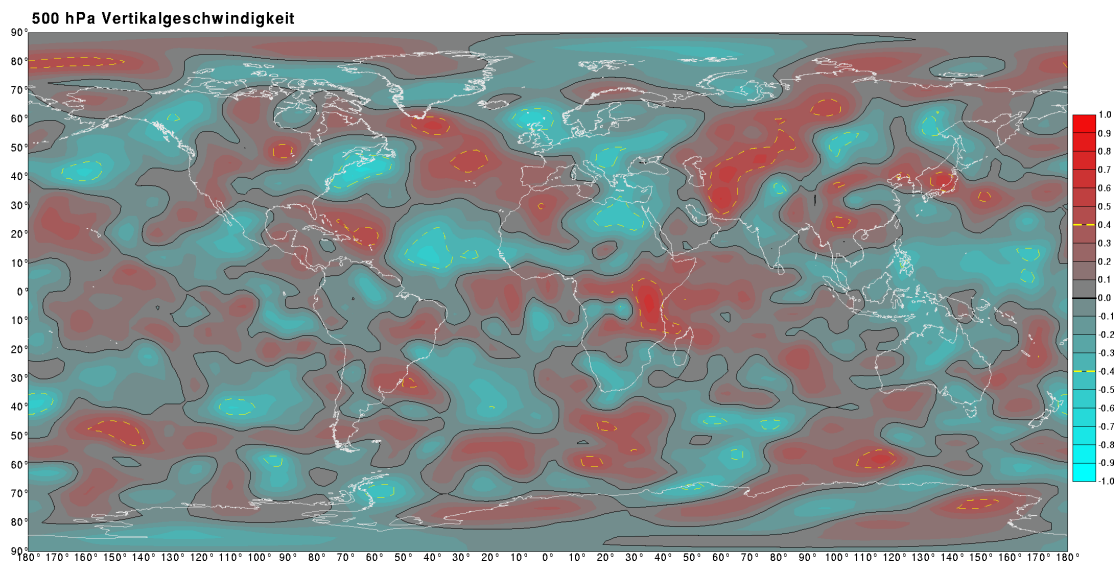


Abbildung 9.49: Ladungen für Modus 6 im Monat Dezember im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.

Neben den Absinktendenzen im Bereich der auslaufenden Nordostwindanomalien östlich des Kaspischen Meeres tritt das stärkste Signal mit Absinkanomalien über Ostafrika auf und weist somit auf eine kausale Verbindung des westasiatischen Geopotentialzentrums mit dem Niederschlag in Ostafrika hin.

Der in Abbildung 9.50a gezeigte Vertikalschnitt mit den Anomaliewerten für Vertikalgeschwindigkeit und meridionale Windkomponente bei 35°E indiziert eine invertierte Hadleyzirkulation, welche eine Abschwächung der Zirkulationszelle im realen Zirkulationsfeld bedeutet. Zwischen 700 und 200 hPa-Niveau ergeben sich dadurch starke, abwärtsgerichtete Vertikalgeschwindigkeitsanomalien, welche - gestützt durch die Höhenkonvergenz- und Bodendivergenzanomalien in diesem Bereich (Abb. 9.50b) - den niederschlagsreduzierenden Einfluss dieses Telekonnektionssystems erklären.

Die zirkulationsdynamische Schnittstelle zwischen den außertropischen Druckanomalien und der nördlichen Hadleyzirkulation über Nordostafrika besteht hierbei in der Konfiguration des Subtropenjetstreams über Südwestasien. Nicht nur die antizyklonalen Nordostwindanomalien der Höhenströmung über Zentralasien sowie die Südwindkomponenten über dem östlichen Mittelmeerraum und Osteuropa führen hierbei zu Störungen des Jetstreams, auch der reduzierte zonale Höhendruckgradient zwischen Tropen und Außertropen im Bereich der Arabischen Halbinsel vermindert den Antriebsimpuls des Jetstreams. Der Zusammenhang zwischen der Störung des Subtropenjetstreams und der Geschwindigkeitsreduktion des hochtroposphärischen Strömungs-

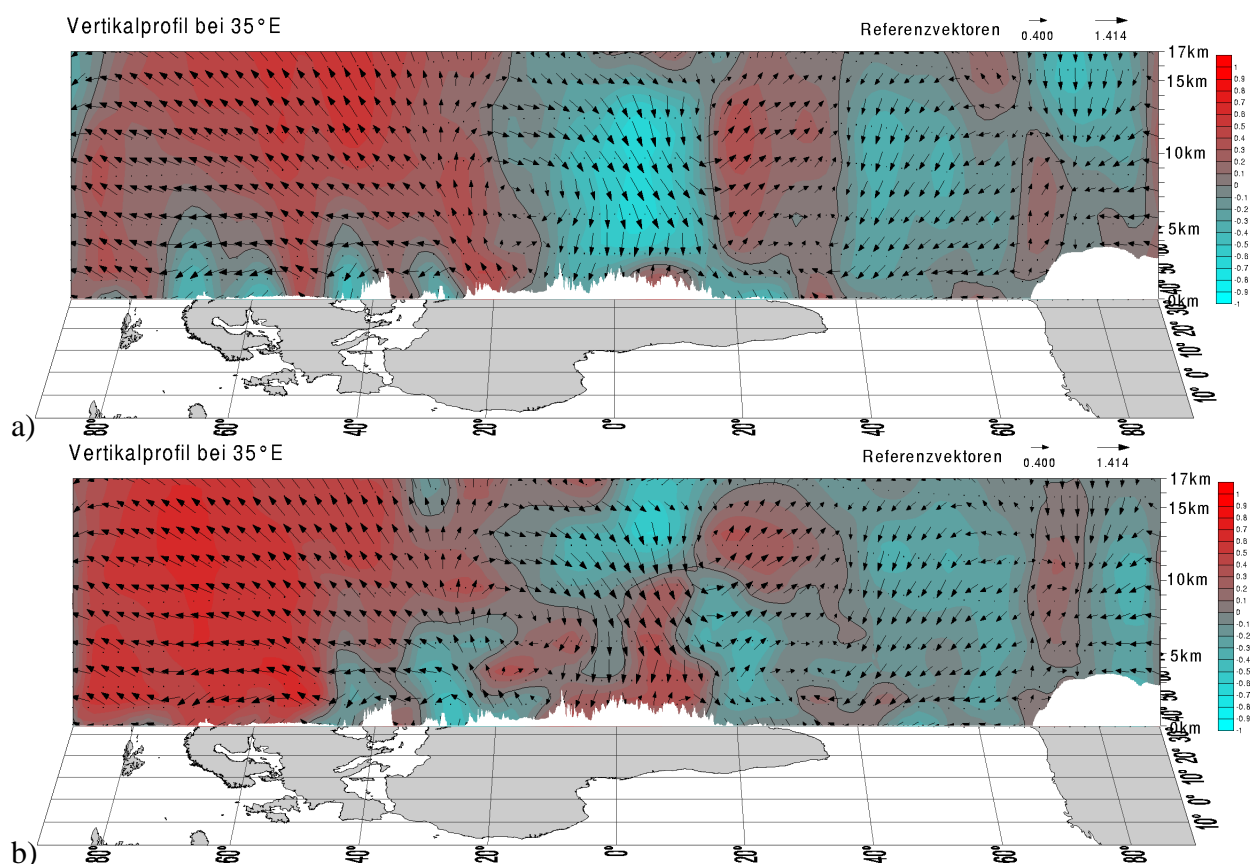


Abbildung 9.50: Ladungen für Modus 6 im Dezember im Vertikalprofil:

- a) Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 35°E;
 b) Ladungen im Horizontaldivergenzfeld (Konturwerte), im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 35°E;
 Koeffizienten der Vertikalgeschwindigkeit sind aus Darstellungsgründen invertiert.

astes der nordostafrikanischen Hadleyzelle äußert sich hierbei in einem Zyklonalwirbel über dem Golf von Oman im Arabischen Meer (Abb. 9.48). In gleicher Weise wird ein plausibler Zusammenhang für den umgekehrten Fall negativer Phasen der Zeitkoeffizienten für Modus 6 ersichtlich. So verstärkt sich im Falle einer Tiefdruckanomalie über Westasien der tropisch-außertropische Höhendruckgradient über dem Bereich Südwestasiens, womit eine Verstärkung des Subtropenjetstreams und insbesondere der Hadleyzirkulation über Ostfrika einhergeht.

Die negativen Geopotentialkorrelationen über dem Mittelmeerraum sowie über Ostasien spannen zusammen mit dem positiv geladenen Hauptzentrum über Nordwestasien ein Dreiecksmuster auf, das auf die Bedeutung der - hier im allgemeinen relativ schwach ausgeprägten - Rossbywellenkonfiguration bei der Erzeugung des Kopplungsmusters hinweist. Die schwächeren La-

dungen über Europa und dem Mittelmeerraum zeigen hierbei jedoch auch, dass dieses Muster nicht maßgeblich durch bestimmte Konfigurationen im stromaufwärts gelegenen Strömungsfeld initiiert wird, sondern im Wesentlichen einen eigenständigen asiatischen Modus innerhalb der nordhemisphärischen Westwindzirkulation darstellt.

9.7 Modus 7: Subtropisches Kopplungsmuster im Indischen Ozean

Ähnlich dem eben beschriebenen Modus 6 zeigt Modus 7 ebenfalls eine Bedeutung der Höhen- druckverhältnisse im asiatischen Sektor für die Telekonnektivität des Niederschlags im südhemisphärischen Afrika auf (Abb. 9.51). Hier sind jedoch kaum nennenswerte Negativladungen ausgeprägt und die stärksten Ladungen sind in diesem Bereich auf ein nordhemisphärisches subtropisches Band bei ca. 30°N begrenzt. Zudem wird das nordhemisphärische Band - welches mit Zentren über Westafrika, über dem südlichen Nordamerika und über dem Pazifik fortgeführt werden kann - parallel begleitet von einem nahezu symmetrisch ausgebildeten Band auf der südlichen Hemisphäre. Die stärksten Ladungen liegen in zwei südasiatischen Zentren über der Arabischen Halbinsel und östlich davon etwa über Bangladesh (vgl. auch Abb. 8.23c, S. 213).

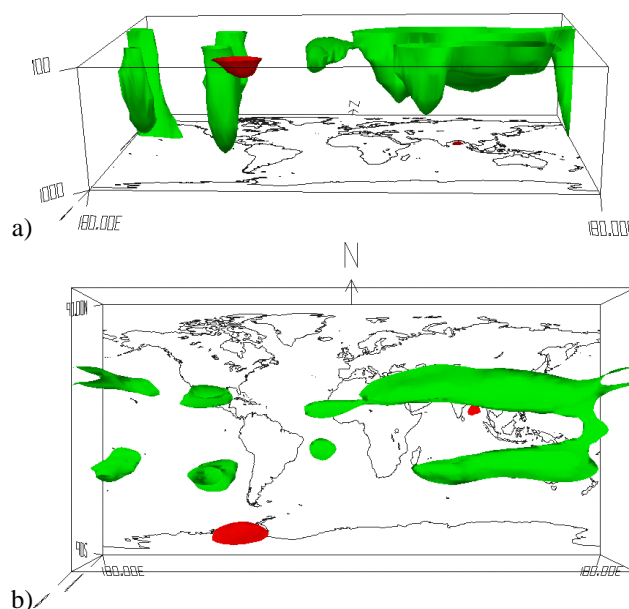


Abbildung 9.51: Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 7 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hpa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.

9.7.1 Niederschlagstelekkonnektionen

Die stärksten Zusammenhänge mit der Niederschlagsvariabilität des südlichen Afrikas bestehen - wie bei Modus 6 - in Ostafrika mit negativen Korrelationen für die Regionen 9, 16, 15 und etwas schwächer für Region 11 (Abb. 9.52). Im Gegensatz zu Modus 6 jedoch stellen sich die Maximalbeträge ca. zwei Monate früher ein, mit Schwerpunkt um Oktober-November. Im übrigen Niederschlagsfeld werden signifikante Positivkorrelationen lediglich in den zentralen Südregionen 1 und 4 festgestellt, welche sich jedoch lediglich auf den Monat Februar beschränken und somit keine längerfristige saisonale Kontinuität aufweisen. Im Monat November sind - mit dem Maximum der Korrelationskoeffizienten zwischen Modus 7 und dem Niederschlag in Region 9 - die deutlichsten Signale im Niederschlagsfeld zu beobachten.

9.7.2 November: Niederschlagskopplung in Ostafrika

Korrelationen im Zirkulationsfeld

Der höchste Ladungsbetrag wird im 1000 hPa-Geopotentialfeld (Abb. 9.53a) mit $r=-0.59$ im Bereich der Philippinen erreicht. Dieses Zentrum ist Teil eines weitgefassten Gebietes negativer Korrelation, welches sich vom zentralen Indischen Ozean bis in den Zentralpazifik hinein erstreckt. Mit weiteren Schwerpunkten im Golf von Bengalen und bei Australien sowie dem Südpazifik liegen die Maximalbeträge jeweils abseits des Äquators. Mit diesen Zentren im indonesischen Sektor werden jedoch nicht primär Zusammenhänge mit dem ENSO-System beschrieben, da sich im äquatorialen Ostpazifik keine nennenswerten troposphärischen Kopplungsbeträge finden. Lediglich im randtropischen Bereich der Küsten Süd- und Nordamerikas finden sich schwächere Zentren negativer Ladungen.

In den südhemisphärischen Außertropen etablieren sich weiterhin - offensichtlich durch Wellendynamik hervorgerufene - Zentren, welche jedoch von untergeordneter Bedeutung für den mit dieser Hauptkomponente hauptsächlich erfassten Variabilitätstyp sind: die Zentren positiver Ladungen in den hochtroposphärischen Subtropen über Südasien im 200 hPa-Niveau (Abb. 9.53b; vgl. Streupunktcluster der Prädiktoren in Abb. 8.22, S. 210). Die dargestellten Anomalieimpulse im Druck- und Windfeld des 200 hPa-Niveaus weisen mit den subtropischen Zentren auf eine beidseitige polwärtige Ausweitung des innertropischen Höhenhochdruckgürtels sowie der tropischen Ostwindzone im Bereich des Indischen Ozeans hin. In Äquatornähe sind die Ostwinde über dem östlichen und zentralen Indischen Ozean nur leicht verstärkt, während sich über

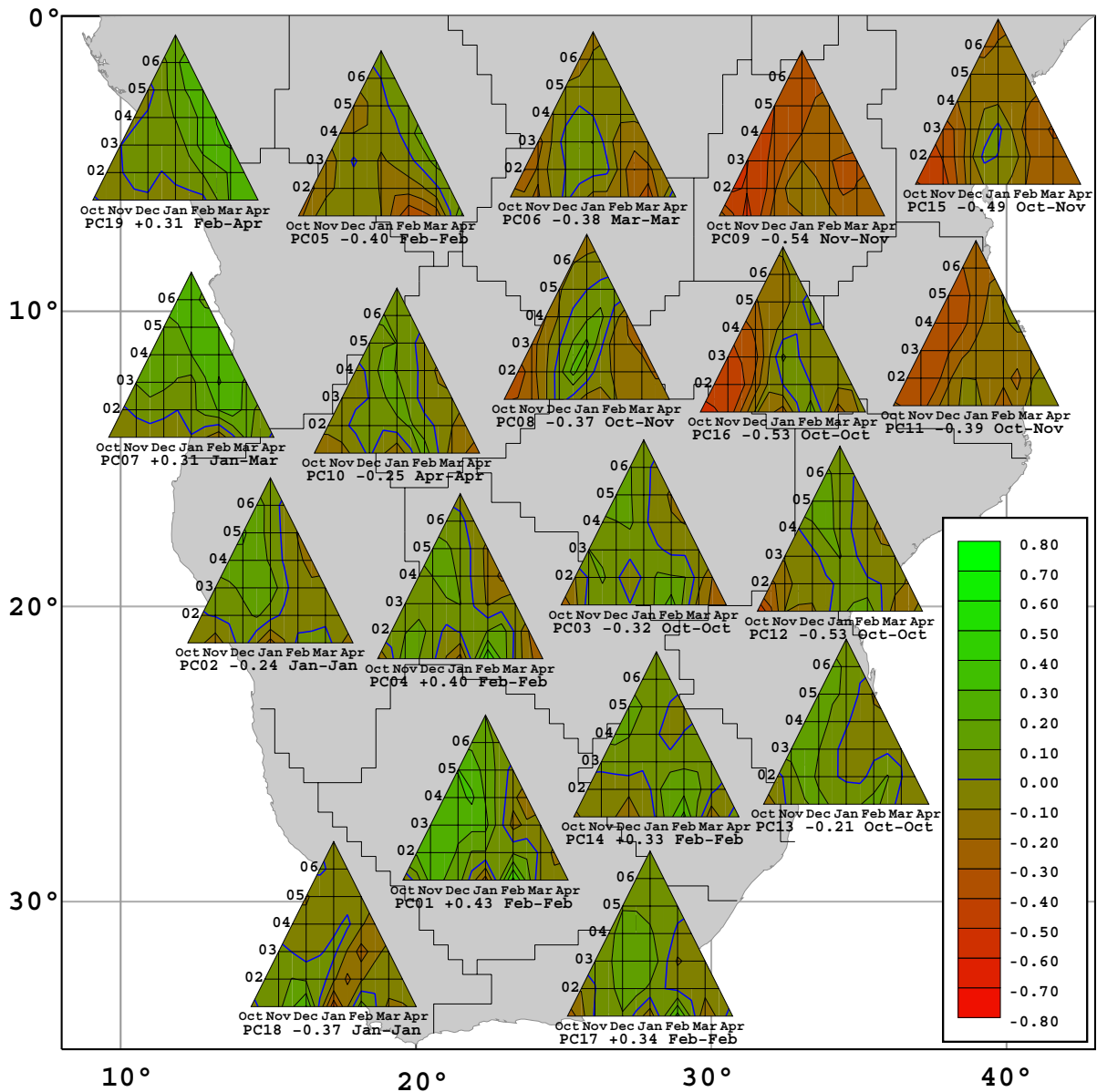


Abbildung 9.52: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 7 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika: Saisonalitätsdiagramme (Erläuterung siehe Kap. 6.1, S. 82) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 7 und dem Feld der Niederschlagsindizes.

dem afrikanischen Kontinent - insbesondere über dem ostafrikanischen Bereich - in Äquatornähe Westwindanomalien einstellen. Hier treten zwei äquatornahe Strömungswirbel mit zyklonalem Drehsinn über dem östlichen Afrika in Erscheinung, deren gemeinsamer äquatorialer Strömungsast in der genannten Westwindanomalie besteht.

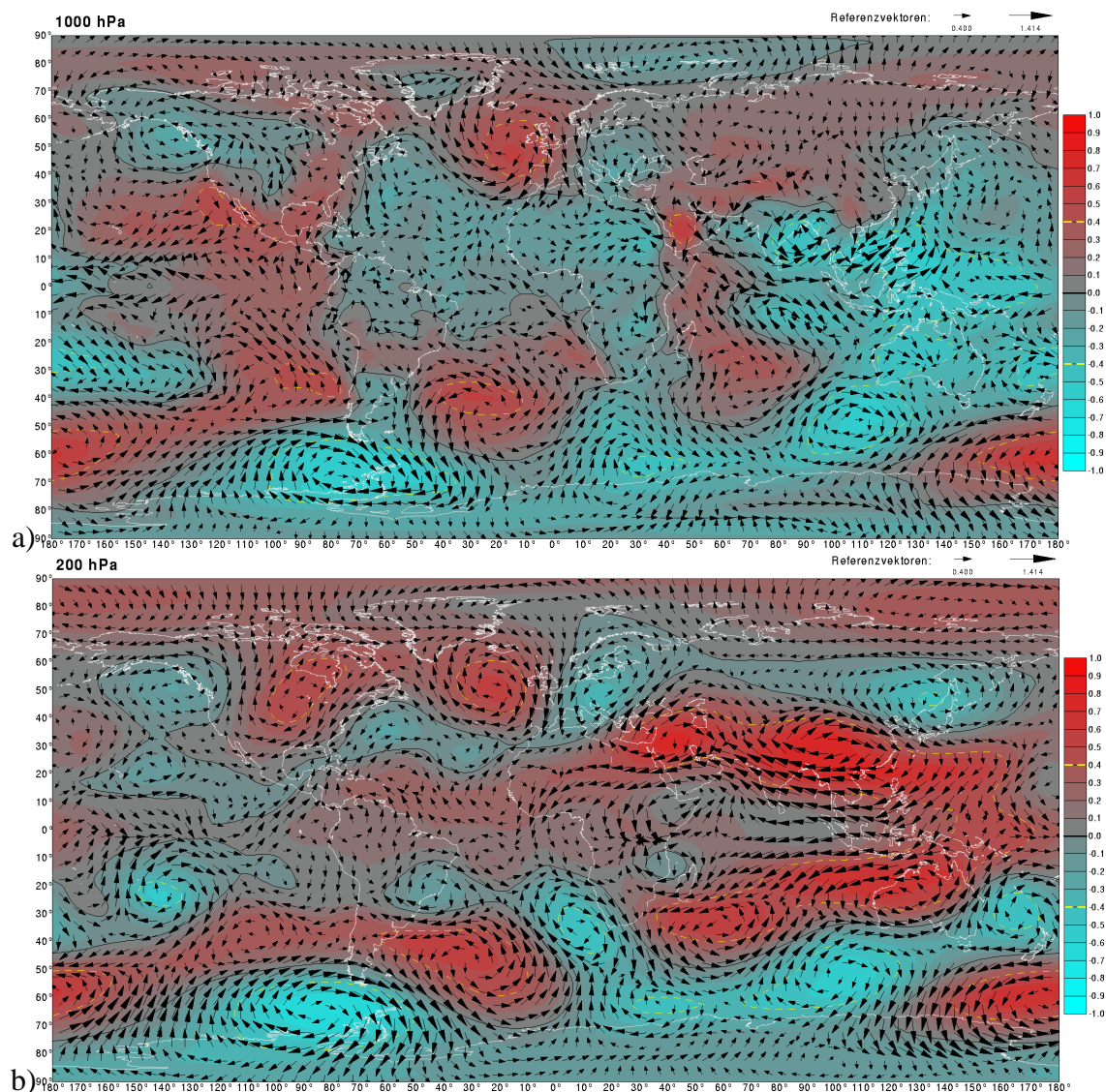


Abbildung 9.53: Ladungen für Modus 7 im November im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) a) im 1000-hPa, b) im 200 hPa Niveau.

Kopplungsmechanismen

Im westlichen Einzugsbereich dieser Westwindanomalie über Ostafrika besteht Strömungskonfluenz, während östlich davon über dem westlichen Indischen Ozean die meridionale Strömungsdiffluenz von zonaler Konfluenz kompensiert wird. Beide Zyklonalwirbel sind nur von sehr schwachen tropischen Druckanomalien begleitet, ein Hinweis darauf, dass es sich hier um durch strömungsdynamische Prozesse bedingte Anomaliewirbel, nicht um primär von lokalen Druck-

anomalien verursachte Strömungsanomalien handelt, was auch durch die hier - zumindest im jeweils äquaturnah gelegenen Teil der Wirbel - nur schwach ausgeprägte Corioliskraft nicht darstellbar wäre.

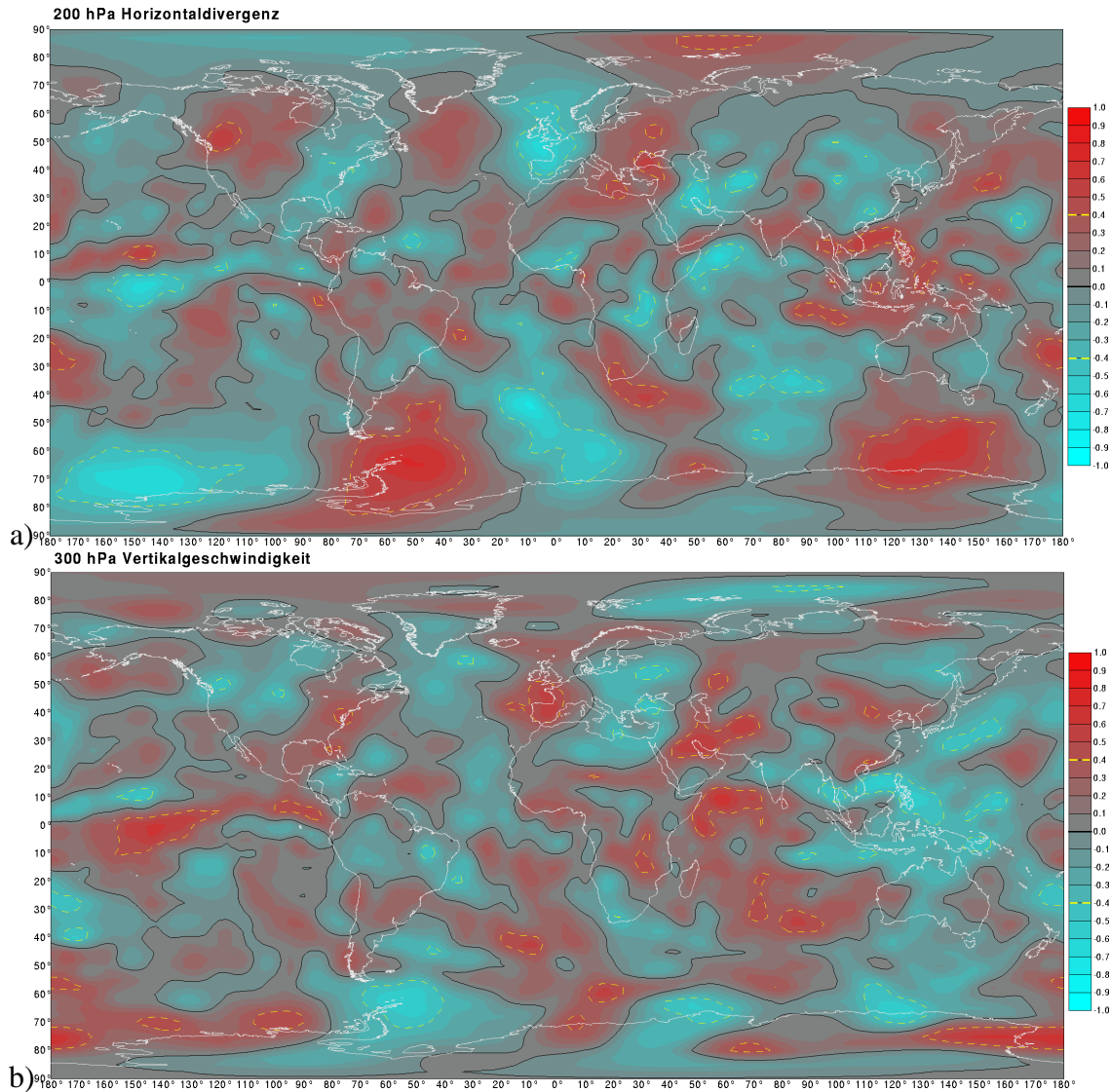


Abbildung 9.54: Ladungen für Modus 7 im November: a) im Divergenzfeld des 200 hPa-Niveaus, b) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 300 hPa-Niveaus.

Abbildung 9.54 weist auf den Zusammenhang zwischen Lage der Zonen mit Absinkanomalien im 300 hPa-Niveau und Horizontalkonvergenzen im 200 hPa-Niveau hin. So wird mit der beschriebenen Konfluenz westlich der beiden äquaturnahen Wirbel über Ostafrika Konvergenz erzeugt, welche zu direkt darunterliegenden Absinktendenzen führt. Im 500 hPa-Niveau fällt dieses Signal etwas schwächer aus. Aus der Strömungskonfiguration in Abbildung 9.53b er-

gibt sich ein direkter Zusammenhang zwischen dieser Konvergenzanomalie und den südwärtsgerichteten Meridionalwindkomponenten nördlich davon. In diesem Bereich ($32.5^{\circ}\text{E}/10^{\circ}\text{N}$) ist die V-Windkomponente mit $r=+0.70$ wiederum mit der Zonalwindkomponente bei $50^{\circ}\text{E}/25^{\circ}\text{N}$ korreliert, also dem Bereich mit kräftigen Westwindanomalien südlich des Hochdruckzentrums über der Arabischen Halbinsel. Diese Konfiguration entspricht damit einer Abschwächung des hier gelegenen Subtropenjets bei Verringerung des subtropischen Höhendruckgradienten.

Abbildung 9.55a und b zeigt zusammenfassend die Vertikalgeschwindigkeits- und Meridionalwindanomalien im Vertikalprofil bei 30° und 35°E , also im Bereich der Niederschlagsregion 9, und an der Westflanke des Geopotentialzentrums über der Arabischen Halbinsel. Stärkste Vertikalgeschwindigkeitssignale sind dabei auf 30° östlicher Länge bei ca. 10°N zwischen 300 und 200 hPa-Niveau festzustellen. Bei 35°E dehnt sich dieser Anomaliebereich unter allgemeiner Abschwächung über das gesamte tropische Afrika zwischen 20°N und 20°S aus, wobei Schwerpunkte direkt über der Niederschlagsregion 9 bestehen. Zwischen diesen und dem Geopotentialzentrum (Abb. 9.55b, in gelben 0.6 und 0.7 Isokorrelaten ausgehalten) erstreckt sich ein Bereich mit Nordwindanomalien in den höheren Niveaus.

Als Mechanismus des Zusammenhangs zwischen Niederschlagsvariabilität in Ostafrika und den hochtroposphärischen Geopotentialzentren über Südasien kommen demnach Schwankungen in der Intensität der nördlichen Hadleyzirkulation über Ostafrika in Frage. Obwohl der subtropische Höhengradient und damit die Subtropenjetstreamstärke im Allgemeinen als *Folge* veränderter Zirkulationsintensitäten der Hadleyzellen aufgefasst werden, fehlt hier jedoch ein entsprechendes deutliches Anomaliesignal in der unteren Troposphäre, wie es in Form von polwärtigen Strömungsanomalien zu erwarten wäre, falls innertropische Anomalien in der Konvektionstätigkeit als Signalquelle eine bedeutende Rolle spielten. Demnach wird hier eher eine partielle Störung der Hadleyzirkulation durch die Anomalien in der Höhenströmung erfasst, als eine Intensitätsschwankung der gesamten Hadleyzelle. Dies kann als Indiz für die Transportrichtung der Anomaliesignale von den Subtropen in die inneren Tropen gewertet werden.

Ein Antrieb der veränderten Hadleyzirkulation etwa durch ENSO-Einflüsse auf die zonale Walkerzirkulation im Bereich des Indischen Ozeans ist hier nur äußerst schwach eingebunden, wie mit dem Vertikalprofil in Abbildung 9.55c deutlich wird. Auch zeigen die Ladungen im 1000 hPa-Geopotential- und Windfeld (Abb. 9.53) nur geringe Signale des ENSO-Mechanismus. Somit wird hier ein eigenständiger Wirkungsmechanismus zwischen den hochtroposphärischen Geopotentialverhältnissen in Südasien und der ostafrikanischen nördlichen Hadleyzelle erfasst. Hierin besteht Ähnlichkeit zu Modus 6, dessen Wirkungszusammenhang ebenso mit Veränderungen in der Intensität der Hadleyzirkulation interpretiert wurde. Demnach bestehen verschiedene

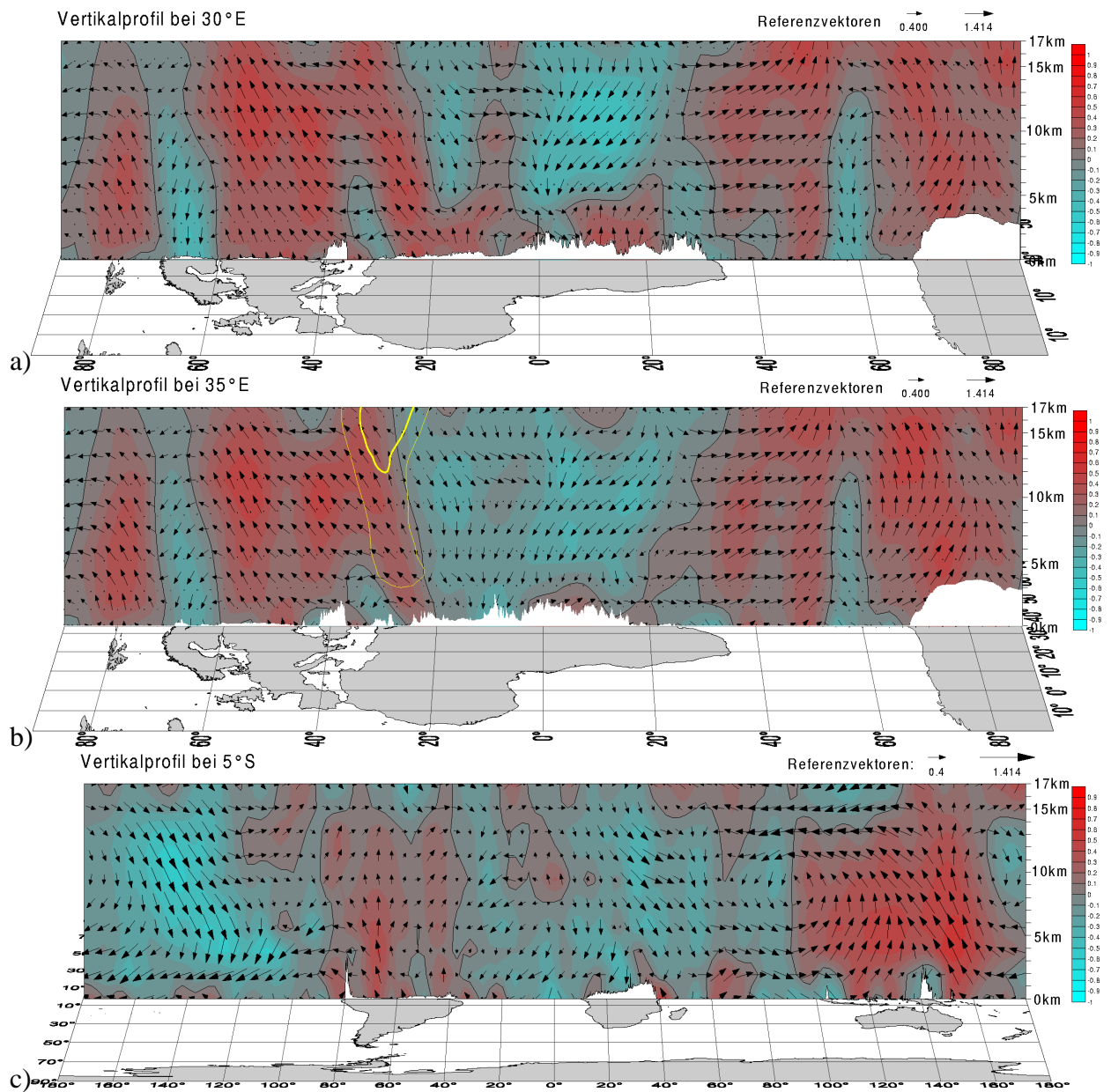


Abbildung 9.55: Ladungen für Modus 7 im November im Vertikalprofil:

- a) Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 30°E;
 - b) wie a) jedoch bei 35°E mit Geopotentialladungen als gelbe Linien;
 - c) Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Zonalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren) bei 5°S.
- Koeffizienten der Vertikalgeschwindigkeit sind aus Darstellungsgründen invertiert.

Konfigurationen an nordhemisphärischen Geopotentialanomalien, welche über den nördlichen Ast der Hadleyzirkulation mit der Niederschlagsvariabilität in Ostafrika in Zusammenhang stehen.

Korrelationen im SST-Feld

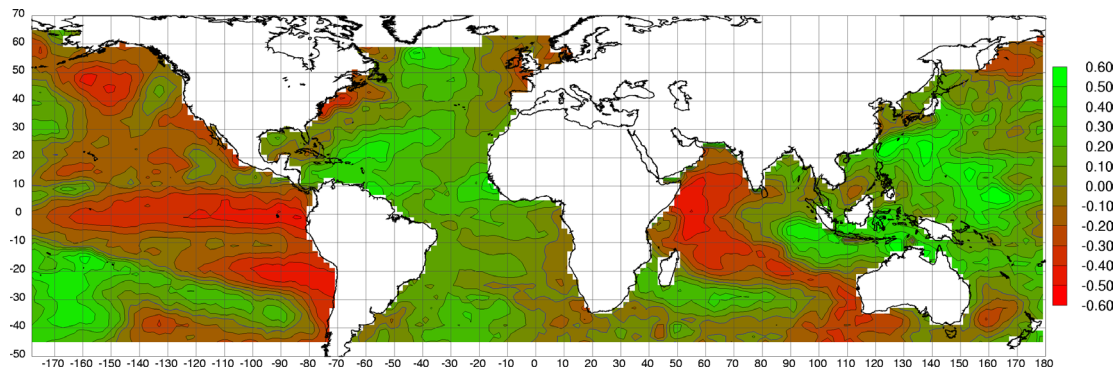


Abbildung 9.56: Ladungen für Modus 7 im SST-Feld im November.

Abbildung 9.56 zeigt das Ladungsmuster für Modus 7 im SST-Feld. Neben Korrelationen im Pazifik treten Negativkorrelationen im Westindik und ein Zentrum positiver Korrelationen im östlichen Indischen Ozean vor der Küste der Inseln Sumatra und Java auf. Sowohl die Lage der Zentren im Indischen Ozean als auch die Ausprägung im Monat November zeigen, dass hiermit der SST-Dipolmodus nach SAJI et al. (1999) erfasst wird. Obwohl dieser Modus als ENSO-unabhängig beschrieben wurde (vgl. Kap. 7.3), wird dieser Dipol begleitet von Kopplungszentren im Pazifischen Ozean, die auch hier einen Dipol zwischen den positiven Korrelationen im Westpazifik (ca. 10-20°N/140-160°E) und zwei ostpazifischen Negativzentren ausgehend von der Küste Südamerikas bei ca. 0° und 25°S bilden. Hiermit werden näherungsweise Anomalien vom La-Niña-Typ beschrieben. Die Negativkorrelationen mit Schwerpunkt im Ostpazifik entsprechen jedoch nicht dem für die ENSO-Peakphase typischen Muster (vgl. Abb. 7.36, S. 160). Es handelt sich vielmehr um eine frühsummerliche Entstehungsvariante von La-Niña-Ereignissen (bzw. im invertierten Sinn von Anomalien des El-Niño-Typs), bei der der Schwerpunkt der SST-Anomalien in Küstennähe und nicht im Zentralpazifik liegt. Die Koeffizientenwerte überschreiten jedoch weder im Indischen Ozean noch im Pazifik den Betrag $|r| = 0.6$. Demnach zeigen die troposphärischen Kopplungssignale des Modus 7 jeweils nur eine partielle Kopplung an den Dipolmodus im Indischen Ozean und an eine Variante von ENSO-ähnlichen SST-Anomalien im Pazifik. Insgesamt resultieren außergewöhnlich großflächige Erwärmungstendenzen im Großraum des indonesischen Sektors mit einer Breitenkreiserstreckung zwischen

15°S und 25°N. Dies kann als Ursache für die hochtroposphärische Beschränkung der Zirkulationsanomalien auf subtropische Breitengrade angenommen werden, während sich z.B. das räumlich stärker konzentrierte ENSO-Signal für Modus 1 im SST-Feld hauptsächlich auf die innertropische Zirkulationskonfiguration auswirkt.

9.8 Modus 8: Südhemisphärisches Vierwellenmuster

Das räumliche Muster der Ladungen für Modus 8 besteht aus vier positiven Zentren, von denen drei jeweils im Südosten der drei südhemisphärischen Kontinente liegen, während sich das vierte im zentralen Südpazifik manifestiert (Abb. 9.57).

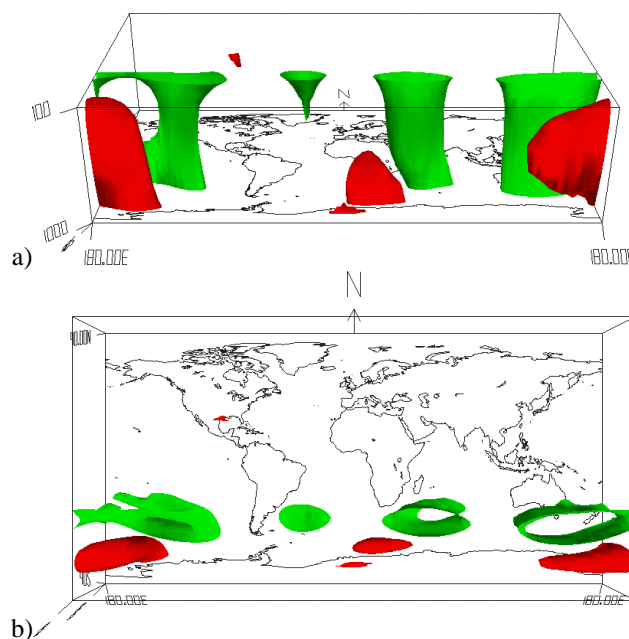


Abbildung 9.57: Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 8 im Geopotentialfeld zwischen 1000 bis 100 hPa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.

Bis auf das südamerikanisch-atlantische Zentrum, welches am schwächsten ausfällt, werden die Zentren jeweils von südlich gelegenen Negativzentren begleitet. Die nahezu konstante Longitudinaldistanz zwischen den Positivzentren, ihre Lage an der Nordgrenze des südhemisphärischen außertropischen Westwindgürtels sowie die begleitenden Negativzentren weisen auf ein Wellenmuster der Westwindströmung mit der Wellenzahl 4 als Kopplungsursache zwischen den Zentren hin. Schon Modus 2 wurde als ein durch Wellendynamik etabliertes Kopplungsmuster gekennzeichnet. Mit dem hochtroposphärischen Zentrum im Bereich der Südostküste Südafrikas besteht

hier ein Überschneidungsbereich zwischen diesen beiden Modi. Dies kommt auch in Abbildung 8.23c (S. 213) durch die Aufteilung des dort gelegenen Streupunktclusters der Niederschlagsprädiktoren auf Modus 2 und 8 deutlich zum Ausdruck. Demnach wird mit Modus 8 eine weitere grundlegende Variante der Niederschlagsbeeinflussung durch die südhemisphärische Wellendynamik aufgezeigt.

9.8.1 Korrelationen im Niederschlagsfeld

Im Niederschlagsfeld treten signifikante, saisonal und räumlich persistente Positivkorrelationen im Südwesten des Subkontinents während des Spätsommers auf (Abb. 9.58). So werden hohe Koeffizienten im Westen der Republik Südafrika, in Botswana und Namibia (Niederschlagsregionen 17, 18, 1, 4, 2) im Saisonabschnitt Januar-April mit von Süd nach Nord abnehmender Höhe zwischen $r \sim +0.60$ (Region 17) und $r \sim +0.40$ (Region 2) erreicht. Bei kürzeren Saisonabschnitten finden sich Positivmaxima für diese Regionen im Dezember und Januar. Negative Korrelationen mit stärkeren Beträgen finden sich lediglich in einzelnen Saisonabschnitten im Zentralteil des Subkontinents mit geringer räumlicher und saisonaler Persistenz (z.B. $r = -0.42$ in Region 10 im Dezember). Weiterhin sind noch Positivkorrelationen in Ostafrika in den kurzen Saisonabschnitten des Frühsommers ausgeprägt (z.B. Region 11 mit $r = +0.44$ im Oktober-November-Abschnitt).

9.8.2 Februar-April: Niederschlagskopplung im Südwesten

Zirkulationsmuster

Die Geopotential- und Horizontalwindladungen für Modus 8 im 100 hPa-Niveau für Februar-April (Abb. 9.59 b) bilden die vier südhemisphärischen Hochdruckzentren sowie assoziierte antizyklonale Strömungsanomalien im Südostpazifik, im Südwestatlantik, im Südwestindik und südöstlich Australiens deutlich ab. Im 200 hPa-Feld (nicht gezeigt) schwächt sich lediglich das Atlantikzentrum ab. Die relativ niedrigen Ladungen im Geopotentialfeld des 1000 hPa-Niveaus für die Zentren im Atlantik und Südwestindik machen deutlich, dass hier nicht oberflächennahe Strömungsanomalien für den Zusammenhang mit dem Niederschlag ausschlaggebend sind, sondern der zirkulationsdynamische Mechanismus in der höheren Troposphäre wirksam wird.

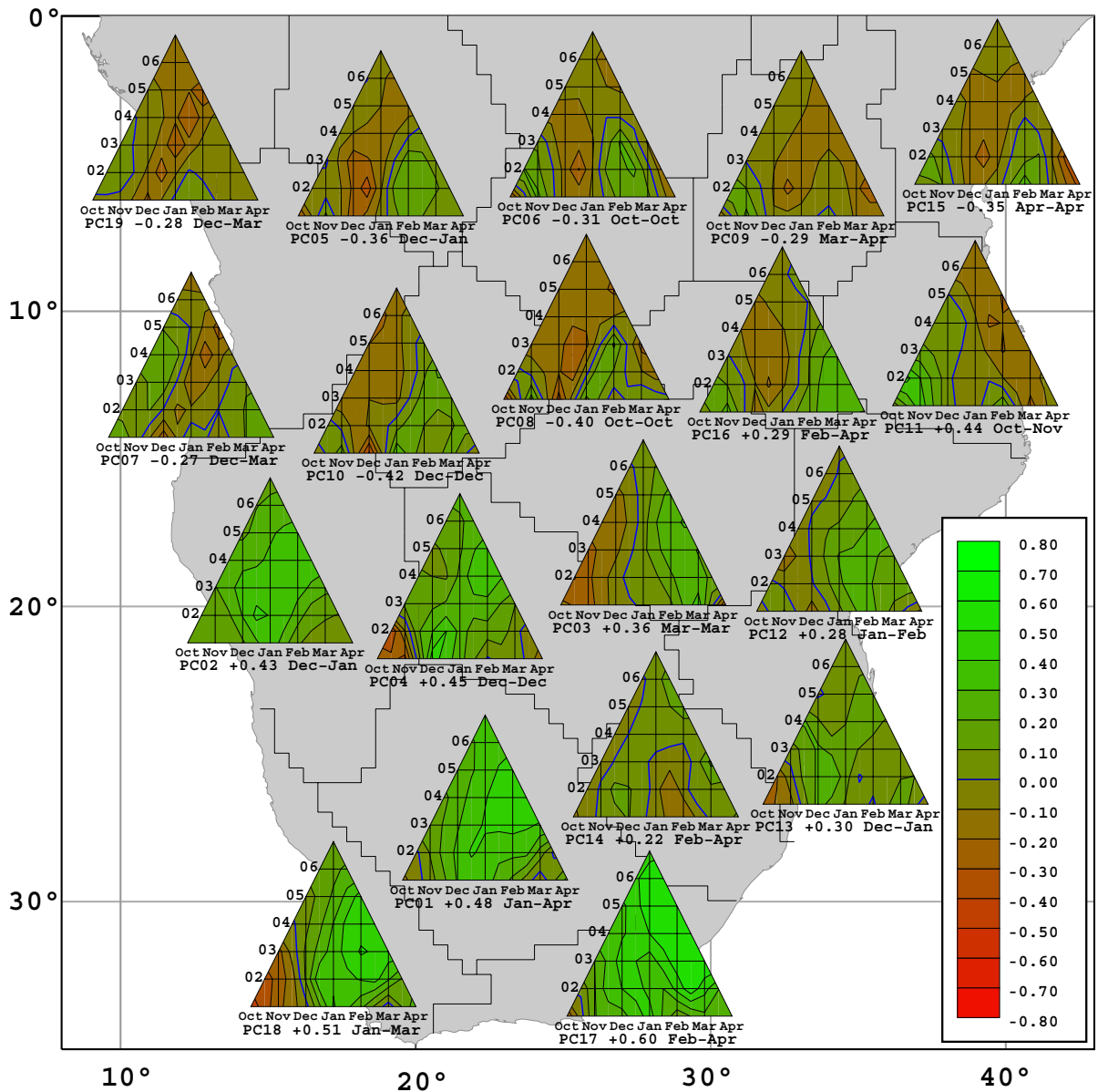


Abbildung 9.58: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 8 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:

Saisonalitätsdiagramme (Erläuterung siehe Kap. 6.1, S. 82) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 8 und dem Feld der Niederschlagsindizes.

Kopplungsmechanismus

Der physikalische Zusammenhang des repräsentierten südhemisphärischen Vierwellenmusters mit der Niederschlagsvariabilität wird in Abbildung 9.59 durch die Darstellung der Horizontaldivergenzanomalien deutlich: Positive Phasen dieses Kopplungsmodus sind charakterisiert durch

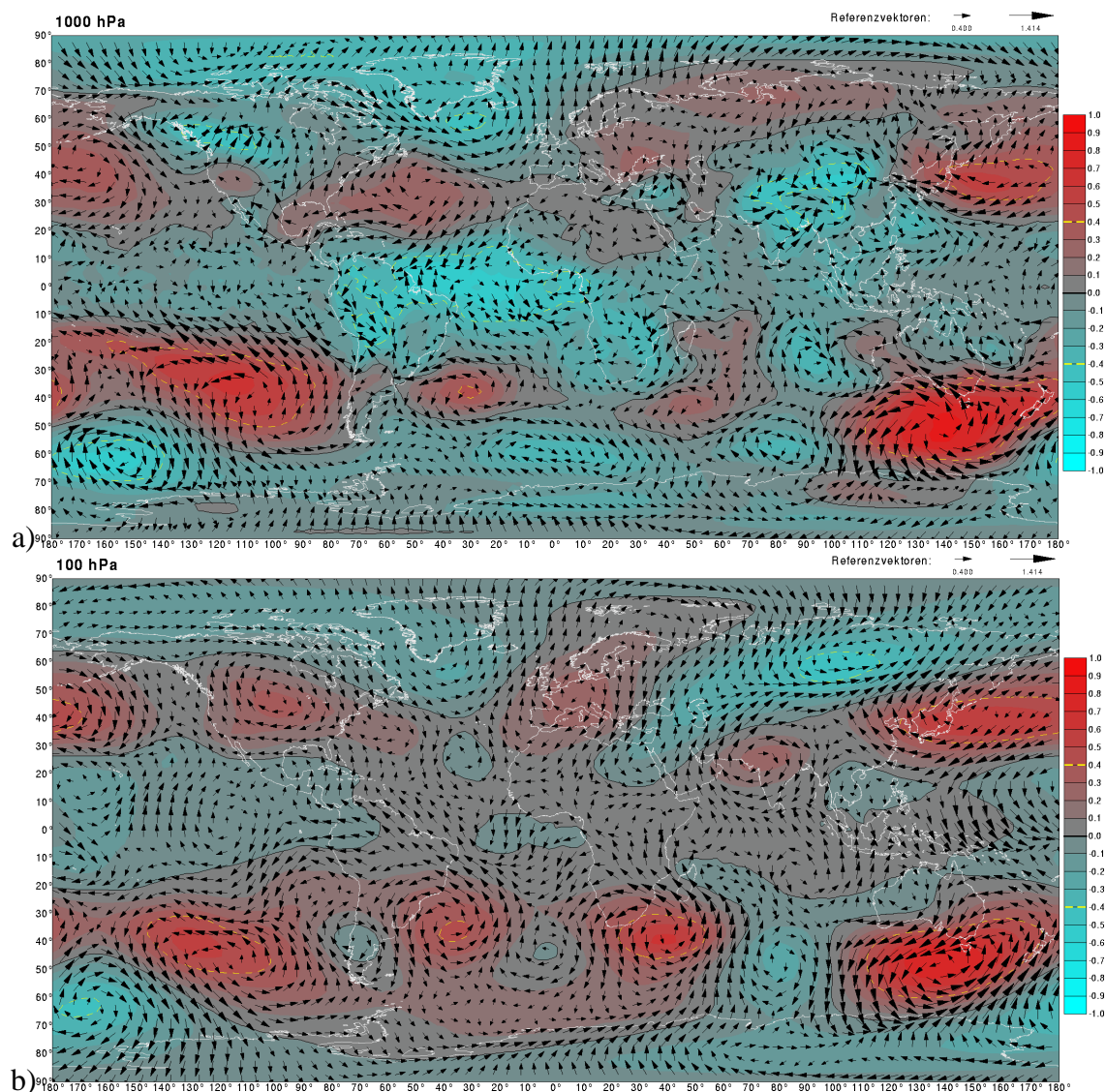


Abbildung 9.59: Ladungen für Modus 8 im Saisonabschnitt Februar-April im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt): a) im 1000 hPa- und b) im 100 hPa-Niveau.

Hochdruckanomalien über dem Südwestindik bzw. südöstlich der Regionen mit den höchsten Korrelationskoeffizienten des Niederschlags. Dies entspricht einer verminderten Ausprägung von Höhenträgen in der außertropischen Westwindströmung in diesem Gebiet, welche im Allgemeinen von Divergenz im östlichen Vorderseitenbereich sowie von Konvergenz auf der westlichen Rückseite der Trogachse begleitet sind. Bei reduzierter Trogprägung stellen sich somit Konvergenzanomalien über dem Indischen Ozean, Divergenzanomalien jedoch über dem Subkontinent ein, welche Konvektionstendenzen unterstützen (vgl. auch JACOBET, 1989a). Der Zusam-

menhang wird deutlicher bei Betrachtung der Anomaliesituation mit umgekehrten Vorzeichen: Negative Phasen des Modus gehen einher mit verstärkten, häufigeren oder zeitlich persistenten Troglagen über dem Südosten des Subkontinents, wodurch im Rückseitenbereich Höhenkonvergenz angeregt wird, welche Konvektionstendenzen und damit der Niederschlagstätigkeit entgegenwirkt.

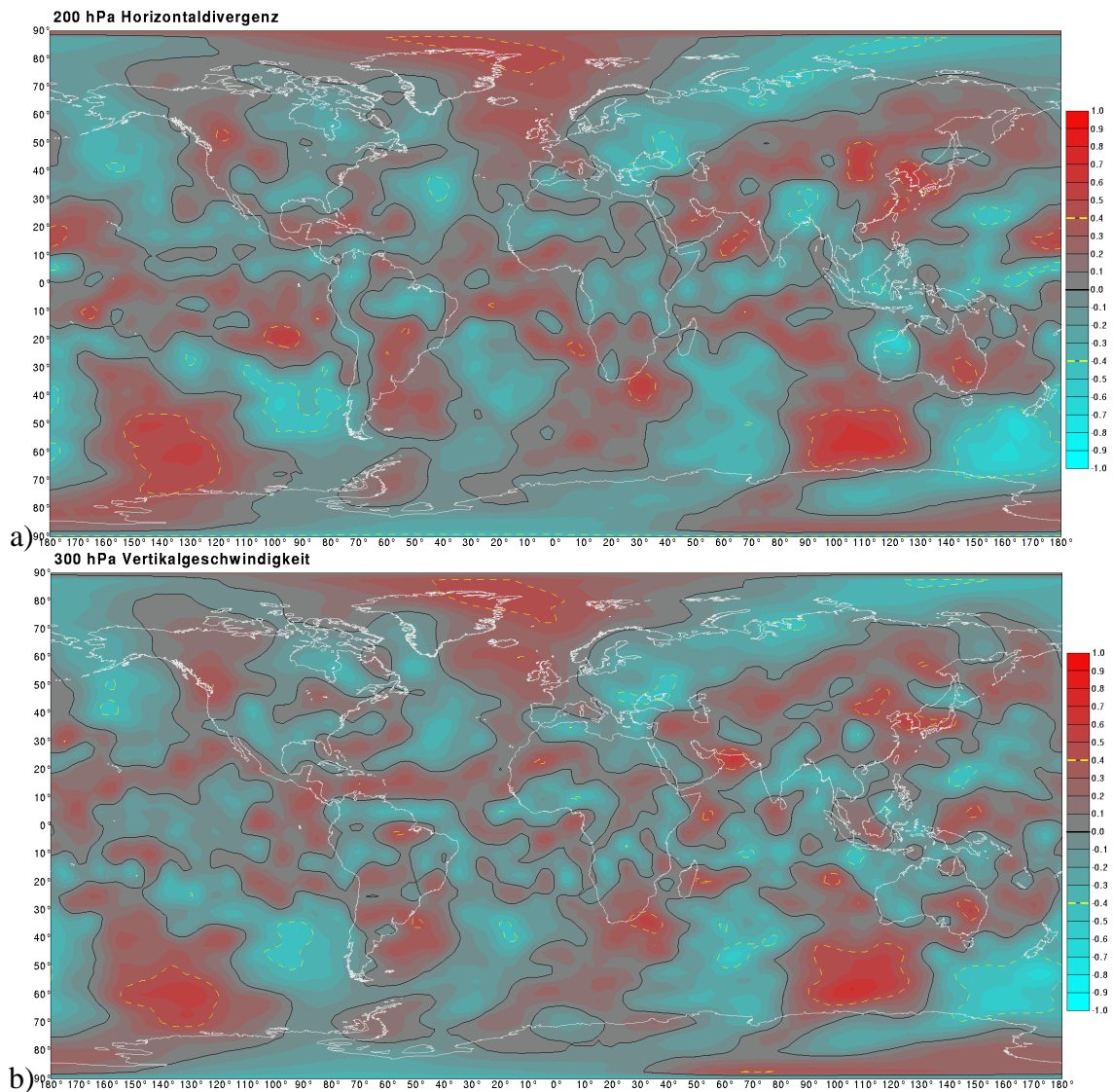


Abbildung 9.60: Ladungen für Modus 8 im Saisonabschnitt Februar-April a) im Horizontaldivergenzfeld des 200 hPa-Niveaus, b) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 300 hPa-Niveaus.

In Abbildung 9.59b wird die regelmäßige Ausprägung der Divergenzanomalien mit dem stromaufwärtsgerichteten Wechsel von Konvergenz- zu Divergenzanomalien in allen vier Druckzentren erkennbar, welche zu ebenso regelmäßig ausgeprägten darunter liegenden Anomalien in der

Vertikalgeschwindigkeit des 300 hPa-Niveaus (Abb. 9.60b) und 500 hPa-Niveaus (ohne Abbildung) führen.

SST-Korrelationen

Der Einfluss von Troglagen auf die südafrikanische Niederschlagstätigkeit wird von MASON (1995) auch mit Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen in Zusammenhang gebracht. Erwärmungen im Bereich des Agulhasstromes fördern demnach die Zufuhr latenter und sensibler Wärme in die Atmosphäre im Bereich südöstlich des Subkontinents und fördern hierdurch die außertropische Zyklogenesetätigkeit südlich des Subkontinents. Der durch Warmanomalien erhöhte Feuchtetransport vom Indischen Ozean auf den Kontinent fördert weiterhin die Intensivierung tropischer niederschlagsfördernder konvektiver Zirkulation. Die Kopplung beider Effekte führt zur Entstehung tropisch-gemäßigter Tröge (TTT-Systeme), mit Ausbildung von diagonalen Wolkenbändern und intensiver Förderung der Niederschlagstätigkeit (MASON, 1995, S.127f, vgl auch MAJJODINA & JURY, 1996). Die mit Kopplungsmodus 8 assoziierten SST-Kopplungen

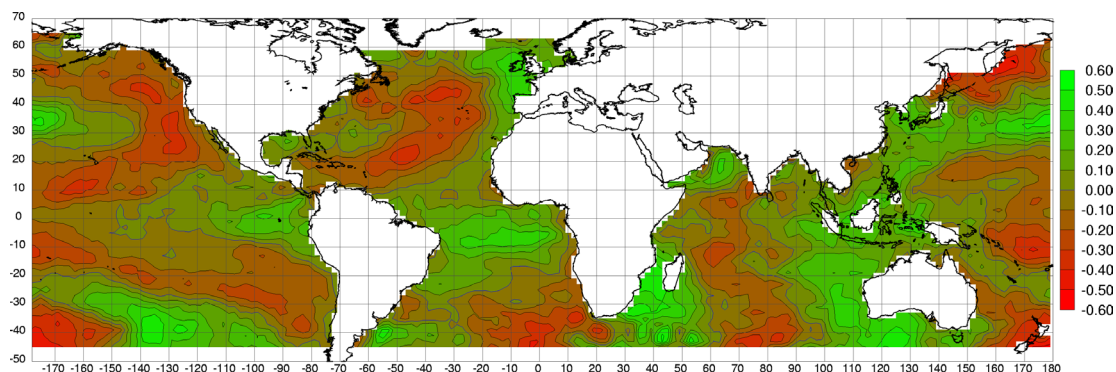


Abbildung 9.61: Ladungen für Modus 8 im Saisonabschnitt Februar-April im SST-Feld.

sind im Korrelationsfeld in Abbildung 9.61 dargestellt. Ein Zentrum der SST-Anomalien, welches der bei MASON (1995) angesprochenen Anomalie des Agulhasstroms nahe liegt, wird hier im südlichen Moçambique-Kanal und weiter südlich von Madagaskar ausgebildet. Allerdings handelt es sich hierbei um Positivanomalien, welche mit der oben ausgeführten Reduktion von Troglagen einhergehen. Somit kann der bei MASON (1995) vorgeschlagene Einfluss von SST-Anomalien auf die troposphärische Druckvariabilität - im Zusammenhang des Kopplungsmodus 8 - hier nicht bestätigt werden. Andererseits ergeben sich im Anomaliefeld Hinweise auf die umgekehrte Kopplungsrichtung. So manifestieren sich jeweils westlich der vier - in Oberflächennähe nach Osten versetzten - Druckzentren Warmanomalien, während sich zwi-

schen diesen Erwärmungserscheinungen Tendenzen der Abkühlung zeigen. Dies weist auf die durch antizyklonale atmosphärische Zirkulation gesteuerte Verdriftung von Oberflächenwässern hin (Verstärkung des Agulhasstromes), welche bei den relativ hohen zonalen Temperaturgradienten in Nord-Südrichtung stärkere Auswirkungen auf das Anomaliefeld zeigt als bei Verdriftung in Ost-West-Richtung. Die räumliche Anordnung der SST-Anomaliezentren, welche in ihrer Regelmäßigkeit die atmosphärischen Druckzentren nachzeichnet, ist kaum allein durch Kopplungsprozesse im Ozeansystem erklärbar. Vielmehr ist hier von einer Kopplung der troposphärischen Druckzentren durch bevorzugte Wellenlängen der Rossbywellenkonfiguration auszugehen, welche die systematisch angeordneten SST-Anomalien zur Folge hat.

9.9 Modus 9: Arktische Oszillation und Nordhemisphärisches Wellenmuster

Modus 9 manifestiert sich primär in vier nordhemisphärischen Zentren der mittleren Breiten: im europäisch-afrikanischen Sektor, über der ostasiatischen Küste, im östlichen Nordpazifik und über der Ostküste Nordamerikas. Bis auf das letztgenannte weisen alle Zentren sehr hohe Ladungen ($r > +0.9$) nicht nur in der hohen Troposphäre, sondern in ihrer gesamten Vertikalerstreckung bis in Oberflächennähe auf. Wie bei dem eben besprochenen Modus 8 in der Südhemisphäre legt die symmetrische Anordnung dieser Zentren im Abstand von ca. 90° geographische Länge einen Zusammenhang mit der außertropischen Wellendynamik nahe. Im Bereich der Arktis manifestieren sich zentriert um den Nordpol negative Ladungen, jedoch weitaus schwächer als in den vier Zentren der mittleren Breiten (Abb. 9.62). Hinsichtlich der Lage der Zentren und des Dipolcharakters zwischen Arktis und mittleren Breiten besteht hierbei Ähnlichkeit mit dem von THOMPSON & WALLACE (1998) beschriebenen Muster der "Arctic Oscillation" (AO), auch bekannt als "Northern Annular Mode" (NAM). Im Unterschied zu diesem wird mit Modus 9 jedoch die Wellenzahl 4 stärker betont. Mit anomal tiefen Druckverhältnissen in der Arktis und positiven Anomalien im Bereich der mittleren Breiten kann die durch Modus 9 repräsentierte Anomaliekonstellation als High-Index-Phase der AO aufgefasst werden.

9.9.1 Niederschlagskorrelationen

Die Korrelationen mit den regionalen Niederschlagsindizes erreichen in Ostafrika (Region 9 und 15) Werte von $r > +0.4$ im fröhsommerlichen Saisonabschnitt November-Dezember bzw. Oktober-

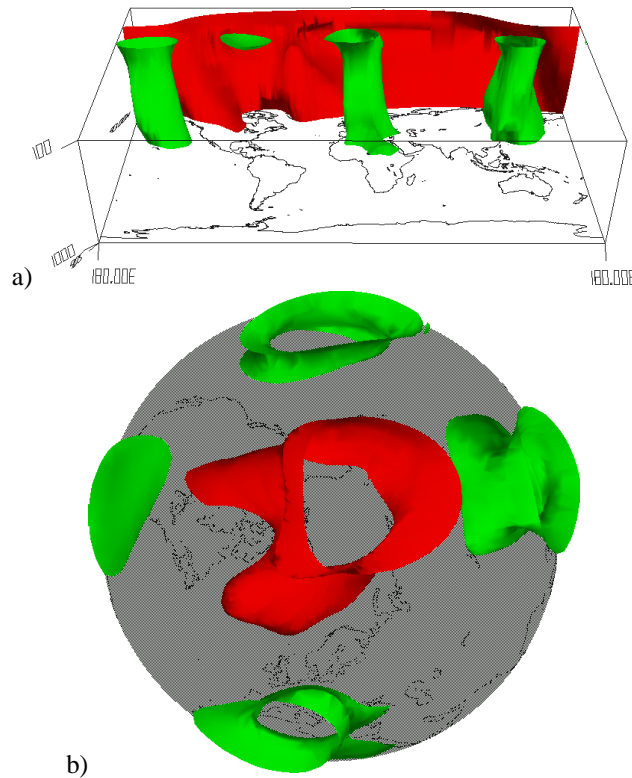


Abbildung 9.62: Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 9 im Geopotentialfeld zwischen 1000 bis 100 hPa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.

Januar (Abb. 9.63). In den südwestlichen Regionen 18, 1 und 17 im Bereich der Kapregion werden ebenfalls im Frühsommer (November-Dezember-Abschnitt), bei Region 2 und 10 (Namibia und Ostangola) dagegen im Hochsommer (Dezember-Januar bzw. Dezember-Februar) hohe negative Koeffizienten erreicht. Während im Falle Ostafrikas eine Ankopplung der Niederschlagsvariabilität über das nordafrikanisch-mediterrane Geopotentialzentrum aufgrund der räumlichen Nähe möglich erscheint, sind die hohen Negativkorrelationen im Südwesten zunächst als fragwürdig hinsichtlich möglicher Signaltransportmechanismen zu beurteilen.

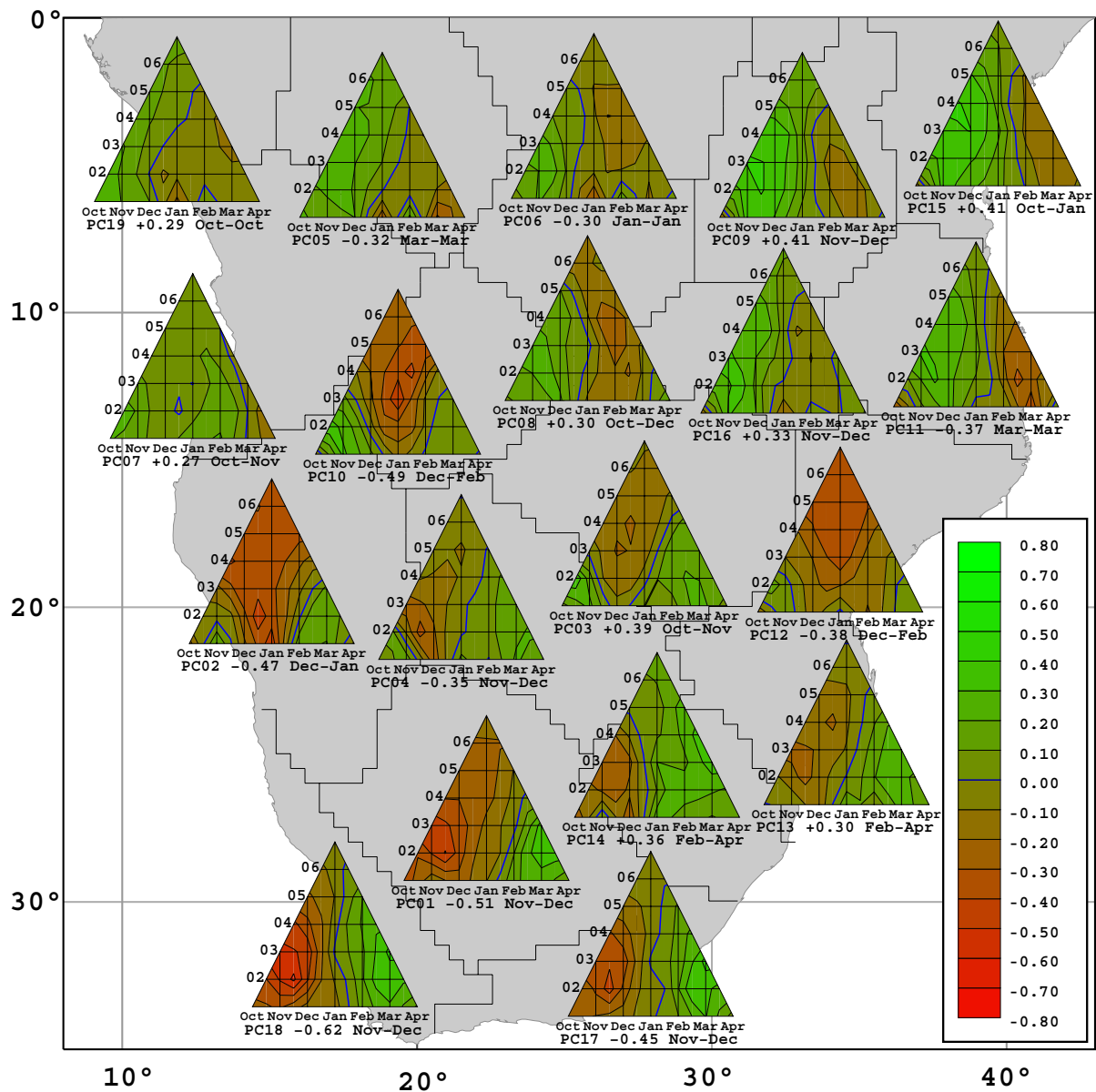


Abbildung 9.63: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 9 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:

Saisonalitätsdiagramme (Erläuterung siehe Kap. 6.1, S. 82) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 9 und dem Feld der Niederschlagsindizes.

9.9.2 November-Dezember: Dipol zwischen ost- und südafrikanischem Niederschlag

Zirkulationsmuster

Abbildung 9.64 zeigt die Ausprägung des Modus 9 im Saisonabschnitt November-Dezember im 1000, 500 und 200 hPa-Geopotential- und Windfeld. Allgemein sind die Korrelationen im Be-

reich der Arktis in diesem Saisonabschnitt stärker ausgeprägt als im multisaisonalen Ladungsmuster, während die Zentren der Mittelbreiten schwächere Ladungen aufweisen. Obwohl sich die hohen positiven Geopotentialladungen in Oberflächennähe über Nordafrika bis weit nach Süden erstrecken, zeigt das Windfeld des 1000 hPa-Niveaus hier keine klare Möglichkeit des Zusammenhangs mit dem Niederschlag in Ostafrika auf. Im 500 hPa-Niveau hingegen verstärkt sich das nun nordwärts nach Westeuropa verlagerte Positivzentrum des europäisch-afrikanischen Sektors, während sich südöstlich davon, über dem östlichen Mittelmeerraum, ein Zentrum anomal tiefen Luftdrucks etabliert. Auf dessen Südostflanke wiederum zeigen sich nun relativ starke Südströmungsanomalien, welche sich bis über den ostafrikanischen Raum hinweg erstrecken. Die Geopotentialladungszentren im Bereich des Mittelmeerraums zeigen sich hierbei in einer Konfiguration, die der sog. mediterranen Oszillation zwischen Südost- und Nordwestteil des Mittelmeerraumes entspricht. Dies steht in guter Übereinstimmung mit Ergebnissen von DÜNKELOH & JACOBET (2003), die einen engen Zusammenhang zwischen mediterraner Oszillation und Arktischer Oszillation bzw. NAO feststellen.

Kopplungsmechanismus für Ostafrika

Die aus dem Strömungsfeld resultierenden Anomaliesignale im Horizontaldivergenz- und Vertikalgeschwindigkeitsfeld in Abbildung 9.65 zeigen einen möglichen Zusammenhang der Variabilität zwischen Modus 9 und dem Niederschlag in Ostafrika auf. So ist mit der oben angesprochenen nordwärts gerichteten Strömungsanomalie auf der Südostflanke des Negativzentrums über dem östlichen Mittelmeerraum eine Verstärkung des Subtropenjetstreams über der Arabischen Halbinsel sowie eine Verstärkung des hochtroposphärischen Strömungssastes der Hadleyzelle des Nordöstlichen Afrikas verbunden. Insbesondere im Bereich der Küste Ostafrikas werden durch den verstärkten nordwärts gerichteten Luftmassentransport über Nordostafrika Divergenzanomalien der hohen Troposphäre unterstützt, die weiträumig zu Aufstiegsanomalien auch über dem Kontinentalbereich Ostafrikas führen. Wenngleich die Beträge der Korrelationskoeffizienten im innertropischen Bereich Afrikas an Stärke abnehmen, ergibt sich gleichwohl im Vertikalprofil des Korrelationsfeldes bei 35°E (Abbildung 9.66) das Bild einer geschlossenen Zirkulationszelle der nördlichen Hadleyzirkulation über Ostafrika mit eingebetteten Aufstiegsanomalien über den korrelierten Niederschlagsregionen.

Mit diesem Erklärungsansatz für den Einfluss von Modus 9 auf den Niederschlag in Ostafrika ergeben sich - zusammen mit Modus 6 und 7 - bislang insgesamt drei Kopplungssysteme, welche über den Zusammenhang mit der Meridionalwindkomponente über dem nordöstlichen Afri-

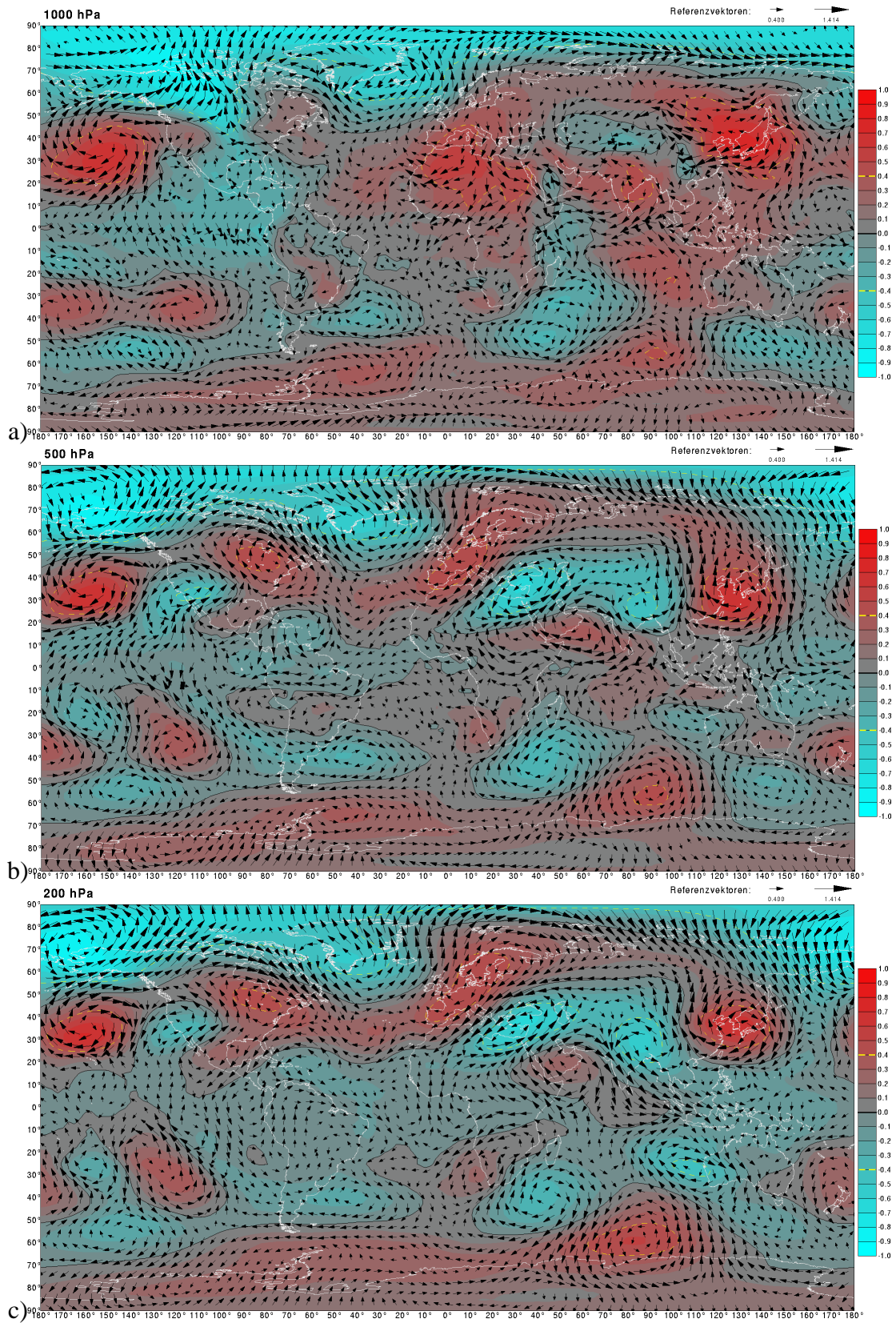


Abbildung 9.64: Ladungen für Modus 9 im Saisonabschnitt November-Dezember im Geopotential- (Kon-
turdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt): a)
im 1000 b) im 500 und c) im 200 hPa-Niveau.

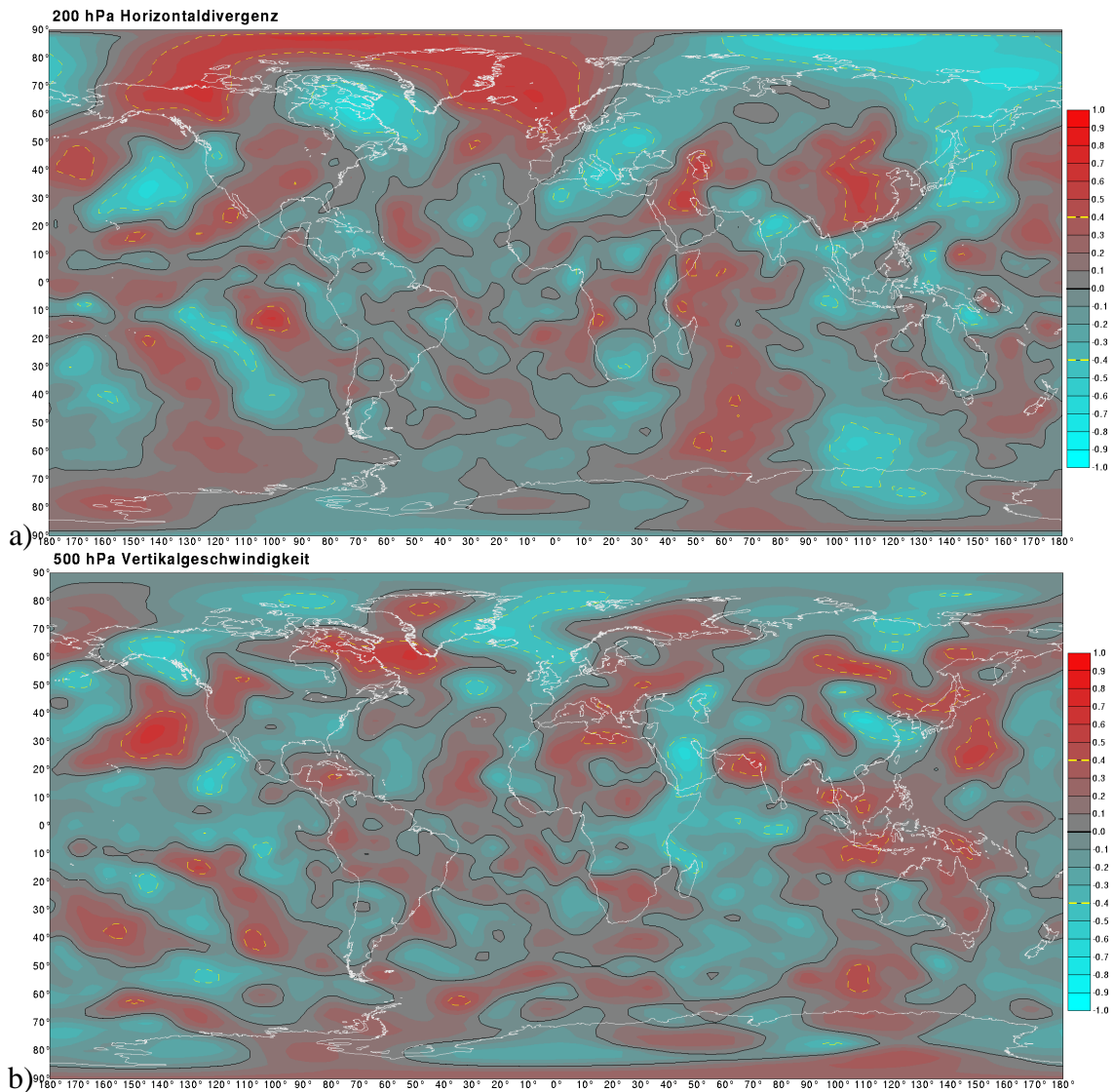


Abbildung 9.65: Ladungen für Modus 9 im Saisonabschnitt November-Dezember a) im Horizontaldivergenzfeld des 200 hPa-Niveaus, b) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.

ka die Ausprägung des hochtroposphärischen, polwärts gerichteten Strömungsastes der nördlichen Hadleyzirkulation behindern bzw. intensivieren und somit eine Ankopplung an die Niederschlagsvariabilität in Ostafrika aufweisen.

Niederschlagskopplung in Südafrika

Ein Zusammenhang zwischen der nordhemisphärischen Wellenkonfiguration und den Strömungsverhältnissen über dem südlichen Teil des südlichen Afrikas, welche die Korrelationen mit den

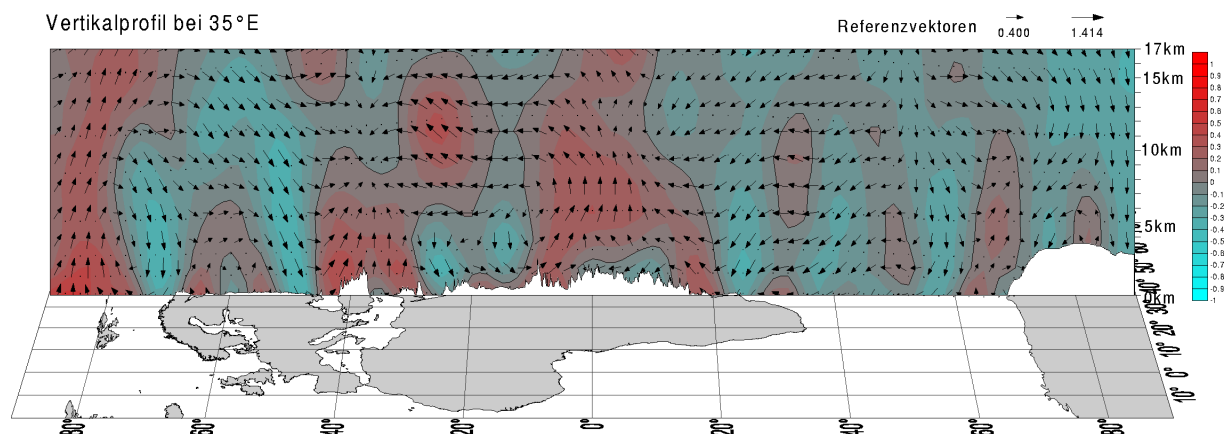


Abbildung 9.66: Ladungen für Modus 9 im Saisonabschnitt November-Dezember im Vertikalprofil bei 35°E: Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren).

Niederschlagsregionen im Südwesten erklären können, lässt sich hier nicht erkennen. Zwar wird in den Anomaliefeldern eine Zyklonalanomalie im Bereich der Südostküste Südafrikas indiziert, die einen Primärkopplungsmechanismus durch Divergenz und Vertikalgeschwindigkeitsanomalien bei Höhentroganomalien plausibel erscheinen lässt (Abb. 9.65), darüber hinaus ist jedoch keine überzeugende Kausalverbindung dieser Abweichungen mit der nordhemisphärischen Druckkonfiguration erkennbar. Eine Rückwirkung der in Abbildung 9.64 ersichtlichen, äquatornahen Ostwindkorrelationen über dem afrikanischen Kontinent auf die Trog-/Rückenkonstellation über Südafrika scheint angesichts der relativ schwachen innertropischen Anomaliesignale kaum wahrscheinlich. Somit muss hier, für den Zusammenhang zwischen Modus 9 und dem Niederschlag im Südtel des Subkontinents, eine zufällige Korrelation bzw. eine außerhalb des Untersuchungsspektrums gelegene Ursache der Kopplung angenommen werden.

Auch die Korrelationen im SST-Feld (ohne Abbildung) zeigen hier keine mögliche Kausalverbindung auf, da im Gegensatz zu nordhemisphärischen Anomaliesignalen keine stärkeren Korrelationen im Umfeld des südlichen Afrikas festzustellen sind.

9.10 Modus 10: Nordatlantische Tripolkopplung

Modus 10 stellt im Wesentlichen eine Luftdruckoszillation im Nordatlantik dar. Positive Ladungen manifestieren sich im Azorenbereich, während sich ein Zentrum negativer Ladungen im arktischen Bereich des Nordatlantiks bzw. in der Nordsee ausbildet. Hiermit besteht hohe Ähnlichkeit mit der Nordatlantischen Oszillation, jedoch erscheint die hier vorliegende Konfiguration

nach Norden verschoben. Südlich des Azorenzentrums erstreckt sich weiterhin ein Band negativer Ladungen von der Karibik bis nach Nordafrika, welches im Gegensatz zu den beiden anderen Zentren auf die mittlere und höhere Troposphäre beschränkt bleibt, ebenso wie ein Positivzentrum über Zentralasien. Insgesamt fallen die Ladungen im Vergleich zu den meisten bisherigen Modi relativ schwach aus.

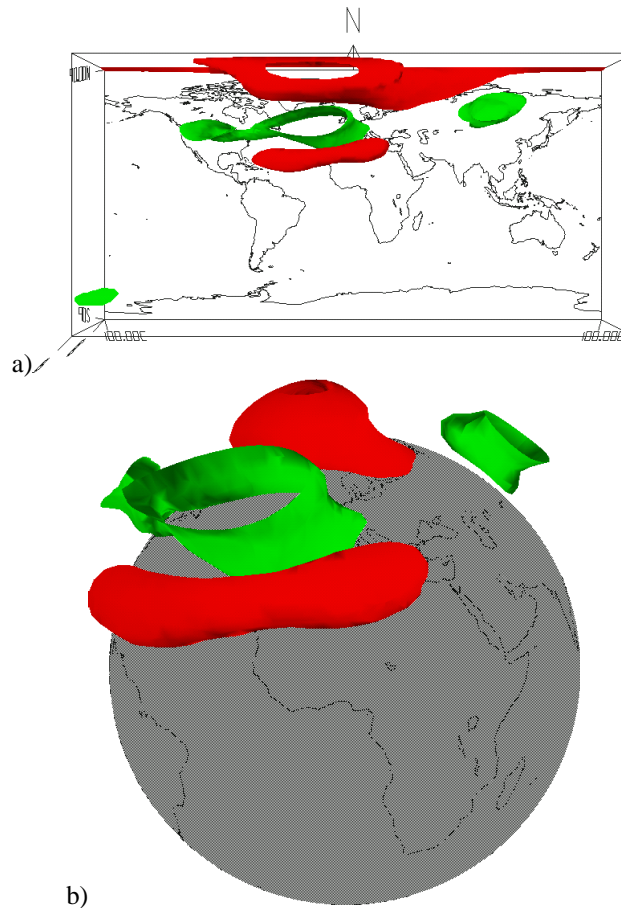


Abbildung 9.67: Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 10 im Geopotentialfeld zwischen 1000 und 100 hPa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.

9.10.1 Korrelationen im Niederschlagsfeld

Im Niederschlagsfeld korreliert dieser Modus relativ stark in den äquatornahen, nördlichen, zentral gelegenen Regionen (Region 6, 8 und 5). So werden für Region 6 maximale Beträge in den Saisonabschnitten November-April und Dezember-April (bis zu $r=-0.64$) festgestellt (Abb.

9.68). Aber auch in den kürzeren Saisonabschnitten des Hochsommers, z.B. Dezember-Januar, liegen hier noch Koeffizienten von $r < -0.5$ vor. Die südlich angrenzende Region 8 vollzieht das Maximum in den langen Saisonabschnittsvarianten nicht mit, während die westlich benachbarte Region 5 in den kurzen Hochsommerabschnitte hinsichtlich der Korrelationsstärke zurückfällt.

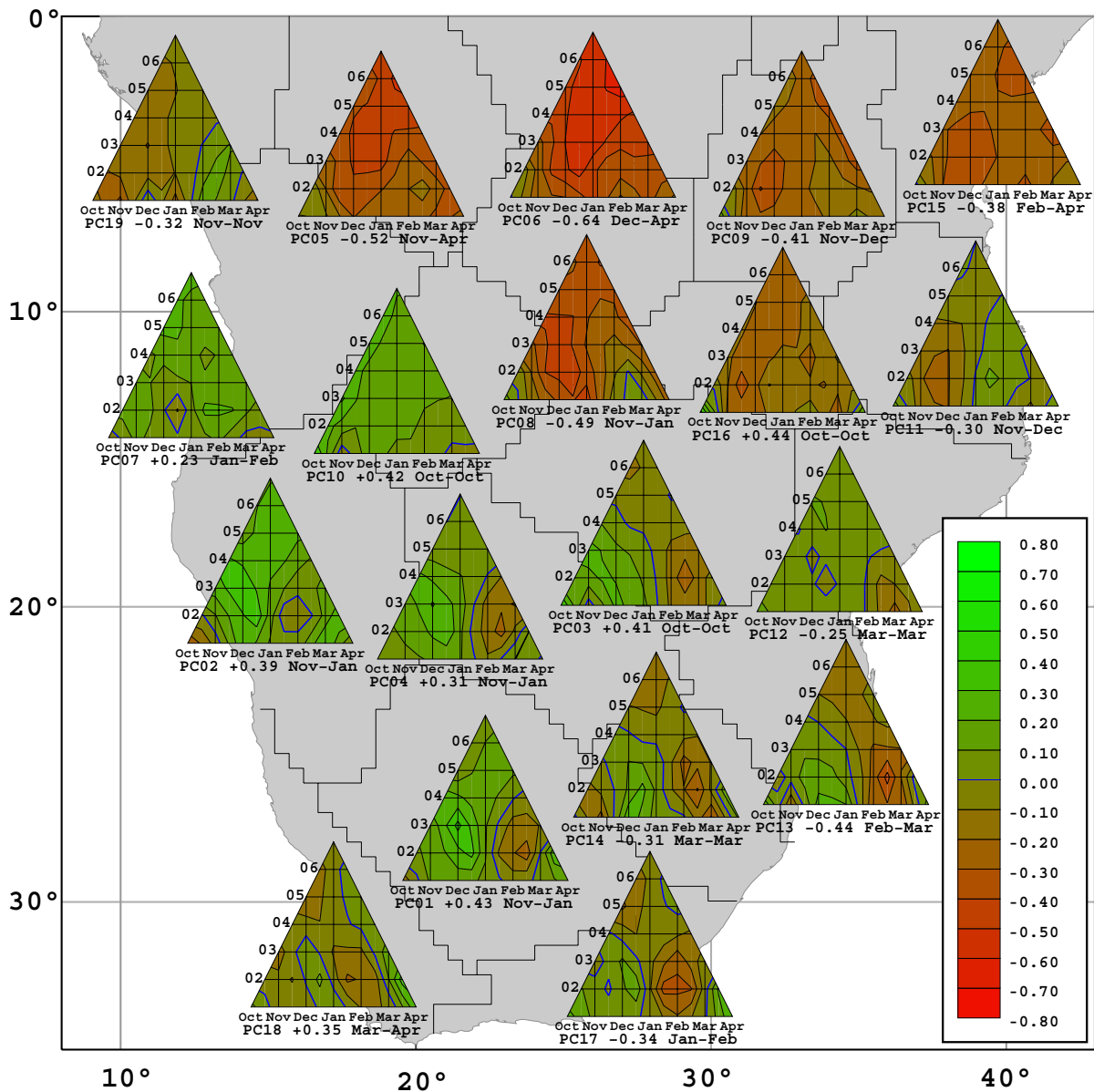


Abbildung 9.68: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 10 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika: Saisonalitätsdiagramme (Erläuterung siehe Kap. 6.1, S. 82) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 10 und dem Feld der Niederschlagsindizes.

9.10.2 Dezember-April: Korrelation des Niederschlags im Kongobecken

Die Ladungskarten für Modus 10 in Abbildung 9.69 lassen anhand der Strömungsanomalien der höheren Troposphäre zunächst einen möglichen zirkulationsdynamischen Mechanismus des Zusammenhangs zwischen äquatorialafrikanischen Niederschlägen und den Druckverhältnissen über dem Atlantik vermuten. So bietet sich ein ähnlicher Erklärungsansatz wie bei Modus 9 an, wobei jedoch unter Westverschiebung der Achse mit abwechselnden positiven und negativen Geopotentialanomalien nun zentralafrikanische Niederschlagsregionen betroffen wären.

Die negativen Koeffizienten der Korrelationen zwischen Modus 10 und den Indizes der betroffenen Niederschlagsregionen 5, 6 und 8 widersprechen jedoch einem Erklärungsansatz anhand der Meridionalströmungsanomalien über dem nördlichen Afrika. So sind bei hochtroposphärischen Südwindanomalien über Nordafrika Höhendivergenz- und aufwärtsgerichtete Vertikalströmungssignale zu erwarten, die durch Verstärkung von Konvektionsaktivität positive Korrelationen des Niederschlags erwarten ließen.

Abbildung 9.70 zeigt zur näheren Beleuchtung dieses Problems die korrelierten Divergenz-anomalien im 200 hPa-Niveau sowie die Vertikalgeschwindigkeitskorrelationen im 500 hPa-Niveau. Hierbei ergibt sich kein deutliches Signal in der Vertikalgeschwindigkeit des 500 hPa-Niveaus. Im darüber gelegenen 300 hPa-Niveau (nicht gezeigt) ergeben sich - entsprechend der aus der Strömungskonfiguration abgeleiteten Erwartung - negative Signale, welche eine Unterstützung von Konvektionsaktivität signalisieren und somit im Widerspruch zu den negativen Korrelationen mit dem Niederschlag stehen. Mit der negativen Vertikalgeschwindigkeit in Einklang stehen auch die - relativ schwachen - Divergenztendenzen über dem zentralen Afrika. Somit kann insgesamt - wenn überhaupt bei den relativ schwachen Signalen - nur ein widersprüchlicher Zusammenhang in der Anomaliekonfiguration festgestellt werden.

Die direkte Korrelation zwischen Region 6 und dem vor den Britischen Inseln gelegenen Geopotentialzentrum, welches durch Modus 10 beschrieben wird, beträgt im Saisonabschnitt Dezember-April $r=-0.69$. Dies bedeutet, dass Modus 10 die beobachtbare Kopplungskonfiguration recht genau widerspiegelt, d.h. mit dem methodenbedingten Abstraktionsgrad auch hier keine Artefakte eingeführt wurden. Die erfasste Fernkopplung selbst ist jedoch als fragwürdig einzustufen, da - auch unter Hinzunahme der SST-Anomalien (nicht gezeigt) - keinerlei logische Signaltransportmechanismen festgestellt werden können. Unter Berücksichtigung der Qualität der Niederschlagsdaten im zentralen Afrika, insbesondere in der Demokratischen Republik Kongo (ehem. Zaire), deren Staatsgebiet mit den Regionen 5, 6 und 8 erfasst wird, ist hier von einer aus der Datenrekonstruktion resultierenden Zufallskorrelation auszugehen.

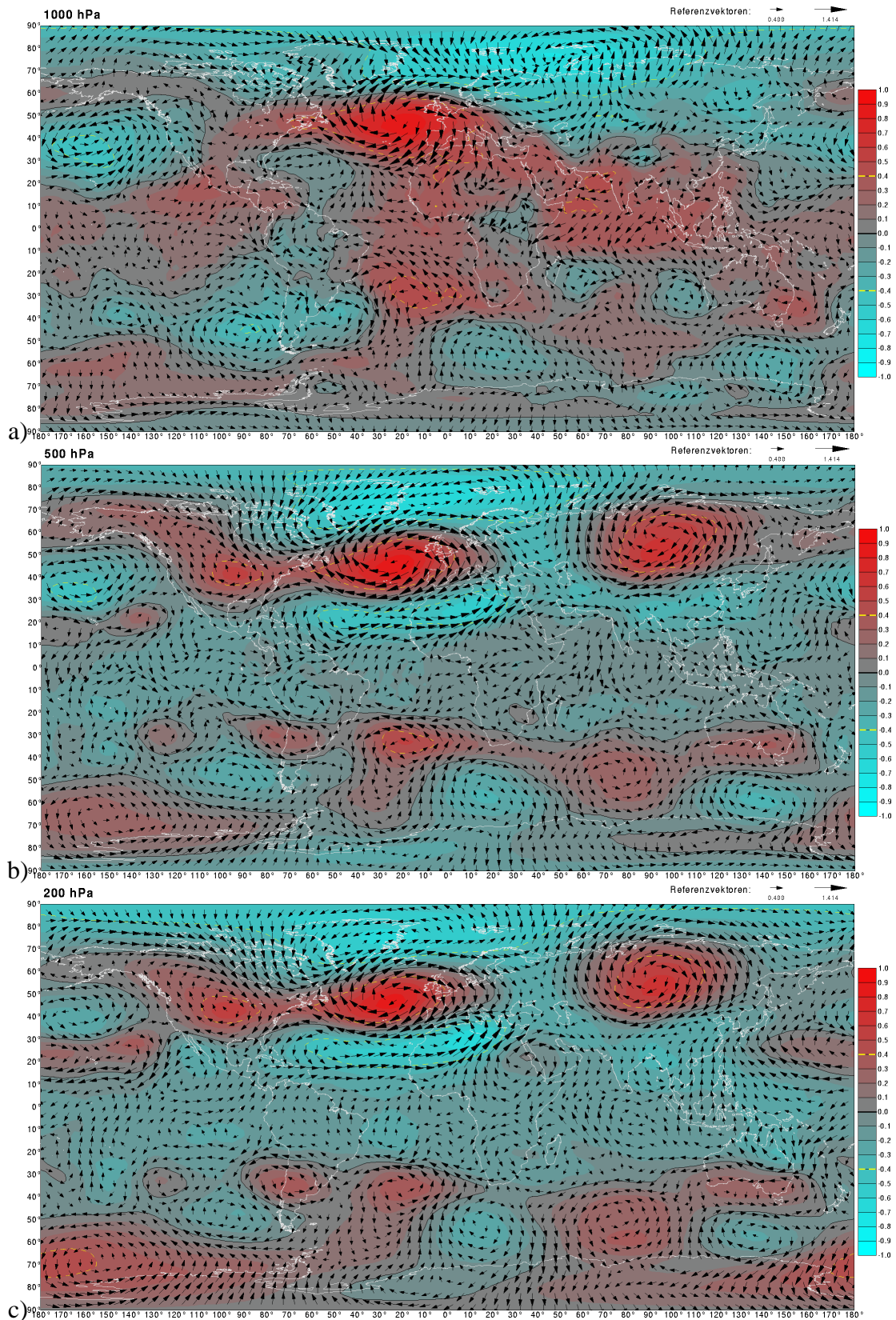


Abbildung 9.69: Ladungen für Modus 9 im Saisonabschnitt Dezember-April im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt): a) im 1000 b) im 500 und c) im 200 hPa-Niveau.

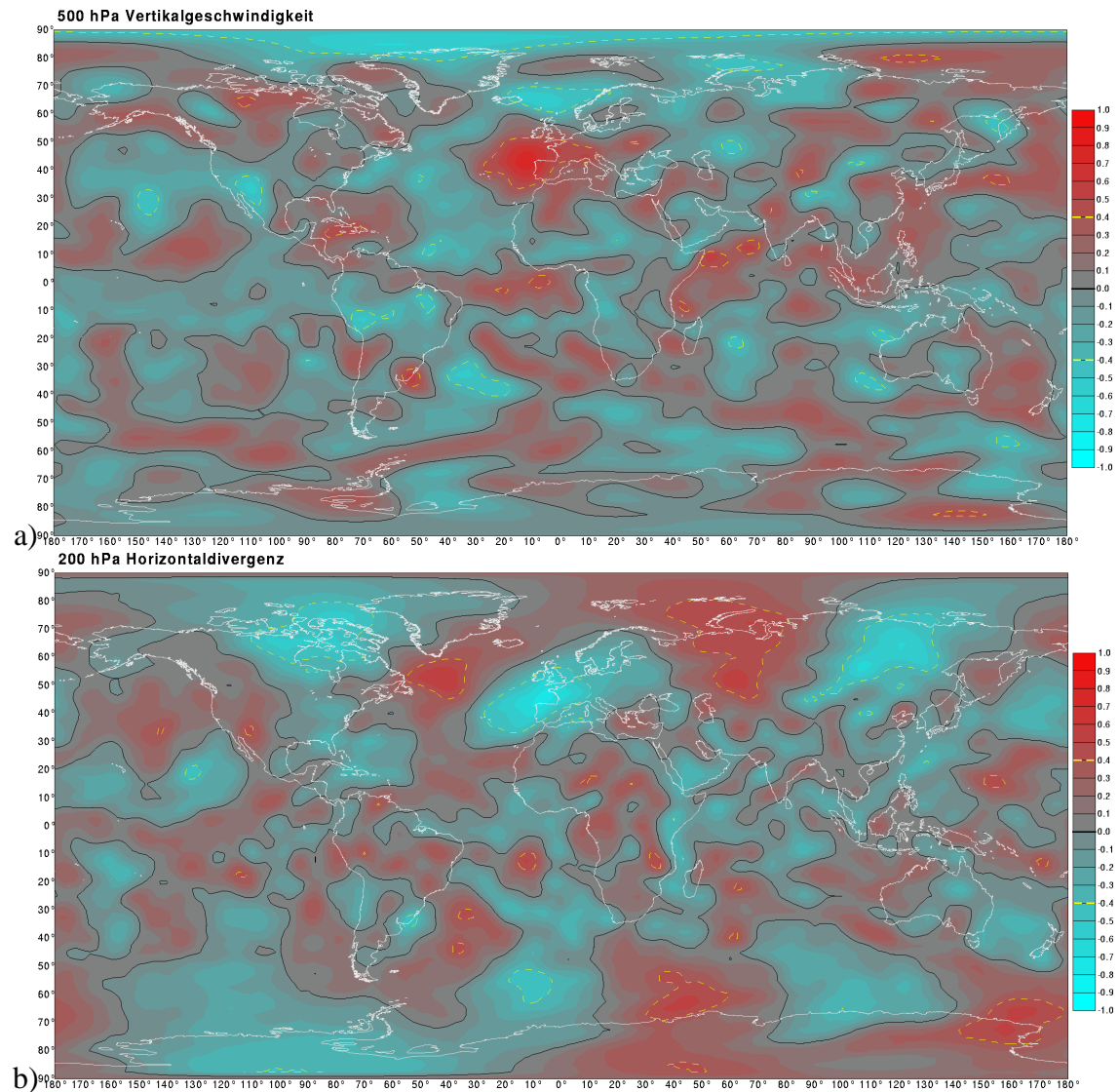


Abbildung 9.70: Ladungen für Modus 10 im Saisonabschnitt Dezember-April a) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus, b) im Horizontaldivergenzfeld des 200 hPa-Niveaus.

9.11 Modus 11: Western Atlantic Pattern

Im Ladungsmuster für Modus 11 sind primär zwei nordatlantische Variabilitätszentren erfasst, welche in etwa zwischen dem Tripol des Modus 10 lokalisiert sind und eine weite longitudinale Ausdehnung aufweisen (Abb. 9.71). So erstreckt sich das südliche Negativzentrum von der Ostküste Nordamerikas bis nahe an die Westküste Nordafrikas, während das nördlich gelegene Positivzentrum von Nordkanada bis zur Nordsee reicht. Ein drittes Zentrum negativer Ladungen mit geringer Horizontalausdehnung, jedoch ebenfalls durchgängiger Vertikalerstreckung bildet

sich über Osteuropa aus. Hiermit wird das Western Atlantic Pattern erfasst, wie es mittels bivariater Methode in Kapitel 7.2.3 beschrieben wurde (vgl. Abb. 7.20, S. 139) und als vierte Hauptkomponente der SFPCA in Kapitel 8.1 auftritt (vgl. Abb. 8.1, S. 174).

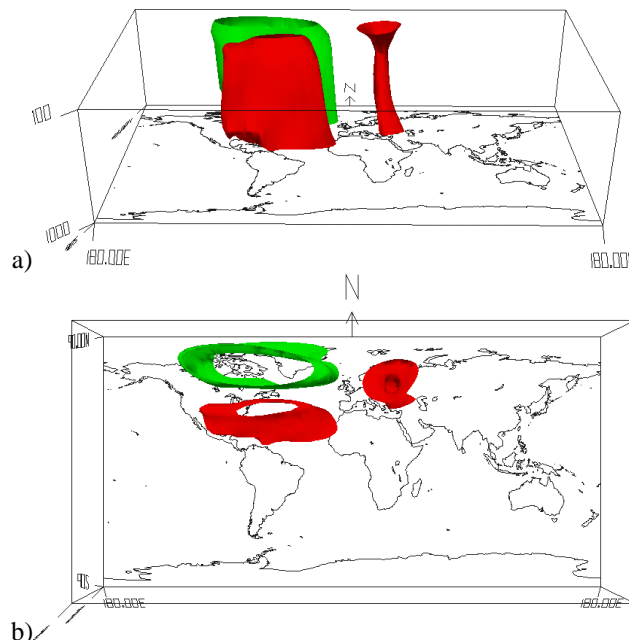


Abbildung 9.71: Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 11 im Geopotentialfeld zwischen 1000 und 100 hPa-Niveau, a) Schrägansicht aus südlicher Perspektive, b) Ansicht aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.

9.11.1 Korrelationen im Niederschlagsfeld

Die Korrelationen mit dem Niederschlagsfeld fallen für Modus 11 insbesondere hinsichtlich der saisonalen Schwerpunkte in den verschiedenen Niederschlagsregionen sehr unübersichtlich aus (Abb. 9.72). Im Südwesten kann - bei hoher intrasaisonalen Variabilität - eine Tendenz zu Positivkopplungen in den kürzeren frühlommerlichen Saisonabschnittsvarianten festgestellt werden. Der maximale Betrag wird in Region 1 (Zentral-RSA/Südkalahari) im Dezember mit $r=+0.53$ erreicht. Im Nordosten wird ebenfalls im Frühlommer, jedoch einen Monat später, eine negative Korrelation mit Maximalbetrag von $r=-0.51$ für Region 16 (Nordsambia) aufgezeigt. Ebenfalls im Januar treten räumlich und saisonal singuläre Negativkorrelationen in Äquatorialafrika in Region 19 (Gabun) und Region 5 und 6 (Republik Kongo) auf. Räumlich isoliert stellen sich schließlich die Korrelationen in Region 2 (Namibia) im Saisonabschnitt Januar-März dar.

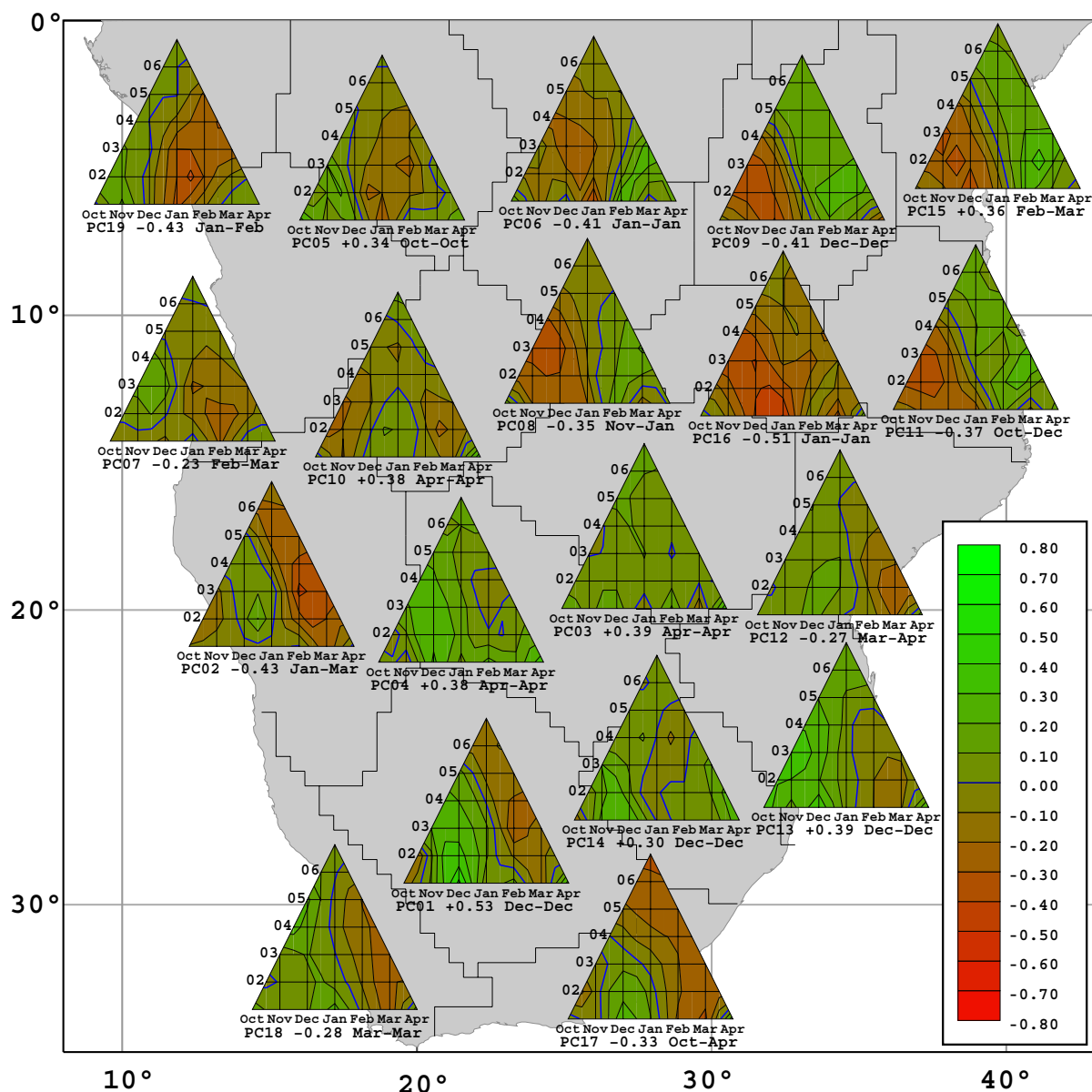


Abbildung 9.72: Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 11 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:

Saisonalitätsdiagramme (Erläuterung siehe Kap. 6.1, S. 82) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 11 und dem Feld der Niederschlagsindizes im südhemisphärischen Afrika.

9.11.2 Dezember: Korrelation des Niederschlags im Süden und in Ostafrika

Abbildung 9.73 zeigt die Ladungen für Modus 11 im Geopotential- und Windfeld im Dezember. Neben den Zentren im Nordatlantik und Europa tritt hier in der höheren Troposphäre ein kräfti-

ges Anomaliesignal über dem östlichen Südatlantik in Form eines Nord-Süd gerichteten Dipols auf. Das südliche Positivzentrum dieses Dipols vor Afrika ist dabei in ein südhemisphärisches Wellenmuster der Wellenzahl 4 eingebunden. In den inneren Tropen werden negative Druckabweichungen über Afrika und dem Indischen Ozean sowie über dem Pazifik aufgezeigt. Die Anomaliesignale in Oberflächennähe zeichnen für die Außertropen im Wesentlichen die Situation der höheren Troposphäre nach. Im tropischen Bereich sind hingegen schwache Signale des ENSO-Systems - hier für La-Niña-typische Phasen - eingebunden, die mit den hochtroposphärischen Negativanomalien des tropischen Geopotentialfeldes in Einklang stehen.

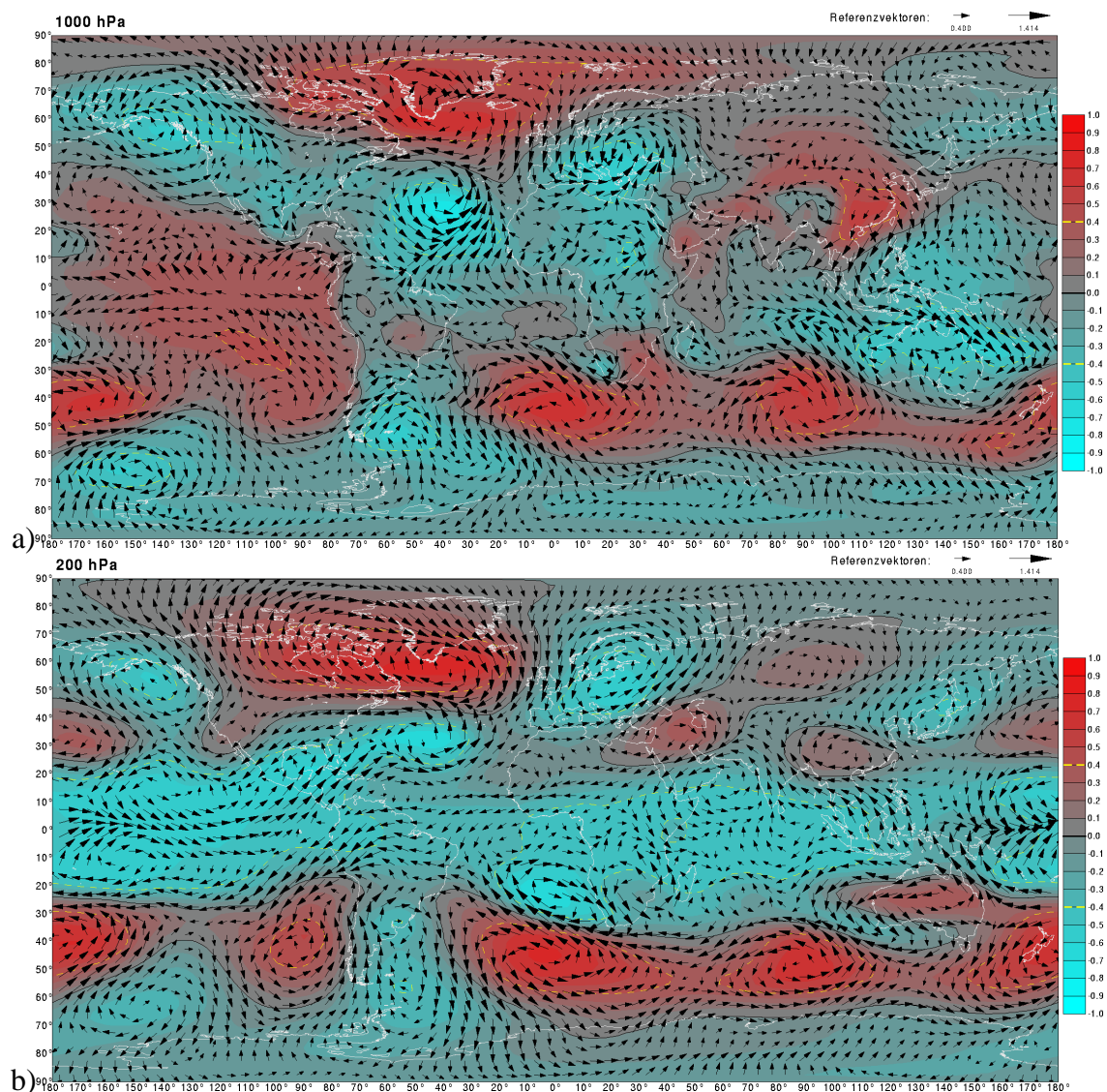


Abbildung 9.73: Ladungen für Modus 11 im Dezember im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) im 200 hPa-Niveau.

Ein plausibler Primärkopplungsmechanismus der Druckkonstellation über dem Südatlantik mit dem Niederschlag der Region 1 kann in Abbildung 9.74 mit der Ausprägung von Höhendivergenz und aufsteigenden Vertikalbewegungen über dem Subkontinent ersehen werden. So führt die mit dem Anomaliedipol im Südostatlantik repräsentierte Abschwächung des Höhendruckgradienten über dem südöstlichen Atlantik in Positivphasen des Modus 11 zu einer Abschwächung der Westwindströmung und nachfolgend geringerer äquatorwärtiger Auslenkungstendenz der Strömung über dem Subkontinent. In Negativphasen des Modus 11 dagegen führt die Verstärkung des Gradienten über dem östlichen Südatlantik zu verstärkter Westströmung und stromabwärts folgender anomal starker Auslenkung der Strömung in Richtung Norden mit der Konsequenz verstärkter Konvergenz über dem südlichen Afrika. Die Rolle außertropischer Höhenträge für diese Südhemisphärenanomalien beschränkt sich auf die Einbindung der Primärkopplungsanomalien im Bereich Südafrikas in das beschriebene Vierwellenmuster, während die Etablierung des Anomaliedipols im Südostatlantik selbst - mit der zonalen Ausrichtung der Dipolachse - verstärkt auf eine Nord-Süd-Verlagerung des Bereichs des stärksten Zonalgradienten hinweist (vgl. Abb. 2.3, S. 14), weniger auf die direkte Einwirkung von Höhentrogen bzw. -Rücken in diesem Bereich.

Die Gradientvariabilität im Bereich des Südostatlantiks steht durch die südhemisphärische Wellenkonfiguration mit den drei weiteren südhemisphärischen Positivzentren der Geopotentialvariabilität in Zusammenhang. Auch sind Zusammenhänge mit den - hier relativ schwachen - troposphärischen ENSO-Signalen im Pazifik darstellbar (vgl. Modus 1). Der weitere globale Zusammenhang zwischen Nord- und Südatlantik erscheint zirkulationsdynamisch jedoch sehr fragwürdig. Tatsächlich bestehen zwar bei direkter bivariater Korrelation Koeffizienten von $r=+0.56$ zwischen Niederschlagsregion 1 und dem nordatlantischen 200 hPa-Zentrum bei $35^{\circ}\text{W}/60^{\circ}\text{N}$ sowie von $r=+0.57$ zwischen letztgenanntem Nordatlantikzentrum und dem Südatlantikzentrum bei $15^{\circ}\text{E}/40^{\circ}\text{S}$. Diese Korrelation ist jedoch ausschließlich im Einzelmonat Dezember signifikant und fällt in den zeitlich benachbarten Monaten auf $r=-0.01$ im Januar und $r=+0.10$ im November zurück. Somit sind physikalische Zusammenhänge höchst unwahrscheinlich, da solch ein rapider Wechsel in der Zusammenhangsstärke kaum über graduelle jahreszeitliche Veränderungen erklärt werden kann. Die Anbindung der nordatlantischen Zentren des Western Atlantic Patterns - welche mit dieser Hauptkomponente primär beschrieben werden - über die ENSO-Variabilität mit dem 200 hPa-Dipol südwestlich Südafrikas erscheint somit hinsichtlich zugrunde liegender zirkulationsdynamischer Mechanismen - zumindest mit der hier dargestellten Signalstärke - physikalisch nicht begründbar.

Die negativen Korrelationen des Niederschlags in Ostafrika fallen für Dezember nicht besonders

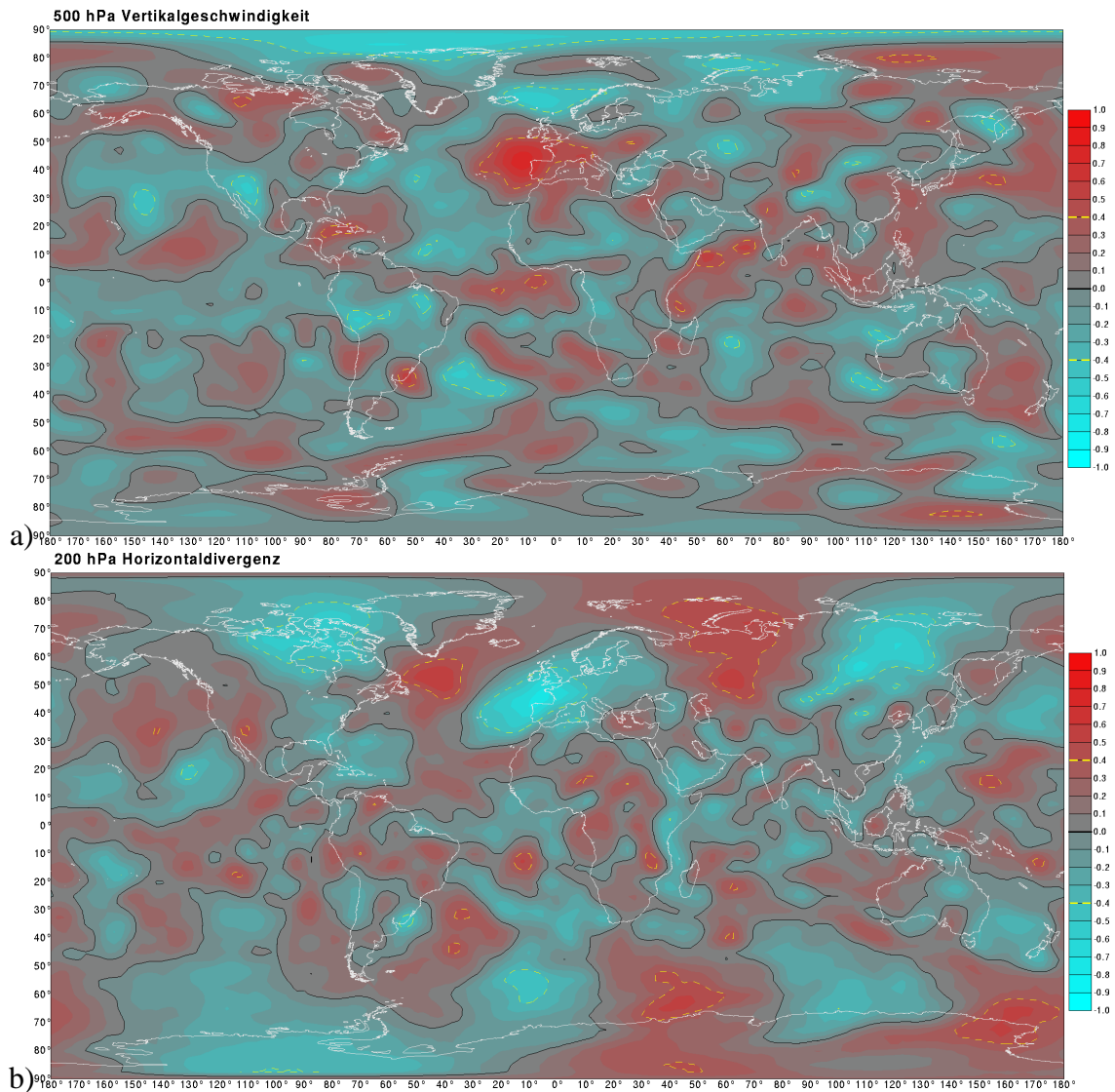


Abbildung 9.74: Ladungen für Modus 11 im Dezember: a) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus, b) im Horizontaldivergenzfeld des 200 hPa-Niveaus.

stark aus (Maximalbetrag von $r=-0.41$ in Region 9 (Nordtansania), vgl. Abb. 9.72), dennoch lässt sich eine mögliche zirkulationsdynamische Anbindung an die nordhemisphärischen Anomaliesignale im Atlantik erkennen. Diese besteht in einer (nach Modus 6, 7 und 9) vierten Variante der Erzeugung von Höhendivergenz-anomalien über Ostafrika durch Höhenströmungsanomalien über Nordostafrika und dem Nahen Osten. Hierbei wird im Wesentlichen ein Zirkulationsmuster wie bei Modus 9 beschrieben, das hier aber in invertierter Form und nach Osten versetzt auftritt. Wie die Niederschlagskorrelationen selbst sind diese Anomalien nicht besonders stark ausgeprägt und treten stärker in Form von Windanomalien als in Form von Geopotentialanomalien-

en in Erscheinung. So zeigen sich zyklonale Strömungsanomalien über Osteuropa, die ihrerseits mit dem Western Atlantic Pattern in Zusammenhang stehen, Antizyklonalanomalien südöstlich hiervon über Mesopotamien, und nochmals südöstlich hiervon wiederum Zyklonalanomalien über dem Arabischen Meer, deren Nordströmungskomponenten auf der Westflanke als Abschwächung des Höhenströmungssastes der nordostafrikanischen Hadleyzirkulation fungieren.

9.11.3 Januar: Korrelation des Niederschlags in Nordsambia und Äquatorialafrika

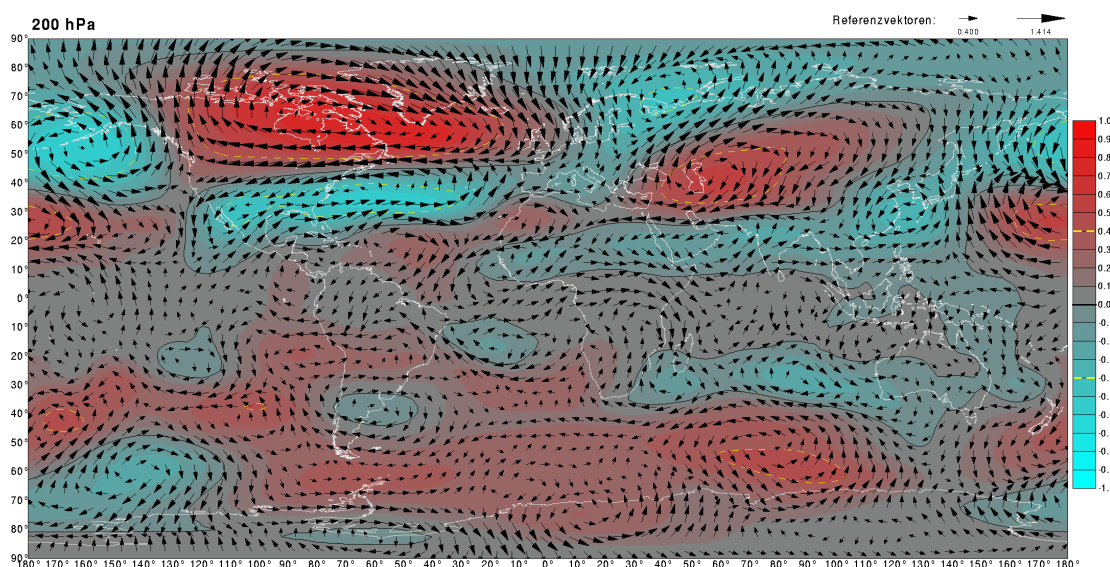


Abbildung 9.75: Ladungen für Modus 11 im Januar im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) im 200 hPa-Niveau.

Im Monat Januar sind die Korrelationen zwischen Modus 11 und den Geopotentialanomalien der Südhemisphäre aus dem Monat Dezember - insbesondere im Bereich des Südostatlantiks - nahezu vollständig verschwunden (Abb. 9.75). Dieser abrupte Wechsel zwischen zwei zeitlich benachbarten Monaten spricht deutlich dafür, dass die Anbindung der Primärkopplung des Dezembers an das nordhemisphärische Western Atlantic Pattern zufälliger Natur war. Im Gegensatz zu den folglich insignifikanten Korrelationen des Niederschlags im Süden Afrikas sind im Januar jedoch weiterhin hohe Korrelationen zum Niederschlag in Ost- und Äquatorialafrika zu beobachten.

Ebenso wie im Dezember zeigen die Korrelationen der 200 hPa-Strömungsanomalien in Abbildung 9.75 eine Verstärkung der Nordkomponente über Ostafrika, die der Ausbildung einer

niederschlagsbegünstigenden Hadleyzirkulation entgegenwirkt, wie Abbildung 9.76 zeigt.

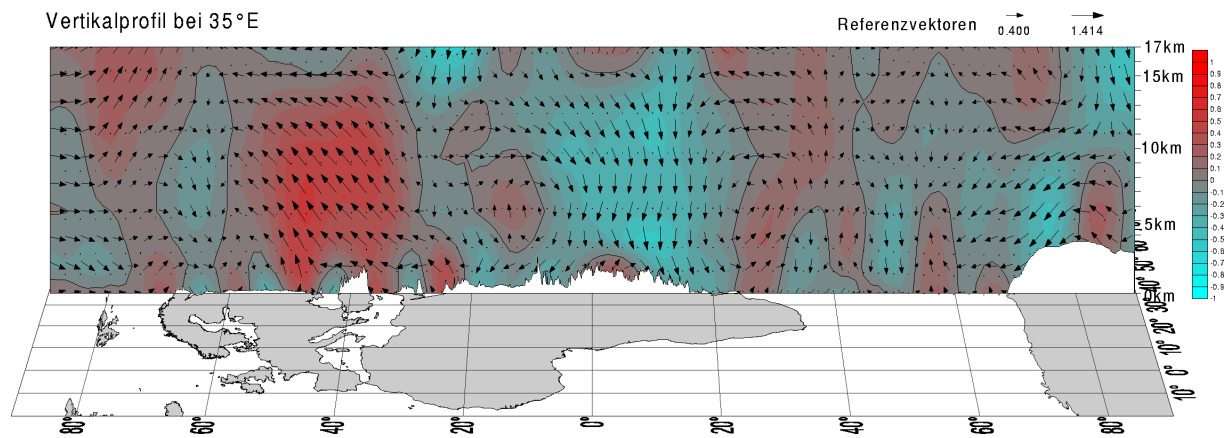


Abbildung 9.76: Ladungen für Modus 11 im Januar im Vertikalprofil bei 35°E: Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren).

Die Anbindung dieser Anomaliesignale der Höhenströmung an die nördlichen Geopotentialanomalien über dem Nahen Osten ist im Januar durch die weite Longitudinalerstreckung der zyklonalen Strömungsanomalie über der südlichen Arabischen Halbinsel weniger deutlich ausgeprägt als im Dezember.

Während im Dezember noch Nordwindkomponenten im Anomaliesignal über Nordostafrika als westlicher Teil der Zyklonalanomalie über dem Arabischen Meer auftraten, sind sie nun im Süden der weit erstreckten Zyklonalanomalie über Nordafrika in dominierende Westwindanomalien integriert (Abb. 9.75). Obwohl die Erstreckung dieser Westwindanomaliesignale über das gesamte äquatoriale Afrika hinweg einen gemeinsamen Mechanismus der im Januar auftretenden Negativkorrelationen der äquaturnahen Niederschlagsregionen 19, 5 und 6 nahelegt, lassen sich keine weiteren Anhaltspunkte für einen zugrunde liegenden Kopplungsmechanismus in der hochtroposphärischen Zirkulationsdynamik finden, zumal alle drei Regionen keine Primärkopplung mit Zonalwindkomponenten in der höheren Troposphäre im Bereich des Äquators aufweisen. In den unteren Troposphäreniveaus zeigen die drei Regionen jedoch Positivkorrelationen zu den Zonalwindkomponenten im jeweils westlich der Regionen gelegenen Gebiet bis über den Atlantik, womit der Feuchtetransport durch westliche Winde vom Atlantik auf den Kontinent beschrieben wird. Die Anomaliesignale für Modus 11 zeigen in diesem Bereich eine Tendenz zu Ostwindanomalien an (Abb. 9.77), womit sich die Negativkorrelationen erklären lassen; die Anomaliesignale sind in diesem Bereich jedoch so schwach, dass ein zirkulationsdynamischer Zusammenhang mit dem Western Atlantic Pattern nicht erkennbar wird bzw. als spekulativ zu

bezeichnen ist. Ein Antrieb der Ostwindensignale durch die Absinkbewegungen über Ostafrika erscheint zumindest zweifelhaft.

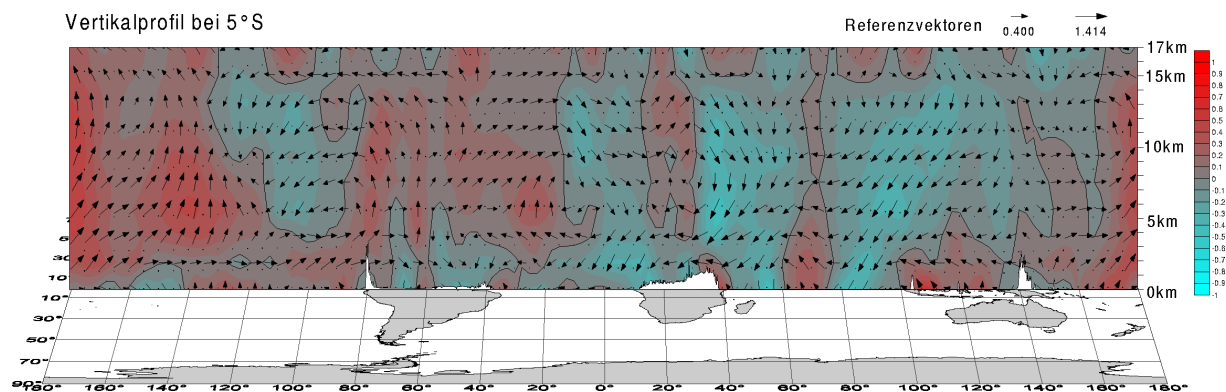


Abbildung 9.77: Ladungen für Modus 11 im Januar im Vertikalprofil bei 5°S: Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Zonalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren).

Ähnlich verhält es sich mit den Negativkorrelationen für Region 2 (Namibia) im Spätsommer (Maximum von $r=-0.43$ im Saisonabschnitt Januar-März). Hier werden zwar über der Region Konfluenzerscheinungen angezeigt, die Absinktendenzen unterstützen (ohne Abbildung), eine weitere Integration in einen zirkulationsdynamisch begründbaren Zusammenhang mit dem Western Atlantic Pattern ist jedoch aufgrund zu schwacher Anomaliesignale, die als strömungsdynamische Verbindung wirken könnten, nicht nachvollziehbar.

9.12 Diskussion und Zusammenfassung

Die extrahierten Hauptkopplungsmodi ermöglichen durch die Erfassung der maßgeblichen gemeinsamen Varianz zwischen dominanten Telekonnektionszentren des Niederschlags eine zielgerichtete Analyse der Mechanismen, welche zwei oder mehrere Zentren des GPH-Feldes miteinander verbinden. Im Gegensatz zur herkömmlichen PCA des Geopotentialfeldes (SFPCA, Kapitel 8.1) liegt der Schwerpunkt bei der Extraktion auf der Erklärung niederschlagsrelevanter Variabilitätsinformation im GPH-Feld. Im Unterschied zu den Methoden der Kanonischen Korrelationsanalyse (CCA, Kapitel 8.2) und Singular Value Decomposition (SVD, Kapitel 8.3) werden bivariat ermittelte Beziehungen zwischen Niederschlag und Zirkulation sowie innerhalb des GPH-Feldes adäquat wiedergegeben, während CCA und SVD durch die Fülle an Variabilitätsinformation im globalen Zirkulationsfeld zur Extraktion von Mustern neigen, die schon in

den ersten wenigen Modi die verschiedenen Kopplungen zwischen Niederschlags- und GPH-Feld mittels arithmetischer Konstruktion zusammenfassen, ohne eine Trennung verschiedener Kopplungssysteme vorzunehmen.

Die Korrelation der Zeitkoeffizienten der 11 Hauptkopplungsmodi mit weiteren Parametern des Zirkulationsfeldes und mit SST-Anomalien (expandierte Ladungen) ermöglicht die Überprüfung zirkulationsdynamischer Kopplungsmechanismen der erfassten Primärkopplungen und Telekonnektionen des Niederschlags sowie der Telekonnektionen zwischen Zentren im Zirkulationsfeld. Für drei der 11 Modi - Modus 3 (Antarktische Oszillation), Modus 5 (Ostpazifik) und Modus 10 (nordatlantischer Tripol) - werden keine deutlichen Anomaliesignale sichtbar, die einen kausalen Zusammenhang als Grundlage der Kopplungen aufdecken. Diese drei Modi geben jedoch, ebenso wie die restlichen 8 Modi, die auf Basis bivariater Korrelationsanalyse ermittelten Fernkorrelationen der betroffenen Niederschlagsregionen adäquat wieder und sind nicht als methodenbedingte Artefakte aufzufassen. Mit ihnen wird somit entweder zufällige Kovarianz zwischen Niederschlag und Zirkulation erfasst oder es handelt sich um Kopplungsmechanismen, deren Signale außerhalb des Untersuchungsspektrums liegen, d.h. die auf mehrjährigen Zeitskalen agieren oder in dem Einfluss anderer, hier nicht bearbeiteter Parameter begründet sind. Für die übrigen acht Modi ergeben sich aus der zirkulationsdynamischen Analyse plausible Kausalzusammenhänge der wichtigen Telekonnektionen und Primärkopplungen - bis auf einige wenige Kopplungen in verschiedenen Saisonabschnittsvarianten, deren Existenz jedoch durch bivariate Korrelationsanalyse bestätigt wird.

Tabelle 9.2 gibt in vereinfachter Weise die wesentlichen Merkmale der 11 Hauptkopplungsmodi wieder:

Die höchste Bedeutung unter den globalskaligen Telekonnektionen des Niederschlags im südhemisphärischen Afrika weist das ENSO-System (Modus 1) auf. Im Frühsommer bestehen hohe Positivkorrelationen für Modus 1 im ostafrikanischen Raum durch eine stark reduzierte Walkerzirkulation über dem Indischen Ozean (Impuls zur Niederschlagserhöhung in Pazifik-Warmphasen). Im Spätsommer bestehen starke Negativkorrelationen im Süden des Subkontinents, die sich aus dem Zusammenwirken verstärkter Höhenwestströmung über dem Kontinent mit der durch eine Amplitudenverstärkung der stehenden Welle im Südatlantik verstärkten Südströmung über der Kapregion mit resultierender Höhenkonvergenz erklären (Impuls zur Niederschlagsreduktion in Pazifik-Warmphasen).

Spätsommerliche Auswirkungen der Höhentrogkonfiguration der südhemisphärischen Westwinddrift auf den Niederschlag im Südteil des Subkontinents werden durch Modus 2 (südhemisphäri-

Modus	Niederschlagsregionen und Saisonabschnitte	Indizierter Kopplungsmechanismus
1.) ENSO	zentraler Süden im Hoch- und Spätsommer Ostafrika im Frühsommer	Walkerzelle Atlantik / Südatlantikwelle Walkerzelle Indik
2.) Südhemisph. Subtropenmuster	zentraler Süden im Spätsommer Ostafrika im Frühsommer	Höhentrogkonfiguration Südafrika Walkerzelle Indik
3.) Antarktische Oszillation	Äquatorialafrika im Hochsommer	-
4.) Westindikzentrum	zentraler Süden im Spätsommer Osten im Frühsommer	tropische Zyklonen wie oben + Einfluss außertrop. Tröge
5.) Ostpazifik	zentr. Süden & Ostafrika im Früh- & Hochsommer	-
6.) Northern Asian Pattern	Ostafrika im Früh- bis Hochsommer	Hadleyzirkulation Nordostafrika
7.) Indik-Subtropenmuster	Ostafrika im Frühsommer	Hadleyzirkulation Nordostafrika
8.) Südhemisph. Vierwellenmuster	Südwesten im Spätsommer	Höhentrogkonfiguration Südafrika
9.) Arktische Oszillation	Ostafrika im Früh- bis Hochsommer	Hadleyzirkulation Nordostafrika
10.) Nordatlantik-Tripol	Äquatorialafrika im Hoch- und Spätsommer	-
11.) Western Atlantic Pattern	Ostafrika und Süden im Hochsommer	Hadleyzirkulation Nordostafrika

Tabelle 9.2: Wesentliche Merkmale der 11 Hauptkopplungsmodi (stark vereinfacht).

ches Subtropenmuster) und Modus 8 (südhemisphärisches Vierwellenmuster) repräsentiert. Für Modus 2, der eine Telekonnection zwischen Südostafrika und einem Zentrum westlich Australiens umfasst, kann ein möglicher Mechanismus einer weiteren, frühsommerlichen Telekonnection des Niederschlags in Ostafrika über den Zusammenhang des australischen Zentrums mit der Walkerzelle des Indischen Ozeans erklärt werden. In seiner hochsommerlichen Ausprägung treten weiterhin Zusammenhänge zwischen Modus 2 mit dem Niederschlag im westlichen Äquatorialafrika auf, die zwar durch bivariate Korrelationsanalysen bestätigt werden, für die jedoch kein Hinweis auf zirkulationsdynamische Kopplungsmechanismen vorliegt.

Modus 4 spiegelt die spätsommerlichen Auswirkungen der Frequenz und Intensität tropischer Zyklonen im südwestlichen Indischen Ozean auf den Niederschlag im zentralen Südteil des Subkontinents wider. Auf den hier untersuchten intrasaisonalen Zeitskalen sind nicht die direkten, niederschlagserhöhenden Einflüsse der Zyklonenaktivität (NASSOR & JURY, 1997) ausschlaggebend, sondern vielmehr die längerfristigen Umstellungen im Zirkulationsfeld des südlichen Afrikas, die einen Impuls zur Niederschlagsreduktion bewirken. Ein Erklärungsansatz frühsommerlicher Negativkorrelationen des Niederschlags in Ostafrika besteht in verstärktem Zusammenwirken der Variabilität im Südwestindik mit weitreichenden außertropischen Einflüssen.

Die frühsommerliche Variabilität des Niederschlags in Ostafrika wird telekonnektiv, neben den ENSO-Signalen (Modus 1), maßgeblich durch Anomalieimpulse der Hadleyzirkulation des nordöstlichen Afrikas beeinflusst. Über diesen primären Wirkungsmechanismus sind vier verschie-

dene Telekonnektionsmuster mit dem Niederschlag verknüpft, die durch Modus 6, 7, 9 und 11 repräsentiert werden. Während der Wirkungsbereich des Modus 7 (Indik-Subtropenmuster) auf tropische und subtropische Breiten beschränkt bleibt, verkörpern Modus 6 (Northern Asian Pattern), Modus 9 (Arctic Oscillation) und Modus 11 (Western Atlantic Pattern) jeweils verschiedene Formen der Kopplung nordhemisphärischer außertropischer Telekonnektionsmuster mit der nordostafrikanischen Hadleyzirkulation durch Zusammenhänge in der Höhenströmung Südwestasiens.

Mit der Einbeziehung der SST-Korrelationen wurde der Frage nachgegangen, inwieweit Randbedingungen der ozeanischen Temperaturverteilung für die troposphärischen Telekonnektionsmuster maßgeblich relevant sind. Bis auf Modus 1 liegen jedoch lediglich Hinweise für umgekehrte Kausalzusammenhänge vor. Ein Problem stellt hierbei die Dominanz des ENSO-Signals dar: Insbesondere in den Ladungskarten des SST-Feldes treten ENSO-typische Muster wiederholt auf, was angesichts der orthogonalen Zeitkoeffizienten der Hauptkopplungsmodi verwunderlich erscheint.⁷ Offensichtlich werden verschiedene Varianzanteile der ozeanischen Komponente des ENSO-Systems partiell bei mehreren Hauptkopplungsmodi erfasst. Während Modus 1 mit extrem hohen Koeffizientenbeträgen die troposphärische ENSO-Variabilität umfassend beschreibt, gelingt es nicht, die ozeanische Komponente der ENSO-Variabilität mit einem einzigen Modus vollständig zu erfassen. Andererseits liegt jedoch nach Erfassung des Haupttyps der ENSO-Variabilität nicht genügend Restvarianz im SST-Feld vor, um einen zweiten für die niederschlagsrelevante Variabilität der Troposphäre bedeutsamen ENSO-Modus zu extrahieren. Die Ursache für das wiederholte Auftreten von ENSO-Mustern im SST-Feld bei verschiedenen Hauptkopplungsmodi ist vor allem in der zielgerichteten Methodenkonzepktion begründet, die die troposphärischen Variabilitätssignale fokussiert.⁸ Neben dem ENSO-Muster zeigen sich jedoch auch keine weiteren Anomaliesignale im SST-Feld, die eine Dominanz der SST-Variabilität für niederschlagsrelevante Telekonnektionen im GPH-Feld im Sinne einer Signalquelle nahelegen. Dies kennzeichnet - mit Ausnahme des ENSO-Systems - die atmosphäreninterne Variabilität in den durch die Hauptkopplungsmodi vertretenen Erscheinungsformen als hauptsächliche Ursache der Telekonnektionen des Niederschlags im südhemisphärischen Afrika auf globaler Skala.

⁷Partielle Überschneidungen der Regionen mit hohen Ladungen sind zwar durchaus zu erwarten und auch bei verschiedenen Hauptkopplungsmodi realisiert (z.B. zwischen den GPH-Ladungsmustern für Modus 1 und 5 im Ostpazifik), nicht jedoch weitreichende Übereinstimmungen im Ladungsmuster zweier Hauptkomponenten.

⁸Eine auf die Analyse der SST-Telekonnektionen ausgerichtete Methodenvariante müsste demnach neben troposphärischen auch ozeanische Prädiktoren mit aufnehmen. Hierbei bestünde jedoch verstärkt die Gefahr, dass die resultierenden Hauptkopplungsmodi in erhöhtem Maße zur Erklärung von Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre extrahiert werden und Variabilitätssignale der troposphärischen Zirkulation, die als Signaltransportmechanismus zwischen SST-Variabilität und Niederschlag fungieren, unzureichend repräsentiert werden.

Kapitel 10

Bedeutung der Telekonnektionen für die Niederschlagsregionen des südhemisphärischen Afrikas

Vor dem Hintergrund der gewonnenen Erkenntnisse über die grundlegenden Zirkulationsmodi der Telekonnektionen des sommerlichen Niederschlags im südhemisphärischen Afrika erfolgt abschließend ein Perspektivenwechsel, bei dem nun nicht mehr der Einfluss einzelner Telekonnektionsmuster des globalen Zirkulationsfeldes auf das Gesamtfeld der regionalen Niederschlagsindizes im südhemisphärischen Afrika im Vordergrund steht, sondern der Fokus auf Telekonnektionsmuster einzelner Niederschlagsregionen gerichtet wird, die sich aus der Überlagerung der verschiedenen Zusammenhänge mit den Hauptkopplungsmodi ergeben. Hierzu werden exemplarisch die Ergebnisse für Regionen und Saisonabschnitte vorgestellt, die bei hoher intrasaisonaler und räumlicher Persistenz die bedeutendsten Telekonnektionen repräsentieren. Auf einer Traverse zwischen dem Südtteil des Subkontinents bis nach Ostafrika werden anhand der Niederschlagsregionen 1 (Südafrika/Südkalahari), 3 (Zimbabwe/Südsambia) und 9 (Tansania) die Einflüsse der wichtigsten Hauptkopplungsmodi beispielhaft dargelegt.

10.1 Südafrika

Region 1 im Südtteil des Subkontinents weist nicht nur die stärksten Korrelationskoeffizienten zwischen Niederschlagsregionen im südhemisphärischen Afrika und dem GPH-Feld ($r=-0.81$ im

Saisonabschnitt Dezember-März) sowie im SST-Feld ($r=-0.75$ im Saisonabschnitt November-Januar) auf, sondern ist zudem durch den jeweils höchsten Betrag des relativen Bedeutungsmaßes (summiert für alle Saisonabschnittsvarianten) gekennzeichnet (vgl. Kap. 7.1).

Bezüglich der Kopplungen mit dem GPH-Feld weist die negative Telekonnektivität dieser Region Spitzenwerte im zweimonatigen Dezember-Januar-Mittel sowie im viermonatigen Dezember-März-Mittel auf, während die stärkste positive Korrelation im dazwischenliegenden dreimonatigen Dezember-Februar-Mittel erreicht wird (vgl. Abb. 7.11, S.124). Die Saisonalitätsdiagramme der Korrelation der Hauptkopplungsmodi 1 (ENSO, Abb. 9.4, S. 224) und 8 (Vierwellenmuster, Abb. 9.58, S. 301) mit dem Niederschlag der Region 1 weisen hohe Ähnlichkeit zur positiven und negativen Telekonnektivität für Region 1 auf und bilden etwa in den genannten Saisonabschnitten ebenfalls Maxima aus. Weiterhin sind im Spätsommer bzw. Herbst stärkere Zusammenhänge mit Modus 2 (südhemisphärisches Subtropenmuster, Maximum $r=+0.43$ im Januar-Februar-Saisonabschnitt, Abb. 9.18, S. 250) sowie nochmals mit Modus 8 (südhemisphärisches Vierwellenmuster, Maximum $r=+0.48$ im Januar-April-Saisonabschnitt) festzustellen. Die Einflüsse der genannten drei Hauptkopplungsmodi auf den Niederschlag im Süden des Subkontinents zeigen relativ hohe intrasaisonale sowie räumliche Persistenz. Niederschlagsregion 1 eignet sich deshalb als Repräsentant der Niederschlagsregionen im Süden hinsichtlich der relevanten Telekonnektionen in diesem Raum.

10.1.1 Telekonnektionsmuster

Abbildung 10.1 zeigt die Isokorrelatenkarten für Region 1 im Saisonabschnitt Dezember-April. Mit Kenntnis der verschiedenen zugrunde liegenden Kopplungssysteme, die das Gesamtbild der Telekonnektionszentren für Region 1 prägen, lassen sich nun Zuordnungen zu den Hauptkopplungsmodi vornehmen:

Das Grundmuster des Hauptkopplungsmodus 1 (ENSO) zeigt sich hierbei - nun in invertierter Form - dominant für die räumliche Ausprägung des Telekonnektionsmusters, v.a. in den inneren Tropen. Deutlich sind die zwei Strömungsäste der Anomaliesignale über Südafrika zu erkennen, die durch Höhendivergenzsignale in Negativphasen des Modus 1 (La-Niña- oder SOI-High-Index-Phasen des ENSO-Systems) Konvektion über dem südlichen Afrika fördern und somit tendenziell überdurchschnittliche Niederschlagsmengen verursachen. Weiterhin sind die Telekonnektionszentren des Hauptkopplungsmodus 4 (südhemisphärisches Vierwellenmuster) mit positiv korrelierten Zentren im Südosten Australiens, über der Südostküste Südafrikas, im Südwestatlantik sowie im Südpazifik deutlich zu erkennen. Letzteres stellt eine räumliche Überschneidung

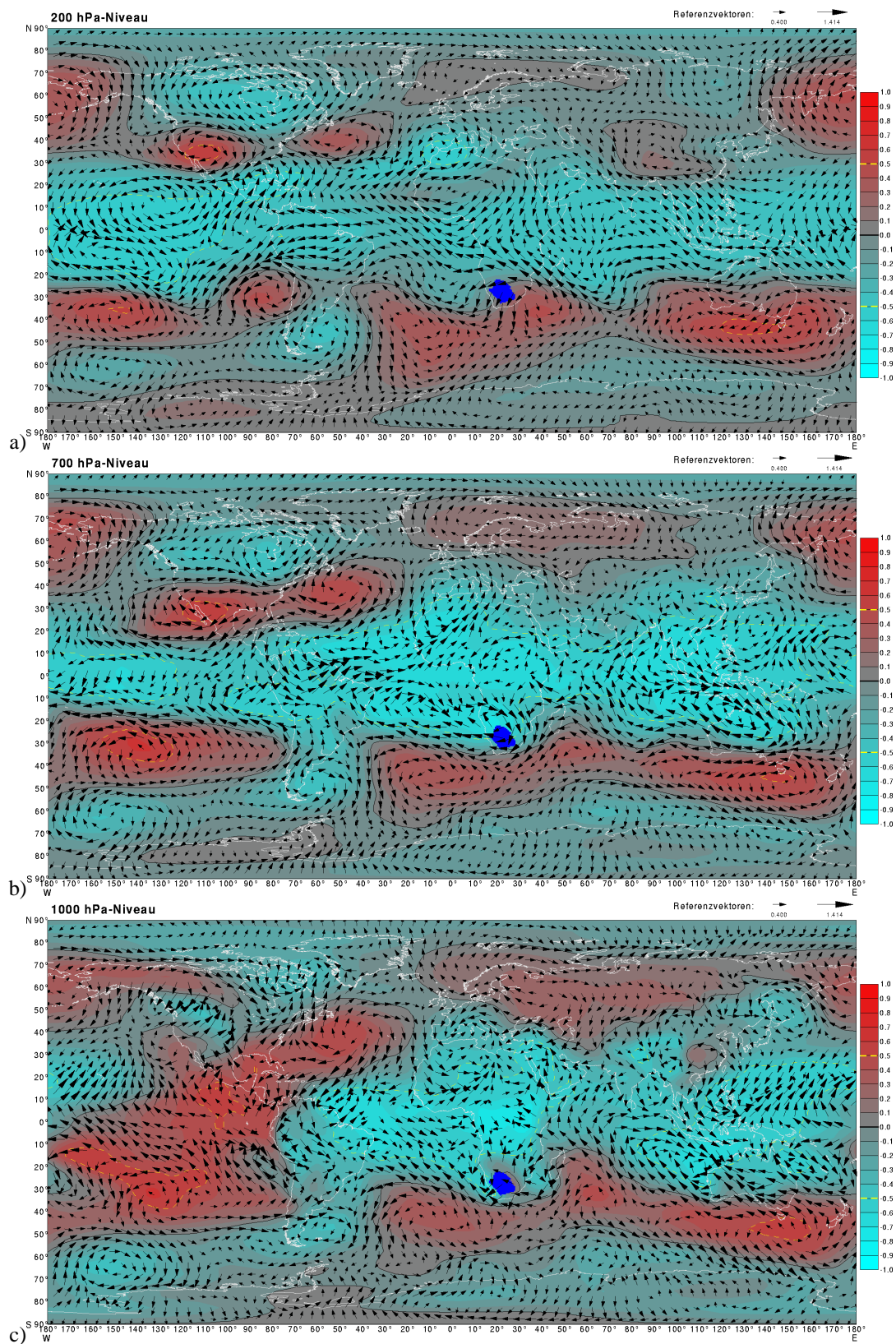


Abbildung 10.1: Bivariate Korrelationen des Niederschlagsindex der Region 1 (Zentral-RSA/Südkalahari, blau hervorgehoben) im Geopotentialfeld (Konturen) und Windfeld (Vektoren aus Korrelationskoeffizienten mit U- und V-Komponente zusammengesetzt): a) des 200, b) des 700 und c) des 1000 hPa-Niveaus für den Saisonabschnitt Dezember-April.

mit dem ENSO-Muster dar. Die Korrelation zwischen dem Niederschlag in Region 1 und Modus 2 (südhemisphärisches Subtropenmuster), durch welche die ebenfalls positiv korrelierten Zentren südwestlich Australiens und über der Südküste Südafrikas integriert werden, führen im Zusammenspiel mit Modus 8 zu einem bandförmigen Umriss des gemeinsamen Zentrums südlich Australiens und einem Korrelationsmaximum im Überschneidungsbereich zwischen beiden Telekonnektionszentren. Auch ist der - in diesem Saisonabschnitt jedoch nur schwach ausgeprägte - Einfluss von Modus 4 (Südwestindik-Zentrum / tropische Zyklonalaktivität) in Form einer Nordausdehnung des positiv korrelierten Bereichs östlich Madagaskars im 1000 hPa-Niveau zu erkennen (Überschneidungen ergeben sich mit der oberflächennahen Ausdrucksform der Zentren von Modus 2 und 8). Somit können die Hauptkopplungsmodi 1, 2 und 8 als dominante global-skalige Telekonnektionssysteme für Niederschlagsregion 1 als repräsentative Region des Südens des Subkontinents bestimmt werden.

Das Zusammenspiel der drei genannten dominierenden Hauptkopplungsmodi hat damit maßgeblichen, jedoch nicht vollständig bestimmenden Einfluss auf die Niederschlagsvariabilität im Süden Afrikas. Eine quantitative Bestimmung der Gesamtbedeutung der drei Modi für die Niederschlagsvariabilität in Region 1 kann mit Hilfe der multiplen Korrelations- bzw. Regressionsanalyse erfolgen.

10.1.2 Multiple Regressionsanalyse

Um die gemeinsame Varianzerklärung der drei dominierenden Telekonnektionssysteme (Modus 1, 2 und 8) für die Niederschlagsvariabilität in Region 1 im Süden des Untersuchungsraumes zu ermitteln, wurden die multiplen Korrelationskoeffizienten zwischen dem Niederschlagsindex und den Zeitkoeffizientenreihen der drei Hauptkopplungsmodi im Rahmen einer multiplen Regressionsanalyse berechnet. Im Saisonabschnitt Dezember-April ergibt sich hierbei ein multipler Korrelationskoeffizient von $r_m = 0.866$, womit ca. 75% der Varianz des Niederschlags in Region 1 durch die drei Modi gemeinsam erklärt werden können (der quadrierte multiple Korrelationskoeffizient beträgt $r_m^2 = 0.749$). Werden statt der drei Hauptkopplungsmodi alle 8 Hauptkopplungsmodi mit zirkulationsdynamisch plausiblen Kopplungsmechanismen als unabhängige Variablen eingesetzt, so steigt der multiple Korrelationskoeffizient lediglich auf $r_m = 0.885$ (Varianzerklärung ca. 78%, $r_m^2 = 0.784$), wodurch deutlich wird, dass kaum mehr zusätzliche Information zur Erklärung der Niederschlagsvarianz hinzu kommt.

Tabelle 10.1 zeigt die bivariaten und partiellen Korrelationskoeffizienten sowie die Regressionskoeffizienten zwischen Niederschlagsindex der Region 1 und den Scores ausgewählter Haupt-

kopplungsmodi im Saisonabschnitt Dezember-April, zum einen bei Verwendung der drei dominierenden Modi sowie zum anderen bei Verwendung der acht Hauptkopplungsmodi, für die zirkulationsdynamische Zusammenhangersursachen ermittelt werden konnten (s. Kap. 9).

Modus	r	r(part3)	b3	r(part8)	b8
1	-0.751823*	-0.787542*	-0.588215	-0.798207*	-0.582664
2	+0.304296*	+0.506643*	+0.248401	+0.518853*	+0.242577
4	+0.160025			+0.158980	+0.076980
6	-0.028179			+0.097987	+0.045856
7	-0.038228			+0.030191	+0.013434
8	+0.478594*	+0.553692*	+0.326356	+0.577667*	+0.336978
9	-0.094413			-0.248647	-0.127904
11	-0.133504			-0.211572	-0.097487

Tabelle 10.1: Bivariate und multiple Korrelations- sowie multiple Regressionskoeffizienten zwischen Niederschlagsindex der Region 1 (abhängige Variable) und den Zeitkoeffizienten von drei (part3) bzw. acht (part8) ausgewählten Hauptkopplungsmodi (unabhängige Variablen) im Saisonabschnitt Dezember-April: r: bivariater Korrelationskoeffizient, r(part3)/r(part8): partieller Korrelationskoeffizient bei drei/acht unabhängigen Variablen, b3/b8: Regressionskoeffizient bei drei/acht unabhängigen Variablen. Mit Si=99% signifikante Korrelationskoeffizienten sind durch einen Stern markiert.

Die signifikanten partiellen Korrelationskoeffizienten für die beiden Modi 2 und 8 (Spalte "r(part3)" und "r(part8)" in Tabelle 10.1) weisen darauf hin, dass sie - trotz der räumlichen Überschneidung ihrer Zentren über der Südküste Südafrikas - neben dem dominierenden Einfluss des ENSO-Systems (Modus 1) jeweils maßgebliche Zusatzinformation zur Erklärung der Gesamtvarianz des Niederschlags in Region 1 liefern. Für Modus 4 trifft dies in diesem Saisonabschnitt nicht zu.

Abbildung 10.2 vermittelt anhand des Vergleichs zwischen den beobachteten Werten und den mit Hilfe der drei Modi 1, 2 und 8 modellierten Schätzwerten für Niederschlagsregion 1 einen visuellen Eindruck der Bedeutung der drei Hauptkopplungsmodi für die Niederschlagsanomalien. Das zugrunde liegende Regressionsmodell mit den in Tabelle 10.1 dargestellten Regressionskoeffizienten (Spalte "b3") dient hier rein analytischen Zwecken und eignet sich in dieser Form kaum für den anwendungsbezogenen Einsatz, z.B. im Bereich des Downscalings oder der Saisonalprognose. Die Scores der Hauptkopplungsmodi repräsentieren nicht die hierfür optimalen Prädiktoren, sondern weisen methodenbedingt eine gewisse - zur Erfassung der grundlegenden Kopplungsmodi erwünschte - Unschärfe durch die multisaisonale Konfiguration sowie durch die gemeinsame Hauptkomponentenanalyse mit den Prädiktoren anderer Niederschlagsregionen auf (siehe Kap. 8.5).

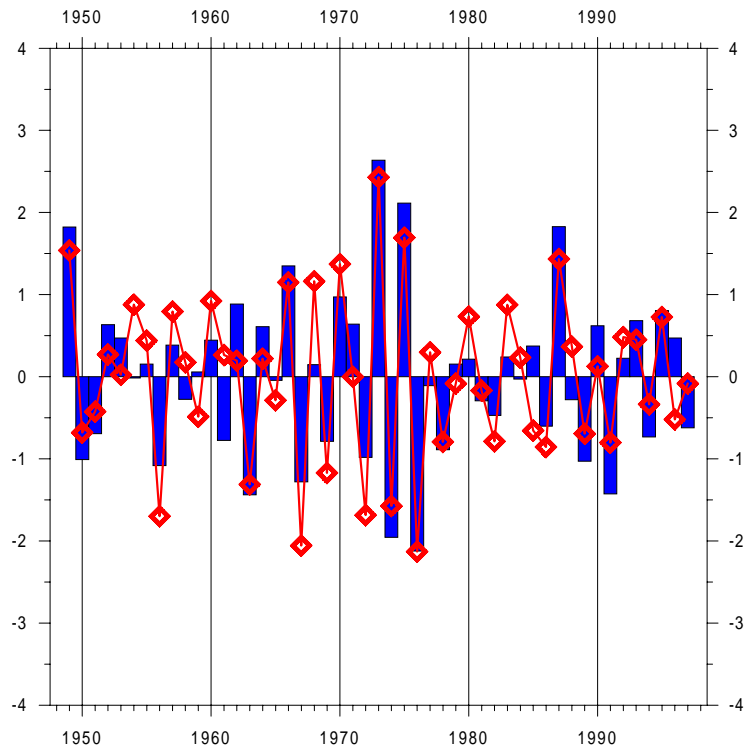


Abbildung 10.2: Hochpassgefilterte und normalisierte Beobachtungszeitreihe des Niederschlagsindex für Region 1 (blau) und modellierte Zeitreihe für Niederschlagsregion 1 (rot) nach einem multiplen Regressionsmodell mit den Hauptkopplungsmodi 1, 2 und 8 als Prädiktoren für den Saisonabschnitt Dezember-April.

Der Vergleich zwischen Beobachtungs- und Modellzeitreihe (Abb. 10.2) erbringt gute Übereinstimmung insbesondere bei der Abschätzung starker Niederschlagsveränderungen zum Vorjahr¹, während bei geringen Veränderungen öfters Fehlschätzungen zu beobachten sind. Auffällig treten die starken Schwankungen Mitte der 1970er Jahre hervor, die mit den drei Hauptkopplungsmodi sehr gut modelliert werden. Eine Überanpassung des Regressionsmodells an diese Extremchwankungen ist anzunehmen. Der bivariate Korrelationskoeffizient zwischen Beobachtungs- und Modellzeitreihe beträgt $r=+0.866$ und ist somit als sehr hoch einzuschätzen. Um die Übereinstimmung zwischen dem Zeitreihenverlauf des Niederschlagsindex und der Scores der einzelnen Modi - in möglichst realitätsnaher Form - zu ermöglichen, zeigt Abbildung 10.3 die ungefilterte Zeitreihe des Niederschlagsindex der Region 1 sowie die kumulativen Summen der Zeitkoeffizienten der vier Hauptkopplungsmodi 1, 2, 4 und 8. Durch die kumulative Aufsummierung der Scores erfolgt eine Rücktransformation der aus hochpassgefilterten Daten extrahierten Scores,

¹Durch die Verwendung der Differenzenfiltermethode bei der Hochpassfilterung (siehe Kap. 6.4) sind die Anomalien direkt als Abweichung der Niederschlagssumme vom Vorjahreswert zu interpretieren.

deren Ergebnis ungefilterten Wertereihen entspricht. Hierzu wird das Verfahren der Differenzenfilterung (siehe Kapitel 6.4) umgekehrt und der Wert des Saisonabschnittes eines Jahres aus der Summe des Wertes des betreffenden Jahres und des Vorgängerjahres (beginnend mit dem eingesetzten Wert 0.00 für 1948) gebildet. Da bei der Hauptkomponentenanalyse der hochpassgefilterten Prädiktorenzeitreihen der Niederschlagsindizes, also bei der Extraktion der Hauptkopplungsmodi, keinerlei Information über die Langzeitvariabilität einging, führt diese Rücktransformation in ungefilterte Werte zu methodenbedingten Verzerrungen in der Langfristvariabilität, die bei der visuellen Beurteilung der hochfrequenten Anomalien jedoch nicht von Bedeutung sind.

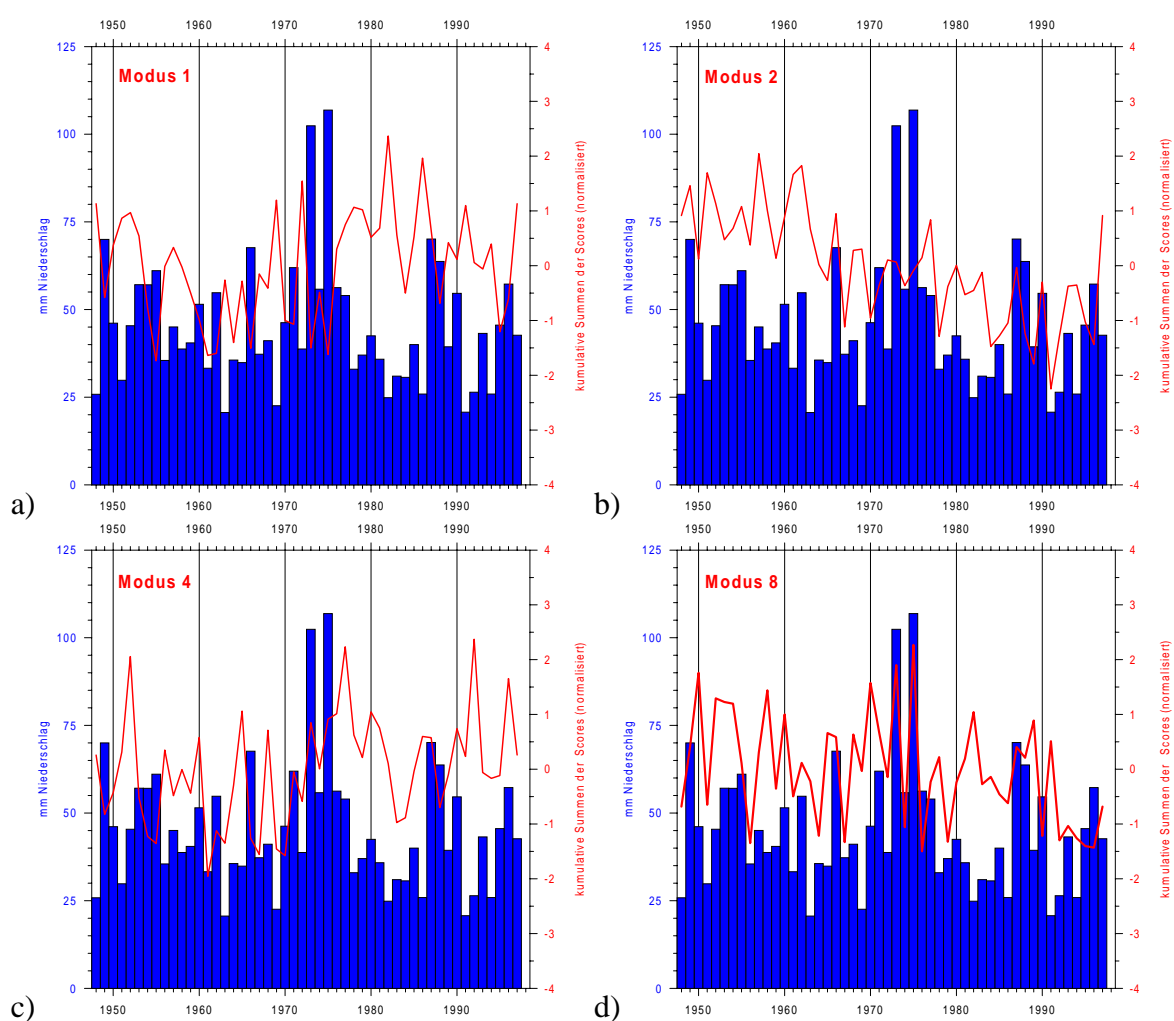


Abbildung 10.3: Originalzeitreihe des Niederschlagsindex für Region 1 (blau) und normalisierte Zeitreihen der kumulativen Summen der Scores (siehe Text) ausgewählter Hauptkopplungsmodi (rot) im Saisonabschnitt Dezember-April. a) Modus 1 (ENSO), b) Modus 2 (südhem. Subtopenmuster), c) Modus 4 (SW-Indik-Zentrum) und d) Modus 8 (südhem. Vierwellenmuster).

Interessanterweise geben diese (invertierten) Langzeitschwankungen der rücktransformierten Score-

Reihen die Langzeitvariabilität der originalen Niederschlagswerte teilweise sehr gut wieder, was gerade aus der Unabhängigkeit des erfassten Zusammenhangs von langfristigen Schwankungen resultiert. Der Vergleich der rücktransformierten Score-Reihen der Hauptkopplungsmodi mit dem Niederschlagsindex der Region 1 zeigt, dass die oben angesprochenen Extremabweichungen in der Niederschlagszeitreihe Mitte der 1970er Jahre - mit den niederschlagsreichen Sommern 1973 und 1975 - vor allem mit den Anomalien des Modus 8 übereinstimmen. Zwar sind diese Anomalien auch im ENSO-System (Modus 1 mit La Niña-Ereignis, vgl. auch Abb. 2.13, S. 31) ausgeprägt, die extreme Höhe der beiden Niederschlagssummen resultiert hiernach jedoch anscheinend aus dem Zusammenwirken der ENSO-Einflüsse mit der durch Modus 8 beschriebenen Abschwächung der Höhentrogkonfiguration über der Ostküste Südafrikas, und zwar innerhalb eines Wellenmusters hoher Phasenspannweite, das das Telekonnektionszentrum südöstlich Australiens involviert, während das Telekonnektionszentrum des Modus 2 südwestlich Australiens, dem fehlenden Signal der Scorerreihe in Abbildung 10.3d nach zu schließen, kaum involviert ist.

Der anomal feuchte Spätsommer 1973/74

Exemplarisch erfolgt für das Fallbeispiel der Anomalien im Sommer 1973/1974 eine Überprüfung dieser abgeleiteten Aussagen zur Zirkulationsdynamik anhand der Geopotentialkarten für das 200 hPa-Niveau: Abbildung 10.4a zeigt die hochpassgefilterten Werte der Anomalien, deren Verteilung in der Tat das Telekonnektionsmuster des Hauptkopplungsmodus 8 in kräftiger Ausprägung widerspiegeln.

Dieses kräftige Anomaliesignal setzt sich - trotz der starken Verzerrungen durch die Trends gerade in diesem Bereich - auch im ungefilterten Datenfeld durch, wenngleich die Hochdruckanomalie vor der Südostküste Südafrikas - welche die Höhentrogreduktion repräsentiert - nun etwas schwächer ausfällt, da dieser Bereich stärker von den Positivtrends der 200 hPa-Geopotentialhöhen betroffen ist als der Bereich Australiens (vgl. Abb. 5.9e S. 74) und somit Anomalien, die nicht am Ende des Gesamtzeitraums liegen, bei der Normalisierung abgeschwächt werden.

Dieses Beispiel zeigt exemplarisch das Zusammenwirken der drei Hauptkopplungsmodi in ihrer Bedeutung für die Niederschlagsvariabilität der Region 1 im Einzelfall auf. Nicht alle Anomaliefälle können jedoch in gleicher Art und Weise erklärt werden. Hierzu sind die Hauptkopplungsmodi auch nicht geeignet, da sie ja - entsprechend der Zielstellung der Arbeit - die überregional und intrasaisonal wichtigsten Fernkopplungen repräsentieren und nicht lediglich auf die maximale Varianzerklärung der Niederschlagsvariabilität einer bestimmten Region in einem bestimmten

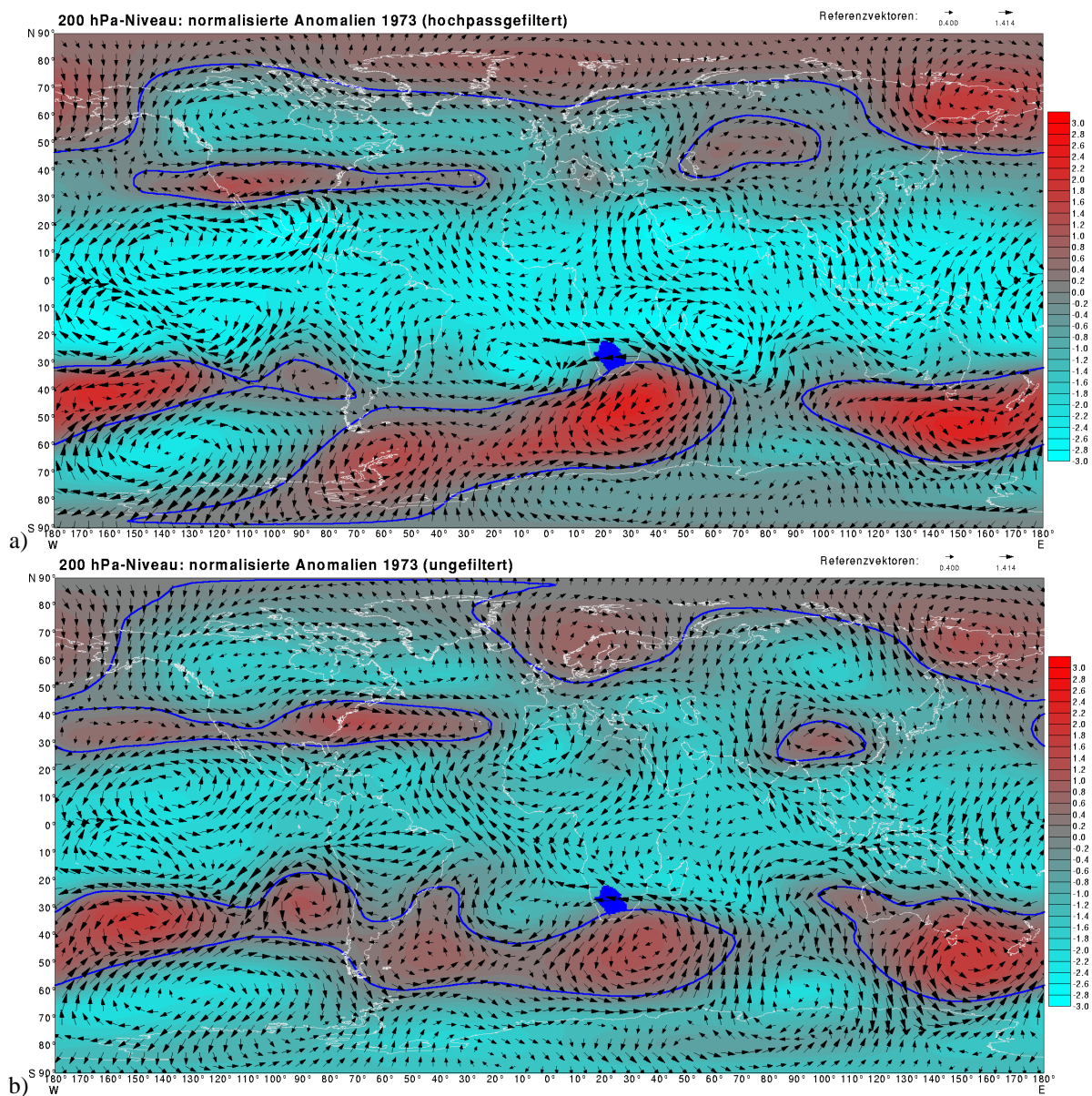


Abbildung 10.4: Geopotential- und Horizontalwindanomalien bezüglich der langjährigen Mittelwerte 1948 bis 1998 im 200 hPa-Niveau für den Spätsommer (Dezember-April) im Jahr 1973:

a) hochpassgefilterte und normalisierte Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindanomalien (Vektoren aus Abweichungen für U und V).

b) ungefilterte, normalisierte Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindanomalien (Vektoren aus Abweichungen für U und V).

Die blaue Linie markiert die Nulllinie, die blaue Fläche gibt die Lage der Niederschlagsregion 1 an.

Saisonabschnitt abgestimmt sind. Die Überprüfungen machen jedoch deutlich, dass die Hauptkopplungsmodi - ungeachtet ihres extraktionsbedingten Abstraktionsgrades - auch in direkt, d.h.

in ungefilterten Datensätzen, beobachtbarer Weise einen wesentlichen Beitrag zur Erklärung der Niederschlagsvariabilität leisten.

10.1.3 Stationarität der Telekonnektionen

Angesichts der oben vermuteten hohen Bedeutung der Anomalien Mitte der 1970er Jahre für den Gesamtzusammenhang zwischen Niederschlagsindex der Region 1 und den Hauptkopplungsmodi sowie der in Kapitel 5.5 festgestellten z.T. sehr starken Trends im Geopotentialfeld stellt sich die Frage nach Auswirkungen der Langzeitvariabilität auf die telekonnektiven Zusammenhänge. Zwar wurden niederfrequente Variabilitätsanteile durch die Hochpassfilterung für die Analysen auf hochfrequenter interannueller Skala ausgeschlossen, Auswirkungen von Zustandsänderungen im Klimasystem auf hochfrequent agierende Telekonnektionsmechanismen durch Veränderungen des Wirkungsgrades zirkulationsdynamischer Kopplungsmechanismen sind dennoch nicht ausgeschlossen - z.B. vor dem Hintergrund erhöhter Meeresoberflächentemperaturen im Indischen Ozean oder erhöhter Intensität von El-Niño-Ereignissen in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraumes. Die Stationarität von Kopplungsmechanismen ist nicht zuletzt vor dem Hintergrund der Nutzung von Telekonnektionen in der Saisonalprognose bzw. bei der Kalibrierung von Downscalingmodellen von Bedeutung (BEYER, 2001; STURM, 1997).

Ein übliches Verfahren der Stationaritätsabschätzung von Zusammenhängen sind sog. gleitende Korrelationsanalysen (engl.: "running correlations"). Hierbei wird innerhalb eines fortlaufend um einen Zeitschritt versetzten Teilabschnittes der Zeitreihen (sog. Zeitfenster²) der jeweilige Korrelationskoeffizient berechnet und anhand der Schwankungen der so gewonnenen Koeffizientenreihe die Bestimmung von Phasen schwächerer bzw. stärkerer Kopplungsintensität ermöglicht (vgl. BECK, 2000 S. 181 ff.; JACOBET et al. 1998, S. 62). Für hinreichend robuste Korrelationskoeffizienten ist hierbei ein Stichprobenumfang von mindestens 31 Beobachtungsfällen als Fensterspannweite zu fordern, da die resultierende Koeffizientenreihe sonst maßgeblich durch hochfrequentes Rauschen beeinflusst wird. Mit diesem Umfang des Zeitfensters verkürzt sich der Beurteilungszeitraum um insgesamt 30 Stichprobenfälle. Bei dem hier vorliegenden Stichprobenumfang von 49 Jahren ergibt sich somit das Problem einer - im Vergleich mit der Länge des Gesamtzeitraums - stark reduzierten zeitlichen Auflösung, mit der die Beurteilung erfolgen kann, da nur 20 bzw. 21 Koeffizienten verbleiben. Weiterhin werden Signale von Veränderungen, die aus Korrelationsschwankungen auf Zeitskalen unterhalb von 30 Jahren resultieren, stark geglättet, wodurch die Analyse zusätzlich eingeschränkt wird.

²engl.: "moving window", siehe auch "Split Moving Window Dissimilarity Analysis" in Kapitel 5.5.

Um eine sinnvolle Beurteilung der Stationarität von Kopplungen dennoch zu ermöglichen, wurde ein Verfahren entwickelt, das eine umgekehrte Herangehensweise der Methode der gleitenden Korrelationsanalyse verfolgt: Anstelle der Berechnung der Korrelationskoeffizienten innerhalb eines fortlaufend um ein Jahr verschobenen Zeitfensters werden hierbei die Koeffizienten für die Beobachtungsfälle außerhalb des Fensters berechnet. Im praktischen Sinne entspricht dies der Verwendung eines Zeitfensters mit Fehlwerten in den zu analysierenden Zeitreihen. Hierdurch werden robuste Korrelationskoeffizienten auch bei sehr kurzen Zeitfenstern erzielt sowie zugleich das Signal der Bedeutung kürzerer Zeitabschnitte für den Gesamtzusammenhang verstärkt.³

Für die Interpretation der bei dieser Verfahrensweise resultierenden Zeitreihe der Korrelationskoeffizienten ergibt sich ein inverses Verhältnis zwischen Höhe der Koeffizientenbeträge und Bedeutung des jeweils zugehörigen Zeitfensters für den Gesamtzusammenhang: relativ schwache Korrelationskoeffizienten signalisieren kräftige Zusammenhänge, während Phasen mit schwachem Zusammenhang durch hohe Koeffizientenbeträge gekennzeichnet werden. Die resultierende Kurve der Koeffizientenreihe beschreibt somit den Effekt des 'Fehlens' der jeweiligen Zeitfensterabschnitte auf den Gesamtzusammenhang.

Abbildung 10.5 zeigt die Ergebnisse dieses Verfahrens für die Korrelationen zwischen dem Niederschlagsindex der Region 1 und den Hauptkopplungsmodi 1, 2, 4 und 8 im Saisonabschnitt Dezember-April. Dargestellt sind die Koeffizienten bei einer Spannweite des Zeitfensters mit Fehlwerten von 11 Jahren, wodurch ein guter Kompromiss zwischen Erfassung langfristiger Veränderungen und Ermittlung des Einflusses von Phasen mit einem Umfang von nur wenigen Jahren erzielt wird.

Modus 1 (rote Linie in Abb. 10.5) bleibt demnach über den Gesamtzeitraum hinweg signifikant und mit relativ geringen Veränderungen der Zusammenhangsstärke korreliert, was mit Ergebnissen von LINDESAY & VOGEL (1990) übereinstimmt, jedoch den Befunden von RICHARD et al. (2000) widerspricht, die ab den 1960er Jahren eine Verstärkung der Korrelation im Zusammenhang mit SST-Zunahmen im Südwestindik feststellen. Die hier gezeigte Stationarität der Korrelation macht jedoch deutlich, dass die hochfrequenten Zusammenhänge nahezu unverändert bleiben. Im Zeitraum der extremen Niederschlagsschwankungen Mitte der 1970er Jahre nimmt die Kopplungsstärke zu, wie es durch das Absinken der Koeffizientenbeträge bei Absenz dieses Zeitabschnitts für die Korrelationsrechnung deutlich wird. Modus 2 hingegen (blaue Li-

³Tatsächlich nimmt die Robustheit der Koeffizienten mit zunehmender Verkürzung des Zeitfensters zu. Im Extremfall der Fensterspannweite von einem einzigen Beobachtungsfall lässt sich hierdurch sogar die Bedeutung einzelner Anomalieereignisse für den Gesamtzusammenhang zwischen zwei Stichproben zuverlässig beurteilen.

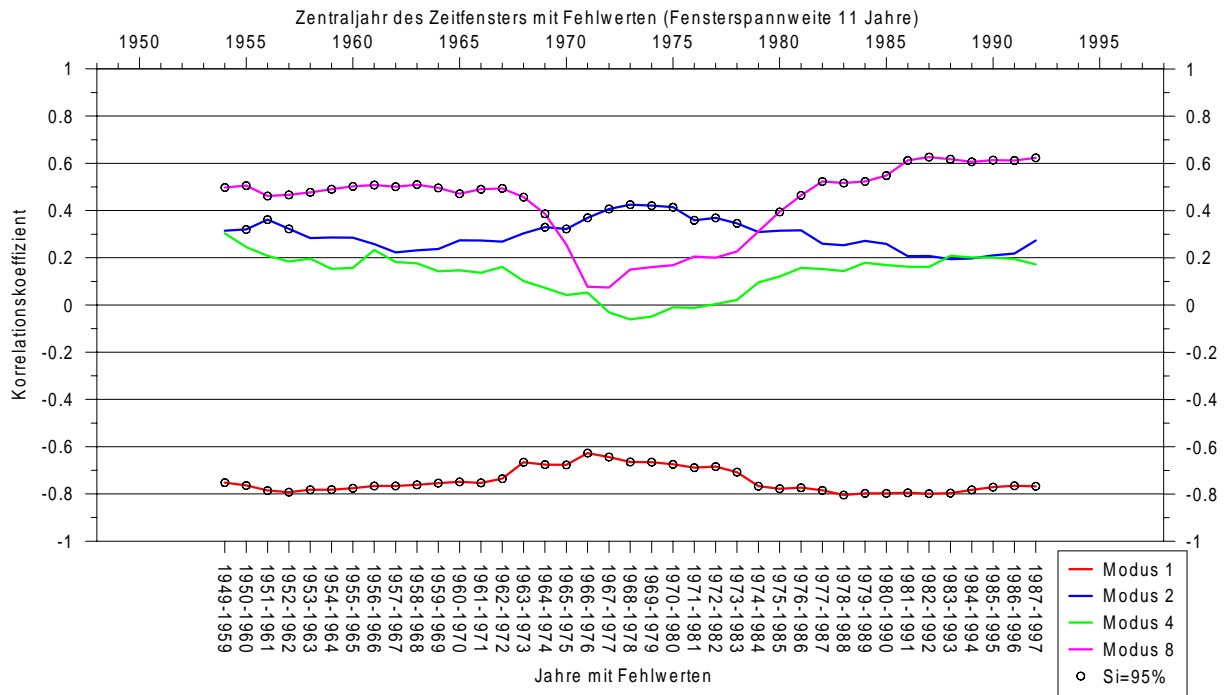


Abbildung 10.5: Stationarität ausgewählter Telekonnektionen des Niederschlagsindex der Region 1 (Südafrika/südliche Kalahari) für den Saisonabschnitt Dezember-April: Veränderungen der Korrelationen mit den Zeitkoeffizienten der Hauptkopplungsmodi 1, 2, 4 und 8 bei Verwendung eines gleitenden 11-jährigen Zeitfensters mit Fehlwerten. Signifikante Koeffizienten bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit (Si) sind durch ein Kreissymbol markiert. Erläuterung im Text.

nie in Abb. 10.5) erreicht erst nach Ausblenden des Zeitabschnitts 1968 bis 1978 das Maximum der Koeffizientenbeträge. Der bezüglich des Gesamtzeitraumes signifikant korrelierte Modus 8 (vgl. Tab. 10.1 S. 333) zeigt sich außerordentlich stark beeinflusst durch die Extremschwankungen Mitte der 1970er Jahre (violette Linie in Abb. 10.5). So sinken die Koeffizienten ohne diesen Zeitraum auf insignifikante Werte mit $r < +0.2$ ab. Signifikanzaussagen spielen hier zwar eine untergeordnete Rolle, da die Hauptkopplungsmodi in der vorliegenden Form nicht für anwendungsbezogene Modelle konzipiert sind, die in Abbildung 10.5 eingetragenen Symbole für signifikante Koeffizienten markieren jedoch besonders anschaulich Zeitabschnitte, in denen sich Modus 2 und 8 in ihrer Bedeutung für die niederschlagsrelevanten Höhenströmungsverhältnisse über der Südküste Südafrikas gegenseitig ablösen. Dieses komplementäre Verhältnis zwischen Modus 2 und 8 signalisiert somit Veränderungen in der Telekonnektivität des Niederschlags im Südteil Afrikas bezüglich der südhemisphärischen Wellenkonfiguration Mitte der 1970er Jahre.

Angesichts der abrupten Veränderungen im Geopotentialfeld in diesem Zeitraum (vgl. Abb. 5.10 S. 75) lassen sich Zusammenhänge zwischen der Niederschlagsvariabilität im Süden Afrikas und

dem - bislang nicht geklärten - Prozess der abrupten Veränderungen im Geopotentialfeld vermuten. Der Anstieg der Koeffizientenwerte für Modus 8 in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraumes weist zwar auf eine abnehmende Bedeutung dieses Modus hin, der Unterschied zwischen erster und zweiter Hälfte bleibt jedoch relativ gering, so dass der nach dem Sprung Mitte der 1970er Jahre erhöhte langjährige Mittelwert selbst keinen entscheidenden Einfluss zu haben scheint.

Als wichtigstes Ergebnis dieser Analyse bleibt festzuhalten, dass die extremen Anomalien Mitte der 1970er Jahre eine wichtige Rolle für die Telekonnektivität der Niederschlagsregion 1 spielen, während die Langzeittrends im Klimasystem - insbesondere die Zunahme der Auftrittshäufigkeit und Intensität von SOI-Low-Index-Phasen (TRENBERTH & STEPANIAK, 2001) bezüglich Modus 1 - keine wesentlichen Veränderungen der hochfrequenten interannuellen Zusammenhänge verursachen. Insbesondere die Veränderungen der Korrelationen von Modus 2 und 8 legen jedoch einen Zusammenhang zwischen dem Prozess der abrupten Veränderungen im Geopotentialfeld Mitte der 1970er Jahre und der Beeinflussung der Niederschlagsvariabilität durch die südhemisphärische Wellenkonfiguration (Wechsel zwischen Modus 2 und 8) nahe.

10.2 Südostafrika und zentrales südhemisphärisches Afrika

Region 3 (Zimbabwe und Südsambia) repräsentiert die maßgeblichen telekonnektiven Einflüsse auf den Niederschlag im Großraum des zentralen und südöstlichen südhemisphärischen Afrikas. Obgleich der Einfluss des ENSO-Systems - mit maximalen Negativkorrelation in Region 1 - hier schon stark abgeschwächt ist, werden immer noch signifikante Negativkorrelationen mit Modus 1 im Hoch- und Spätsommer erreicht. Gleiches gilt für den Zusammenhang mit der südhemisphärischen Wellenkonfiguration in Form der Positivkorrelationen mit Modus 2, während Modus 8 im Vergleich zu Niederschlagsregion 1 kaum mehr eine Rolle spielt. Hingegen steigt nun die Bedeutung von Hauptkopplungsmodus 4 (SW-Indik-Zentrum) bei starken Positivkorrelationen (Maximum mit $r=+0.58$ im Saisonabschnitt Februar-April) an.

10.2.1 Telekonnektionsmuster

Abbildung 10.6 zeigt die Korrelationen des Niederschlagsindex der Region 3 im Januar-April-Saisonabschnitt. Die Anomaliesignale aller drei genannten Hauptkopplungsmodi sind hier deutlich zu erkennen: Im 200 hPa-Niveau sind sowohl die mit Modus 1 (in negativem Sinne) assozi-

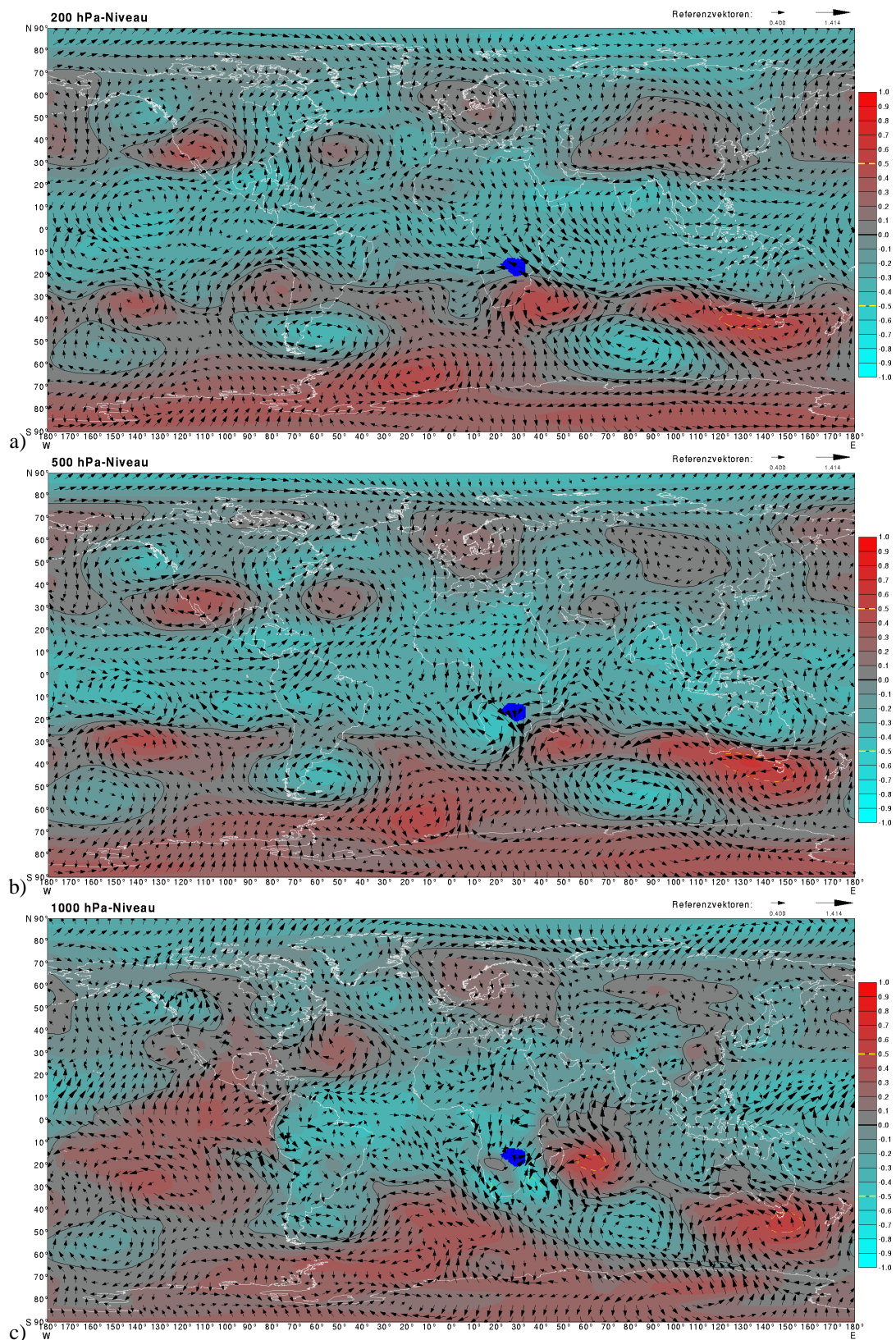


Abbildung 10.6: Bivariate Korrelationen des Niederschlagsindex der Region 3 (Zimbabwe/Südsambia, blau hervorgehoben) im Geopotentialfeld (Konturen) und Windfeld (Vektoren aus Korrelationskoeffizienten mit U- und V-Komponente zusammengesetzt): a) des 200, b) des 700 und c) des 1000 hPa-Niveaus für den Saisonabschnitt Januar-April.

ierten Höhendivergenzanomalien über dem Subkontinent als auch die bei Modus 4 festgestellten zyklonalen Höhenströmungsanomalien nordöstlich Madagaskars ausgeprägt, welche die oberflächennahen positiven Geopotentialanomalien überlagern. Das Muster der Korrelationszentren im Bereich des südlichen Indischen Ozeans weist mit seiner dreiecksförmigen Konfiguration auf den Einfluss der mit Modus 2 assoziierten Wellenkonfiguration hin.

10.2.2 Multiple Regressionsanalyse

Die multiple Regressionsanalyse für die Niederschlagszeitreihe der Region 3 als Prädiktand und Modus 1,2 und 4 als Prädiktoren erbringt einen Erklärungsanteil von ca. 69% für den Niederschlag ($r_m = 0.828$). Alle acht zirkulationsdynamisch interpretierbaren Hauptkopplungsmodi erklären zusammen ca. 77% ($r_m = 0.877$). Der Unterschied resultiert u.a. aus der Rolle des Modus 11 für Region 3. Während Modus 11 (Western Atlantic Pattern) bivariat nur mit $r = +0.24$ mit Region 3 korreliert, ist in der multiplen Regressionsanalyse ein signifikanter partieller Korrelationskoeffizient von $r_{part} = 0.340$ zu verzeichnen (siehe Tabelle 10.2). Die insbesondere - über die nördliche Hadleyzirkulation - mit dem Niederschlag in Ostafrika assoziierte Variabilität im Nordatlantik bietet demnach weiteres Erklärungspotential für den Niederschlag in Region 3, der bei der bivariaten Korrelationsanalyse von der Varianz der anderen Modi überlagert wird und erst nach Auspartialisierung der anderen Zusammenhänge bemerkbar wird. Dies kennzeichnet Modus 11 als bedeutend für den Niederschlag in Region 3, jedoch auch als nicht dominierend im Vergleich mit den anderen Modi, da sich der Zusammenhang nicht im bivariaten Korrelationskoeffizienten durchsetzen kann.

In einem deskriptiven multiplen Regressionsmodell für den Niederschlag in Region 3 mit nur den drei auch bivariat signifikant korrelierten Hauptkopplungsmodi ergibt sich die in Abbildung 10.7 (rot) dargestellte Kurve der modellierten (hochpassgefilterten) Niederschlagsvariabilität.

Die Richtung der Niederschlagsveränderungen relativ zum Vorjahreswert wird in der überwiegenden Mehrheit der Fälle mit der Variabilitätsinformation der drei Hauptkopplungsmodi richtig eingeschätzt, wenn auch z.B. die Beträge in der Phase erhöhter Variabilität Mitte der 1970er Jahre - so auch der Betrag im Sommer 1973/1974 (Jahr 1974 in den Abbildungen 10.7 und 10.8)⁴, der für Region 1 in Kap. 10.1 exemplarisch herausgegriffen wurde - überschätzt werden, während zu Beginn des Zeitraumes bis ca. Mitte der 1960er Jahre häufiger eine Unterschätzung festzustellen

⁴Nach der in Kapitel 6.1 festgelegten Nomenklatur zur Jahreskennzeichnung der Saisonabschnitte wird der Abschnitt Januar 1974 bis April 1974 (Sommer 1973/74) dem Jahre 1974 zugeordnet, während der Dezember-April-Abschnitt des Sommers 1973/74 in Kapitel 10.1 dem Jahr 1973 zugeordnet wird.

Modus	r	r(part3)	b3	r(part8)	b8
1	-0.568123*	-0.690346*	-0.498535	-0.721944*	-0.509184
2	+0.391594*	+0.467771*	+0.263963	+0.514841*	+0.270227
4	+0.542128*	+0.650854*	+0.483849	+0.677553*	+0.467938
6	-0.190732			-0.310688	-0.176856
7	-0.105135			+0.008469	-0.003954
8	+0.315396			+0.153473	+0.087934
9	+0.166176			+0.248775	+0.125160
11	+0.023427			+0.340295*	+0.165329

Tabelle 10.2: Bivariate und multiple Korrelations- sowie multiple Regressionskoeffizienten zwischen Niederschlagsindex der Region 3 (abhängige Variable) und den Zeitkoeffizienten von drei (part3) bzw. acht (part8) ausgewählten Hauptkopplungsmodi (unabhängige Variablen) im Saisonabschnitt Januar-April: r: bivariater Korrelationskoeffizient, r(part3)/r(part8): partieller Korrelationskoeffizient bei drei/acht unabhängigen Variablen, b3/b8: Regressionskoeffizient bei drei/acht unabhängigen Variablen. Mit Si=99% signifikante Korrelationskoeffizienten sind durch einen Stern markiert.

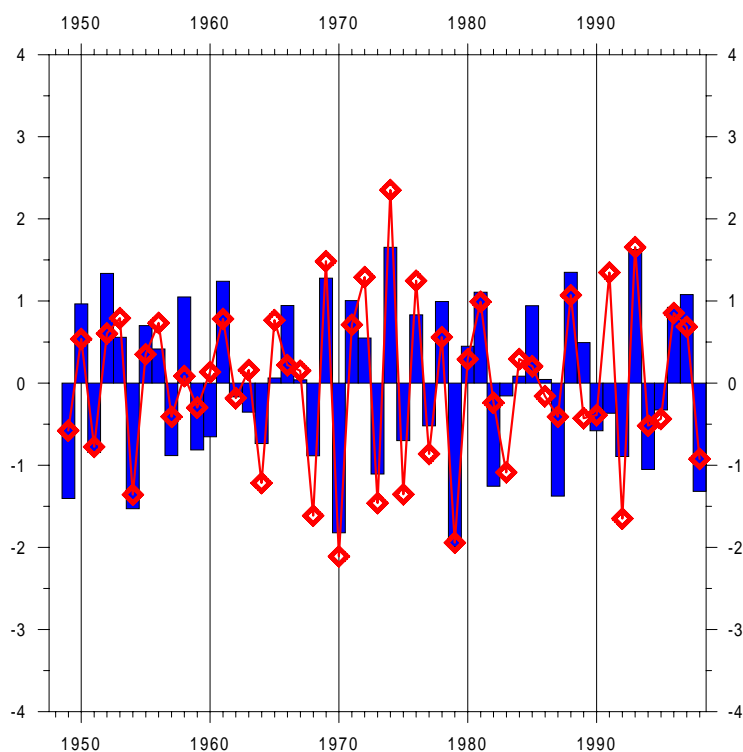


Abbildung 10.7: Hochpassgefilterte und normalisierte Beobachtungszeitreihe des Niederschlagsindex für Region 3 (blau) und modellierte Zeitreihe für Niederschlagsregion 3 (rot) nach einem multiplen Regressionsmodell mit den Hauptkopplungsmodi 1, 2 und 4 als Prädiktoren für den Saisonabschnitt Januar-April.

ist. Abbildung 10.8 ermöglicht den Vergleich der realen Niederschlagskurve der Region 3 mit den in ungefilterte Werte rücktransformierten Scores der Hauptkopplungsmodi 1, 2 und 4.

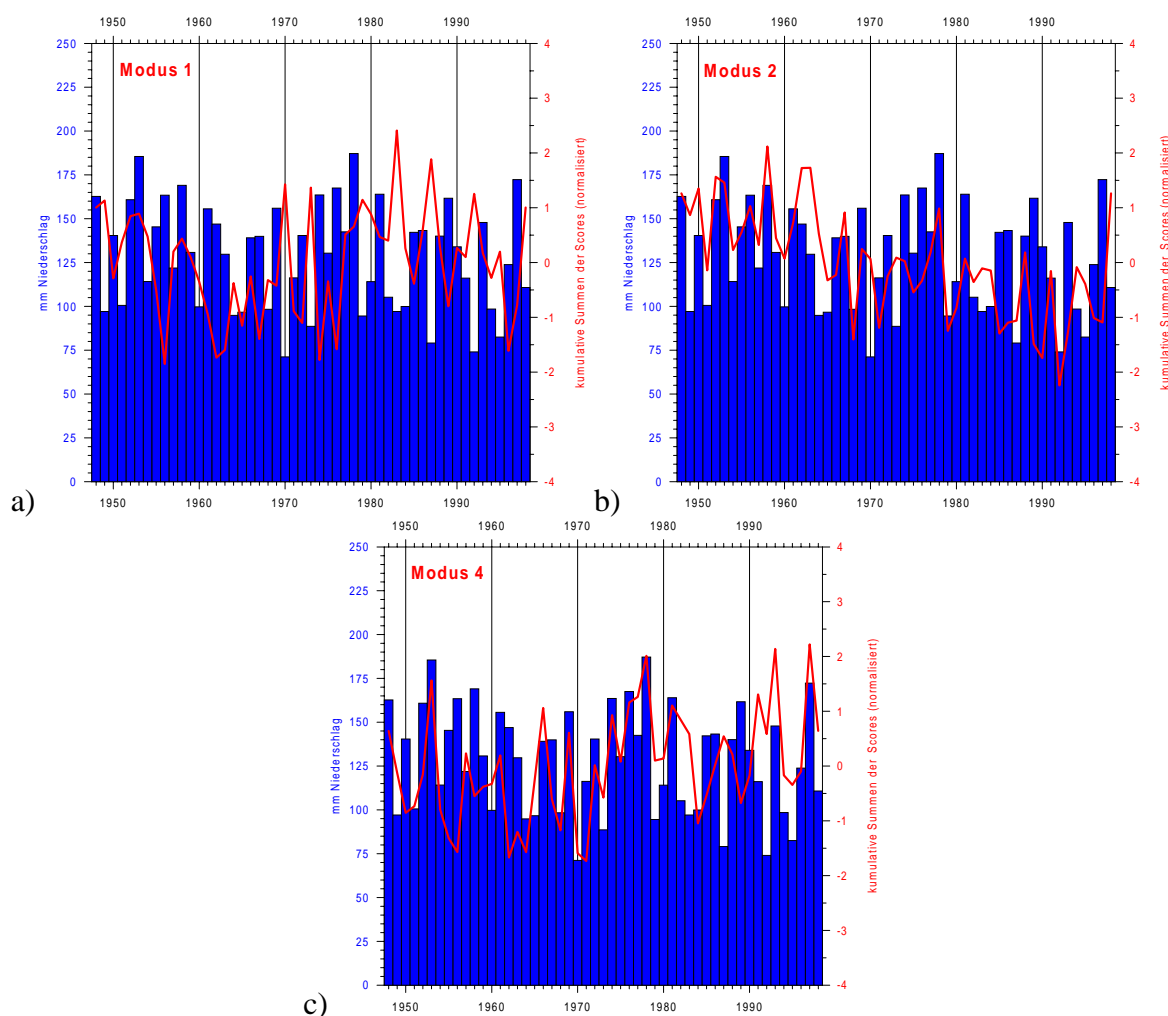


Abbildung 10.8: Originalzeitreihe des Niederschlagsindex für Region 3 (blau) und normalisierte Zeitreihen der kumulativen Summen der Scores (siehe Text) ausgewählter Hauptkopplungsmodi (rot) im Saisonabschnitt Januar-April. a) Modus 1 (ENSO), b) Modus 2 (südhemisph. Subtropenmuster), c) Modus 4 (SW-Indik-Zentrum).

Für die in Region 3 - im Vergleich zu Region 1 - moderaten Niederschlagsschwankungen auf hohem Niveau Mitte der 1970er Jahre ergeben sich für alle drei Hauptkopplungsmodi teilweise übereinstimmende (bei Modus 1 inverse) Abweichungen. Der Eintritt in die Phase erhöhter Niederschläge für fünf aufeinander folgende Jahre (1974 bis 1978) wird demnach sowohl durch La-Niña-Anomalien des ENSO-Systems (Negativanomalie für Modus 1 in Abb. 10.8a) als auch durch reduzierte Zyklonalaktivität im südwestlichen Indischen Ozean (Kurvenanstieg in Abb. 10.8c) bei erhöhtem Luftfeuchtetransport aus Nordosten sowie geringerer Störung der Konvek-

tion über dem südlichen Afrika durch tropische Zyklonen unterstützt. Modus 2 (Abb. 10.8b) scheint hierbei eine geringe Rolle zu spielen.

10.2.3 Stationarität

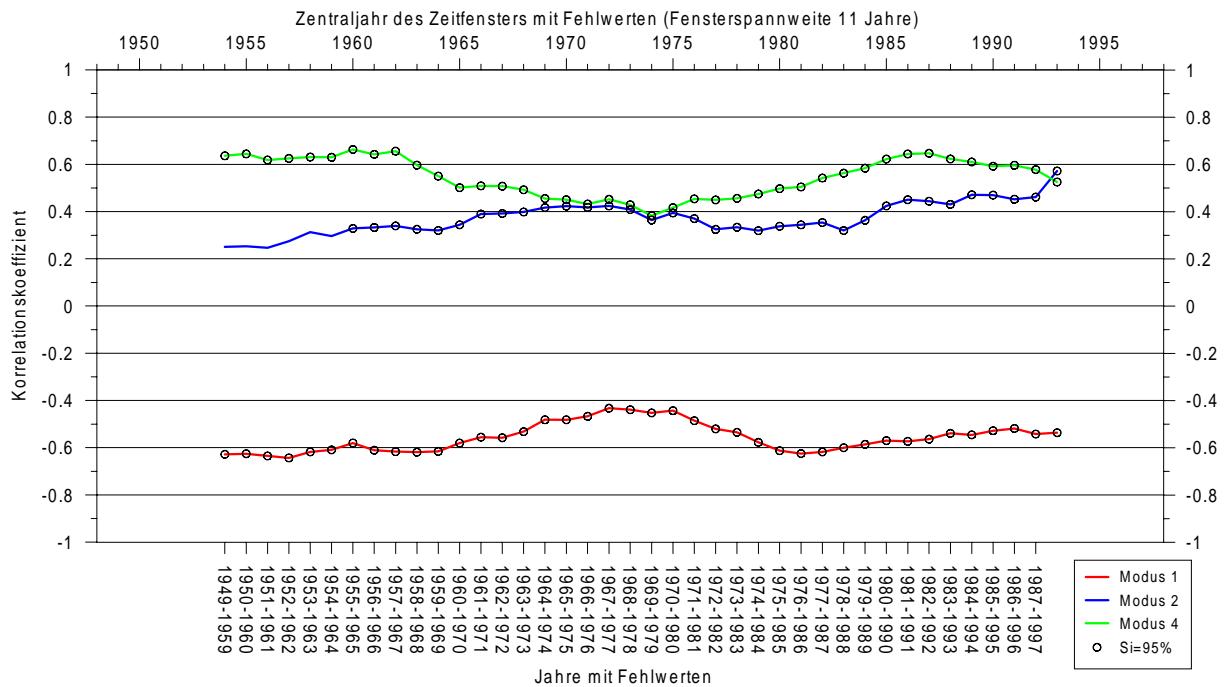


Abbildung 10.9: Stationarität ausgewählter Telekonnektionen des Niederschlagsindex der Region 3 (Zimbabwe/Südsambia) für den Saisonabschnitt Januar-April:

Veränderungen der Korrelationen mit den Zeitkoeffizienten der Hauptkopplungsmodi 1, 2 und 4 bei Verwendung eines gleitenden 11-jährigen Zeitfensters mit Fehlwerten. Signifikante Koeffizienten bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit (S_i) sind durch ein Kreissymbol markiert. Erläuterung siehe Kap. 10.1.3, S. 338.

Die Kopplung mit Modus 1 und Niederschlag in Region 3 unterscheidet sich in ihrer langfristigen Veränderung kaum von den ENSO-Einflüssen in Niederschlagsregion 1. Obwohl sich dieser Zusammenhang insgesamt weniger stark manifestiert, werden auch unter Ausschluss der 1970er Jahre, deren relativ starke Niederschlagsschwankungen auch noch in Region 3 ausgeprägt sind, immer noch signifikante Korrelationskoeffizienten erreicht. Gleiches gilt für Modus 4 auf insgesamt höherem Niveau der (positiven) Korrelationskoeffizienten. Auffällig ist jedoch die langfristige Veränderung der Korrelation mit Modus 2: War bei Region 1 (Kap. 10.1 Abb. 10.5 S. 340) eine erhebliche Abschwächung des Zusammenhangs Mitte der 1970er Jahre (konträr zu Modus 8) festgestellt worden, trifft dies für den Zusammenhang mit dem Niederschlag in Re-

gion 3 nicht zu. Weiterhin ist hier eine fast kontinuierliche Abschwächung der Telekonnektion festzustellen. So erreicht der Korrelationskoeffizient ohne den Abschnitt 1987 bis 1997 das Maximum aller Koeffizienten von beinahe $r=+0.5$, während das Ausblenden der Zeitfensters 1948 bis 1958 zu dem schwächsten Koeffizienten von $r<+0.3$ führt, womit die relativ hohe Bedeutung dieses Zeitabschnitts für den Gesamtzusammenhang betont wird. Ursachen hierfür sind in langsamen räumlichen Veränderungen des Telekonnektionsmusters zu vermuten, die die Position der Höhenträge über Südostafrika betreffen. So kann eine nur geringfügige Westverschiebung der mit Modus 2 assoziierten Anomalien zwar Auswirkungen auf Region 3 zeigen, welche im Bereich der nordöstlichen Grenze des Haupteinflussgebietes von Modus 2 liegt, die Korrelationen zwischen Modus 2 und dem Niederschlag in Region 1 jedoch unberührt lassen.

10.3 Ostafrika

Stellvertretend für den südhemisphärischen Teil Ostafrikas werden die Telekonnektionen des Niederschlagsindex der Region 9 (Nordtansania) im Zirkulationsfeld für den Saisonabschnitt November-Dezember fokussiert. In diesem Abschnitt des Frühlings (sog. "short rains") sind telekonnektive Einflüsse der Hauptkopplungsmodi 4 (SW-Indik-Zentrum), 6 (Northern Asian Pattern), 7 (Indik-Subtropenmuster), 9 (Arktische Oszillation) und 11 (Western Atlantic Pattern), schwächere Zusammenhänge mit Modus 1 (ENSO) auf den Niederschlag realisiert. Die Korrelation zwischen dem Niederschlagsindex der Region 9 mit Modus 1 von $r=+0.31$ (signifikant bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95%, nicht jedoch bei $S_i=99\%$) erreicht zwar in diesem Saisonabschnitt nicht ihr Maximum ($r=+0.39$ im November-Januar-Abschnitt), auch ist Region 11 (Südtansania/Nordmoçambique) mit $r=+0.44$ (November-Dezember-Abschnitt) stärker korreliert, mit dieser Wahl der Niederschlagsregion und des Saisonabschnittes werden jedoch alle Telekonnektionen erfasst, die Zusammenhänge mit der Variabilität der nordostafrikanischen Hadleyzirkulation aufweisen.

10.3.1 Telekonnektionsmuster

Abbildung 10.10 zeigt die Korrelationen des Niederschlagsindex der Region 9 im Geopotential- und Horizontalwindfeld für den Saisonabschnitt November-Dezember. Neben den Telekonnektionszentren des ENSO-Systems (Positivkorrelationen im indonesischen Sektor, Negativkorrelationen im Ostpazifik, die wie oben angemerkt hier nicht ihre Maximalausprägung erreichen)

und dem bei Modus 7 (Indik-Subtropenmuster) beobachteten Korrelationszentrum im westlichen Indischen Ozean sind Höhendivergenzanomalien über dem zentralen Indischen Ozean zu erkennen, die im Zusammenhang mit der durch Modus 1 in Positivphasen und 7 in Negativphasen geförderten Konvektionstätigkeit im Zentral- und Westindik stehen. Weiterhin treten starke Telekonnektionen in den sub- und außertropischen Breiten der Nordhemisphäre auf.

Die Positivkorrelationen mit den niedertroposphärischen Nordwindkomponenten und hochtroposphärischen Südwindkomponenten über dem nördlichen Ostafrika zeigen deutlich die Beschleunigung der Hadleyzirkulation über diesem Gebiet bei erhöhtem Niederschlag in Ostafrika an. Der Höhenströmungsast dieser Hadleyzelle ist hierbei in ein Strömungsmuster über dem gesamten südlichen Eurasien mit Anomalien zwischen Europa und Ostasien integriert. Waren bei der Analyse der Zirkulationsmuster der Hauptkopplungsmodi die Beträge der Korrelationen im Norden stärker als im direkten Umfeld Ostafrikas (vgl. z.B. Abb. 9.48 S. 288, Abb. 9.53 S. 294, Abb. 9.64 S. 309 und Abb. 9.73 S. 319), verhält es sich nun umgekehrt und die Signalstärke nimmt ausgehend vom ostafrikanischen Großraum in Richtung Norden ab. Dies resultiert sowohl aus der generellen Abnahme der Signalstärke im telekonnektiven Transport von Anomalieimpulsen als auch aus der gegenseitigen Überlagerung der Einflüsse der verschiedenen nordhemisphärischen Hauptkopplungsmodi und somit aus den verschiedenen Formen der Einbindung der Variabilität der nordafrikanischen Hadleyzirkulation in die Zirkulationsdynamik der nordhemisphärischen Sub- und Außertropen. Das stark negativ korrelierte Telekonnektionszentrum im Geopotentialfeld des 200 hPa-Niveaus über dem Nahen Osten spielt hierbei eine zentrale Rolle bei der Weitervermittlung von Variabilitätsinformation zwischen dem Niederschlagsindex der Region 9 und den außertropischen Telekonnektionszentren zwischen Nordatlantik und Ostasien.

10.3.2 Multiple Regressionsanalyse

Die Hauptkopplungsmodi 4, 6, 7, 9 und 11 erklären in einem multiplen Regressionsmodell für den Saisonabschnitt November-Dezember zusammen ca. 73% der Varianz des Niederschlags in Region 9 ($r_m = 0.854$). Hauptkopplungsmodus 1 ist in dieser Saisonabschnittsvariante lediglich mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von $S_i=95\%$ signifikant bivariat korreliert, nicht mit $S_i=99\%$ und scheidet aufgrund eines geringen partiellen Korrelationskoeffizienten bei der multiplen Regressionsanalyse in diesem Fall - der zur Fokussierung der nordhemisphärischen Telekonnektionen für den ostafrikanischen Niederschlag gewählt wurde - aus (Tab. 350).

Die mit den ausgewählten Hauptkopplungsmodi modellierte hochpassgefilterte Niederschlagsreihe erfasst die hohe Niederschlagsvariabilität in Region 9 der Jahre 1951 und 1952, zu Beginn

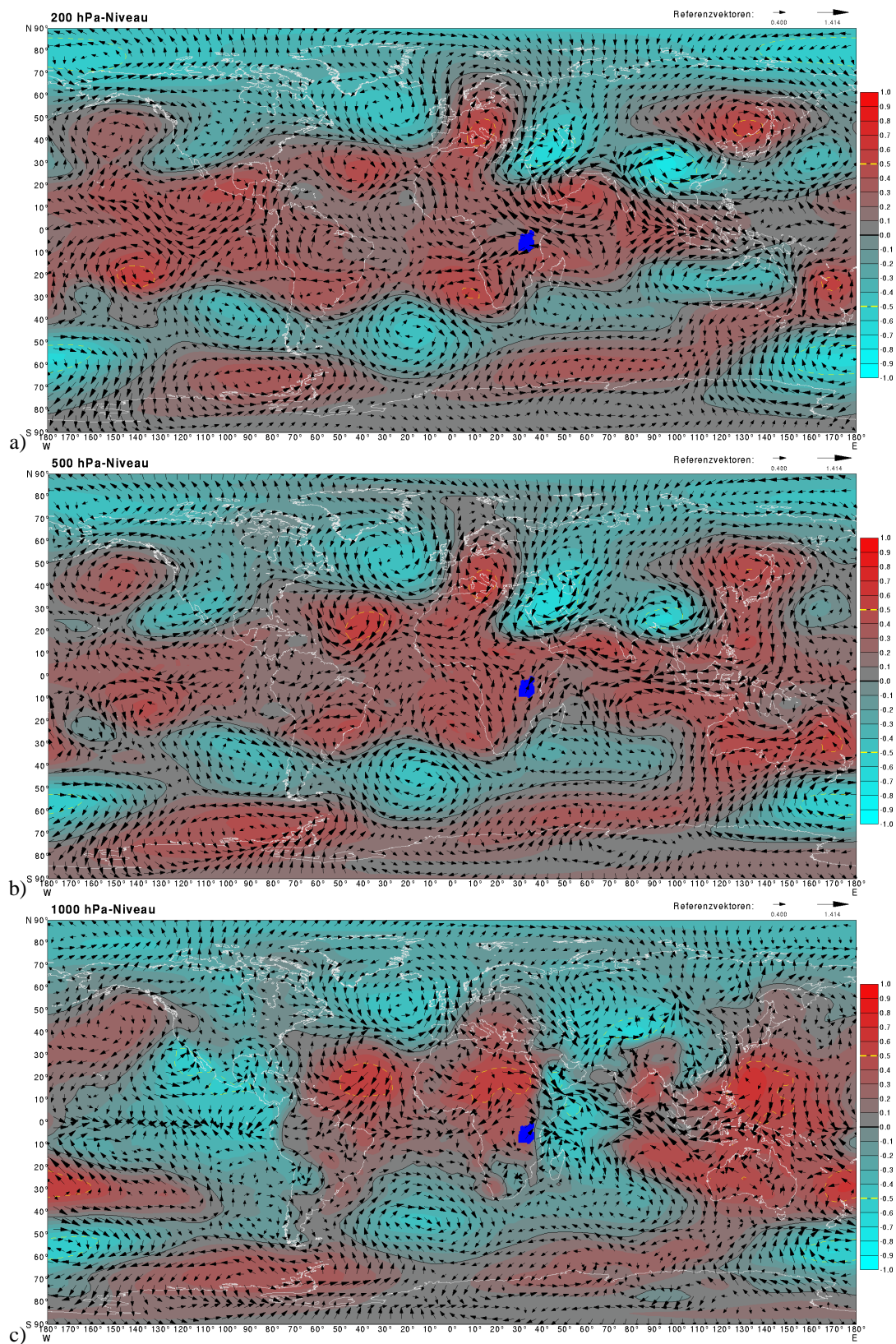


Abbildung 10.10: Bivariate Korrelationen des Niederschlagsindex der Region 9 (Nordtansania, blau hervorgehoben) im Geopotentialfeld (Konturen) und Windfeld (Vektoren aus Korrelationskoeffizienten mit U- und V-Komponente) des a) 200, b) 500 und c) 1000 hPa-Niveaus für den Saisonabschnitt November-Dezember.

Modus	r	r(part5)	b5	r(part8)	b8
1	+0.309190			+0.112258	+0.071024
2	+0.267680			-0.087190	-0.056011
4	-0.401051*	-0.524898*	-0.310834	-0.524383*	-0.314119
6	-0.449531*	-0.642887*	-0.358847	-0.625016*	-0.366847
7	-0.466037*	-0.409114*	-0.247871	-0.405186*	-0.242459
8	+0.008906			+0.118176	+0.063568
9	+0.412776*	+0.530784*	+0.314708	+0.531843*	+0.317546
11	-0.378707*	-0.578376*	-0.367949	-0.548377*	-0.361316

Tabelle 10.3: Bivariate und multiple Korrelations- sowie multiple Regressionskoeffizienten zwischen Niederschlagsindex der Region 9 (abhängige Variable) und den Zeitkoeffizienten von fünf (part5) bzw. acht (part8) ausgewählten Hauptkopplungsmodi (unabhängige Variablen) im Saisonabschnitt November-Dezember:

r: bivariater Korrelationskoeffizient, r(part5)/r(part8): partieller Korrelationskoeffizient bei fünf/acht unabhängigen Variablen, b5/b8: Regressionskoeffizient bei fünf/acht unabhängigen Variablen. Mit Si=99% signifikante Korrelationskoeffizienten sind durch einen Stern markiert.

der 1960er Jahre, der Sommer 1982 und 1983 sowie 1997 und 1998 sehr gut, wie der Vergleich zwischen Modellzeitreihe und beobachteten hochpassgefilterten Anomalien des Niederschlags in Abbildung 10.11 zeigt.

Der Vergleich der ungefilterten Niederschlagsreihe mit den rücktransformierten Score-Zeitreihen (siehe Kap. 10.1) der als Prädiktoren eingesetzten Hauptkopplungsmodi gibt weitergehende Einblicke in die Übereinstimmungen der Anomalien von Niederschlag und Hauptkopplungsmodi.

Die starke Niederschlagsschwankung der Sommer 1951 und 1952 wird vor allem von kräftigen inversen Anomaliesignalen in Modus 11 (Abb. 10.12e) begleitet, der jedoch für die Niederschlagsschwankungen in den 1960er Jahren kaum bedeutsam ist. Stärkere Übereinstimmungen finden sich erst wieder in der zweiten Hälfte des Gesamtzeitraums. Die hohe Niederschlagsvariabilität der 1960er Jahre ist keinem der Hauptkopplungsmodi generell zuzuordnen. Das Niederschlagsmaximum im November-Dezember des Jahres 1961 stimmt jedoch mit einer kräftigen Negativanomalie für Modus 4 überein. Die Analyse der Geopotentialanomalien dieses Frühsommers 1961 (ohne Abbildung) erbringt kräftige oberflächennahe Tiefdruckanomalien östlich Madagaskars sowie schwächere Anzeichen einer Höhentrogverschiebung über dem südlichen Afrika nach Osten. Hiermit ergeben sich zwar Hinweise auf eine Bestätigung der in Kapitel 9.4 angestellten Vermutung der Negativkorrelation zwischen Modus 4 und dem Niederschlag in Ostafrika, einen ausreichenden Beleg stellt diese Übereinstimmung jedoch noch nicht dar. In diesem Jahr sind weiterhin nordhemisphärische Anomalien im Bereich der Zentren von Modus 6 und 11 kräftig ausgeprägt, die mit dem Verlauf der rücktransformierten Scores in Abbildung 10.12b und e gut

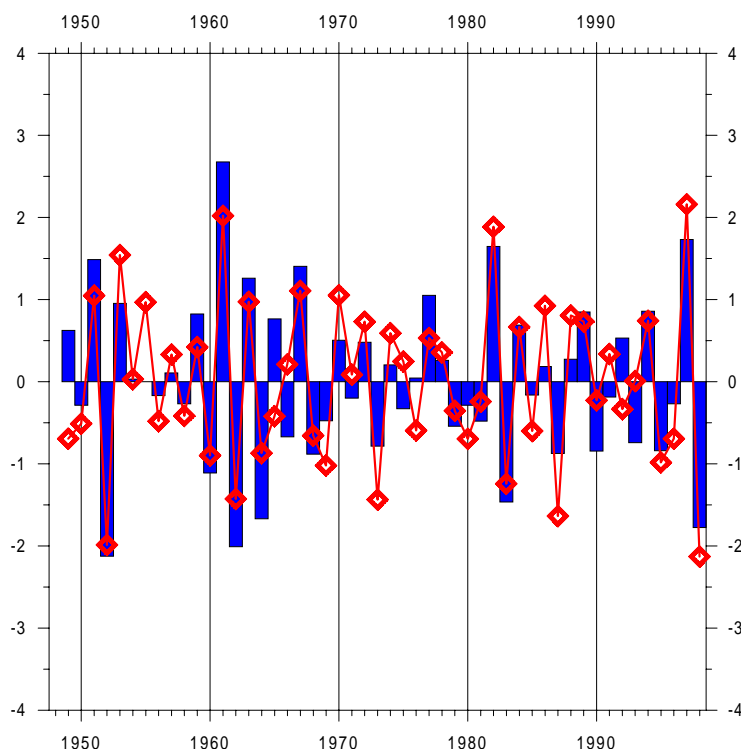


Abbildung 10.11: Hochpassgefilterte und normalisierte Beobachtungszeitreihe des Niederschlagsindex für Region 9 (blau) und modellierte Zeitreihe für Niederschlagsregion 9 (rot) nach einem multiplen Regressionsmodell mit den Hauptkopplungsmodi 4, 6, 7, 9 und 11 als Prädiktoren für den Saisonabschnitt November-Dezember.

übereinstimmen. Die Jahre 1982 und 1997 zeigen ebenfalls hohe Niederschläge in Region 9. Beides sind Jahre, in denen die stärksten El-Niño-Ereignisse im Untersuchungszeitraum stattfanden (vgl. Abb. 2.13, S. 31). Neben den Übereinstimmungen mit Modus 1 (nicht gezeigt), die jedoch für diesen Saisonabschnitt nicht ausreichen, um eine signifikante Korrelation zu etablieren, ergeben sich simultane Anomalien für Modus 4 im Sommer 1982 sowie kräftige Negativanomalien für Modus 7, in schwächerer Form für Modus 6 im Sommer 1997. Diese Niederschlagsanomalien werden auch ohne Modus 1 bei der Regressionsanalyse gut wiedergegeben (vgl. Abb. 10.11), womit sich Hinweise auf ENSO-unabhängige Ursachen für diese Anomaliefälle ergeben, denen jedoch in spezialisierten Untersuchungen im Detail nachgegangen werden müsste. Dies entspricht nicht der Zielstellung der vorliegenden Arbeit, jedoch ergeben sich bereits hierfür methodische und inhaltliche Ansatzpunkte.

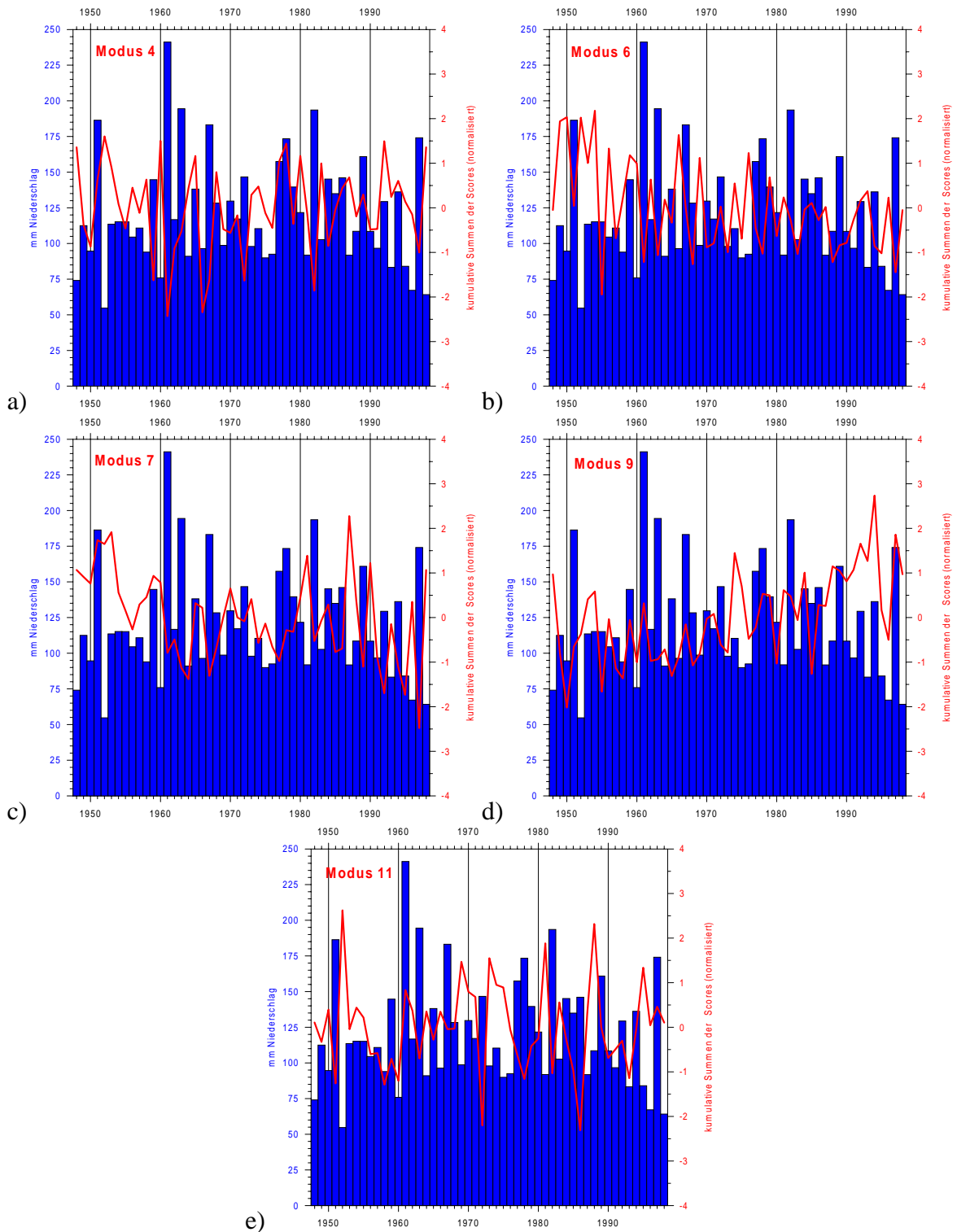


Abbildung 10.12: Originalzeitreihe des Niederschlagsindex für Region 9 (blau) und normalisierte Zeitreihen der kumulativen Summen der Scores (siehe Text) ausgewählter Hauptkopplungsmodi (rot) im Saisonabschnitt November-Dezember. a) Modus 4 (SW-Indik-Zentrum), b) Modus 6 (Northern Asian Pattern), c) Modus 7 (Indik-Subtropenmuster), d) Modus 9 (Arktische Oszillation) und e) Modus 11 (Western Atlantic Pattern).

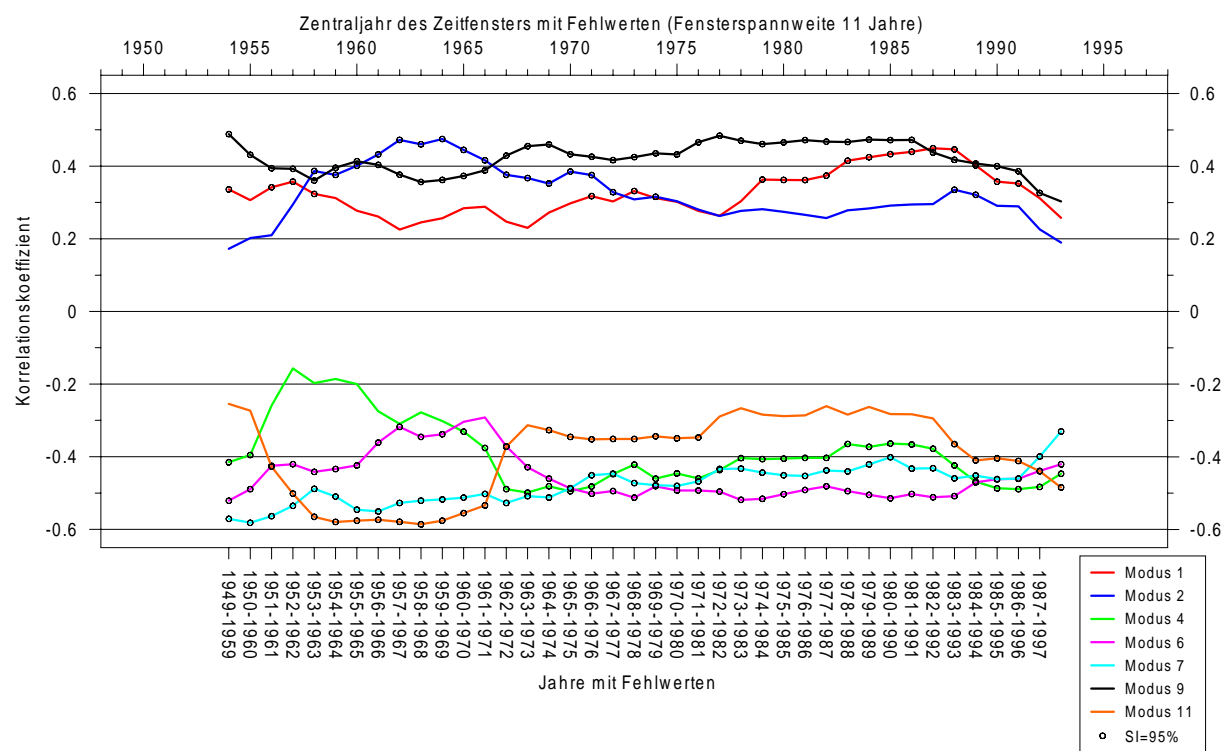


Abbildung 10.13: Stationarität ausgewählter Telekonnektionen des Niederschlagsindex der Region 9 (Nordtansania) für den Saisonabschnitt November-Dezember:

Veränderungen der Korrelationen mit den Zeitkoeffizienten der Hauptkopplungsmodi 1, 2, 4, 6, 7, 9 und 11 bei Verwendung eines gleitenden 11-jährigen Zeitfensters mit Fehlwerten. Signifikante Koeffizienten bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit (Si) sind durch ein Kreissymbol markiert. Erläuterung siehe Kap. 10.1.3, S. 338.

10.3.3 Stationarität

In Abbildung 10.13 sind die Kurven der Korrelationen zur Kennzeichnung der Stationarität der Telekonnektionen zwischen Region 9 und den wichtigsten Hauptkopplungsmodi dargestellt. Neben den bei der multiplen Regressionsanalyse eingesetzten Modi wurden zusätzlich die Kurven für Modus 1 und 2 eingetragen. Interessanterweise wird die Kopplung mit Modus 1 bei Abwesenheit 11-jähriger Zeitabschnitte in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraumes signifikant ($Si=95\%$), obwohl hier eine Übereinstimmung z.B. in den El-Niño-Jahren 1982 und 1997 mit anomal hohen Niederschlägen der 'short rain season' im Abschnitt November-Dezember festgestellt wurde. Hingegen sind stärkere Zusammenhänge in der ersten Hälfte des Zeitraumes zu beobachten. Entgegengesetzt stellen sich die Veränderungen der durch Modus 2 (südhemisphärisches Subtropenmuster) beschriebenen Telekonnektionen dar, die mit $r=+0.27$ für den Gesamtzeitraum nicht signifikant sind. Für Modus 9 sind bis auf eine Zunahme der Bedeutung ganz am

Ende und geringere Bedeutung zu Beginn des Zeitraums keine stärkeren Schwankungen erkennbar.

Besondere Relevanz für die Kopplung mit Modus 4 zeigt der Abschnitt 1950 bis 1961, ohne diesen Zeitraum - insbesondere ohne das Anomalieereignis 1961 - werden nur mehr schwache und größtenteils insignifikante Koeffizienten erreicht. Ähnlich hierzu ist die zeitliche Entwicklung der Zusammenhänge mit Modus 6 (Northern Asian Pattern). Nahezu umgekehrt verhält es sich mit den Korrelationen für Modus 11 (Western Atlantic Pattern). Hier wirken sich die Anomalien zu Beginn des Zeitraums abschwächend für die Gesamtkorrelation aus. Modus 7 (Indik-Subtropenmuster) zeigt nahezu kontinuierliche Zunahme der Kopplungsintensität.

Ohne die zuletzt aufgezeigten Schwankungen im langfristigen Verlauf der hochfrequenten Zusammenhänge zwischen den Niederschlagsregionen und den Hauptkopplungsmodi im Rahmen dieser Arbeit im Einzelnen klären zu können, sind die aufgezeigten Veränderungen von Bedeutung für die Beurteilung der Kopplungen z.B. im Rahmen der angewandten Niederschlagsmodellierung. Mit der dargestellten Methodik lassen sich somit Phasen hoher und geringer Kopplungsintensität unterscheiden und können eine Entscheidungshilfe bei der Auswahl potentieller Prädiktoren bieten.

Kapitel 11

Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit den durch Telekonnektionen etablierten Zusammenhängen zwischen der globalen troposphärischen Zirkulation der Atmosphäre und der sommerlichen Niederschlagsvariabilität im südhemisphärischen Afrika auf interannueller Zeitskala. Ziel der Arbeit ist die Erfassung maßgeblicher Telekonnektionen sowie deren Überprüfung hinsichtlich kausal nachvollziehbarer zirkulationsdynamischer Erklärungsmodelle, die - über formalstatistische Signifikanzkriterien hinausgehend - eine Beurteilung der Fernkopplungen in Hinblick auf ihre Bedeutung für den Niederschlag im südhemisphärischen Afrika gestattet.

Eine Voruntersuchung der in dieser Untersuchung verwendeten Datensätze erbrachte starke Trends insbesondere im Druckfeld und im Feld der Meeresoberflächentemperaturen, während dies für das Niederschlagsfeld des südlichen Afrikas im untersuchten Zeitraum nicht zutrifft. Die sich aus der Existenz starker Trends bzw. stark ausgeprägter Langzeitvariabilität ergebenden negativen Auswirkungen auf Korrelationsanalysen wurden durch die Verwendung hochpassgefilterter Daten reduziert.

Besonderes Augenmerk gilt den Veränderungen von Kopplungen, sowohl im jahreszeitlichen Verlauf des Südsommers (Oktober bis April) als auch den Schwankungen der Korrelationen bei Betrachtung unterschiedlich langer Abschnitte der Sommersaison. In 28 verschiedenen, sich systematisch ergänzenden Saisonabschnittsvarianten werden Telekonnektionsanalysen durchgeführt, die nicht nur die Bestimmung der optimalen intrasaisonalen Zeitskala für Detailuntersuchungen erlauben, sondern zudem einen erweiterten Einblick in die intrasaisonale Persistenz der Zusammenhänge erlauben und somit die Beurteilungsmöglichkeit der Beständigkeit der Korre-

lationen signifikant verbessern. Eine systematische visuelle Auswertung der durch diese Erweiterung vervielfachten Analyseergebnisse wird mit Hilfe des Entwurfs eines sog. *Saisonalitätsdiagramms* realisiert, das einen Überblick über die intrasaisonalen Schwankungen ermöglicht. Dennoch lässt die Fülle an Einzelergebnissen, die aus dieser Erweiterung resultiert, eine weitergehende Informationsverdichtung notwendig werden.

Ebenso ergibt sich aus den bewusst umfangreich gewählten Dimensionen der Untersuchungsräume - sowohl bezüglich des Subkontinents des südlichen Afrikas als auch bezüglich des Verzichts auf eine räumliche Beschränkung des Untersuchungsraumes für potentielle Telekonnektionszentren - die Notwendigkeit, sich mit der Eignung und Leistungsfähigkeit von Methoden auseinanderzusetzen, erdumspannende Variabilitätszusammenhänge realistisch widerzuspiegeln und zugleich auf einige wenige grundlegende Zusammenhangsmuster zu reduzieren. Die Gefahr, Methoden, die sich bei gezielter Beschränkung auf begrenzte Untersuchungsräume bewährt haben, mit der Anwendung auf global dimensionierte Räume zu 'überladen', wird bei Raumskalen dieser Größenordnung weiter erhöht durch den als 'Multiplicity' beschriebenen Effekt der erhöhten Wahrscheinlichkeit, Zufallsübereinstimmungen zu erfassen. Neben diesen inhaltlichen Problemen der adäquaten Erfassung maßgeblicher Variabilitätszusammenhänge resultieren aus dem raum-zeitlichen Umfang der Zielstellung enorme Schwierigkeiten bei der Darstellung und Informationsverdichtung zur Gewinnung eines Überblicks über die wesentlichen Momente der Variabilitätsabhängigkeiten durch telekonnektiven Transport von Anomalieimpulsen.

Verschiedene, sehr unterschiedlich aufwändige Maßnahmen wurden ergriffen, dieser formell darstellungstechnischen, vielmehr jedoch inhaltlich hochrelevanten Problematik des Umfanges an Variabilität, sowohl in räumlicher als auch zeitlicher Hinsicht, gerecht zu werden:

- Hauptkomponentenbasierte Regionalisierung des Niederschlags im südhemisphärischen Afrika
- Entwurf der sog. *multisaisonalen* Analysemethode, mit der sich die in der intrasaisonalen Variabilität dominierenden Zusammenhänge herauskristallisieren
- Intensive Nutzung und Weiterentwicklung bivariater Techniken der Telekonnektionsanalyse (Isokorrelatenaanalyse, Telekonnektivität, relatives Bedeutungsmaß), u.a. zur Gewinnung einer Referenz für Ergebnisse multivariater Methoden
- Anwendung und Ergebnisvergleich dreier verschiedener multivariater Methoden (SFPCA, CCA, SVD)

- Neuentwicklung einer dreistufigen Methodenkombination zur Extraktion der sog. *Hauptkopplungsmodi*, die den Anforderungen und Problemlagen der Zielstellung gerecht wird
- Eingehende zirkulationsdynamische Analyse der extrahierten Hauptkopplungsmodi hinsichtlich plausibler zirkulationsdynamischer Kopplungsmechanismen, die - neben der Überprüfung der Ergebnisse der Telekonnektionserfassung - neue Erkenntnisse zum prozessualen Verständnis der Niederschlagsvariabilität im südhemisphärischen Afrika beitragen

Als übergreifendes Ergebnis der Auseinandersetzung mit der Methodik der globalskaligen und intrasaisonal differenzierenden Telekonnektionsanalyse ist insbesondere die Erkenntnis der Notwendigkeit des Abgleichs von Resultaten multivariater und bivariater Methoden hervorzuheben. Während die Weiterentwicklung und der zunehmende Einsatz multivariater Methoden zur kompakten Analyse hochdimensionaler Stichproben in der Klimaforschung stetig voranschreitet¹, ist im Bereich der Analyse bivariater und niederdimensionaler Stichproben² eine gewisse Stagnation festzustellen:

“Interest in teleconnections research has peaked and ebbed and peaked during the past eighty years, but the statistical methods that have been used, and that are commonly used today, remain basically unchanged from the approach taken by Walker and his colleagues in the early twentieth century.”

(BROWN & KATZ, 1991, S. 371 f.)

Neben der Arbeit Sir Gilbert T. Walkers, der mit seinen Arbeiten zu Beginn des 20. Jahrhunderts u.a. zur Southern Oscillation als Begründer der Telekonnektionsanalyse gesehen wird, ist als weitere grundlegende Arbeit die Veröffentlichung von WALLACE & GUTZLER (1981) zu nennen. Seit der fundamentalen Kritik von BARNSTON & LIVEZEY (1987) an der auf bivariater Korrelationsanalyse basierten Methode der Telekonnektivität³ und der Betonung der Vorteile der PCA (vgl. Kapitel 6) sind auf diesem Gebiet jedoch kaum weitere Anstrengungen der Weiterentwicklung unternommen worden, bzw. haben sich deren Ergebnisse nicht im gängigen Methodeninstrumentarium der Klimaforschung etablieren können. Die in der vorliegenden Arbeit

¹Genannt seien nur die Methoden der CCA, SVD (BARNSTON & LIVEZEY, 1987), die erweiterte Hauptkomponentenanalyse (engl.: extended PCA), PIPS und POPS (engl.: Principal Interaction and Oscillation Patterns, HASSELMANN, 1988), Neuronale Netze und nichtlineare Hauptkomponentenanalyse (HSIEH, 2001a), bzw. nichtlineare Kanonische Korrelationsanalyse (HSIEH, 2001b) - um nur einige Weiterentwicklungen zu nennen.

²Hierzu ist auch die multiple Regressionsanalyse unter gezielter Verwendung einer überschaubaren Anzahl von Prädiktoren zu zählen, wie sie in Kapitel 10 eingesetzt wurde.

³In der von WALLACE & GUTZLER (1981) eingeführten Form war die Technik auf die Erfassung der maximal negativen Korrelationen beschränkt (negative Telekonnektivität, siehe Kap. 6.2.3).

aufgezeigte Problemlage bei der umfassenden Telekonnektionsanalyse auf globalem Maßstab, die erst mit der Verfügbarkeit entsprechender Datensätze möglich wird⁴, legt nahe, auch in diesem, "etwas aus der Mode gekommenen" Bereich verstärkte Anstrengungen zu unternehmen. Im Laufe der Anfertigung der vorliegenden Arbeit wurde deutlich, dass das Potential hierzu bei weitem noch nicht ausgeschöpft ist. Aus Sicht der praktischen Anwendung bei der Durchführung der Analysen können die im Prinzip einfacheren, bei der Durchführung jedoch erheblich aufwändigeren Techniken zur Informationsverdichtung bivariater Telekonnektionsanalysen nicht mit den zur Verfügung stehenden Softwarepaketen zur Durchführung von Eigenwert- oder SVD-basierten Analysen konkurrieren (vgl. Kap. 6.2.3). Die Weiterentwicklung und Standardisierung der bivariat basierten Verfahren ist jedoch aus Gründen der Verfügbarkeit von Alternativverfahren zu den "modernen" multivariaten Methoden - zumindest als Referenz zur Ergebnisprüfung - wünschenswert und notwendig.

"The number of satisfactorily established relationships between weather in different parts of the world is steadily growing [...] and I cannot help believing that we shall gradually find out the physical mechanism by which these are maintained, as well as learn to make long-range forecasts to an increasing extent."

(WALKER, G.T., 1918, S. 223, zitiert nach BROWN & KATZ, 1991, S. 372)

Die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten zirkulationsdynamischen Analysen der Hauptkopplungsmodi geben einen Einblick in physikalische Prozessmechanismen der für den Niederschlag im südhemisphärischen Afrika bedeutsamen Telekonnektionen. Für acht Hauptkopplungsmodi konnten Erklärungsmodelle für den Transport von Anomaliesignalen zwischen den jeweils involvierten Telekonnektionszentren des globalen Druckfeldes und den korrelierten Niederschlagsschwankungen in den Regionen des südlichen Afrikas aufgezeigt werden, die sich sowohl hinsichtlich der räumlichen Verteilung der Telekonnektionszentren als auch prozessual in vier Hauptgruppen zusammenfassen lassen:

1. *ENSO(El-Niño-/Southern-Oscillation)-Telekonnektionen der Tropen und Subtropen:* Das pazifische ENSO-System (Hauptkopplungsmodus 1) stellt sich als dominierender Modus nicht nur für die Varianzerklärung innerhalb des globalen Zirkulationsfeldes, sondern auch hinsichtlich der Telekonnektionen des südhemisphärischen Niederschlags dar. Während

⁴Der Datensatz des ersten Durchlaufs des NCEP/NCAR Reanalysemodells für den Zeitraum ab 1958 war ab 1996/1997 zugänglich.

eine positive Abhängigkeit des frühlommerlichen Niederschlags in Ostafrika durch Variationen der tropischen Walkerzirkulation des Indischen Ozeans etabliert wird (Erhöhung der Niederschläge in sog. High-Phase- oder El-Niño-Phasen), werden die insgesamt stärksten Kopplungen für den Niederschlag im nördlichen Zentralbereich der Republik Südafrika sowie der südlichen Kalahari im Hoch- und Spätsommer erreicht. Das Erklärungsmodell einer Verursachung der ENSO-abhängigen Niederschlagsanomalien über den Signaltransportweg ausgeprägter SST-Anomalien im Indischen Ozean kann hierbei nicht bestätigt werden. Auch kann keine bedeutende Rolle außertropischer Wellenvariabilität in der südhemisphärischen Höhenströmung festgestellt werden. Vielmehr wird als Primärkopplungsmechanismus die höhenkonvergente und niederschlagsreduzierend wirkende Strömungskonfiguration im subtropischen Bereich des Südostatlantiks und über Südafrika erkannt, die über Anomalieimpulse in der Walkerzirkulation des Atlantiks mit den pazifischen ENSO-Anomalien verknüpft ist.

2. *Telekonnektionen der Wellendynamik der außertropischen Westwinddrift in der Südhemisphäre:* Zwei der Hauptkopplungsmodi (Modus 2 und 8) beschreiben die Einbindung der Höhentrogaktivität über dem südlichen Afrika in verschiedene Telekonnektionsmuster der Südhemisphäre. Während Modus 2 hierbei stärkere Anbindung an den subtropischen Grenzbereich zwischen mittlerer tropischer Ostströmung und der über dem Atlantik weit äquatorwärts ausgreifenden außertropischen Westwindzone zeigt, spielt sich der Transport von Anomaliesignalen für Modus 8 - einem Vierwellenmuster - hauptsächlich in den mittleren Breiten ab. Beide Muster beeinflussen die Niederschlagsvariabilität im Süden Afrikas durch die Modifikation von Höhentrogen über der Südostküste Südafrikas, die in ihrem westlichen Rückseitenbereich konvektionshemmend wirken und einen Impuls zu anomal trockenen Verhältnissen in den betroffenen Niederschlagsregionen ausüben.
3. *Einfluss der Häufigkeit und Intensität tropischer Zyklonen und Tiefdruckzellen im südwestlichen Indischen Ozean:* Ein Hauptkopplungsmodus (Modus 4) spiegelt die Auswirkungen wechselnder Auftretshäufigkeiten und Intensität tropischer Luftdruckdepressionen im Bereich Madagaskars wider. Die hiermit auf saisonaler Zeitskala assoziierten großskaligen Zirkulationsanomalien im Bereich Afrikas überwiegen bzw. kompensieren den kurzfristigen Effekt der Niederschlagserhöhung durch Starkregenereignisse im südöstlichen Afrika. Sowohl eine Verlagerung des Hauptkonvektionsgebietes über den Ozean als auch die Auswirkungen auf die Luftmassenadvektion über dem Subkontinent verursachen tendenziell trockenere Verhältnisse in Regionen des südöstlichen und zentralen südhemisphärischen

Afrikas bei verstärkter Zyklonalaktivität im Südwestindik im Spätsommer.

4. *Telekonnektionen mit der Zirkulation der subtropischen und mittleren Breiten der Nordhemisphäre:* Vier Hauptkopplungsmodi repräsentieren Zusammenhänge v.a. der frühsommerlichen Niederschlagsvariabilität in Ostafrika (Modus 6, 7, 9 und 11). Die Schlüsselrolle bei der prozessualen Verzahnung der außer- und subtropischen mit innertropischen Konvektionsanomalien nimmt die Höhenströmung im Bereich des Subtropenjetstreams über Südwestasien ein, welche eng mit der Variabilität der Meridionalströmung im hochtroposphärischen Strömungsast der Hadleyzelle über Nordostafrika verknüpft ist. Diese wiederum ist mittels Horizontaldivergenzanomalien an die Konvektionstätigkeit über dem äquatornahen Ostafrika gekoppelt.

Hiermit sind nur die wichtigsten Ergebnisse der Analysen zusammengefasst. Für einen Teil der Korrelationen zwischen südafrikanischem Niederschlag und entfernt liegenden Zentren im Druckfeld werden keine plausiblen Kopplungsmechanismen ersichtlich. Hierbei handelt es sich entweder um Zusammenhänge, die mit den untersuchten Variablen nicht erfasst werden können oder aber auch um zufällige Übereinstimmungen der Variabilität.

Neben den Telekonnektionen des südafrikanischen Niederschlags in der Atmosphäre und zirkulationsinternen Telekonnektionen wurden Zusammenhänge mit der Variabilität der Meeresoberflächentemperaturen untersucht. Bis auf die überaus starken Zusammenhänge des ENSO-Systems, durch das eine intensive wechselseitige Kopplung zwischen Atmosphäre und Ozean besteht, konnten - mit Ausnahme des sog. Dipolmodus im Indischen Ozean - keine weiteren bedeutenden, auf interannueller Zeitskala wirksamen ozeanischen Einflüsse auf die Atmosphäre festgestellt werden, die zur Erklärung von Niederschlagstelekonnektionen beitragen. Im Gegenteil ergeben sich Hinweise auf eine überwiegend passive Rolle der Meeresoberflächentemperaturen. Auch im näheren Umfeld des südlichen Afrikas lassen sich keine deutlichen Anhaltspunkte für eine aktive Rolle der SST-Variabilität in der Wechselwirkungsbeziehung zwischen Ozean und Zirkulation der Atmosphäre erkennen. Dies ist insofern bedeutsam als somit auch keine auf indirektem Wege, über die atmosphärische Zirkulation vermittelten SST-Anomalieimpulse die Niederschlagsvariabilität im südlichen Afrika beeinflussen können.⁵

Der Umstand, dass der Einfluss der SST-Variabilität auf die Atmosphäre erst auf längeren - z.B. dekadischen - Zeitskalen (mit Ausnahme im ENSO-Kopplungssystem) eine führende Rolle im Wechselwirkungsgefüge zwischen Ozean und Atmosphäre einnimmt, sollte in Verbin-

⁵Direkte Einflüsse des Ozeans etwa über Anomalien des Feuchtangebotes sind hier ausgenommen.

dung mit dem Einsatz der Hochpassfilterung in den hier durchgeführten Untersuchungen demnach dazu führen, dass Telekonnektionen des südafrikanischen Niederschlags im SST-Feld abgeschwächt werden und ohne Filterung stärker ausfallen. Der durchgeführte Vergleich der SST-Niederschlags-Korrelationen bei ungefilterten und hochpassgefilterten Zeitreihen zeigt jedoch das Gegenteil. Die Auswirkungen der Trends im SST-Feld könnten eine Erklärung für diesen Widerspruch liefern. Hierzu wären jedoch weitere Untersuchungen notwendig, welche die SST-Telekonnektionen des Niederschlags im südlichen Afrika fokussieren.

Dieser Aspekt erlangt besondere Tragweite in Hinblick auf die Nutzung von Telekonnektionen des südafrikanischen Niederschlags als Prädiktoren zur Saisonalprognose (engl.: “seasonal forecast”), wobei die Frage nach Ursache und Wirkung sowie nach der Verzögerung des Signaltransports in telekonnektiven Kopplungssystemen des Ozeans und der Atmosphäre in den Vordergrund rückt. Nicht alle hier erfassten Telekonnektionen kommen hierbei als potentielle Prädiktoren in Frage. So liefern z.B. die Telekonnektionen des Niederschlags mit den südhemisphärischen Wellenmustern zwar einen z.T. sehr hohen Beitrag zur Varianzerklärung des Niederschlags. Als Ursache für die Abhängigkeiten mit weiteren Telekonnektionszentren innerhalb der Kopplungsmuster der Südhemisphäre wurde jedoch gerade die *simultane* Druckveränderung durch Veränderungen von Wellenkonfigurationen benannt, was diese Kopplungsmuster für die Saisonalprognose bei mehreren Monaten Zeitversatz sicherlich disqualifiziert, falls sich nicht weitere Abhängigkeiten zeigen, die mit einer gewissen Trägheit agieren, wie es z.B. für das ENSO-System der Fall ist.

Das in der vorliegenden Arbeit erprobte und entwickelte Instrumentarium an bi- und multivariaten Methoden zur Telekonnektionsanalyse ermöglicht eine zuverlässige Erfassung maßgeblicher Telekonnektionen. Zudem wurde exemplarisch dargestellt, dass der notwendige hohe Abstraktionsgrad bei der Extraktion der Hauptkopplungsmodi dennoch eine detaillierte Analyse der physikalischen Grundlagen des Transports von Anomaliesignalen zulässt. Im Zusammenspiel mit den bivariaten Methoden der Telekonnektionsanalyse kann hierdurch ein hoher Grad an Zuverlässigkeit der Ergebnisse erreicht werden. Dies lässt den Einsatz der Methoden bei der Analyse zeitversetzter Telekonnektionen als sehr aussichtsreich erscheinen. Aber auch die gewonnenen Erkenntnisse zum Verständnis der telekonnektiv beeinflussten Niederschlagsvariabilität im südhemisphärischen Afrika sind als Referenz bei der Analyse und Interpretation zeitversetzter Fernkopplungen als hilfreich zu erachten, das Potential der Telekonnektionen als Prädiktoren in der Saisonalprognose zu überprüfen und zu nutzen.

Danksagung

Mein herzlichster Dank gilt dem Betreuer dieser Arbeit, Herrn Prof. Dr. J. Jacobeit, der die Erstellung der vorliegenden Arbeit in vielerlei Hinsicht höchst effizient unterstützte und eine optimale Betreuung leistete.

Aufrichtigen Dank an Herrn Prof. Dr. Dr. h.c. H. Hagedorn, nicht nur für die Übernahme des Zweitgutachtens, sondern auch für die anregenden Diskussionen zum Thema im Rahmen der Vorträge der Sitzungen des Graduiertenkollegs.

Vielen herzlichen Dank für das hervorragende Arbeitsklima und die tatkräftige Unterstützung an die (z.T. ehemaligen) MitarbeiterInnen der Arbeitsgruppe Klimaforschung am Institut für Geographie: Ulrike Beyer, Christoph Beck, Katrin Sturm, Joachim Rathmann, Alexander Walter, Elke Hertig, Armin Dünkeloh und Matthias Nonnenmacher.

Für anregende Diskussionen über die Reform der Deutschen Rechtschreibung, Anstöße zur Reflexion des Sprachgebrauchs sowie nicht zuletzt für seelisch-moralische Unterstützung geht ein besonderer Dank an Rita Kotz, Detlef Stenger und Mirjam Karasek.

Literatur

- Angstrøm, A. (1935): Teleconnections of climate changes in present time. *Geographiska Annaler*, 17, S.242-58.
- Bahrenberg, G., E. Giese & J. Nipper (1990): *Statistische Methoden in der Geographie, Band 1 Univariate und bivariate Statistik*. Teubner, Stuttgart.
- Bahrenberg, G., E. Giese & J. Nipper (1992): *Statistische Methoden in der Geographie, Band 2 Multivariate Statistik*. Teubner, Stuttgart.
- Barnston, A.G. & R.E. Livezey (1987): Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Mon. Weather Rev.*, 115, S. 1083-1126.
- Barnston, A.G. & C.F. Ropelewski (1992): Prediction of ENSO Episodes Using Canonical Correlation Analysis. *J. Climate*, 5, S. 1316-1344.
- Barry, R.G. and Carleton, A.M. (2001): *Synoptic and Dynamic Climatology*, London (Routledge).
- Battisti, D.S. & A. C. Hirst (1989): Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46, S. 1687-712.
- Beck, C. (2000): *Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780*. Würzburger Geographische Arbeiten, Heft 95, Würzburg.
- Beyer, U. (2001): *Regionale Niederschlagsänderungen in Namibia bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt*. Dissertation. Geographisches Institut, Universität Würzburg. <<http://opus.bibliothek.uni-wuerzburg.de/opus/volltexte/2002/226/pdf/beyer.pdf>>

- Bjerknes, J. (1969): Atmospheric teleconnections from the tropical Pacific. *Mon. Weather Rev.*, 97, S. 103-172.
- Bresch, D.N. (1998): Coupled Flow and SST Patterns of the North Atlantic: A Statistical and Dynamical Study. Dissertation, Swiss Federal Institute of Technology (ETH), Zürich.
- Bretherton, C. S., C. Smith & J. M. Wallace (1992): An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *J. Climate*, 5, S. 541-560.
- Brown, B.G. & R.W. Katz (1989): Use of statistical methods in the search for teleconnections. *Proceedings of the Fourth International Meeting on Statistical Climatology*. March 27-31, S. 87-92.
- Brown, B.G. & R.W. Katz (1991): Use of statistical methods in the search for teleconnections: past, present, and future. In: Glantz, M.H. et al. (Hrsg.) (1991): *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*. Cambridge University Press Cambridge, S. 371-400.
- Camberlin, P., S. Janicot & I. Pocard (2001): Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnection between African Rainfall and Tropical sea-surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *International Journal of Climatology*, 21, S. 973-1005.
- Cane, M.A. (1991): Forecasting El Niño with a geophysical model. In: Glantz, M.H. et al. (Hrsg.) (1991): *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*. Cambridge University Press Cambridge, S. 346-369.
- Chiang, J.C.H. & A.H. Sobel (2002): Tropical Tropospheric Temperature Variations Caused by ENSO and Their Influence on the Remote Tropical Climate. *Journal of Climate*. 15. S. 2616-2631.
- Chu, P.-S. (1991): Brazil's climate anomalies and ENSO. In: Glantz, M.H. et al. (Hrsg.) (1991): *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*. Cambridge University Press Cambridge, S. 43-71.
- D'Abreton P.C. & J.A. Lindesay (1993): Water Vapour Transport over southern Africa during wet and dry early and late summer months. *Int. J. Climatol.*, 13, S. 151-170.
- Diaz, H.F., M.P. Hoerling & J.K. Eischeid (2001): ENSO Variability, Teleconnections and Climate Change. *Int. J. Climatol.*, 21, S. 1845-1862.

- Dünkeloh, A. & J. Jacobeit (2003): Circulation Dynamics of Mediterranean Precipitation Variability 1948-1998. Submitted.
- Engert, S. (1999): Analysis of late summer rainfall distribution and circulation dynamics during wet and dry spells in central and northern Namibia., Dissertation, Geographisches Institut Universität Würzburg, Würzburg.
- Flohn, H. (1975): Tropische Zirkulationsformen im Lichte der Satellitenaufnahmen. Bonner Meteorol. Abh., 21.
- Fontaine, B., S. Janicot & P. Roucou (1999): Coupled ocean-atmosphere surface variability and its climate impacts in the tropical Atlantic region. *Climate Dynamics*, 15, S. 451-473.
- Geist, A., A. Beguelin, J. Dongarra, W. Jiang, R. Manchek & V. Sunderam (1994): PVM: Parallel Virtual Machine A Users' Guide and Tutorial for Networked Parallel Computing. MIT-Press, Cambridge.
- Glantz, M.H., R.W. Katz & N. Nicholls (Hrsg.) (1991): Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies. Cambridge University Press, Cambridge.
- Gray, W.M. & J.D. Sheaffer (1991): El Niño and QBO influences on on tropical cyclone activity. In: Glantz, M.H. et al. (Hrsg.) (1991): Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies. Cambridge University Press Cambridge, S. 257-284.
- Hasselmann, K.F. (1988): PIPs and POPs: The reduction of complex dynamical systems using Principal Interaction and Oscillation Patterns. *J. Geophys. Res.*, 93, S. 11015-11021.
- Hastenrath, S. (1988): Climate and circulation of the tropics. Reidel. Dordrecht.
- Hastenrath, S. (2001): In search of zonal circulations in the equatorial Atlantic sector from the NCEP/NCAR Reanalysis. *Int. J. Climatol.* 21, S. 37-47.
- Hobbins, M.Z., J.A. Ramirez & T.C. Brown (2001): Trends in regional evapotranspiration across the united states under the complementary relationship hypothesis. In: Jorge A.R. (Hrsg.)(2001): Proceedings of the 21st Annual AGU, Hydrology Days, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, April 2-5, S. 106-121.
- Hobbs, J.E., J.A. Lindesay & H.A. Bridgman (Hrsg.)(1998): Climates of the southern continents: present, past and future. John Wiley & Sons, New York.

- Hollander, M. & D.A. Wolfe (1999): Nonparametric statistical methods. John Wiley & Sons, New York.
- Hoskins, B. J. & D. J. Karoly (1981): Steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, 38, S. 1179-1196.
- Hsieh, W.W. (2001a): Nonlinear principal component analysis by neural networks. *Tellus* 53A, S. 599-615.
- Hsieh, W.W. (2001b): Nonlinear canonical correlation analysis of the tropical Pacific climate variability using a neural network approach. *J. Climate*, 14, S. 2528-2539.
- Hurrell, J.W. & K.E. Trenberth (1999): Global Sea Surface Temperature Analyses: Multiple Problems and Their Implications for Climate Analysis, Modeling and Reanalysis. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 80, S. 2661-2678.
- International Clivar Project Office (1999): Climate Research for Africa. WCRP Informal Report No. 16/1999, ICPO Publication Series No. 29.
- Jacobeit, J. (1989a): Zirkulationsbedingte Verteilungsmuster von Niederschlagsanomalien im tropischen Bereich von Südafrika bis Australien. *Erdkunde*. 43, S. 106-118.
- Jacobeit, J. (1989b): Zirkulationsdynamische Analyse rezenter Konvektions- und Niederschlagsanomalien in den Tropen. *Augsburger Geographische Hefte*, 9.
- Jacobeit, J. (1997): Rezente Klimadynamik im südlichen Afrika, *Zbl. Geol. Paläont. Teil I* (7/8). S. 757-766.
- Jacobeit, J., C. Beck & A. Philipp (1998): Annual to decadal variability in climate in Europe - objectives and results of the German contribution to the European climate research project ADVICE.- *Würzburger Geographische Manuskripte* 43.
- Jury, M.R., & B.M.R. Pathack (1993): Composite climatic patterns associated with extreme modes of summer rainfall over Southern Africa: 1975-1984, *Theor. Appl. Climatol.* 47, S. 137-145.
- Jury, M.R., C. McQueen & K. Levey (1994): SOI and QBO Signals in the African Region. *Theor. Appl. Climatol.*, 50, S. 103-115.

- Jury, M.R. (1996): Regional Teleconnection Patterns Associated with Summer Rainfall over South Africa, Namibia and Zimbabwe. *International Journal of Climatology*, 16, S. 135-153.
- Jury, M.R., B.M.R. Pathack, C.J. De Rautenbach & J. Vanheerden (1996), Drought over South Africa and Indian Ocean SST: Statistical and GCM results. *The Global Atmosphere and Ocean System*, 4, S. 47-63.
- Jury, M.R., H.M. Mulenga & S.J. Mason (1999): Development of statistical long-range models to predict summer climate variability over southern Africa. *Journal of Climate*, 12, S. 1892-1899.
- Jury, M.R. & A. Philipp (2003): Regionalisation of African Rainfall and Application to Interannual Prediction. Submitted.
- Kalnay, E., et al. (1996): The NCEP-NCAR 40 year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, S. 437-471.
- Kiladis, G. N. & H.F. Diaz (1986). An Analysis of the 1877-78 ENSO Episode and Comparison with 1982-83. *Mon. Weather Rev.*, 114, S. 1035-1047.
- Kiladis, G. N. & H.F. Diaz (1989). Global climate Amomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 2, S. 1069-1090.
- Kistler, R. et al. (2001): The NCEP-NCAR 50- Year Reanalysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82, S. 247-267.
- Klock, H. (2001): Hydrogeology of the Kalahari in north-eastern Namibia. Dissertation. Institut für Geologie Universität Würzburg, Würzburg. <<http://opus.bibliothek.uni-wuerzburg.de/opus/-volltexte/2002/249/>>
- Külls, C. (2000): Estimation of groundwater recharge and quantification of groundwater flow in the North-Western Kalahari, Dissertation, Institut für Geologie Universität Würzburg, Würzburg.
- Landman, W.A., S.J. Mason, P.D. Tyson & W.J. Tennant (2001): Retroactive skill of multi-tiered forecasts of summer rainfall over Southern Africa. *International Journal of Climatology*, 21, S. 1-19.

- Lin, Y.-L. (2004): Mesoscale Dynamic Meteorology. Cambridge University Press, Cambridge (im Druck). <http://twister.caps.ou.edu/MM2003/Lin_Chapter1.pdf>
- Lindesay, J.A. (1986): Relationships between the Southern Oscillation and atmospheric circulation changes over southern Africa, 1957 to 1982, unveröffentl. Dissertation, University of the Witwatersrand. Johannesburg.
- Lindesay, J.A & C.H. Vogel (1990): Historical evidence for Southern-Oscillation African Rainfall Relationships. *Intj. Climatol.*, 10, S. 679-689.
- Lindesay, J.A. (1998): Present Climates of Southern Africa. In: Hobbs et al. (Hrsg.) (1998): (Hrsg.)(1998): Climates of the southern continents: present, past and future. John Wiley & Sons, New York, S. 5-63.
- Luterbacher, J., R. Rickli, C. Tinguely, E. Xoplaki, E. Schüepbach, D. Dietrich, J. Hüsler, C. Pfister, P. Beeli, U. Dietrich, A. Dannecker, T. D. Davies, P. D. Jones, V. Slonosky, A. E. J. Ogilvie, P. Maheras, F. Kolyva-Machera, J. Martin-Vide, M. Barriendos, M. Alcoforado, F. Nunez, T. Jonsson, R. Glaser, J. Jacobeit, C. Beck, A. Philipp, U. Beyer, E. Kaas, T. Schmih, L. Barring, P. Jonsson & H. Wanner (1999): Monthly mean pressure reconstructions for Europe for the Late Maunder Minimum period. *Int. J. Climatol.*, 20/10, S. 1049-1066.
- Majodina, M. & M.R. Jury (1996): Composite Winter Cyclones south of Africa: Evolution during eastward transit over the Agulhas warm pool. *S. Afr. J. mar. Sci.*, 17, S. 241-252.
- Malberg, H. (1994): Meteorologie und Klimatologie - Eine Einführung. Springer, Berlin.
- Mason, S. J. (1995): Sea-Surface Temperature - South African Rainfall Associations, 1910-1989. *Int. J. Climatol.*, 15, S. 119-135.
- Mason, S.J., Jury M.R. (1997), Climatic variability and change over southern Africa: a reflection on underlying processes., *Prog. Phys. Geography*, 21, S. 23-50.
- Mason, S.J. (1998): Seasonal forecasting of South African rainfall using a non-linear discriminant analysis model. *Int. J. Climatol.* 18, S. 147-164.
- Mc Gregor, G.R. & S. Nieuwolt (1998): Tropical Climatology. John Wiley & Sons, Chichester.
- Mestas-Nunez, A. M. (2000): Orthogonality properties of rotated empirical modes. *Int. J. Climatol.*, 20, S. 1509-1516.

- Mo, K.C. & G. H. White (1985): Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Mon. Weather Rev.*, 113, S. 22-37.
- Nassor, A. & M.R. Jury (1997): Intra-Seasonal Climate Variability of Madagascar. Part 2: Evolution of Flood Events. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 64, S. 243-254.
- Naeraa, M. & M.R. Jury (1994): Tropical Cyclone Composite Structure and Impacts over Eastern Madagascar During January-March 1994. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 65, S. 43-53.
- Navarra, A. (1993): Teleconnection Patterns. In: Von Storch H. & A. Navarra (Hrsg.) (1993): *Analysis of climate variability - Applications of statistical techniques*. Springer, Berlin, S. 215-225.
- New, M. G., M. Hulme & P. D. Jones (1999a): Representing 20th century space-time climate variability. I: Development of a 1961-1990 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate*, 12, S. 829-856.
- New, M. G., M. Hulme & P. D. Jones, (1999b): Representing 20th century space-time climate variability. II: Development of 1901-1996 monthly terrestrial climate fields. *Journal of Climate*, 12, No. 3, S. 829-856.
- Nicholson, S.E. & D. Entekhabi (1987): Rainfall variability in equatorial and southern Africa: relationships with sea surface temperatures along the SW coast of Africa. *Journal of Applied Meteorology*, 26, S. 561-578.
- Nicholson, S.E. & J. Kim (1997): The relationship of the El-Nino Southern Oscillation to African Rainfall. *International Journal of Climatology*, 17, S. 1008.
- Nicholson, (1997a): An Analysis of the ENSO signal in the tropical Atlantic and western Indian Oceans. *International Journal of Climatology*, 17, S. 117-135.
- Nicholson, (1997b): Correction: An Analysis of the ENSO signal in the tropical Atlantic and western Indian Oceans. *International Journal of Climatology*, 17, S. 345-375.
- Nicholson, S.E. & J.C. Selato (2000): The influence of la Nina on African rainfall. *International Journal of Climatology*, 20, S. 1761-1776.
- Niemann, S. (1999): *Wassernutzung, ihre Traditionen und deren Verwendbarkeit im Norden Namibias (ehemaliges Ovamboland)*. Dissertation. Geographisches Institut Universität Würzburg.

- Ogalló, L.J. (1988): Relationships between seasonal rainfall in East Africa and the Southern Oscillation. *Journal of Climatology*, 8, S. 31-43.
- Orlanski, I. (1975): A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, S. 527-530.
- Philipp, A. (1997): Telekonnektionen des mediterranen Regionalklimas mit der atmosphärischen Zirkulation des Atlanisch-Europäischen Sektors. Unveröffentlichte Diplomarbeit. Geographisches Institut der Universität Würzburg.
- Philipp, A. (1998): Telekonnektionen der troposphärischen Geopotentialvariabilität des südlichen Afrikas. *Annalen der Meteorologie*, 37, S. 373-374.
- Philipp, A. & Jacobeit, J. (1999): Telekonnektionen der atmosphärischen Zirkulation des südlichen Afrikas im Südsommer. *Zbl. Geol. Palaeont.*, T.1, H. 3-4, S. 159-178.
- Philipp, A. & J. Jacobeit (2003): Comprehensive Modes of Teleconnections between Southern African Summer Rainfall and the Large-scale Atmospheric Circulation. *Würzburger Geographische Arbeiten*, Heft 97, S. 101-120.
- Preisendorfer, R.W. (1988): *Principal component analysis in meteorology and oceanography*, Elsevier, New York.
- Press, H.W., B.P. Flannery, S.A. Teukolsky & W.T. Vetterling (1986): *Numerical Recipes, The Art of scientific Computing*. Cambridge University Press.
- Rapp, J. (2000): Eine erweiterte Definition des Begriffes "Trend" in der Klimadiagnose. *Klimastatusbericht 1999 des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach/Main*, S. 107-110.
- Rasmusson, E.M. & T.H. Carpenter (1982): Variations in tropical Pacific sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Weather Rev.*, 110, S. 354-384.
- Rasmusson, E. M. (1991): Observational aspects of ENSO cycle teleconnections. In: Glantz, M.H. et al. (Hrsg.) (1991): *Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies*. Cambridge University Press Cambridge, S. 309-343.
- Rathmann, J. & Jacobeit, J. (2003): Klima- und Zirkulationsveränderungen im südlichen Afrika in den letzten 100 Jahren. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*. (eingereicht).

- Reason, C.J.C. & H. Mulenga (1999): Relationships between South African rainfall and SST anomalies in the southwest Indian Ocean. *International Journal of Climatology*, 19, S. 1651-1673.
- Reynolds, R. W. & T. M. Smith (1994): Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. *Journal of Climate*, 7, S. 929-948.
- Reynolds, R. W. & T. M. Smith (1995): A high resolution global sea surface temperature climatology. *J. Climate*, 9, S. 1403-1420.
- Richard, Y., S. Trzaska, P. Roucou & M. Rouault (2000): Modification of the southern African rainfall variability / ENSO relationship since the late 1960's *Climate Dynamics*, 16, S. 883-895.
- Richard, Y, S. Trzaska, P. Roucou, M. Rouault (200): Modification of the southern African rainfall variability/ENSO relationship since the late 1960s. *Climate Dynamics*, 16, S. 883-895.
- Richard, Y., N. Fauchereau, I. Pocard, M. Rouault & S. Trzaska (2001) : XXth Century droughts in Southern Africa spatial and temporal variability, teleconnections with oceanic and atmospheric conditions, *Int. J. Climatol.*, 21, S. 873-885.
- Riehl, H. (1979): *Climate and Weather in the Tropics*. Academic Press, New York.
- Rocha, A. & I. Simmonds (1997a): Interannual variability of south-eastern African summer rainfall. Part 1: Relationships with air-sea interaction processes. *International Journal of Climatology*, 17, S. 235-265.
- Rocha, A. & I. Simmonds (1997b): Interannual variability of south-eastern African summer rainfall. Part II. Modelling the impact of sea-surface temperatures on rainfall and circulation. *Int. J. Climatol.*, 17, S. 267-290.
- Roedel, W. (200): *Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre*. Springer, Berlin.
- Ropelewski, C.F. & M.S. Halpert (1987): Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation (ENSO). *Mon. Wea. Rev.*, 115, S. 1606-1626.
- Ropelewski, C.F. & M.S. Halpert (1989): Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. *J. Climate*, 2, S. 268-284.
- Sachs, L. (1999): *Angewandte Statistik, Anwendung statistischer Methoden*. Springer, Berlin.

- Saenz, J., J. Zubillaga & J. Fernandez (2002): Geophysical data analysis using Python, *Computers and Geosciences*, 28, S. 457-465.
- Saji, N.H., B.N. Goswami, P.N. Ninayachandran & T. Yamagata (1999): A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401, S. 360-363.
- Schinke, H. (1997): Sommerniederschläge in Namibia und ihr Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation, *Zbl. Geol. Paläont. Teil I* (1/2), 147-159.
- Schönwiese, C.-D., R. Böhm, M. Claussen, U. Cubasch, H. Fischer, U. Gärtner, H. Graßl, S. Rahmstorf, J. Sündermann, W. Wehry, H. Kromp-Kolb, H. Richner (2001): Stellungnahme der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft (DMG), der Österreichischen Gesellschaft für Meteorologie (ÖGM) und der Schweizerischen Gesellschaft für Meteorologie (SGM). 26. März 2001. <http://www.met.fu-berlin.de/dmg/dmg_home/ks_2001_1.html>
- Schlittgen, R. & B.H. Streitberg (1991): *Zeitreihenanalyse*. Oldenburg Verlag, München.
- Schulze, R.E. (1997): Impacts of global climate change in a hydrologically vulnerable region: challenges to South African hydrologists. *Progr. Phys. Geography* 21(1), S. 113-136.
- Shanko, D. & P. Camberlin (1998): The Effects of the Southwest Indian Ocean Tropical Cyclones on Ethiopian Drought. *Int. J. Climatol*, 18, S. 1373-1388.
- Shannon, L.V., A.J. Boyd, G.B. Brundrit, J. Taunton, (1986), On the existence of an El-Niño-type phenomenon in the Benguela system, *J. Marine Research*, 44, S. 495-520.
- Sobel, A.H., I.M. Held & C.S. Bretherton (2002): The ENSO signal in tropical tropospheric temperature *Journal of Climate*, 15, S. 2702-2706.
- Suarez, M.J. & P.S. Schopf (1988): A delayed Action Oscillator for ENSO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, S. 3283-3287.
- Thompson, D.W.J. & J.M. Wallace (1998): The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25(9), S. 1297-1300.
- Thorncroft, C. D., D. J. Parker, R. R. Burton, M. Diop, J. H. Ayers, H. Barjat, S. Devereau, A. Diongue, R. Dumelow, D. R. Kindred, N. M. Price, M. Saloum, C. M. Taylor, and A. M. Tompkins (2003): The JET2000 Project: Aircraft Observations of the African Easterly Jet and African Easterly Waves. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84 (3), S. 337-351.

- Trenberth, K.E. (1991): General Characteristics of El Niño-Southern Oscillation. In: Glantz, M.H. et al. (Hrsg.) (1991): Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies. Cambridge University Press Cambridge, S. 13-42.
- Trenberth, K.E., & D.P. Stepaniak (2001): Indices of El Niño evolution. *Journal of Climate*, 14, 1697-1701.
- Trenberth, K.E., D.P. Stepaniak & J.M. Caron (2002): Interannual variations in the atmospheric heat budget. *J. Geophys. Res.*, 107, D8, 10.1029/2000JD000297.
- Tribbia, J.J. (1991): The rudimentary theory of atmospheric teleconnections associated with EN-SO. In: Glantz, M.H. et al. (Hrsg.) (1991): Teleconnections Linking Worldwide Climate Anomalies. Cambridge University Press Cambridge, S. 285-308.
- Tyson, P.D. (1986): *Climatic Change and Variability in Southern Africa*. Oxford Univ. Press, Cape Town.
- Tyson, P.D. & R. Preston-Whyte (1993): *The atmosphere and weather of Southern Africa*, Oxford University Press, Cape Town.
- Überla, K. (1977): *Faktorenanalyse. Eine systematische Einführung für Psychologen, Mediziner, Wirtschafts- und Sozialwissenschaftler*. Springer, Berlin.
- Von Storch, H. & A. Navarra (Hrsg.) (1993): *Analysis of climate variability - Applications of statistical techniques*. Springer, Berlin.
- Von Storch, H. (1993): Spatial patterns: EOFs and CCA. In: Von Storch H. & A. Navarra (Hrsg.) (1993): *Analysis of climate variability - Applications of statistical techniques*, S. 227-257.
- Von Storch, H. & F.W. Zwiers (1999): *Statistical analysis in climate research*, Cambridge University Press, Cambridge.
- Walker, G.T. (1918): Correlation in seasonal variations of weather. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 44, S. 223-224.
- Walker, G. T. & E. W. Bliss (1932): *World Weather V. Mem.*, Royal Meteorological Society, 4 (36), S. 53-84.
- Wallace, J. M. & D. S. Gutzler (1981): Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, S. 784-812.

- Wallace, J.M., C. Smith & C.S. Bretherton (1992): Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies. *Journal of Climate*, 5, S. 561-576.
- Wang, C. , R.H. Weisberg & J.I. Virmani (1999): Western Pacific interannual variability associated with the El-Niño-Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, 104, S. 5131-5149.
- Waylen, P., & S. Henworth (1996): A note on the timing of precipitation variability in Zimbabwe as related to the Southern Oscillation. *Int. J. Climatol.*, 16, S. 1137-1148.
- Weischet, W. & W. Endlicher (2000): *Regionale Klimatologie*. Bd. 2. Die Alte Welt (Europa, Afrika, Asien). Teubner, Stuttgart.
- Yarnal, B. (1985): Extratropical teleconnections with El Niño/Southern Oscillation (ENSO). Events. *Prog. Phys. Geog.*, 9, S. 315-352.
- Yarnal, B. & G. Kiladis (1985): Tropical teleconnections associated with El Niño/Southern Oscillation (ENSO). Events. *Prog. Phys. Geog.*, 9, S. 524-558.
- Vecchi, & Harrison (2000): Tropical Sea Surface Temperature Anomalies, El Niño, and Equatorial Westerly Wind Events. *Journal of Climate*, 13, S. 1814-1830.
- Xu, 1993: The Joint Modes of the Coupled Atmosphere-Ocean System Observed from 1967 to 1986. *Journal of Climate*, 6, S.816-838.

Abkürzungsverzeichnis

AAO - Antarctic Oscillation

AO - Arctic Oscillation

CCA - Canonical Correlation Analysis

CDD - Correlation Decay Distance

CPCA - Combined Principal Component Analysis

CV - Canonical Variable

DIV - Horizontaldivergenz

EA - Eastern Atlantic Pattern

EN - El Nino

ENSO - El Nino / Southern Oscillation

EOF - Empirical Orthogonal Function

EU - Eurasian Pattern

EW - Easterly waves

GPH - Geopotentielle Höhe eines Druckniveaus

H - high pressure

ITCZ - Intertropical Convergence Zone

L - low pressure

NA - Northern Asian Pattern

NAM - Northern Annular Mode

NAO - North Atlantic Oscillation

NH - Nordhemisphäre, nordhemisphärisch
NPO - North Pacific Oscillation
OI - Optimum Interpolation
OLR - outgoing longwave radiation
PC - Principal Component
PCA - Principal Component Analysis
PNA - Pacific North American Pattern
QBO - Quasi Biennial Oscillation
RPCA - Rotated Principal Component Analysis
RSA - Republic of South Africa
SFPCA - Single Field Principal Component Analysis
SH - Südhemisphäre, südhemisphärisch
SLP - sea-level pressure
SMWD - Split Moving Window Dissimilarity
SO - Southern Oscillation
SOI - Southern Oscillation Index
SPCZ - South Pacific Convergence Zone
SST - sea-surface temperature
SV - Singular Vector
SVD - Singular Value Decomposition
Si - Sicherheitswahrscheinlichkeit
TR - Trend-Rausch-Verhältnis
TTT - Tropical Temperature Troughs
U-Wind - Zonalwind
V-Wind - Meridionalwind
VVL - Vertical Velocity

WA - Western Atlantic Pattern

WP - Western Pacific Pattern

ZAB - Zaire Air Boundary

Abbildungsverzeichnis

2.1	Jahresgangdiagramme des mittleren monatlichen Niederschlags von Juli bis Juni 1948 bis 1998 der 19 Niederschlagsregionen für das südhemisphärische Afrika.	10
2.2	Mittlere Druck- (Geopotentielle Höhen) und Windverhältnisse November 1968-1996, a) im 200, b) 500, und c) 1000 hPa-Niveau.	13
2.3	Mittlere Druck- (geopotentielle Höhen) und Windverhältnisse Januar 1968-1996, a) im 200, b) 500, und c) 1000 hPa-Niveau.	14
2.4	Mittlere Druck- (geopotentielle Höhen) und Windverhältnisse März 1968-1996, a) im 200, b) 500, und c) 1000 hPa-Niveau.	16
2.5	Schematische Darstellung der südhemisphärischen stehenden Wellen 1 und 3 sowie der wandernden Welle 6 (aus TYSON, 1986, S. 106).	19
2.6	Schematische Darstellung der simultanen Luftdruckänderungen bei Veränderung der Strömungskonfiguration durch stationäre Wellen:	20
2.7	Langjähriges Monatsmittel Oktober 1949-1998 der Vertikalgeschwindigkeit Omega (Pa/s) und Meridionalwindkomponente V (m/s) im Vertikalschnitt bei a) 30°E, b) 20°E und c) 10°E. Farbkonturen und Vertikalvektoren für Omega in Pa/s ($\omega < 0$ aufsteigend), Horizontalvektoren für V-Wind in m/s.	22
2.8	Langjähriges Monatsmittel Januar 1949-1998 der Vertikalgeschwindigkeit Omega (Pa/s) und Meridionalwindkomponente V (m/s) im Vertikalschnitt bei a) 30°E, b) 20°E und c) 10°E. Farbkonturen und Vertikalvektoren für Omega in Pa/s ($\omega < 0$ aufsteigend), Horizontalvektoren für V-Wind in m/s.	23
2.9	Langjähriges Monatsmittel April 1949-1998 der Vertikalgeschwindigkeit Omega (Pa/s) und Meridionalwindkomponente V (m/s) im Vertikalschnitt bei a) 30°E, b) 20°E und c) 10°E. Farbkonturen und Vertikalvektoren für Omega in Pa/s ($\omega < 0$ aufsteigend), Horizontalvektoren für V-Wind in m/s.	24

2.10	Langjährige (1950-1998) Monatsmittel der Meeresoberflächentemperaturen in °C für Oktober bis Januar (a bis d) und für April (e). Blaue unterbrochene Linie 27°C, Konturintervall 1°C.	27
2.11	Schematische Illustration der äquatorialen Walker-Zirkulation (aus YARNAL & KILADIS, 1985, orig. aus Streten und Zillmann, 1984).	28
2.12	Konfiguration der Walkerzirkulation:	29
2.13	Zeitreihen zur Kennzeichnung des ENSO-Systems:	31
3.1	Schematische Illustration der Konvergenzonen ITCZ und SPCZ sowie der Jahresmittel-SLP- und Oberflächenwindverhältnisse des Pazifiks (aus TRENBERTH, 1991, S. 23). . .	40
3.2	Aktionszentren nordhemisphärischer Telekonnektionsmuster im Nordwinter im 500 hPa-Niveau (starke Linien: 0.6 Isokorrelaten der Musterindizes mit 500 hPa Geopotentialhöhen GPH, dünne Linien geben den langjährigen GPH-Mittelwert der 500 hPa-Fläche wieder). Kürzel sind im Text erläutert (WALLACE & GUTZLER, 1981, S. 806).	44
5.1	Verteilung der Niederschlagsstationen für den CRU05 Datensatz für ausgewählte Jahre. Dunkle Flächen zeigen 0.5°-Gitterzellen mit mindestens einer Station innerhalb der CDD (siehe Text) von 450km (aus NEW et al., 1999).	58
5.2	Flächen der 19 Niederschlagsregionen für das südliche Afrika gemäß einer hauptkomponentenanalytischen Zerlegung (PC1 bis PC19) des CRU05-Datensatzes.	61
5.3	Normalverteilung der GPH-Zeitreihen a) im 1000 und b) 100 hPa-Niveau für das Oktober-April-Mittel 1948-1998:	67
5.4	Temporale Autokorrelation (Zeitversatz $\tau = 1$) der GPH-Zeitreihen für das Oktober-April-Mittel 1948-1998 a) im 1000 und b) 100 hPa-Niveau.	68
5.5	Normalverteilung der SST-Zeitreihen für das Oktober-April-Mittel 1948-1998:	69
5.6	Temporale Autokorrelation (Zeitversatz $\tau = 1$) der SST-Zeitreihen für das Oktober-April-Mittel 1948-1998 im 1000 und 100 hPa-Niveau.	69
5.7	Trendsignifikanz der einzelnen Niederschlagseinzelreihen für das Oktober-April-Mittel 1948-1998:	72
5.8	Ausgewählte Zeitreihen der Oktober-April Niederschlagssummen 1948-1998 mit signifikanten Trends (nach Mann-Kendall-Test für $S_i=95\%$). Trendgeraden sind als blaue Linie eingetragen.	73

5.9	Z-Statistik des Mann-Kendall-Tests auf Trendsignifikanz für Geopotentialhöhen des a) 1000, b) 850, c) 700, d) 500, e) 200 und f) 100 hPa-Niveaus für die Oktober-April Saisonalmittelwerte 1948 bis 1997. Dargestellt werden nur Werte von $ z >2.0$, wobei Werte von $ z >1.96$ signifikante Trends mit entsprechendem Vorzeichen bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit (bei zweiseitiger Fragestellung) indizieren.	74
5.10	Anzahl der Zeitreihen (Oktober-April-Saison) mit abruptem Sprung für a) geopotentielle Höhe, b) Vertikalgeschwindigkeit, c) Zonal- und d) Meridonalwindkomponente: Gesamt (schwarz), mit Wertabnahme (rot) und mit Wertzunahme (grün). Das Jahr gibt den Zeitpunkt unmittelbar vor dem Sprung an. Die Nennung eines Sprunges erfolgt bei positivem SMWDA-Testergebnis mit 20-jähriger Fensterspannweite (siehe Text). Jede Nennung wurde mit dem Cosinus der geographischen Breite der jeweiligen Zeitreihe gewichtet.	75
5.11	Veränderung des globalen Oktober-April-Mittelwerts der Geopotentialhöhe für das 1000 (blau) und 100 hPa-Niveau (rot) sowie linearer Trend für das 100 hPa-Niveau (rot gestrichelt) zwischen 1948 und 1997 auf Grundlage der NCEP/NCAR Reanalysedaten. Jahre beziehen sich auf die erste Sommerhälfte.	76
5.12	GPH-Zeitreihen mit abruptem Sprung Mitte der 70er Jahre:	77
5.13	SST-Trendstatistiken für Oktober-April 1950 bis 1997. Oben: Mann-Kendall-z, Mitte: Trend-Rausch-Verhältnis, unten: linearer Trendwert in °C (Nulllinie gelb).	78
5.14	Ausgewählte Zeitreihen der Oktober-April SST-Mittelwerte 1950-1997 mit signifikanten Trends (nach Mann-Kendall-Test für $S_i=95\%$). Die Trendgerade ist als blaue Linie eingezeichnet.	79
6.1	Korrelationskoeffizienten (Zeitraum 1948-1998) zwischen SOI und Niederschlag in Region 1 (Südafrika) im Verlauf des Südsommers bei unterschiedlich langen Saisonabschnitten (links: einzelmonatlich, rechts: dreimonatlich).	82
6.2	Beispiels eines Saisonalitätsdiagrammes mit Zusatzerläuterungen: Darstellung der Korrelationskoeffizienten zwischen SOI und Niederschlagsindex der Region PC01 in 28 Saisonabschnittsvarianten variierender Saisonabschnittslänge und Position im Saisonablauf (ausführliche Erläuterung im Text).	84
6.3	Minimale signifikante Beträge für Pearson-Korrelationskoeffizienten in Abhängigkeit der Autokorrelation der Stichproben X und Y bei Stichprobenumfang $N=50$ (Korrelationsbetrag $ r =0.5$ gelb hervorgehoben): links mit Sicherheitswahrscheinlichkeit $S_i=95\%$, rechts mit $S_i=99\%$	90

6.4	Bestimmung der maximal negativen GPH-Fernkopplung im 200 hPa-Niveau für den Basispunkt 42.5°E/40°S im Dezember: Isokorrelatenkarte mit Basispunkt (roter Kreis) und Position der maximal negativ korrelierten Zeitreihe (grüne Raute). Die Null-Isokorrelate ist blau hervorgehoben.	93
6.5	Bestimmung der maximal negativen und maximal positiven GPH-Fernkopplung im 200 hPa-Niveau für den Basispunkt 42.5°E/40°S (roter Kreis) im Dezember (vgl. auch Abb. 6.2.3):	96
6.6	Beispiele zur Trendbereinigung: 1000 hPa-GPH-Zeitreihen (Oktober-April-Mittelwerte) bei 0°N/30°E (links) und 60°S/80°E (rechts).	107
7.1	Relatives Bedeutungsmaß a) der Meeresoberflächentemperaturen bezüglich der hochaufgelösten Niederschlagszeitreihen im südlichen Afrika, b) der hochaufgelösten Niederschlagszeitreihen im südlichen Afrika bezüglich der Meeresoberflächentemperaturen, c) der regionalen Niederschlagsindizes bezüglich der Meeresoberflächentemperaturen und d) der Meeresoberflächentemperaturen bezüglich der regionalen Niederschlagsindizes (Summen der quadrierten Korrelationskoeffizienten aus allen 28 Saisonvarianten, siehe Kap. 6.1)	111
7.2	Telekonnektivität der Meeresoberflächentemperaturen bezüglich der regionalen Niederschlagsindizes (links) und der Niederschlagsindizes bezüglich der Meeresoberflächentemperaturen (rechts) bei hochpassgefilterten Zeitreihen. a) maximal positive Korrelationen, b) maximal negative Korrelationen. Dargestellt sind die Maximalwerte aus allen 28 Saisonvarianten (vgl. Kap. 6.1).	113
7.3	Telekonnektivität der Meeresoberflächentemperaturen bezüglich der regionalen Niederschlagsindizes (links) und der Niederschlagsindizes bezüglich der Meeresoberflächentemperaturen (rechts) bei ungefilterten Zeitreihen. a) maximal positive Korrelationen, b) maximal negative Korrelationen. Dargestellt sind die Maximalwerte aus allen 28 Saisonvarianten (vgl. Kap. 6.1).	114
7.4	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Telekonnektivität des Niederschlags im südhemisphärischen Afrikas bezüglich des SST-Feldes:	115
7.5	Relatives Bedeutungsmaß der Geopotentialzeitreihen des 1000 hPa (a), 700 hPa (b) und 200 hPa (c) Niveaus bezüglich der regionalen Niederschlagsindizes (Summen der quadrierten Korrelationskoeffizienten aus allen 28 Saisonvarianten, siehe Kap. 6.1, mit allen 19 regionalen Niederschlagsindizes).	117

7.6	Relatives Bedeutungsmaß der regionalen Niederschlagsindizes bezüglich aller GPH-Zeitreihen:	118
7.7	Telekonnektivität der regionalen Niederschlagsindizes bezüglich des GPH-Feldes bei hochpassgefilterten Datenreihen:	119
7.8	Positive und negative Telekonnektivität des 1000 hPa Geopotentialfeldes bezüglich des Niederschlags im südhemisphärischen Afrika:	121
7.9	Wie Abbildung 7.8 jedoch für das 700 hPa-Niveau: a) positive, b) negative Telekonnektivität.	122
7.10	Wie Abbildung 7.8 jedoch für das 200 hPa-Niveau: a) positive, b) negative Telekonnektivität.	123
7.11	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Telekonnektivität des Niederschlags im südhemisphärischen Afrikas bezüglich des GPH-Feldes:	124
7.12	Relatives Bedeutungsmaß (siehe Kap. 6.2.4) im Geopotentialfeld des 1000 (a), 700 (b) und 200 hPa-Niveaus (c) bezüglich der regionalen Niederschlagsindizes im südhemisphärischen Afrika bei <i>multisaisonalen</i> Analyse (siehe Kap. 6.1.3).	125
7.13	Positive (links) und negative (rechts) Telekonnektivität im Geopotentialfeld des 1000 (oben), 700 (Mitte) und 200 hPa-Niveaus (unten) bezüglich der 19 regionalen Niederschlagsindizes im südhemisphärischen Afrika bei <i>multisaisonalen</i> Analyse (siehe Kap. 6.1.3).	126
7.14	Selektierte Gitterpunkte (blaue Raute) des 2.5°x2.5°-Gitternetzes (Reanalyse-Gitter) mit approximativ äquidistanter Verteilung bei 5°x5° Auflösung in Äquaturnähe. Oben in Plattkartenprojektion, unten in polständiger mittabstandstreuer Azimutalprojektion. . . .	130
7.15	Relatives Bedeutungsmaß (siehe Kap. 6.2.4) im troposphärischen Druckfeld: Summen der Werte aller 28 Saisonabschnittsvarianten; a) 1000, b) 500 und c) 200 hPa-Niveau. . .	131
7.16	Relatives Bedeutungsmaß (siehe Kap. 6.2.4) im troposphärischen Druckfeld: Summen der Werte aller 28 Saisonabschnittsvarianten; a) 1000, b) 500 und c) 200 hPa-Niveau. . .	133
7.17	Negative (links) und positive (rechts) Telekonnektivität innerhalb des GPH-Feldes: Maximale Korrelationskoeffizienten der Fernkopplungen mit $ r \geq 0.6$ für die Gitternetzpunkte im 500 hPa-Niveau für die Südsommermonate November (oben) bis März (unten). 135	
7.18	Negative (links) und positive (rechts) Telekonnektivität innerhalb des GPH-Feldes: . . .	136

7.19	Kopplungszentren des WP- und PNA-Musters: Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 175°W/20°N (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).	138
7.20	Kopplungszentren des WA-Musters: Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 40°W/30°N im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).	139
7.21	Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 10°W/45°N im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).	140
7.22	Kopplungszentren des Northern Asian (NA)-Musters: Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 42.5°E/75°N im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).	141
7.23	Kopplungsbereich der innertropischen Positivkorrelation: Isokorrelatenkarte im 200 hPa-(a) und 1000 hPa-(b)-GPH-Feld für den Basispunkt 25°E/5°S im 200 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).	143
7.24	Negative Telekonnektivität innerhalb des 1000 hPa-GPH-Feldes bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3). Blaue Pfeile verbinden die jeweiligen Telekonnektionszentren. Die Kopplungen des SO-Systems sind grün hervorgehoben.	144
7.25	Kopplungszentren des ENSO-Systems: Isokorrelatenkarte im 1000 hPa- (a) und 200 hPa-(b) GPH-Feld für den Basispunkt 150°E(210°W)/5°N im 1000 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).	145
7.26	Isokorrelatenkarte im 1000 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 30°E/10°S im 1000 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).	146
7.27	Isokorrelatenkarten im 1000 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 30°E/10°S im 1000 hPa-Niveau (roter Kreis) für den Saisonabschnitt Oktober-April. a) hochpassgefilterte Daten, b) ungefilterte Daten.	147
7.28	Auswirkungen der Langzeitvariabilität auf 1000 hPa-GPH-Fernkopplungen des zentralafrikanischen Basispunktes 30°E/10°S	149
7.29	Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 10°W/45°N im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).	151
7.30	Isokorrelatenkarte im 500 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 10°W/45°N im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).	152

7.31	Isokorrelatenkarte im 100 hPa-GPH-Feld für den Basispunkt 10°W/45°N im 500 hPa-Niveau (roter Kreis) bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration (siehe Kap. 6.1.3).	152
7.32	Relatives Bedeutungsmaß im SST-Feld: Summen der Analysen für die 28 Saisonabschnittsvarianten: a) gesamtes, b) positives und c) negatives Bedeutungsmaß innerhalb des SST-Feldes.	155
7.33	Relatives Bedeutungsmaß im SST-Feld: multisaisonalen Analyse: a) gesamtes, b) positives und c) negatives Bedeutungsmaß innerhalb des SST-Feldes.	156
7.34	Positive (a) und negative (b) Telekonnektivität innerhalb des SST-Feldes: Maximalbeträge aus den Einzelanalysen der 28 Saisonabschnittsvarianten.	157
7.35	Positive (a) und negative (b) Telekonnektivität innerhalb des SST-Feldes bei multisaisonalen Analysekonfiguration.	158
7.36	Isokorrelatenkarten im SST-Feld für den Gitterpunkt 137°W/7°S (Zentralpazifik) bei multisaisonalen Analyse räumlich geglätteter SST-Daten unter Ausschluss der küstennahen Gitterpunkte (siehe Kap. 7.3.2).	160
7.37	Isokorrelatenkarten im SST-Feld für den Gitterpunkt 137°W/7°S (Zentralpazifik) für a) Oktober-November, b) November-Dezember, c) Dezember-Januar, d) Januar-Februar, e) Februar-März und f) März-April.	161
7.38	Korrelationen des Dipolmodus im Indischen Ozean:	163
7.39	Isokorrelatenkarten im SST-Feld für den Gitterpunkt 39°W/45°S (Südwestatlantik) für Oktober-April.	164
7.40	Isokorrelatenkarten im SST-Feld für den Gitterpunkt 11°E/31°S (südwestlich Südafrikas) für Oktober-April.	165
7.41	Isokorrelatenkarten im SST-Feld für den Gitterpunkt 39°E/21°S (Moçambique Kanal) für Dezember-Januar.	166
7.42	Korrelationskoeffizienten zwischen a) 1000 und b) 200 hPa-Geopotential- und nahe gelegenen SST-Gitterpunktszeitreihen für Oktober-April zwischen 45°S und 60°N. Dargestellt sind Beträge $ r > 0.4$ über Flächen mit SST-Daten.	168
8.1	Nordhemisphärische Hauptkomponenten selektierter Gitterpunkte nördl. 20°N (s. Text) im GPH-Feld:	174
8.2	Nordhemisphärische Hauptkomponenten selektierter Gitterpunkte nördl. 20°N (s. Text) im GPH-Feld:	175

8.3	Räumlich expandiertes Ladungsmuster der 1. unrotierten Hauptkomponente selektierter Gitterpunkte zwischen 20°S und 20°N im GPH-Feld bei multisaisonalen Analyse: Ladungen in den Geopotentialniveaus 1000, 500 und 200 hPa. Die Varianzerklärung beträgt 59.25%. Der in die Analyse eingebrachte Ausschnitt ist durch die Gitternetzlinien markiert; die Ladungen wurden durch Berechnung der Korrelationskoeffizienten zwischen den Score-Zeitreihen und den GPH-Zeitreihen des globalen Feldes räumlich expandiert.	178
8.4	Räumlich expandierte Ladungsmuster der 1. (links) und 2. (rechts) rotierten Hauptkomponente selektierter Gitterpunkte zwischen 20°S und 20°N im GPH-Feld bei multisaisonalen Analyse: Ladungen in den Geopotentialniveaus 1000, 500 und 200 hPa. Die Gesamtvarianzerklärung beträgt 68.36%.	179
8.5	Südhemipärische Hauptkomponenten selektierter Gitterpunkte südlich 20°S (s. Text) im GPH-Feld:	180
8.6	Korrelationen zwischen den Niederschlagsindizes des südlichen Afrikas und ausgewählten Hauptkomponenten (PC) des GPH-Feldes:	184
8.7	Ladungsmuster für das 1. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika. Oben und mitte: Ladungen im 1000 und 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes; unten: Ladungen für die Niederschlagsindizes.	187
8.8	Isokorrelatenkarte für den GPH-Gitterpunkt 45°E/35°S im 200 hPa-Niveau bei multisaisonalen Zeitreihenkonfiguration.	188
8.9	Wie Abbildung 8.7 jedoch für das 2. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).	189
8.10	Wie Abbildung 8.7 jedoch für das 3. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).	190
8.11	Wie Abbildung 8.7 jedoch für das 4. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 300 hPa-Niveau des GPH-Feldes).	191
8.12	Wie Abbildung 8.7 jedoch für das 5. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 500 hPa-Niveau des GPH-Feldes).	192

8.13	Wie Abbildung 8.7 jedoch für das 6. kanonische Variablenpaar der CCA zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).	193
8.14	Ladungen der Vektoren des 1. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (Oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes, unten Ladungen im Niederschlagsfeld).	197
8.15	Wie Abb. 8.14 jedoch für die Vektoren des 2. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).	198
8.16	Wie Abb. 8.14 jedoch für die Vektoren des 3. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).	199
8.17	Wie Abb. 8.14 jedoch für die Vektoren des 4. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (oben : Ladungen im 1000 und 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).	200
8.18	Isokorrelatenkarte des GPH-Gitterpunktes 120°E/80°S im 1000 und 200 hPa-Niveau (multisaisonal).	201
8.19	Wie Abb. 8.14 jedoch für die Vektoren des 5. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (Oben : Ladungen im 1000 und 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).	202
8.20	Wie Abb. 8.14 jedoch für die Vektoren des 6. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (Oben : Ladungen im 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes).	203
8.21	Heterogene Ladungen der Vektoren des 1. Paares der SVD zwischen GPH-Feld und Niederschlagsindizes im südlichen Afrika (Oben : Ladungen im 1000, 700 und 200 hPa-Niveau des GPH-Feldes, unten Ladungen im Niederschlagsfeld).	205
8.22	Position und partielle Korrelationskoeffizienten der durch Regressionsanalysen selektierten GPH-Prädiktoren für alle Niederschlagsregionen und Saisonalvarianten a) im 1000 und 850 hPa-Niveau, b) im 700 und 500 hPa Niveau und c) im 300, 200 und 100 hPa-Niveau.	210

8.23	Position und Ladungen der Prädiktoren zu 11 Hauptkomponenten (bei multisaisonalen Zeitreihen). Dargestellt werden nur Ladungen von $ r \geq 0.4$. Die Zuordnung zu den Hauptkomponenten erfolgt nach maximaler Ladung der Prädiktorreihe. a) im 1000 und 850 hPa Niveau, b) im 700 und 500 hPa Niveau und c) im 300, 200 und 100 hPa Niveau.	213
9.1	Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 1 im GPH-Feld zwischen 1000 und 100 hpa. a) aus südlicher, b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.7 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche (weitere Erläuterung siehe Text).	219
9.2	Saisonalitätsdiagramme (siehe Kap. 6.1.2, S. 84) der Korrelationen zwischen Hauptkopplungsmodus 1 und gebräuchlichen Indizes zur Beschreibung des ENSO-Systemzustandes im Zeitraum 1950 bis 1998 (hochpassgefiltert): NIñO1.2 (SST-Mittelwert für 0° - 10° S / 90° W- 80° W), NIñO3 (SST-Mittelwert für 5° N- 5° S / 150° W- 90° W), NIñO3.4 (SST-Mittelwert für 5° N- 5° S / 170° - 120° W), NIñO4 (SST-Mittelwert für 5° N- 5° S / 160° E- 150° W) und SOI (Differenz der standardisierten SLP-Werte zwischen Tahiti und Darwin).	222
9.3	Intrasaisonale Veränderungen der Korrelation der Southern Oscillation (SO):	223
9.4	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 1 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:	224
9.5	Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April im Geopotential- (Konturdarstellung, die Isokorrelate für $ r =0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) a) im 200, b) 700 und c) 1000 hPa-Niveau.	226
9.6	Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April im Vertikalprofil:	228
9.7	Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April a) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus, b) im Horizontaldivergenzfeld des 200 hPa-Niveaus. Die schwarze Linie kennzeichnet jeweils die Null-Isokorrelate, in gelb sind die Isokorrelate $ r =0.4$ ausgewiesen.	232
9.8	Schematische Darstellung der Zirkulationsanomalien über dem südlichen Afrika bei (a) ENSO-Kaltphasen (La-Niña-typische Anomalien, 'SOI-High Phase') und bei (b) ENSO-Warmphasen (El-Niño-typische Anomalien, 'Low Phase' des SOI) nach TYSON (1986). Dünne Linien kennzeichnen Oberflächenverhältnisse, starke Linien Höhenströmungszustände. Abbildung aus TYSON (1986, S. 183).	235

9.9	Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April im Vertikalprofil:	237
9.10	Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April im Vertikalprofil: wie Abbildung 9.9, jedoch a) für 20°E und b) für 10°E.	238
9.11	Schematische Darstellung der simultanen Luftdruckänderungen bei Veränderung der Strömungskonfiguration durch stationäre Wellen:	239
9.12	Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt Dezember-April im SST-Feld.	239
9.13	SST-interne Telekonnektionen zwischen Pazifik und Indischem Ozean:	241
9.14	Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt November-Dezember im Geopotential- (Konturdarstellung, die Isokorrelate $ r =0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) a) im 200, b) 700 und c) 1000 hPa-Niveau.	244
9.15	Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt November-Dezember im Vertikalprofil: . . .	245
9.16	Ladungen für Modus 1 im Saisonabschnitt November-Dezember im SST-Feld.	247
9.17	Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 2 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hpa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.5 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.	249
9.18	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 2 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:	250
9.19	Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt Januar-Februar: a) im Geopotential- (Konturdarstellung, die Isokorrelate $ r =0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Windfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) des 200 hPa-Niveaus. b) Im Divergenz- und Windfeld des 500 hPa-Niveaus. c) Im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.	252
9.20	Standardisierte ungefilterte Zeitreihen für das 200 hPa-Geopotential bei 35°E/-27.5°S (Balken) und 90°E/30°S (Linie) für Januar-Februar.	253
9.21	Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt Januar-Februar im Vertikalprofil:	254
9.22	Ladungen für Modus 2 im November: a) im Geopotential- (Konturdarstellung, die Isokorrelate $ r =0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Windfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) des 850 hPa-Niveaus. b) Im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.	256

9.23	Ladungen für Modus 2 im November im Vertikalprofil:	257
9.24	Ladungen für Modus 2 im November im SST-Feld.	257
9.25	Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt November-Dezember im Geopotential- (Konturdarstellung, die Isokorrelate $ r =0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) a) im 200, b) 850 hPa-Niveau.	259
9.26	Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt November-Dezember a) im Horizontaldivergenz des 200 hPa-Niveaus, b) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.	261
9.27	Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt November-Dezember im SST-Feld.	262
9.28	Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodi 3 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hpa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.5 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.	263
9.29	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 3 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:	264
9.30	Ladungen für Modus 2 im Saisonabschnitt Oktober-März im Geopotential- (Konturdarstellung, die Isokorrelate $ r =0.4$ ist in gelb, für $r=0.0$ in schwarz eingetragen) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V-Wind zusammengesetzt) a) im 200, b) 500, c) 1000 hPa-Niveau.	266
9.31	Ladungen für Modus 3 im Saisonabschnitt Oktober-März im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.	267
9.32	Ladungen für Modus 3 im Saisonabschnitt Oktober-März im SST-Feld.	267
9.33	Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 4 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hpa, aus südlicher Perspektive. Grün: +0.6 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.	268
9.34	a) Zugbahnen b) monatliche Häufigkeit (mindestens drei Tage im Monat aktiv, incl. Doppelnennungen) südhemisphärischer tropischer Zyklonen mit Präsenz zwischen 20°E und 80°E im Zeitraum 1948 bis 1998 . Die Gesamtanzahl beträgt 540 Zyklonen. (Datenquelle: Joint Typhoon Warning Center, Hawaii)	269
9.35	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 4 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:	271

9.36	Ladungen für Modus 4 im Saisonabschnitt Februar-April im Geopotentialfeld (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U- und V- Wind zusammengesetzt) a) im 1000, b) 500 und c) 100 hPa-Niveau.	272
9.37	Ladungen für Modus 4 im Saisonabschnitt Februar-April im Vertikalprofil:	274
9.38	Ladungen für Modus 4 im Saisonabschnitt Februar-April im Vertikalprofil:	276
9.39	Ladungen für Modus 4 im Saisonabschnitt Februar-April im SST-Feld.	277
9.40	Ladungen für Modus 4 im Monat November:	279
9.41	Ladungen für Modus 4 im November im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) a) im 850-hPa, b) im 200 hPa Niveau.	280
9.42	Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 5 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hpa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.	282
9.43	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 5 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:	283
9.44	Ladungen für Modus 5 im Saisonabschnitt Oktober-Februar im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) a) im 1000, b) im 500 und c) im 200-hPa Niveau.	284
9.45	Ladungen für Modus 5 im Saisonabschnitt Oktober-Februar im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.	285
9.46	Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 6 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hpa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.5 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.	286
9.47	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 6 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:	287
9.48	Ladungen für Modus 6 im Monat Dezember im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) a) im 1000, b) im 500 und c) im 200-hPa Niveau.	288
9.49	Ladungen für Modus 6 im Monat Dezember im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.	289

9.50	Ladungen für Modus 6 im Dezember im Vertikalprofil:	290
9.51	Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 7 in der Troposphäre von 1000 bis 100 hPa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.	291
9.52	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 7 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:	293
9.53	Ladungen für Modus 7 im November im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) a) im 1000-hPa, b) im 200 hPa Niveau.	294
9.54	Ladungen für Modus 7 im November: a) im Divergenzfeld des 200 hPa-Niveaus, b) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 300 hPa-Niveaus.	295
9.55	Ladungen für Modus 7 im November im Vertikalprofil:	297
9.56	Ladungen für Modus 7 im SST-Feld im November.	298
9.57	Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 8 im Geopotentialfeld zwischen 1000 bis 100 hPa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.	299
9.58	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 8 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:	301
9.59	Ladungen für Modus 8 im Saisonabschnitt Februar-April im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt): a) im 1000 b) im 100 hPa-Niveau.	302
9.60	Ladungen für Modus 8 im Saisonabschnitt Februar-April a) im Horizontaldivergenzzfeld des 200 hPa-Niveaus, b) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 300 hPa-Niveaus.	303
9.61	Ladungen für Modus 8 im Saisonabschnitt Februar-April im SST-Feld.	304
9.62	Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 9 im Geopotentialfeld zwischen 1000 bis 100 hPa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.	306
9.63	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 9 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:	307

9.64	Ladungen für Modus 9 im Saisonabschnitt November-Dezember im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt): a) im 1000 b) im 500 und c) im 200 hPa-Niveau.	309
9.65	Ladungen für Modus 9 im Saisonabschnitt November-Dezember a) im Horizontaldivergenzfeld des 200 hPa-Niveaus, b) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus.	310
9.66	Ladungen für Modus 9 im Saisonabschnitt November-Dezember im Vertikalprofil bei 35°E: Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren).	311
9.67	Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 10 im Geopotentialfeld zwischen 1000 und 100 hPa, a) aus südlicher und b) aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.	312
9.68	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 10 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:	313
9.69	Ladungen für Modus 9 im Saisonabschnitt Dezember-April im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt): a) im 1000 b) im 500 und c) im 200 hPa-Niveau.	315
9.70	Ladungen für Modus 10 im Saisonabschnitt Dezember-April a) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus, b) im Horizontaldivergenzfeld des 200 hPa-Niveaus.	316
9.71	Perspektivische Darstellung der Isooberflächen der Ladungen für Hauptkopplungsmodus 11 im Geopotentialfeld zwischen 1000 und 100 hPa-Niveau, a) Schrägansicht aus südlicher Perspektive, b) Ansicht aus äquatorständiger Perspektive. Grün: +0.4 Isooberfläche, Rot -0.4 Isooberfläche.	317
9.72	Räumliche und intrasaisonale Veränderungen der Ladungen für Modus 11 im Feld der regionalen Niederschlagsindizes im südlichen Afrika:	318
9.73	Ladungen für Modus 11 im Dezember im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) im 200 hPa-Niveau.	319
9.74	Ladungen für Modus 11 im Dezember: a) im Vertikalgeschwindigkeitsfeld des 500 hPa-Niveaus, b) im Horizontaldivergenzfeld des 200 hPa-Niveaus.	321
9.75	Ladungen für Modus 11 im Januar im Geopotential- (Konturdarstellung) und Horizontalwindfeld (Vektoren aus Koeffizienten für U und V zusammengesetzt) im 200 hPa-Niveau.	322

9.76	Ladungen für Modus 11 im Januar im Vertikalprofil bei 35°E: Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Meridionalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren).	323
9.77	Ladungen für Modus 11 im Januar im Vertikalprofil bei 5°S: Ladungen im Vertikalgeschwindigkeitsfeld (Konturwerte und Hochwerte der Vektoren) und Zonalwindfeld (Rechtswerte der Vektoren).	324
10.1	Bivariate Korrelationen des Niederschlagsindex der Region 1 (Zentral-RSA/Südkalahari, blau hervorgehoben) im Geopotentialfeld (Konturen) und Windfeld (Vektoren aus Korrelationskoeffizienten mit U- und V-Komponente zusammengesetzt): a) des 200, b) des 700 und c) des 1000 hPa-Niveaus für den Saisonabschnitt Dezember-April.	331
10.2	Hochpassgefilterte und normalisierte Beobachtungszeitreihe des Niederschlagsindex für Region 1 (blau) und modellierte Zeitreihe für Niederschlagsregion 1 (rot) nach einem multiplen Regressionsmodell mit den Hauptkopplungsmodi 1, 2 und 8 als Prädiktoren für den Saisonabschnitt Dezember-April.	334
10.3	Originalzeitreihe des Niederschlagsindex für Region 1 (blau) und normalisierte Zeitreihen der kumulativen Summen der Scores (siehe Text) ausgewählter Hauptkopplungsmodi (rot) im Saisonabschnitt Dezember-April. a) Modus 1 (ENSO), b) Modus 2 (südhemisp. Subtopenmuster), c) Modus 4 (SW-Indik-Zentrum) und d) Modus 8 (südhemisp. Vierwellenmuster).	335
10.4	Geopotential- und Horizontalwindanomalien bezüglich der langjährigen Mittelwerte 1948 bis 1998 im 200 hPa-Niveau für den Spätsommer (Dezember-April) im Jahr 1973: . . .	337
10.5	Stationarität ausgewählter Telekonnektionen des Niederschlagsindex der Region 1 (Südafrika/südliche Kalahari) für den Saisonabschnitt Dezember-April:	340
10.6	Bivariate Korrelationen des Niederschlagsindex der Region 3 (Zimbabwe/Südsambia, blau hervorgehoben) im Geopotentialfeld (Konturen) und Windfeld (Vektoren aus Korrelationskoeffizienten mit U- und V-Komponente zusammengesetzt): a) des 200, b) des 700 und c) des 1000 hPa-Niveaus für den Saisonabschnitt Januar-April.	342
10.7	Hochpassgefilterte und normalisierte Beobachtungszeitreihe des Niederschlagsindex für Region 3 (blau) und modellierte Zeitreihe für Niederschlagsregion 3 (rot) nach einem multiplen Regressionsmodell mit den Hauptkopplungsmodi 1, 2 und 4 als Prädiktoren für den Saisonabschnitt Januar-April.	344

10.8	Originalzeitreihe des Niederschlagsindex für Region 3 (blau) und normalisierte Zeitreihen der kumulativen Summen der Scores (siehe Text) ausgewählter Hauptkopplungsmodi (rot) im Saisonabschnitt Januar-April. a) Modus 1 (ENSO), b) Modus 2 (südhemisph. Subtropenmuster), c) Modus 4 (SW-Indik-Zentrum).	345
10.9	Stationarität ausgewählter Telekonnektionen des Niederschlagsindex der Region 3 (Zimbabwe/Südsambia) für den Saisonabschnitt Januar-April:	346
10.10	Bivariate Korrelationen des Niederschlagsindex der Region 9 (Nordtansania, blau hervorgehoben) im Geopotentialfeld (Konturen) und Windfeld (Vektoren aus Korrelationskoeffizienten mit U- und V-Komponente) des a) 200, b) 500 und c) 1000 hPa-Niveaus für den Saisonabschnitt November-Dezember.	349
10.11	Hochpassgefilterte und normalisierte Beobachtungszeitreihe des Niederschlagsindex für Region 9 (blau) und modellierte Zeitreihe für Niederschlagsregion 9 (rot) nach einem multiplen Regressionsmodell mit den Hauptkopplungsmodi 4, 6, 7, 9 und 11 als Prädiktoren für den Saisonabschnitt November-Dezember.	351
10.12	Originalzeitreihe des Niederschlagsindex für Region 9 (blau) und normalisierte Zeitreihen der kumulativen Summen der Scores (siehe Text) ausgewählter Hauptkopplungsmodi (rot) im Saisonabschnitt November-Dezember. a) Modus 4 (SW-Indik-Zentrum), b) Modus 6 (Northern Asian Pattern), c) Modus 7 (Indik-Subtropenmuster), d) Modus 9 (Arktische Oszillation) und e) Modus 11 (Western Atlantic Pattern).	352
10.13	Stationarität ausgewählter Telekonnektionen des Niederschlagsindex der Region 9 (Nordtansania) für den Saisonabschnitt November-Dezember:	353

Tabellenverzeichnis

5.1	Normalverteilung (Lilliefort-Test) der Niederschlagsindizes der Regionen PC01 bis PC19 in den Südsommermonaten Oktober bis April sowie für den Gesamtsummermittelwert der Jahre 1948 bis 1998 (rechts):	66
8.1	Minimal- und Maximalkorrelationen der Hauptkomponenten des GPH-Feldes mit den Indizes der 19 Niederschlagsregionen des südlichen Afrikas (siehe Abb. 5.2, S. 61). . . .	182
8.2	Varianzerklärungsanteile und kanonische Korrelationskoeffizienten der CCA des GPH-Feldes mit den Indizes der Niederschlagsregionen des südlichen Afrikas ('Nds.'). . . .	186
8.3	Aproximative Zuordnung der CCA-Druckfeldmodi zu den Hauptkomponenten des Druckfeldes aus Kap. 8.1 (Tr=Tropen, NH= Nordhemisphäre, SH=Südhemisphäre).	192
8.4	Korrelationskoeffizienten zwischen den ersten 6 SV des GPH-Feldes untereinander. . . .	195
8.5	Korrelationskoeffizienten zwischen den ersten 6 SV des Niederschlagsfeldes untereinander.	195
8.6	Korrelationskoeffizienten zwischen den ersten 6 SV des Niederschlags- und des GPH-Feldes. Rechte Spalte: Kovarianzerklärungsanteil der SV-Paare.	195
8.7	Varianzerklärungsanteil der 11 rotierten Hauptkomponenten aus den selektierten GPH-Kopplungszentren	211
9.1	Minimal- und Maximalkorrelationen der 11 Hauptkomponenten der selektierten Kopplungszentren des GPH-Feldes (Hauptkopplungsmodi) mit den Indizes der Niederschlagsregionen des südlichen Afrikas bei multisaisonalen Korrelationsanalyse.	218
9.2	Wesentliche Merkmale der 11 Hauptkopplungsmodi (stark vereinfacht).	326

10.1	Bivariate und multiple Korrelations- sowie multiple Regressionskoeffizienten zwischen Niederschlagsindex der Region 1 (abhängige Variable) und den Zeitkoeffizienten von drei (part3) bzw. acht (part8) ausgewählten Hauptkopplungsmodi (unabhängige Variablen) im Saisonabschnitt Dezember-April:	333
10.2	Bivariate und multiple Korrelations- sowie multiple Regressionskoeffizienten zwischen Niederschlagsindex der Region 3 (abhängige Variable) und den Zeitkoeffizienten von drei (part3) bzw. acht (part8) ausgewählten Hauptkopplungsmodi (unabhängige Variablen) im Saisonabschnitt Januar-April:	344
10.3	Bivariate und multiple Korrelations- sowie multiple Regressionskoeffizienten zwischen Niederschlagsindex der Region 9 (abhängige Variable) und den Zeitkoeffizienten von fünf (part5) bzw. acht (part8) ausgewählten Hauptkopplungsmodi (unabhängige Variablen) im Saisonabschnitt November-Dezember:	350