

Klima- und Zirkulationsvariabilität im südhemisphärischen Afrika seit Beginn des 20. Jahrhunderts

**Dissertation zur Erlangung des
naturwissenschaftlichen Doktorgrades (Dr. rer. nat.)
der Fakultät für Angewandte Informatik
der Universität Augsburg**

**vorgelegt von
Diplom-Geograph
Joachim Rathmann
aus Stuttgart**

Augsburg, Februar 2008

Erstgutachter: Prof. Dr. Jucundus Jacobeit
Zweitgutachter: PD Dr. Karl-Friedrich Wetzel

Tag der mündlichen Prüfung: 17. November 2008

Für Nikolai, Leon und Hannah

Vorwort

Globale und regionale Klimaänderungen sind seit einigen Jahren im Fokus der Wissenschaft und auch des öffentlichen Interesses. Denn Klimavariabilität stellt eine maßgebliche Rahmenbedingung für die Nutzung der Naturräume in den stark agrarisch strukturierten Ländern im südhemisphärischen Afrika dar. Gerade in diesen Ländern, wo in großräumigen Trockengebieten die natürliche Klimavariabilität schon sehr hoch ist, reagieren die Ökosysteme entsprechend sensibel auf klimatische Extremereignisse und Anomalien, was die große Relevanz von regionalen Klimaschwankungen für die dortige Bevölkerung unterstreicht. Um besser abschätzen zu können, wie sich Schwankungen im globalen Klimasystem künftig in diesem Raum auswirken, ist ein vertieftes Verständnis der historischen Klimaentwicklung nicht nur hilfreich sondern notwendig. In der vorliegenden Arbeit wird die Klimavariabilität im südhemisphärischen Afrika zwischen 1901 und 2003 beschrieben und in ihrer zirkulationsdynamischen Entstehung erklärt.

Ausgangspunkt der Studie bildet das interdisziplinäre DFG-Graduiertenkolleg „Geowissenschaftliche Gemeinschaftsforschung in Afrika“, das zwischen 1993 und 2003 an der Universität Würzburg angesiedelt war. Innerhalb dieses Forschungsprogramms konnten unterschiedliche klimatologische Studien durchgeführt werden: Sommerliche Niederschläge in Namibia und ihr Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation wurden untersucht (Schinke 1997, Engert & Jury 1997, Engert 1998, Schinke & Jacobeit 2002). Eine weitere Arbeit stellt Niederschlagsabschätzungen für Namibia unter Bedingungen eines anthropogen verstärkten Treibhauseffektes vor (Beyer 2001). Global angelegte statistische Untersuchungen zu Fernkopplungen mit dem Sommerniederschlag im südlichen Afrika wurden von Philipp (2004) durchgeführt. In systematischer Ergänzung zu diesen Studien soll im Rahmen der vorliegenden Arbeit die Klimadynamik des südlichen Afrikas auf einer zeitlich erheblich erweiterten Skala untersucht werden. Der Untersuchungsraum wurde dabei auf das gesamte südhemisphärische Afrika ausgeweitet.

Die methodische Basis dieser Arbeit bilden unterschiedliche statistische Verfahren, welche auf global vorliegende Klimadatensätze für den Zeitraum 1901 bis 2003 angewendet werden. Die dabei gewonnen Erkenntnisse werden ausführlich in den Kontext bisheriger Studien gestellt und Erweiterungen im Kenntnisstand aufgezeigt. Dabei lassen sich Einblicke in vielfältige Wirkmechanismen der natürlichen Klimadynamik, einschließlich Auswirkungen externer Faktoren, wie einer veränderlichen Solaraktivität und von Vulkanausbrüchen gewinnen. Der offensichtliche und in der Größendimension wichtigste Faktor ist die anthropogene Überprägung der natürlichen Klimavariabilität. Dieser Faktor ist sehr facettenreich

und umfänglich analysiert worden, so dass in dieser Arbeit der Schwerpunkt auf der Betrachtung der natürlichen Klimadynamik liegt, ohne damit den Anteil des Menschen an rezenten Klimaschwankungen in Abrede zu stellen oder auch nur zu relativieren - allenfalls in dem Sinne, dass auch der anthropogene Klimawandel nur vor dem Hintergrund der natürlichen Dynamik umfassend verstanden werden kann.

Danksagung

Mein herzlichster Dank gilt dem langjährigen Betreuer dieser Arbeit, Herrn Prof. Dr. Jucundus Jacobeit, der sehr geduldig die Arbeit durch fachliche Anregungen und zahlreiche kritische Hinweise bei steter Diskussionsbereitschaft in ihrem Verlauf hervorragend betreut hat.

Mein Dank geht an Herrn PD Dr. Karl-Friedrich Wetzel für die Übernahme des Zweitgutachtens sowie zahlreiche weiterführenden Hinweise, die für die Endfassung der vorliegenden Arbeit sehr hilfreich waren.

Für die Bereitstellung von Temperatur- und Niederschlagsdaten danke ich Prof. Dr. F.-W. Gerstengarbe und Dr. H. Österle (Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, PIK). Mein Dank für die Zusendung von verschiedenen Datensätze zur Solarstrahlung gilt Prof. Dr. S. Solanik (MPI für Sonnensystemforschung, Katlenburg-Lindau).

Für das ausgezeichnete Arbeitsklima, die immerwährende Unterstützung und Ermutigung geht mein Dank an die MitarbeiterInnen der Arbeitsgruppe Klimaforschung am Institut für Geographie an der Universität Augsburg: Dr. Christoph Beck, Dr. Ulrike Beyer, Dr. Elke Hertig, Dr. Andreas Philipp und Stefanie Seubert.

Für langwieriges Korrekturlesen, stilistische und inhaltliche Anregungen danke ich StR M.A. Peter Reus und besonders Dr. Ulrike Beyer.

Besonderen Dank möchte ich meinen Eltern dafür aussprechen, dass sie mir das Studium ermöglicht haben und ich auch weit darüber hinaus während der Zeit an dieser Arbeit permanente Unterstützung erfahren habe.

Für allen weiteren Beistand und die unermessliche, unschätzbare außerfachliche Unterstützung geht ein besonderer Dank an Elke!

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	V
Tabellenverzeichnis	IX
Abbildungsverzeichnis	XI
1 Einführung	1
1.1 Abgrenzung des Untersuchungsraumes	2
1.2 Begriffsbestimmungen und –anwendungen	3
1.3 Bisherige Arbeiten zur Klimavariabilität im südhemisphärischen Afrika	7
1.4 Aufbau der Arbeit	13
2 Naturräumliche Gliederung	17
2.1 Geologische und geomorphologische Großstrukturen	17
2.2 Meeresströme	18
3 Die atmosphärische Zirkulation im südhemisphärischen Afrika	22
3.1 Niederschlagsverteilung	22
3.2 Temperaturverteilung	28
3.3 Walker-Zirkulation und ENSO	32
3.4 Die Sommerwitterung	35
3.5 Die Winterwitterung	37
4 Datengrundlage	40
4.1 Daten-Inhomogenitäten	40
4.2 Temperatur- und Niederschlagsdaten	42
4.3 Daten der Meeresoberflächentemperatur	46
4.4 Luftdruckdaten	49
5 Die jüngere Klimaentwicklung im südlichen Afrika	51
5.1 Die Klimaentwicklung seit dem letzten Hochglazial	53
5.2 Die Klimaentwicklung in historischer Zeit	61
6 Trendanalysen	69
Exkurs: Kritik an Signifikanzprüfungen	73
6.1 Die Trendstruktur der Temperatur	79
6.1.1 Erwärmung durch Verstädterung	84
6.1.2 Vergleichende Temperatortrends	85

6.2 Die Trendstruktur des Niederschlages	88
6.2.1 Dürren	93
6.2.2 Berechnung von Niederschlagstrends	95
6.3 SST-Trends	97
6.4 Trends im bodennahen Luftdruck	98
6.5 Klimatrends	99
6.5.1 Klimatrends 1901-1930	99
6.5.1.1 Temperaturtrends 1901-1930	99
6.5.1.2 Niederschlagstrends 1901-1930	101
6.5.1.3 SST-Trends 1901-1930	102
6.5.1.4 SLP-Trends 1850-1900, 1901-1930	104
6.5.2 Klimatrends 1931-1960	106
6.5.2.1 Temperaturtrends 1931-1960	106
6.5.2.2 Niederschlagstrends 1931-1960	107
6.5.2.3 SST-Trends 1931-1960	109
6.5.2.4 SLP-Trends 1931-1960	110
6.5.3 Klimatrends 1961-1990	111
6.5.3.1 Temperaturtrends 1961-1990	111
6.5.3.2 Niederschlagstrends 1961-1990	113
6.5.3.3 SST-Trends 1961-1990	114
6.5.3.4 SLP-Trends 1961-1990	116
6.5.4 Klimatrends 1974-2003	117
6.5.4.1 Temperaturtrends 1974-2003	117
6.5.4.2 Niederschlagstrends 1974-2003	119
6.5.4.3 SST-Trends 1974-2003	121
6.5.4.4 SLP-Trends 1974-2003	122
6.5.5 Klimatrends 1901-2003	123
6.5.5.1 Temperaturtrends 1901-2003	123
6.5.5.2 Niederschlagstrends 1901-2003	125
6.5.5.3 SST-Trends 1901-2003	127
6.5.5.4 SLP-Trends 1901-2003	129
6.6. Zusammenfassung	130

7 Hauptkomponentenanalysen 132

7.1 Grundlegende atmosphärische Zirkulationsmuster	136
7.2 Regionalisierung auf der Basis s-modaler Hauptkomponentenanalysen	150
7.2.1 Temperaturregionen	152
7.2.2 Niederschlagsregionen	155
7.2.3 SLP-Regionen	158
7.2.4 SST-Regionen	162
7.3 Zusammenfassung	165

8 Interne Einflüsse auf Klimaschwankungen im südhemisphärischen Afrika 167

8.1 Außertropische Einflüsse auf das Klima im südhemisphärischen Afrika	171
8.1.1 Antarktischer Oszillationsindex	171
8.1.2 Trans-Polar Index	180

8.2 Die Bedeutung der Ozeane im Klimasystem	184
8.2.1 Indischer Ozean	187
8.2.2 Pazifischer Ozean	200
8.2.2.1 ENSO-Einflüsse auf das Klima im südhemisphärischen Afrika	202
8.2.2.2 Die Pacific Decadal Oscillation	209
8.2.3 Atlantischer Ozean	212
8.2.3.1 Tropischer Atlantischer Dipol und Atlantik (El) Niños	213
8.2.3.2 Die Atlantic Multidecadal Oscillation	219
8.2.3.3 Der Benguela Strom	222
8.3 Zusammenfassung	231
9 Externe Einflüsse auf Klimaschwankungen im südhemisphärischen Afrika	233
9.1 Einflüsse der Solaraktivität auf das Klima	237
9.1.1 Der Aufbau der Sonne	240
9.1.2 Parameter solarer Aktivität	244
9.1.2.1 Das Magnetfeld der Sonne	244
9.1.2.2 Sonnenflecken	246
9.1.2.3 Solarstrahlung	253
9.1.2.4 Sonnendurchmesser	262
9.1.3 Solare Einflüsse auf die Atmosphäre der Erde	263
9.1.3.1 Solare Einflüsse auf die Wolkenbildung	264
9.1.3.2 Solare Einflüsse auf die Stratosphäre	268
9.1.3.3 Solare Signale in der troposphärischen Zirkulation der Südhemisphäre	271
9.1.4 Zusammenfassung solar-klimatischer Kopplungen	273
9.1.5 Korrelations- und Kompositenanalysen solarer Parameter	274
9.1.5.1 Zusammenhänge von Solaraktivität und Niederschlag	275
9.1.5.2 Zusammenhänge von Solaraktivität und Temperatur	279
9.1.5.3 Zusammenhänge von Solaraktivität und SLP	283
9.1.5.4 Zusammenhänge von Solaraktivität und SSTs	285
9.1.6 Zeitreihenanalysen	290
9.1.6.1 Autokorrelationsanalysen	290
9.1.6.2 Spektrale Varianzanalysen	296
9.1.6.3 Waveletanalysen	301
9.1.7 Zusammenfassung	309
9.2 Die Klimawirksamkeit von Vulkanausbrüchen	312
9.2.1 Vulkanische Indizes	318
9.2.1.1 Dust Veil Index (DVI)	319
9.2.1.2 Volcanic Explosivity Index (VEI)	320
9.2.1.3 Sato Index	321
9.2.1.4 Ice Core-Volcano Index (IVI)	322
9.2.1.5 Volcanic Aerosol Index (VAI)	322
9.2.1.6 Volcanic Sulfur Dioxide Index (VSI)	323
9.2.1.7 Vulkanische Heizratenanomalien	324
9.2.2 Superposed Epoch Analysis – Kompositenanalysen	325
9.2.3 Hauptkomponentenanalysen	330
9.2.4 Kumulative Einflüsse von Vulkanausbrüchen auf das Klimasystem	333
9.2.5 Zusammenfassung	335

10 Zusammenfassung und Ausblick	336
Abkürzungsverzeichnis	341
Literaturverzeichnis	344
Erklärung	369

Tabellenverzeichnis

Tab. 7.2.1: Varianzerklärungsanteile der extrahierten Niederschlagshauptkomponenten der jeweiligen Monate. In der letzten Zeile ist der Gesamtvarianzerklärungsanteil angegeben.	157
Tab. 7.2.2: Anzahl der auf der Basis einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse gewonnenen Regionen der betrachteten Klimaelemente für die jeweiligen Monate.	166
Tab. 9.2.1: Übersicht zu den stärksten Vulkanausbrüchen seit 1850 und verschiedenen Vulkanismusindizes (Daten nach www://www.volcano.si.edu/ , Kondratyev & Galindo 1997, Tab. 2.2.1, S. 109, Robock 2000, Tab. 1).	325
Tab. 9.2.2: Vulkanausbrüche und die entsprechenden Nordwintermonate (DJF) (in Anlehnung an Stenchikov et al. 2006), die Eingang in Kompositen- und Hauptkomponentenanalysen gefunden haben.	326

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1: Langjährige (1901-2003) Monatsmittel der Meeresoberflächentemperatur (HadISST-Daten) in °C für Januar, April, Juni und September. Die weiße Linie kennzeichnet die 27°C Isotherme, die als untere Temperaturschwelle bei der Entstehung von tropischen Zyklonen gilt.	20
Abb. 3.1: Mittlere Niederschläge der Monate Januar, März, Mai, Juli, September und November basieren auf den langjährigen Mittelwerten (1901-2003) der PIK-CRU-Daten.	23
Abb. 3.2: Mittlere Lufttemperatur der Monate Januar, März, Mai, Juli, September und November basieren auf den langjährigen Mittelwerten (1901-2003) der PIK-CRU-Daten.....	28
Abb. 3.3: Schema der zonalen Walker-Zirkulation. Oben: Normal-Situation. Unten: El Niño-Situation (Lindesay 1998a, S. 17, Fig. 2.7). High / Low Phase bezieht sich auf die Werte des Southern Oscillation Index.	33
Abb. 3.4: Schematische Darstellung der Luftdruckverhältnisse in der bodennahen Atmosphäre und im 500hPa Niveau. Im bodennahen Konvergenzbereich können sich ergiebige Niederschläge ausbilden (Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 193, Fig. 12.20).	34
Abb. 3.5: Schematische Darstellung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation Afrikas. Punkte zeigen die ITCZ an, gestrichelte Linien weitere Konvergenzzonen (Nicholson 2000, S. 138, Fig. 1).	34
Abb. 3.6: Mittlere Luftdruck-, Niederschlags- und Temperaturverhältnisse im südhemisphärischen Afrika für den Monat Januar basierend auf langjährigen (1901-2003) Mittelwerten der HadSLP- bzw. PIK-CRU-Daten.	36
Abb. 3.7: Mittlere Luftdruck-, Niederschlags- und Temperaturverhältnisse im südhemisphärischen Afrika für den Monat Juli basierend auf langjährigen (1901-2003) Mittelwerten der HadSLP- bzw. PIK-CRU-Daten.	38
Abb. 4.1: Luftdruckdaten aus Lilongwe (Malawi). Rote Pfeile markieren dokumentierte Stationsverlagerungen.	42
Abb. 4.2: Räumliche Datenabdeckung des südhemisphärischen Afrikas durch den CRU05-Datensatz.	43
Abb. 4.3: Verteilung der Temperatur- (obere Abb.) und Niederschlagsstationen (untere Abb.) für den CRU05-Datensatz für ausgewählte Jahre (1901, 1921, 1941, 1961, 1981, 1995). Dunkle Flächen zeigen 0,5°-Gitterboxen mit mindestens einer Station innerhalb der CDD von 1200km bzw. 450km (New et al. 2000, S. 2219, Fig. 1,2).	45

Abb. 4.4: Verteilung der terrestrischen (rote Quadrate) und marinen Messstationen im HadSLP2-Datensatz. Die Anzahl der marinen Messstationen an jedem Gitterpunkt ist für die Dekaden 1911-1920, 1941-1950, 1971-1980 und 1991-2000 angegeben. Die roten Quadrate geben die räumliche Lage der Stationen wieder, nicht die Anzahl an Beobachtungen (Allan & Ansell 2006, Fig. 1).	50
Abb. 5.1: Paläoklimatische Rekonstruktion für das südhemisphärische Afrika im letzten Hochglazial (21 000 – 18 000BP) (Partridge et al. 1999, Fig. 1, S. 208).	55
Abb. 5.2: Paläoklimatische Rekonstruktion für das südhemisphärische Afrika im holozänen Altithermal (7 000BP) (Partridge et al. 1999, Fig. 3, S. 211).	58
Abb. 5.3: Zeitreihen aus Analysen von Stalagmiten aus der Cold Air Höhle, Makapansgat Valley (Südafrika) ergänzt um historische Informationen. Die obere Zeitreihe zeigt die $\delta^{18}\text{O}$ Variationen (bezogen auf den Standardwert PDB, PeeDee Belemnite), die relative Änderungen in Temperatur und Feuchte widerspiegeln. Die unteren Zeitreihen geben Temperaturanomalien (mit den entsprechenden Unsicherheiten) bezogen auf den Referenzzeitraum 1961 bis 1990 wieder. Diese basieren auf Farbänderungen in den Stalagmiten und deren Korrelationen mit der Temperatur (Holmgren & Öberg 2006, S. 188, Fig. 2).	60
Abb. 5.4: Niederschlagsanomalien für drei historische Perioden: Trockenere Verhältnisse sind durch ein -, überdurchschnittlich feuchte mit einem + gekennzeichnet. Kleine Kreise zeigen Areale mit durchschnittlichen Niederschlagsverhältnissen. Umkringelte Symbole zeigen "regional integrators" wie Flüsse oder Seespiegel (Nicholson 2000, S. 154, Fig. 15).	65
Abb. 5.5: Zeitreihen der vergletscherten Fläche am Kilimandscharo, in der Ruwenzori Range und am Mount Kenia. Die vertikalen Achsen sind unterschiedlich skaliert (Kaser et al. 2004, S. 330, Fig. 1).	68
Abb. 6.1: Zeitlich gleitende Trendanalyse einer über den gesamten Untersuchungsraum gemittelten Temperaturzeitreihe (siehe Text). Statistisch nicht signifikante Perioden (95%) sind mit Punkten markiert.	77
Abb. 6.2: (a) bis (d), Trends der jährlichen Lufttemperatur für die Zeiträume 1901 bis 2000, 1910 bis 1945, 1946 bis 1975 und 1976 bis 2000 jeweils in °C pro Dekade. Positive Trends sind durch rote, negative durch blaue Punkte angegeben (IPCC 2001, Fig. 2.9, S. 116).	81
Abb. 6.3: (a) bis (d), jahreszeitliche Trends der Lufttemperatur für den Zeitraum 1976 bis 2000 jeweils in °C pro Dekade. Angegeben sind Trends für den (Nord-) Winter, Frühling, Sommer und Herbst. Positive Trends sind durch rote, negative durch blaue Punkte angegeben (IPCC 2001, Fig. 2.10, S. 117).	82
Abb. 6.4: Tropische SST-Anomalien (30°N-30°S) bezogen auf die Referenzperiode 1961-1990. Die grüne Kurve gibt die aus Korallendaten rekonstruierten SSTs wieder, die blaue Kurve basiert auf Daten aus dem HadISST-Datensatz (ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/coral/tropical-sst-wilson2006.txt).	83
Abb. 6.5: Lineare Temperaturtrends (Jahresmittelwerte) in K für den Zeitraum 1901 bis 1998, basierend auf den CRU05-Daten (linke Abb.) bzw. den PIK-CRU-Daten (rechte Abb.).	86

Abb. 6.6: Zeitreihe der Januartemperatur von Kapstadt (grüne Linie) und der entsprechenden Gitterbox aus dem CRU05-Datensatz (blaue Linie) und den PIK-CRU-Daten (rote Linie). Es ist jeweils eine Trendgerade angegeben. Ab 1950 verlaufen die blaue und die rote Kurve gleich; dargestellt ist dann nur noch die rote Kurve.	87
Abb. 6.7: Jahreszeitlich differenzierte Niederschlagstrends für den Zeitraum 1900 bis 1999. Grüne Punkte markieren einen Niederschlagsanstieg, braune eine Abnahme. Angegeben sind die prozentualen Trends (IPCC 2001, Fig. 2.25(i), S. 144).	89
Abb. 6.8: Relative Trends der jährlichen Niederschlagssummen für unterschiedliche Zeiträume. Grüne Punkte markieren einen Niederschlagsanstieg, braune eine Abnahme. Angegeben sind die prozentualen Trends (IPCC 2001, Fig. 2.25(ii), S. 144).	90
Abb. 6.9: Absoluter (links) und relativer (rechts) linearer Niederschlagstrend für den Juni 1901 bis 2003 basierend auf den PIK-CRU-Daten.	96
Abb. 6.10: Beobachtete SLP-Trends im Winter (Dezember, Januar, Februar) für den Zeitraum 1948 bis 1998 auf der Basis von NCEP / NCAR-Reanalyse-Daten in hPa (Gillett et al. 2003, Fig. 1, S. 293).	98
Abb. 6.11: Absolute lineare Trends der Lufttemperatur in K für den Zeitraum 1901 bis 1930. Gitterboxen, bei denen der Trend die Standardabweichung übersteigt, sind durch Punkte markiert (Trend-Rausch-Verhältnis >1). Die Trendsignifikanz (Si=95%) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.	100
Abb. 6.12: Relative lineare Trends des Niederschlages in % (Abweichung vom langjährigen Mittelwert 1901-2003) für den Zeitraum 1901 bis 1930. Die Trendsignifikanz (Si=95%) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.	101
Abb. 6.13: Absolute lineare SST-Trends für den Zeitraum 1901 bis 1930. Gitterboxen mit einem Trend-Rausch-Verhältnis >1 sind durch Punkte markiert. Die Trendsignifikanz (Si=95%) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.	103
Abb. 6.14: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1850 bis 1900. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text).	104
Abb. 6.15: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1901 bis 1930. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text).	105
Abb. 6.16: Absolute lineare Trends der Lufttemperatur in K für den Zeitraum 1931 bis 1960. Gitterboxen, bei denen der Trend die Standardabweichung übersteigt, sind durch Punkte markiert (Trend-Rausch-Verhältnis >1). Die Trendsignifikanz (Si=95%) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.	106

Abb. 6.17: Relative lineare Trends des Niederschlages in % (Abweichung vom langjährigen Mittelwert 1901-2003) für den Zeitraum 1931 bis 1960. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven. 108

Abb. 6.18: Absolute lineare SST-Trends für den Zeitraum 1931 bis 1960. Gitterboxen mit einem Trend-Rausch-Verhältnis > 1 sind durch Punkte markiert. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven. 109

Abb. 6.19: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1931 bis 1960. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text). 111

Abb. 6.20: Absolute lineare Trends der Lufttemperatur in K für den Zeitraum 1961 bis 1990. Gitterboxen, bei denen der Trend die Standardabweichung übersteigt, sind durch Punkte markiert (Trend-Rausch-Verhältnis > 1). Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven. 112

Abb. 6.21: Relative lineare Trends des Niederschlages in % (Abweichung vom langjährigen Mittelwert 1901-2003) für den Zeitraum 1961 bis 1990. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven. 113

Abb. 6.22: Absolute lineare SST-Trends für den Zeitraum 1961 bis 1990. Gitterboxen mit einem Trend-Rausch-Verhältnis > 1 sind durch Punkte markiert. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven. 115

Abb. 6.23: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1961 bis 1990. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text). 117

Abb. 6.24: Absolute lineare Trends der Lufttemperatur in K für den Zeitraum 1974 bis 2003. Gitterboxen, bei denen der Trend die Standardabweichung übersteigt, sind durch Punkte markiert (Trend-Rausch-Verhältnis >1). Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven. 118

Abb. 6.25: Relative lineare Trends des Niederschlages in % (Abweichung vom langjährigen Mittelwert 1901-2003) für den Zeitraum 1974 bis 2003. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven. 120

Abb. 6.26: Absolute lineare SST-Trends für den Zeitraum 1974 bis 2003. Gitterboxen mit einem Trend-Rausch-Verhältnis > 1 sind durch Punkte markiert. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven. 121

Abb. 6.27: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1974 bis 2003. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text).	122
Abb. 6.28: Absolute lineare Trends der Lufttemperatur in °C für den Zeitraum 1901 bis 2003. Gitterboxen, bei denen der Trend die Standardabweichung übersteigt, sind durch Punkte markiert (Trend-Rausch-Verhältnis >1). Die Trendsignifikanz (Si=95%) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.	124
Abb. 6.29: Relative lineare Trends des Niederschlages in % (Abweichung vom langjährigen Mittelwert 1901-2003) für den Zeitraum 1901 bis 2003. Die Trendsignifikanz (Si=95%) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.	126
Abb. 6.30: Absolute lineare SST-Trends für den Zeitraum 1901 bis 2003. Gitterboxen mit einem Trend-Rausch-Verhältnis > 1 sind durch Punkte markiert. Die Trendsignifikanz (Si=95%) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.	128
Abb. 6.31: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1901 bis 2003. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text).	129
Abb. 7.1.1: Links: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 bis 3 (von oben nach unten) für den Januar 1901 bis 2003. Rechts sind die standardisierten Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenladungen, graue Balken) der extrahierten Hauptkomponenten aufgetragen. Ergänzend zu den Ladungen sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die standardisierten kumulativen Anomalien an.	137
Abb. 7.1.2: Links: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 bis 3 (von oben nach unten) für den Januar 1901 bis 2003. Rechts sind die standardisierten Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenladungen, graue Balken) der extrahierten Hauptkomponenten aufgetragen. Ergänzend zu den Ladungen, sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die standardisierten kumulativen Anomalien an.	138
Abb. 7.1.3: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 und 2 für Dezember 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben.	140
Abb. 7.1.4: Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponente 2 für Dezember 1901 bis 2003 (graue Balken), zusätzlich sind die Werte des Antarktischen Oszillationsindex angegeben (rote Kurve). ...	140
Abb. 7.1.5: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 3 und 4 für Januar 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben.	141

Abb. 7.1.6: Standardisierte Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 3 (links) und 4 (rechts) für Januar 1901 bis 2003, zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.	142
Abb. 7.1.7: SLP-Feld für Januar 1934 (links). SLP-Differenz des langjährigen (1901-2003) Januar-Mittelwertes vom Januar 1934.	142
Abb. 7.1.8: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 bis 3 für Februar 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben.	143
Abb. 7.1.9: Standardisierte Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 (links), 2 (Mitte) und 3 (rechts) für Februar 1901 bis 2003, zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.	144
Abb. 7.1.10: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 und 3 für April 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben. .	145
Abb. 7.1.11: Standardisierte Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 (links) und 3 (rechts) für April 1901 bis 2003, zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) in rot im positiven und in blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.	145
Abb. 7.1.12: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 und 2 für Juni 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben. .	146
Abb. 7.1.13. Standardisierte Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 (links) und 2 (rechts) für Juni 1901 bis 2003, zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) in rot im positiven und in blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.	147
Abb. 7.1.14: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 bis 4 für Oktober 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben.	148
Abb. 7.1.15: SLP-Feld für Oktober 1963 (links). SLP-Differenz des langjährigen Oktober-Mittelwertes vom Oktober 1963.	148
Abb. 7.1.16. Standardisierte Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 (oben links) bis 4 (unten rechts) für Oktober 1901 bis 2003, zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.	149

Abb. 7.2.1: Temperaturregionen. Dargestellt sind die maximalen Ladungen einer jeden extrahierten s-modalen Hauptkomponente. Die Kerne der jeweiligen Region lassen sich anhand der Gebiete maximaler Ladungen erkennen (siehe Text). Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.	153
Abb. 7.2.2: Zeitkoeffizienten der Temperatur-Region 2 (östliches Südafrika) im März. Dargestellt sind die standardisierten s-modalen Scores, tiefpassgefilterte Werte (positiv: rot unterlegt, negativ: blau unterlegt) sowie kumulative Werte.	154
Abb. 7.2.3: Zeitkoeffizienten der Temperatur-Region 6 (Madagaskar) im Oktober. Dargestellt sind die standardisierten s-modalen Scores, tiefpassgefilterte Werte (positiv: rot unterlegt, negativ: blau unterlegt) sowie kumulative Werte.	154
Abb. 7.2.4: Niederschlagsregionen. Dargestellt sind die maximalen Ladungen jeder extrahierten s-modalen Hauptkomponente. Die Kerne der jeweiligen Region lassen sich anhand der Gebiete maximaler Ladungen erkennen (siehe Text). Die Nummer der Hauptkomponente ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.	156
Abb. 7.2.5: Atmosphärische Variationszentren, resultierend aus einer s-modalen SLP-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für den Januar (linke Abbildung) und den Juni (rechte Abbildung). Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.	159
Abb. 7.2.6: Atmosphärische Variationszentren im erweiterten Gitterfeldausschnitt, resultierend aus einer s-modalen SLP-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für den Januar (linke Abbildung) und den Juni (rechte Abbildung). Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.	159
Abb. 7.2.7: Atmosphärische Variationszentren, resultierend aus einer s-modalen SLP-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Januar (links oben) bis Juni (rechts unten). Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.	160
Abb. 7.2.8: Atmosphärische Variationszentren, resultierend aus einer s-modalen SLP-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Juli (links oben) bis Dezember (rechts unten). Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.	161
Abb. 7.2.9: Regionen der Meeresoberflächentemperatur, resultierend aus einer s-modalen SST-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Januar (links oben) bis Juni (rechts unten). Die ersten drei PCs sind jeweils blau unterlegt, die folgenden grün. Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.	163

Abb. 7.2.10: Regionen der Meeresoberflächentemperatur, resultierend aus einer s-modalen SLP-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Juli (links oben) bis Dezember (rechts unten). Die ersten drei PCs sind jeweils blau unterlegt, die folgenden grün. Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.	164
Abb. 8.1.1: Antarktischer Oszillationsindex berechnet mit den HadSLP2-Daten für den Zeitraum 1850 bis 2004 für die Monate Januar, April, Juli und Oktober. Dargestellt sind zusätzlich gefilterte Werte (10-jähriger Gauß-Tiefpassfilter - positiv: rot unterlegt, negativ: blau unterlegt) sowie kumulative Anomalien (grüne Kurve).	175
Abb. 8.1.2: Korrelationskoeffizienten berechnet zwischen dem AAOI und dem Niederschlag (PIK-CRU-Daten) für Sommer- und Wintermonate (1901-2003).	179
Abb. 8.1.3: Korrelationen zwischen dem Winterniederschlag (PIK-CRU-Daten) und dem AAOI 1901 bis 1930 (obere Abb.) bzw. 1974 bis 2003 (unter Abb.).	179
Abb. 8.1.4: Standardisierter Trans-Polar Index für April 1901 bis 2003. Tiefpassgefilterte Werte (10-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) sind in blau (negativ) bzw. rot (positiv) unterlegt.	181
Abb. 8.1.5: Korrelationen zwischen dem TPI und dem Niederschlag (PIK-CRU-Daten, April 1901-2003).	182
Abb. 8.1.6: Korrelationen des TPI mit der Lufttemperatur (PIK-CRU-Daten) für Januar (linke Abb.) und Juli (rechte Abb.) 1901 bis 2003.	183
Abb. 8.2.1: Zweites Ladungsmusterpaar der kanonischen Korrelationsanalyse der SST-Daten für den Atlantik einerseits und den Indik andererseits für Januar 1901-2003. Der kanonische Korrelationskoeffizient liegt bei 0,86, der Varianzerklärungsanteil bei 17,5% (linke Abb.) bzw. 12,3% (rechte Abb.).	186
Abb. 8.2.2: Zeitkoeffizienten des zweiten gekoppelten Musterpaares aus Abbildung 8.2.1. Gefilterte Werte (10-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) sind blau (negative Werte) bzw. rot (positive Werte) unterlegt. Die grüne Kurve stellt kumulative Anomalien dar.	186
Abb. 8.2.3: Ein konzeptionelles Modell für SST-Einflüsse auf den südafrikanischen Sommerniederschlag (Rocha & Simmonds 1997b, Fig. 17, S. 288).	188
Abb. 8.2.4: Regionen der Meeresoberflächentemperatur, resultierend aus einer s-modalen SST-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Januar (links oben) bis Dezember (rechts unten). Die ersten drei PCs sind jeweils blau unterlegt, die folgenden grün. Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.	189
Abb. 8.2.5: Standardisierte Zeitkoeffizienten der 4. PC der s-modalen SST-Hauptkomponentenanalyse für August 1901 bis 2003 (Variabilitätszentrum im zentralen südlichen Indik).	190

Abb. 8.2.6: Zeitkoeffizienten (standardisierte Scores) der sechsten s-modalen Hauptkomponente der Oktober SST-Daten 1901 bis 2003. Der Ladungsschwerpunkt dieser PC liegt im östlichen tropischen Indik.	195
Abb. 8.2.7: Korrelationen des monatlichen Niederschlages für Oktober und November und dem IOD von 1901 bis 2003.	196
Abb. 8.2.8: Erstes kanonisches Variablenpaar für Niederschlag (linke Abb.) und SSTs (rechte Abb.) für Oktober 1901 bis 2003. Der kanonische Korrelationskoeffizient liegt bei 0,67, der Varianzerklärungsanteil bei 16,7% (linke Abb.) bzw. 8,3% (rechte Abb.).	196
Abb. 8.2.9: Zeitkoeffizienten des ersten gekoppelten Musterpaares aus Abbildung 8.2.8. Die rot (positive Werte) und blau (negative Werte) unterlegte Kurve zeigt den IOD-Index an.	197
Abb. 8.2.10: Erstes kanonisches Variablenpaar für Niederschlag (linke Abb.) und SSTs (rechte Abb.) für Dezember (1901-2003). Der kanonische Korrelationskoeffizient beträgt 0,49, der Varianzerklärungsanteil 12,5% (linke Abb.) bzw. 11,3% (rechte Abb.).	198
Abb. 8.2.11: Erstes kanonisches Variablenpaar für Niederschlag (linke Abb.) und SSTs (rechte Abb.) für März (1901-2003). Der kanonische Korrelationskoeffizient beträgt 0,67, der Varianzerklärungsanteil 17,3% (linke Abb.) bzw. 9,7% (rechte Abb.).	199
Abb. 8.2.12: Zeitkoeffizienten des ersten kanonischen SST-Musters aus Abb. 8.2.11 für März 1901-2003.	199
Abb. 8.2.13: Zeitliche Entwicklung des Southern Oscillation Index (SOI). Datenquelle: http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/soi.htm	201
Abb. 8.2.14: Lineare Pearson-Korrelationen des SOI mit dem Niederschlag für die Monate Dezember, Januar und Februar für die Zeiträume 1901-1930 (obere Abb.), 1931-1960 (mittlere Abb.) und 1961-1990 (untere Abb.).	208
Abb. 8.2.15: Differenz aus Niederschlagskompositen der Sommermonate für El Niño und La Niña Jahre (siehe Text) für die Zeiträume 1931-1960 (obere Abb.) und 1974-2003 (untere Abb.).	209
Abb. 8.2.16 PDO-Index, dargestellt als standardisierte Zeitkoeffizienten der führenden PC monatlicher SST-Anomalien im Nordpazifik (nördlich von 20°N) für Januar (obere Abbildung) und Juni (untere Abbildung) (Datenquelle: http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest ; Okt. 2007).	210
Abb. 8.2.17: Standardisierte Scores der s-modalen varimax-rotierten Hauptkomponenten für den Monat September (1.PC obere Abb.) und Oktober (2.PC untere Abb.) dargestellt in der blauen Kurve. Die grünen Balken zeigen der Verlauf des PDO-Index.	211
Abb. 8.2.18: Korrelationen zwischen dem PDO-Index und dem September (linke Abb.) bzw. Oktober (rechte Abb.) Niederschlag zwischen 1901 und 2003.	212

Abb. 8.2.19: Regionen der Meeresoberflächentemperatur, resultierend aus einer s-modalen SST-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Januar (links oben) bis Dezember (rechts unten). Die ersten drei PCs sind jeweils blau unterlegt, die folgenden grün. Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.	217
Abb. 8.2.20: Standardisierte Scores der ersten s-modalen Hauptkomponente für die Monate Januar, April, Juli und Oktober. Zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) in rot im positiven und in blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.	218
Abb. 8.2.21: Standardisierte Scores der zweiten s-modalen Hauptkomponente für den Juli 1901-2003. Zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.	219
Abb. 8.2.22: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Scores) der ersten varimax-rotierten, s-modalen SST-Hauptkomponente für Dezember 1901-2003. Zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) in rot im positiven und in blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.	220
Abb. 8.2.23: Korrelationen der Dezember-AMO (definiert als Scores der s-modalen PCA) mit dem Niederschlag (linke Abb.) und der Lufttemperatur (rechte Abb.) zwischen 1901 und 2003.	221
Abb. 8.2.24: Standardisierte Zeitkoeffizienten (10-jähriger Gauß-Tiefpassfilter, positive Werte sind rot, negative blau unterlegt) des ersten gekoppelten Ladungsmusterpaares für Dezember 1901-2003 für SST-Daten.	221
Abb. 8.2.25: Mittlere Meeresoberflächentemperaturen (HadISST-Daten 1901-2003) in °C im Benguelastrom für die Monate Januar, April, Juli und Oktober.	222
Abb. 8.2.26: SLP- und Niederschlaganomalien (in Abweichungen vom Mittelwert 1961-1990) für den Februar (obere Abb.) und April (untere Abb.) 1984 (linke Abb.) und 1995 (rechte Abb.). Zu den Luftdruckanomalien ist noch ein SLP-Feld des entsprechenden Monats angegeben.	228
Abb. 8.2.27: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Scores) der dritten varimax-rotierten, s-modalen SST-Hauptkomponente mit einem Ladungsschwerpunkt im Bereich des Bengulastromes für Oktober, November und Dezember 1901-2003. Zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.	228
Abb. 8.2.28: April-Kompositen für SST, SLP und Niederschlag aus 11 Fällen für den Benguela Niño Index > 1 (in drei Folgemonaten), dargestellt in Isolinien. Abweichungen vom Mittelwert (1961-1990) sind farbig dargestellt.	229

Abb. 8.2.29: Drittes gekoppeltes Musterpaar für SSTs im Atlantik (linke Abb.) und Niederschlag (rechte Abb.) für September 1901 bis 2003. Die kanonische Korrelation beträgt 0,50. Die Anteile der erklärten Varianz 14,3% (SST) und 9,2% (Niederschlag).	230
Abb. 8.2.30: Zeitkoeffizienten des dritten gekoppelten Musterpaares aus Abbildung 8.2.28. Gefilterte Werte (10-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) sind blau (negative Werte) bzw. rot (positive Werte) unterlegt.	230
Abb. 8.2.31: Differenzen von Benguela Niño Kompositen und Werten des langjährigen Mittelwertes für die Lufttemperatur.	231
Abb. 9.1.1: Seespiegelstand des Viktoriasees und die Anzahl der Sonnenflecken von 1902 bis 1921 (Burroughs 2003, , S. 8, Fig. 1.2 nach Shaw 1933).	239
Abb. 9.1.2: Übergangsbereiche von Temperatur und Gas-Massendichte sind hier auf logarithmischem Maßstab als Funktion der Höhe in km für durchschnittliche ruhige Bereiche der Sonne aufgetragen (Lang 1996, S. 106, Abb. 6.8).	242
Abb. 9.1.3: Schmetterlingsdiagramm der Sonnenflecken (obere Abb.); Sonnenfleckenareal (Prozentualer Anteil an der sichtbaren Hemisphäre) (untere Abb.) (http://sciencia.nasa.gov/headlines/y2006/images/longrange/butterfly.jpg - Okt. 2006).	248
Abb. 9.1.4: Unterschiedliche Rekonstruktionen solarer Aktivität. Dargestellt sind die Anzahl der Sonnenflecken, der Sonnenfleckengruppen, sowie das Gebiet der Sonnenflecken auf der Sonnenscheibe.	251
Abb. 9.1.5: 11-jährig gleitende Temperaturwerte der Nordhemisphäre und die Sonnenfleckenzykluslänge (Friis-Christensen & Svensmark 1997, Fig. 1, S. 915).	252
Abb. 9.1.6: Verschiede Rekonstruktionen solarer Aktivität. Dargestellt sind die Rekonstruktionen der TSI nach Hoyt und Schatten (1993) und Lean et al. (1995), die Anzahl der Sonnenflecken sowie der geophysikalisch aa-Index.	259
Abb. 9.1.7: Basierend auf der Rekonstruktion der Solaraktivität von Fligge und Solanki (2000) wird für die gesamte Solarstrahlung sowie für einzelne Wellenlängenbereiche die prozentuale Änderung der Solarstrahlung seit dem Maunder Minimum angegeben. Dabei liegen die rekonstruierten Daten in unterschiedlicher zeitlicher Auflösung vor: 1700 bis 1749 jährlich, 1750 bis 1874 monatlich und seit 1875 täglich aufgelöst.	261
Abb. 9.1.8: Korrelationskoeffizienten berechnet zwischen der TSI und dem Niederschlag der PIK-CRU Daten für die Monate Februar, Juni, August, Oktober und Dezember. Dargestellt sind nur signifikante Korrelationskoeffizienten mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit $\geq 90\%$	276
Abb. 9.1.9: Sonnenfleckenrelativzahlen. Blau unterlegt sind die Werte unterhalb, rot unterlegt oberhalb des langjährigen Mittelwertes von 62,55. Die grünen Linien kennzeichnen Werte oberhalb (unterhalb) des 10% (90%) Perzentils (durchgezogene Linie) und 25% (75%) Perzentils (gestrichelte Linie). ..	277

Abb. 9.1.10: Differenz von Niederschlagskompositen für Jahre mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen Mittelwert von 62,55 (1901-2003).	278
Abb. 9.1.11: Differenzen von Niederschlagskompositen für März mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen Mittelwert von 62,55 (1901-2003) (linke Abb.), dem 25% (bzw. 75%) Perzentil (Mitte) und dem 10% (bzw. 90%) Perzentil (rechte Abb.).	279
Abb. 9.1.12: Korrelationen der TSI und der Lufttemperatur 1901 bis 2000 für die Monate März, Oktober und Dezember.	280
Abb. 9.1.13: Korrelationen der TSI und der Lufttemperatur 1901 bis 1930 für die Monate Februar, August und Oktober.	281
Abb. 9.1.14: Korrelationen der TSI und der Lufttemperatur 1961 bis 1990 für die Monate Februar, August und September.	281
Abb. 9.1.15: Differenzen von Temperaturkompositen für Monate mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen Mittelwert von 62,55 (1901-2003).	282
Abb. 9.1.16: Differenzen von Temperaturkompositen für Juli mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen Mittelwert von 62,55 (1901-2003) (linke Abb.), dem 25% (bzw. 75%) Perzentil (Mitte) und dem 10% (bzw. 90%) Perzentil (rechte Abb.).	283
Abb. 9.1.17: Korrelationen der TSI mit dem bodennahen Luftdruck für den Mai 1901 bis 2000.	284
Abb. 9.1.18: Differenzen von Luftdruckkompositen für Monate mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen (1901-2003) Mittelwert von 62,55 (obere Abb.), dem 25% (bzw. 75%) Perzentil (Mitte) und dem 10% (bzw. 90%) Perzentil (untere Abb.).	284
Abb. 9.1.19: Korrelationen der Solarstrahlung mit den HadISST-Daten 1901 bis 2000 für die Monate Januar, April, Juli und Oktober (obere Abb.). Korrelationen des aa-Index mit der Meeresoberflächentemperatur für den Januar 1901-1998 (linke Abb.).	286
Abb. 9.1.20: Korrelationen der TSI mit den HadISST-Daten 1901 bis 1930 (obere Abb.) für die Monate Januar, April, Juli und September, bzw. für den Zeitraum 1961 bis 1990 (untere Abb.).	287
Abb. 9.1.21: Differenzen von Meeresoberflächentemperaturkompositen für Monate mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen Mittelwert von 62,55 (1901-2003).	288
Abb. 9.1.22: Differenzen von Luftdruckkompositen für Monate mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem 10% (bzw. 90%) Perzentil. Dargestellt sind die Monate Januar (obere Abb.), Mai (Mitte) und September (untere Abb.).	289
Abb. 9.1.23: Die linke Abbildung zeigt eine Autokorrelationsfunktion für 103 zufallsverteilten Werte unterschiedlicher Zeitschritte (x-Achse) mit den entsprechenden Autokorrelationskoeffizienten (y-Achse). Eine Autokorrelationsfunktion des atmosphärischen CO ₂ -Gehaltes gemessen auf Mauna Loa für die Januarwerte von 1959 bis 2006 zeigt die rechte Abbildung.	291

Abb. 9.1.24: Scores der 8. PC für die Januartemperatur 1901-2003 (linke Abbildung). Der Ladungsschwerpunkt dieser PC liegt bei Madagaskar. Die rechte Abbildung zeigt die dazu gehörige zeitliche Autokorrelationsfunktion für unterschiedliche Zeitschritte (x-Achse) mit den entsprechenden Autokorrelationskoeffizienten (y-Achse).	292
Abb. 9.1.25: Zeitliche Autokorrelationsfunktion monatlicher Sonnenfleckenzahlen (Januar 1901-2003). Dargestellt ist der Korrelationskoeffizient auf der y-Achse und der jeweilige Zeitversatz der Zeitreihe auf der x-Achse.	293
Abb. 9.1.26: Zeitliche Autokorrelation der Scores monatlicher SST-Daten für Januar (5. PC, oben links), Februar (2. PC, oben rechts), Mai (4. PC unten links) und August (4. PC, unten rechts). Der Ladungsschwerpunkt der PCs liegt jeweils im südlichen tropischen Atlantik. Dargestellt sind die Autokorrelationskoeffizienten auf der Y-Achse und die Zeitschritte auf der X-Achse.	294
Abb. 9.1.27: Zeitliche Autokorrelation der Scores monatlicher Lufttemperaturdaten für Juni (2. PC, Ladungsschwerpunkt in Südafrika). Dargestellt sind jeweils die Autokorrelationskoeffizienten auf der Y-Achse und die Zeitschritte auf der X-Achse.	295
Abb. 9.1.28: Zeitliche Autokorrelation der Scores monatlicher Niederschlagsdaten für Oktober (3. PC, Ladungsschwerpunkt in Nordnamibia). Dargestellt sind jeweils die Autokorrelationskoeffizienten auf der Y-Achse und die Zeitschritte auf der X-Achse.	295
Abb. 9.1.29: Varianzspektrum der jährlichen Sonnenfleckenrelativzahlen 1901 bis 2003. Die Perioden (in Jahren) sind logarithmisch angegeben.	298
Abb. 9.1.30: Varianzspektren der Scores ausgesuchter Niederschlags-Hauptkomponenten für den Januar 1901 bis 2003. Die Perioden (in Jahren) sind logarithmisch angegeben, die Energie als % der spektralen Varianz.	299
Abb. 9.1.31: Varianzspektren der Scores der 4. PC für Mai (linke Abb.) und August (rechte Abb.) der SST-Daten von 1901 bis 2003. Die Perioden (in Jahren) sind logarithmisch angegeben.	300
Abb. 9.1.32: Muster eines Morlet-Wavelets	303
Abb. 9.1.33: Wavelet-Spektrum der Sonnenfleckenzahl für den Januar 1901 bis 2003. Dargestellt ist die Periode auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.	304
Abb. 9.1.34: Wavelet-Spektrum der Scores der 5. PC der SST-Daten für den Januar (1901-2003) auf der linken Abbildung bzw. der Scores der 2. PC der SST-Daten für den Februar (1901-2003) auf der rechten Abbildung. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.	305

Abb. 9.1.35: Wavelet-Spektrum der Scores der 3. PC der SST-Daten für den April (1901-2003). Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.	305
Abb. 9.1.36: Wavelet-Spektrum der Scores der 4. PC der SST-Daten für den Mai (1901-2003) auf der linken Abbildung bzw. der Scores der 4. PC der SST-Daten für den August (1901-2003) auf der rechten Abbildung. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.	306
Abb. 9.1.37: Wavelet-Spektrum der Scores der 8. PC der Niederschlagsdaten für den April (1901-2003) mit einem Ladungsschwerpunkt über Angola. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.	307
Abb. 9.1.38: Wavelet-Spektrum der Scores der 4. PC der Niederschlagsdaten für den März (1901-2003) mit einem Ladungsschwerpunkt über Ostafrika. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.	307
Abb. 9.1.39: Wavelet-Spektrum der Scores der 6. PC der Luftdruckdaten für den Mai (1901-2003). Der Ladungsschwerpunkt liegt im zentralen südlichen Atlantik. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.	308
Abb. 9.1.40: Wavelet-Spektrum der Scores der 4. PC der Luftdruckdaten für den Juni (1901-2003). Der Ladungsschwerpunkt liegt im zentralen südlichen Atlantik. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.	308
Abb. 9.1.41: Wavelet-Spektrum der Scores der 2. PC der Lufttemperaturdaten für den Juni (1901-2003). Der Ladungsschwerpunkt liegt im zentralen Südafrika. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.	309
Abb. 9.1.42: Übersicht zu Gebieten, für die ein (mögliches) solares Signal in den Daten zur Meeresoberflächentemperatur (SST), zum bodennahen Luftdruck (SLP), zum Niederschlag (N) und zur Lufttemperatur (T) aufgezeigt werden kann.	310
Abb. 9.2.1: Zusammenfassende Übersicht zur Klimawirksamkeit von Vulkanausbrüchen (Robock 2000, Plate 1, S. 195).	313
Abb. 9.2.2: Sato-Index für die Südhemisphäre. Angegeben ist die optischen Dicke τ bei einer Wellenlänge λ von $0,55\mu$ für Vulkanausbrüche zwischen 1895 und 1999.	321
Abb. 9.2.3: Minimum und Maximum der Schwefelemissionen explosiver Vulkanausbrüche zwischen 1900 und 2000 (Halmer et al. 2002, S. 522, Fig. 3).	323

Abb. 9.2.4: SLP-Kompositen in hPa aus Nordwintermonaten (DJF), die einem starken Vulkanausbruch in den niederen Breiten folgen, für den Zeitraum 1850 bis 2004 (obere Abb.). In der mittleren Abbildung ist ein Komposit aus „normalen“ Wintermonaten zu sehen, der aus nicht vulkanisch beeinflussten Monaten generiert wurde. Schließlich wurde die Differenz beider berechnet (untere Abb.). Es wurden die in Tab. 9.2.2 angegebenen Ausbrüche - basierend auf der Arbeit von Stenchikov et al. (2006) - zu Grunde gelegt.	328
Abb. 9.2.5: Niederschlags- und Temperaturdifferenz der Südsommermonate (DJF) für Monate mit bzw. ohne Vulkaneinfluss.	329
Abb. 9.2.6: Standardisierte Scores für die ersten drei Hauptkomponenten einer t-modalen varimax-rotierten Analyse der SLP-Daten mit 54 vulkanismusbeeinflussten Monaten (Nordwinter 1850 bis 2004) (linke Abb.) bzw. der entsprechenden Anzahl nicht vulkanismusbeeinflusster Monate (rechte Abb.). Der Varianzerklärungsanteil (EV) ist oberhalb der Abbildungen angegeben.	332
Abb. 9.2.7: Häufigkeit von Vulkanausbrüchen zwischen 1900 und 2000, unterteilt nach Eruptionen, welche die Troposphäre (VEI <3) bzw. die Stratosphäre (VEI ≥3) erreichen (Halmer et al. 2002, S. 522, Fig. 2).	334

1 Einführung

Empirische Arbeiten zur Klimavariabilität und zu klimatischen Trends sind im Wesentlichen durch die Datenlage begrenzt. Die Datenverfügbarkeit definiert auch den Untersuchungszeitraum der vorliegenden Studie. Durch die Verwendung räumlich hoch aufgelöster globaler Gitterfelddaten des bodennahen Luftdrucks, der Lufttemperatur, des Niederschlags und der Meeresoberflächentemperatur begrenzt sich der zeitliche Rahmen auf die Jahre von 1901 bis 2003. Innerhalb dieses 103-jährigen Zeitintervalls soll die Klimadynamik für das südhemisphärische Afrika untersucht werden. Eine räumliche Begrenzung des Untersuchungsraumes bereitet naturgemäß Schwierigkeiten und wird daher pragmatisch mit dem Äquator gezogen. Diese Begrenzung gilt nur für die Temperatur- und Niederschlagsdaten, welche jeweils nur für die Landflächen zur Verfügung stehen. Bei der Analyse der Luftdruckfelder und der Meeresoberflächentemperatur sind entsprechend großräumigere Analysen erforderlich.

Inzwischen liegt zwar eine Vielzahl an Untersuchungen zu einzelnen Aspekten der Klimavariabilität in Afrika vor, eine umfassende Arbeit, welche über einen langen Zeitraum sowohl methodisch als auch inhaltlich verschiedenartige Gesichtspunkte verknüpft, steht bislang noch aus. Diese Arbeit will einen Beitrag zu einem vertieften Verständnis des Klimasystems im südhemisphärischen Afrika liefern. Das übergeordnete Ziel ist es dabei, den klimatischen Verlauf im südhemisphärischen Afrika für den Zeitraum 1901 bis 2003 detailliert nachzuzeichnen. Dabei soll die klimatische Variabilität auf einer interannuellen bis multidekadischen Zeitskala näher bestimmt werden. Die wesentliche Erweiterung zu bisherigen Studien liegt zunächst einmal in der zeitlichen Dimension, da sich viele Arbeiten auf Analysen der vergangenen 30 bis 50 Jahre beschränken. Dieser Zeitraum ist eben durch Reanalyse- und Satellitendaten in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung sehr gut belegt. Je weiter zurück in die Vergangenheit geschaut wird, desto geringer ist die Datendichte, -vielfalt und -qualität. Inhaltlich liegt die Erweiterung zu bisherigen Arbeiten in einem breit angelegten Ansatz, in einem komplexen Vorgehen, das sowohl interne als auch externe Faktoren auf die Klimaentwicklung im südhemisphärischen Afrika untersucht. Analoge messdatengestützte Studien liegen nicht vor, und die hier gewonnenen Ergebnisse lassen sich nur in die Resultate globaler Klimamodelle einordnen bzw. vor dem Hintergrund von kleiner dimensionierten oder inhaltlich enger gefassten Studien betrachten.

Es werden zunächst klimatische Trends für unterschiedliche Zeiträume berechnet. Im Folgenden wird versucht, dafür zirkulationsdynamische Ursachen anzuführen. Insbesondere in der breiten Diskussion um die menschliche Einflussnahme auf das

Klima müssen Ursachen für klimatische Änderungen genau bestimmt werden. Dazu werden auch externe Faktoren wie die Solarstrahlung oder Vulkanausbrüche untersucht. Interne Kopplungen der Atmosphäre mit der Meeresoberflächentemperatur sind von besonderem Interesse und werden mit verschiedenen Methoden analysiert. Insgesamt ist diese Arbeit inhaltlich sehr breit angelegt, was eine intensive Auseinandersetzung mit bisherigen Studien erforderlich macht und gleichzeitig eine Fokussierung auf ausgewählte Aspekte des südhemisphärischen Klimasystems erzwingt. Einige spezifische Kopplungen im Klimasystem werden daher intensiver bearbeitet; denn gerade im Kontext globaler Klimaänderungen sind Ozean-Atmosphäre Kopplungen ein wesentlicher Unsicherheitsfaktor bei der Quantifizierung des anthropogenen Einflusses auf das Globalklima. Denn neben der Betrachtung von Klimatrends ist das Auftreten von klimatischen Extremereignissen von hohem naturwissenschaftlichem und insbesondere auch sozio-ökonomischem Interesse. Katastrophale Überschwemmungen, etwa im Raum von Mosambik oder Namibia, ebenso wie ausgedehnte Dürren, führen zu einer erheblichen Belastung der dortigen Gesellschaften. Extremniederschläge in Namibia und Angola sind oft an Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im Benguelastrom gekoppelt. Dieses Phänomen wird als Benguela Niño beschrieben. Zwar liegen zahllose Arbeiten zur Entstehung und zu globalen Auswirkungen der pazifischen El Niño Ereignisse vor, für Warmwasserereignisse im südlichen Atlantik ist dies nicht der Fall.

Neben diesen klimasystem-internen Kopplungen spielen weitere Faktoren für die Klimaentwicklung auf einer 100-jährigen Zeitskala eine wichtige Rolle: solare Aktivitätsschwankungen, Vulkanausbrüche und anthropogene Einflüsse. Ein besonderes Augenmerk dieser Arbeit liegt auf der Betrachtung der natürlichen externen Faktoren, da hier bislang Regionalstudien für das südliche Afrika weitgehend fehlen, allenfalls Erkenntnisse aus global angelegten Studien abgeleitet werden können.

1.1 Abgrenzung des Untersuchungsraumes

Der Raum „südliches Afrika“ wird nach unterschiedlichen Kriterien - wie etwa jenen der Ausstattung mit natürlichen Ressourcen oder wirtschaftlichen Verflechtungen - meist sozio-ökonomisch abgegrenzt. Engere Definitionen umfassen die Republik Südafrika, Namibia, Botsuana, Lesotho und Swasiland. Weiter gefasste schließen Angola, Simbabwe, Sambia, Malawi und Mosambik mit ein (vgl. Jürgens & Bähr 2002, S. 9f.). Eine Begrenzung auf der Basis von Ländergrenzen kann in dieser Arbeit nicht sinnvoll angewendet werden. Daher wird die Nordgrenze für den südafrikanischen Raum am Äquator angesetzt. Als östliche Begrenzung wird auch

Madagaskar in die vorliegende Arbeit mit einbezogen. Eine analoge Abgrenzung verwenden auch Reason et al. (2006) in ihrer Studie zur saisonalen Klimaprognose.

1.2 Begriffsbestimmungen und -anwendungen

Während unter dem Begriff „Klimavariabilität“ eine zeitliche Veränderlichkeit verschiedener Klimaelemente auf unterschiedlicher Zeitskala verstanden wird, sind die Begriffe „Klimatrend“ und „Klimaänderung“ wesentlich problematischer, da es sich hierbei um relationale Begriffe jeweils bezogen auf einen bestimmten Ausgangszustand des Klimas handelt. „Trend“ impliziert eine langfristige Änderung und damit systematische Verschiebung der mittleren Verhältnisse des jeweiligen Klimaelementes. Der Begriff „Trend“ ist dabei untrennbar mit einer zu Grunde liegenden Referenzperiode verbunden. Die Analyse klimatischer Trends beginnt daher mit der Definition eines der jeweiligen Fragestellung angemessenen Zeitraumes, für den sinnvoll von „Trends“ gesprochen werden kann. In Kapitel 6 wird ausführlich auf Trends und deren Berechnung eingegangen. - Eine Klima(ver)änderung bezeichnet eine langfristige Änderung des Klimas auf der Erde, die das Klima in einen neuen Zustand überführt, von dem aus es nicht wieder zurück in seinen ursprünglichen gelangt. Damit muss ein Zeithorizont definiert werden, vor dem eine „Änderung“ spezifiziert werden kann. Dieser kann mehrere Dekaden bis zu Jahrtausenden umfassen. Es muss also, wie bei Trendanalysen, bei Aussagen zu Klimaänderungen immer ein Bezugszeitraum angegeben werden, vor dem von „Änderungen“ zu sprechen ist. Davon hängt es ab, ob eine Änderung im Rahmen der natürlichen Klimavariabilität eingeordnet werden kann oder diesen überschreitet.

Eine weitere Spezifizierung von Klima kann bezüglich der Subsysteme des Klimasystems erfolgen. So gibt es interne und externe Einflussfaktoren. Nach Schönwiese (2003) lassen sich solche Faktoren zu den externen zählen, die nicht in Wechselwirkung mit dem Klima treten. Dazu werden Änderungen der Solaraktivität, Vulkanausbrüche und die anthropogenen Einflüsse auf das Klimasystem gezählt. Interne Faktoren sind insbesondere Wechselwirkungen der Atmosphäre mit der Hydrosphäre, Lithosphäre, Kryosphäre und Biosphäre. Diese Unterteilung ist jedoch bezogen auf den anthropogenen Einfluss nicht konsequent, sofern Lithosphäre (der die fossilen Brennstoffe entnommen werden) und Biosphäre Bestandteile des Klimasystems sind und zu den internen Faktoren zählen. Daher könnten anthropogene Einflüsse auf das Klima auch als interne Faktoren des Klimasystems angesprochen werden.

Besondere Berücksichtigung bei der Analyse von Klimaänderungen vor dem Hintergrund eines systemaren Klimabegriffs verdienen unterschiedliche Reaktionszeiten der Partialsphären: Während die Atmosphäre eine sehr kurze Reaktionszeit von wenigen Tagen bis Monaten aufweist, kann sie in der Kryosphäre und insbesondere der Hydrosphäre mehrere Dekaden bis Jahrhunderte umfassen. Die Zeit, die ein Teilsystem benötigt, sich auf veränderte Einflüsse einzustellen, liegt in der Tiefsee bei Tausenden von Jahren, dem antarktischen Inlandeis zwischen 10 000 und 1 000 000 Jahren, bei Gebirgsgletschern bei etwa 30 Jahren, der Stratosphäre bei 300 Tagen, der Troposphäre bei etwa einer Woche (Kraus 2004, S. 12).

Das Spektrum natürlicher Klimavariabilität kann nach verschiedenen Kriterien klassifiziert werden: Auf einer geologisch langen Zeitskala von Jahrtausenden lassen sich nicht-zyklische Variabilitätsmodi ausmachen (z.B. Änderungen spez. Parameter wie der Solaraktivität, der atmosphärischen Zusammensetzung, der Land-See-Verteilung). Daneben können langzeitliche zyklische Muster bestimmt werden (z.B. Änderungen der Orbitalparameter, thermohaline Variabilität). Auf einer kurzfristigeren Zeitskala können Zyklen (z.B. 11-jähriger Sonnenfleckenzyklus, ENSO¹, NAO²) und Einzelereignisse unterschieden werden. Letztere kennzeichnen als plötzliche Regimeübergänge ein aperiodisches Verhalten im Klimasystem und sind oft mit Klimakatastrophen verbunden. Der Begriff Klimakatastrophe impliziert eine schnelle signifikante und großräumige Änderung klimatischer Parameter, die eine Anpassung der Bio- oder Anthroposphäre an das neue Klima erschwert oder gar unmöglich macht. Im Zusammenhang mit der anthropogen induzierten globalen Erwärmung ist dieser Begriff daher unangemessen (Hupfer & Börngen 2004).

Abgesehen von einer zeitlichen Definition kann Klimavariabilität bezogen auf die zeitliche Schwankungsbreite definiert werden. Neben den abrupten Phasenverschiebungen im Klimasystem und zufälligen, singulären Ereignissen wie beispielsweise Vulkanausbrüchen, müssen Trends als aperiodische Phänomene angesprochen werden (s.o.). Von den Trends wiederum sind Sprünge und Schwankungen zu unterscheiden. Sprünge sind dabei relativ rasche Trends, Schwankungen beschreiben das mehrfache Auftreten von relativen Minima und Maxima in der betrachteten Zeitreihe. Die Schwankungen selbst lassen sich dann erneut in periodische, zyklische und stochastische unterteilen (Schönwiese 2003, S. 278f.). Das einfachste Variabilitätsmuster liegt periodischen externen Einflüssen zu Grunde, wie die diurnale durch die Erdrotation verursachte Änderung von Tag und

¹ Das Akronym ENSO setzt sich aus „El Niño“ und „Southern Oscillation“ zusammen (ausführlich dazu Kapitel 8).

² Nordatlantische Oszillation

Nacht oder der saisonale Wechsel im Klimasystem durch die Erdrevolution. Weitaus komplexer ist das Variabilitätsspektrum, das nicht-lineare Rückkopplungen beinhaltet. Nicht-lineare Prozesse werden oft mit dem Begriff „Chaos“ umschrieben. Dies beschreibt Prozesse, die extrem empfindlich von den Anfangswerten der entsprechenden Parameter abhängen. Sind die zu Grunde liegenden Regeln bekannt, wird präziser vom „deterministischen Chaos“ gesprochen (von Storch et al. 1999, S. 88ff.). Darunter wird im Allgemeinen verstanden, dass sich auf der Basis von deterministischen Naturgesetzen³ nicht-lineare und nicht vorhersagbare Strukturen ausbilden. Im Klimasystem laufen permanent zahlreiche nicht-lineare Prozesse ab, die zeitlich unkorreliert sind. Damit ist keine Vorhersagbarkeit mehr gegeben.

Ob eine (vermeintliche) Klimaänderung Bestandteil einer länger periodischen natürlichen Schwankung oder tatsächlich ein Wechsel im Niveau des Klimasystems darstellt, ist oft nicht zu beantworten bzw. nur unter entsprechenden zeitlichen Definitionen. Denn insgesamt hängt eine nähere Eingrenzung von „Klimavariabilität“ vor allem von den zu Grunde liegenden räumlichen und zeitlichen Skalen ab. Dabei bilden die Prozesse auf einer räumlich und zeitlich großen Skala den Hintergrund für Prozesse kürzerer Zeitskala und geringeren räumlichen Ausmaßes (Meehl et al. 2001, Jacob 2007). Zusätzlich erschwert wird die begriffliche Schärfe durch die Erweiterung des Klimabegriffs in Bezug auf das Klimasystem. Hupfer und Kuttler (2006) verwenden ausschließlich den Begriff „Klimaschwankung“, sie vermeiden es von „Klimaänderungen“ zu sprechen. Dagegen schreibt Schönwiese (2003, S. 57) „Klimaänderung ... ist ... meist zeitlich gemeint und wird im Allgemeinen analytisch, d.h. anhand der betrachteten Klimaelemente, angewendet, oder aber in der Zusammenschau solcher Elemente“. Analytisch bedeutet für Schönwiese (2003) letztlich ein Auflösen des Komplexes in die Klimaelemente. Klima ist schon von der Definition her räumlich und zeitlich in einem sehr großen Rahmen variabel. Eine Klimaänderung (meist bezogen auf ausgewählte Klimaelemente) ist daher prinzipiell schon schwierig zu explizieren. Kraus (2004, S.12) definiert Klimaänderung als: „die Änderung des langzeit-statistischen Zustandes des Klimasystems“. Damit sind ganz unterschiedliche zeitliche und räumliche Dimensionen angesprochen. Diese müssen jeweils spezifisch expliziert werden, um eine sinnvolle Diskussion um Klimaänderungen zu ermöglichen. Oftmals scheidet dies gerade daran, dass seitens der Geologie ganz andere zeitliche Maßstäbe angelegt werden, als seitens der Meteorologie, die auf der Basis kurzer Klimamessreihen argumentiert. Auch die

³ Naturgesetzte sind streng genommen mathematische Funktionen, sie lassen daher keinen Ursache-Wirkungsdeterminismus erkennen; auch sind sie meist statistischer Natur. Besondere Schwierigkeiten bereitet der Begriff einer Wechselwirkung bezogen auf die Zuschreibung von Ursache und Wirkung in einem Prozessablauf (dazu Rathmann 2008).

Definition von Hupfer und Kuttler (2006, S. 275): „[es] liegt eine Klimaschwankung bzw. Klimaänderung immer dann vor, wenn sich die statistischen Eigenschaften eines oder mehrerer Klimatelemente signifikant ändern“, bleibt unscharf; denn welche statistischen Eigenschaften, welche Klimatelemente und auf welchem Signifikanzniveau ist zu definieren? - Der wichtigste Aspekt ist jedoch die zeitliche Dimension, die in dieser Definition überhaupt nicht zum Tragen kommt: Es muss für jede statistische Eigenschaft eines jeden Klimatelementes ein zeitliches Bezugsintervall expliziert werden. Dieses liegt nach dem Vorschlag der World Meteorological Organization (WMO) bei 30 Jahren (Schönwiese 2003, S. 51). Dies kann aber nur für die Betrachtung der Klimavariabilität in einem Zeitraum von mehreren Dekaden bis Jahrhunderten sinnvoll Anwendung finden – nicht jedoch wenn man die maximale zeitliche Dimension von „Klima“ (entsprechend dem Alter der Erde) berücksichtigt.

Der Begriff „Klimaschwankung“ sollte daher bevorzugt werden, sofern nicht explizit die zeitliche Bezugsdimension der „Änderung“ angeführt werden kann. Entscheidend für die Aussagekraft einer jeden Analyse zur Klimaänderungen ist es einen problembezogenen Zeithorizont anzugeben, vor welchem ein Klimazustand sich verändert. Dabei bleibt es selbstverständlich, dass dieser Zustand selbst eingebettet ist in eine jeweils länger-periodische Variabilität. In der vorliegenden Arbeit erfolgt einer Orientierung an 30-jährigen Zeitintervallen, und Änderungen sind im zeitlichen Bezugssystem von Dekaden zu formulieren. Für diese Arbeit sind nur zeitliche Skalen von mindestens einem Jahr bis zur multidekadischen Klimavariabilität von Interesse. Bezüglich der relevanten Subsysteme innerhalb des Klimasystems liegt der Schwerpunkt der Betrachtung auf der ozeanischen Variabilität. Eine veränderliche Solaraktivität und Vulkanausbrüche werden unter den externen Faktoren berücksichtigt.

Begriffsanwendungen

Inzwischen haben sich zahlreiche englische Termini, Abkürzungen und Anglizismen in der deutschsprachigen Fachliteratur eingebürgert. Daher wird sich diese Arbeit dem Sprachgebrauch der „scientific community“ anpassen, auch wenn dafür keinerlei sprachliche oder inhaltliche Notwendigkeit angeführt werden kann. Schließlich könnten für die meisten, der in der Fachliteratur weit verbreiteten englischen Abkürzungen (z.B. SST, **S**ea-**s**urface **t**emperature für Meeresoberflächentemperatur oder PCA, **P**rinzipal **C**omponent **A**nalysis für Hauptkomponentenanalyse), ebenso deutschsprachige Abkürzungen Verwendung finden. Im Anhang werden sämtliche verwendete Abkürzungen aufgeführt.

Die Schreibweise südafrikanischer Länder (z.B. Botsuana, Botswana) erfolgt nach Vorgaben des Diercke-Weltatlas (1996). Die Kennzeichnung der Jahreszeiten bezieht sich, wenn nicht anders angegeben, grundsätzlich auf die Südhemisphäre. „Sommer“ bezeichnet daher den Südsommer (mit den Monaten Dezember, Januar, Februar), „Winter“ entsprechend den Südwinter (Juni, Juli, August).

1.3 Bisherige Arbeiten zur Klimavariabilität im südhemisphärischen Afrika

Unzählige, nicht nur naturwissenschaftliche, Studien haben „Klimawandel und Klimaänderungen“ zum Thema. In der Klimaforschung werden auf der Basis von Modellstudien und mit beobachtungsgestützten Datensätzen zahllose Arbeiten zur globalen und regionalen Klimavariabilität auf ganz unterschiedlichen zeitlichen Skalen veröffentlicht. Zusammenfassend wird der Stand der Klimaforschung zum globalen Wandel in den Berichten des Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC, zuletzt 2007) dargestellt. Darin findet sich eine Zusammenschau des aktuellen Forschungsstandes, welcher einer breiten Öffentlichkeit zugänglich gemacht werden soll, gleichzeitig aber auch die Basis für die weitere wissenschaftliche Auseinandersetzung mit Klimaschwankungen bietet. In der vorliegenden Arbeit können nur die Ausführungen des IPCC-Reports aus dem Jahre 2001 ausführlich eingearbeitet werden, die wesentlichen Inhalte des Berichtes von 2007 werden trotzdem zur Aktualisierung einiger Aspekte herangezogen.

Zahlreiche Studien zur Klimavariabilität sind global angelegt und umfassen daher auch den Untersuchungsraum der vorliegenden Arbeit. Dabei ist zwischen Analysen auf der Basis globaler numerischer Klimamodelle und statistischen Studien, welche sich auf Beobachtungsdaten stützen, zu unterscheiden. Im Rahmen dieses Einführungskapitels zur Klimavariabilität im südhemisphärischen Afrika ist es nicht möglich, sämtliche Aspekte, die im Folgenden aufgegriffen werden, in ihrem aktuellen Forschungsstand ausführlich zu diskutieren. Vielmehr werden diese Arbeiten jeweils zu Beginn der spezifischen Kapitel vorgestellt und vor dem Hintergrund der eigenen Ergebnisse diskutiert. Andernfalls würde dieses Kapitel zum Forschungsstand im Umfang unverhältnismäßig anwachsen, während gleichzeitig erst viele Kapitel später inhaltlich darauf zurückgegriffen wird. Daher kann hier nur ein äußerst knapper Aufriss bisheriger Bemühungen um das Verständnis der Klimavariabilität im südhemisphärischen Afrika gegeben werden.

Niederschlagsvariabilität und –kopplungen

Die meisten Arbeiten, die sich mit der Klimavariabilität im südhemisphärischen Afrika auseinandersetzen, fokussieren auf den Niederschlag in seiner räumlichen und zeitlichen Differenzierung. Die Niederschlagsvariabilität wird für unterschiedliche Zeitabschnitte in zahlreichen Studien thematisiert (Hulme 1992, 1996, Nicholson z.B. 1989, 1993, 1996a, 1996b, 2000, 2001a, Reason 2000). Dies ist teilweise der Bedeutung derselben für die Landwirtschaft und dem weiträumig ariden bis semiariden Charakter des Klimas mit einem hohen Maß an inter- und intraannueller Variabilität geschuldet. Die Variabilität wird auf unterschiedlichen Zeitskalen, einschließlich synoptischer, von interannueller (Nicholson & Kim 1997, Rocha & Simmonds 1997a,b, Landman & Mason 1999b, Cook 2000, 2001, Nicholson & Selato 2000, Nicholson et al. 2001) bis zu dekadischer und längerfristiger Variabilität untersucht (Tyson 1986, Mason 2001). Es konnte, auch unter Berücksichtigung von Proxydaten, der Untersuchungszeitraum auf etwa 200 Jahre ausgedehnt werden. Eine Zusammenschau der Niederschlagsvariabilität auf unterschiedlichen zeitlichen Skalen ist Mason und Jury (1997) zu entnehmen. Lokal differenziert lassen sich trockenere und feuchtere Phasen beschreiben: So liegen beispielsweise Regionalstudien für das nordöstliche Südafrika (Reason et al. 2005), die Hochgebiete Ostafrikas (Hay et al. 2002) und für Ostafrika der vergangenen 200 Jahre vor (Hastenrath 2001). Schwieriger als die Beschreibung und Charakterisierung von Niederschlagstrends ist es, zirkulationsdynamische Ursachen dafür anzugeben (Fauchereau et al. 2003a). Unter den Ursachen für unterschiedliche Trocken- und Feuchtphasen werden vorrangig Änderungen der Meeresoberflächentemperatur angeführt. Seit der richtungweisenden Arbeit von Folland et al. (1986) untersuchen zahlreiche Studien Niederschlags-SST-Kopplungen für den Sahel (z.B. Camberlin et al. 2001, Giannini et al. 2003, Paeth & Friedrichs 2004). Für das südliche Afrika (Nicholson & Entekhabi 1987, Reason & Mulenga 1999, Reason 2001, 2002) und für Ostafrika (Nicholson & Entekhabi 1987, Ogallo et al. 1988, Clark et al. 2001) liegen umfangreiche Studien über unterschiedlich lange Zeiträume vor. Mason und Jury (1997) zeigen, dass warme (kalte) SSTs im äquatorialen Pazifik und Indik an trockene (feuchte) Sommerniederschlagsverhältnisse in Südafrika gekoppelt sind. Reason (2002) untersucht den Einfluss der SSTs des südlichen Indischen Ozeans auf die atmosphärische Zirkulation über dem südlichen Afrika mit Hilfe eines Klimamodells. Damit lassen sich generell empirische Befunde, etwa nach Behera und Yamagata (2001) bestätigen: Über einer positiven SST-Anomalie bildet sich ein lokales Tief, über einer negativen Anomalie ein Hoch aus. An eine positive SST-Anomalie ist eine verstärkte Konvergenz feuchter Luftmassen über dem südöstlichen Afrika gekoppelt, die eine entsprechende Niederschlagszunahme nach sich zieht. In einer jüngeren Arbeit stellen Balas et al. (2007) Kopplungen der Niederschlagsvariabilität im zentralen Westafrika mit der Meeresoberflächentemperatur im

Atlantischen, Indischen und Pazifischen Ozean heraus. Dazu werden Kompositenanalysen und lineare Korrelationen berechnet. Zunächst werden SST-Kompositen unterschiedlicher Jahreszeiten für die fünf feuchtesten und trockensten Jahre im Untersuchungszeitraum von 1950 bis 1997 gebildet. Den stärksten Einfluss auf die Niederschlagsvariabilität haben die SSTs des äquatorialen Pazifiks sowie des östlichen Atlantiks. Es können jahreszeiteinspezifische Kopplungen bestimmt werden, die zur Folge haben, dass ein SST-Muster den Niederschlag in einer Jahreszeit erhöhen kann und in einer anderen absenken. Weiterhin ist zu berücksichtigen, dass diese Kopplungen nicht symmetrisch sind, d.h. Faktoren, welche zu feuchten Bedingungen führen sind nicht einfach eine Umkehrung jener, welche zu trockenen Verhältnissen führen.

Die Niederschlagsvariabilität im südlichen Afrika wird meist im Hinblick auf pazifische ENSO-Einflüsse untersucht (Fauchereau et al. 2003a). Solche Fernkopplungen / Telekonnektionen des sommerlichen Niederschlages im südlichen Afrika werden ausführlich von Philipp (2004) analysiert. Das pazifische Klimasignal kann auch in der Meeresoberflächentemperatur des Indischen Ozeans aufgezeigt werden: Landman und Mason (1999b) berichten, dass sich das ENSO-Signal in den SSTs des Indischen Ozeans seit den späten 1970er Jahren abgeschwächt hat. Dies hat erhebliche Konsequenzen für die SST-Niederschlags-Kopplung: In der Kopplungen des westlichen tropischen Indischen Ozeans mit den südafrikanischen Sommerniederschlägen traten bis Mitte der 1970er hohe SSTs oft zusammen mit einem El Niño auf; daher waren dann die Niederschläge entsprechend reduziert. Seither hat sich die SST-Niederschlags-Variabilität entkoppelt und hohe SSTs gehen mit hohen Sommerniederschlägen im nordöstlichen Südafrika und Namibia einher. Auch Camberlin et al. (2001, 2004) untersuchen solche Zusammenhänge. Während SSTs im tropischen Atlantik und Indik zeitlich verschobene Korrelationen mit dem ENSO-System aufweisen, lassen sich zonale SSTs im äquatorialen Indik auf regionale Atmosphäre-Ozean Interaktionen zurückführen, die unabhängig von ENSO auftreten (z.B. Saji et al. 1999, Webster et al. 1999) oder auch unter dem Einfluss desselben (Saji & Yamagata 2003, Xie et al. 2002).

Der atmosphärische Feuchtetransport in das südliche Afrika erfolgt vorrangig aus dem westlichen Indischen Ozean, aber auch aus dem tropischen Kontinentinneren und zu einem weitaus geringeren Anteil aus dem tropischen Atlantik (Todd & Washington 1999, Reason & Jagadheesha 2005). Variationen der Lage und Stärke des sommerlichen Angolatiefs beeinflussen den Feuchtetransport in das südliche Afrika und die Ausbildung von diagonalen Wolkenbändern (Todd & Washington 1999, Reason & Mulenga 1999). Ungewöhnlich trockene Sommer im südöstlichen Afrika sind oft an negative SLP-Anomalien über dem westlichen Indischen Ozean

gekoppelt, die einen nordöstlichen Zustrom tropischer Feuchte einschränken (Mason & Jury 1997, Rocha & Simmonds 1997a,b). In den Subtropen des südlichen Afrika bilden sich zonale Feuchtefluss-Anomalien in der frühen Regenzeit (Okt-Dez), wobei meridionale Flüsse in der späteren Regenzeit bedeutsamer sind. Während eines El Niños verlagert sich die gewöhnlich über dem subtropischen Kontinent liegende Konvergenzzone während des Sommers nach Nordosten. Dies hat verringerte Niederschläge über dem südlichen Afrika und erhöhte über dem angrenzenden Ozean zur Folge (Mason & Jury 1997, Cook 2000, Mason 2001, Reason & Jagadheesha 2005).

Neben den pazifischen SSTs sind offensichtlich auch tropische SST-Anomalien im zentralen Indik und östlichen Atlantik an Niederschlagvariationen im südlichen Afrika gebunden (Mason 1995, Jury 1996, Landman & Mason 1999b, Reason 2002); einschließlich küstennaher SST-Variationen im Agulhas- und Benguelastrom (Nicholson & Entekhabi 1987, Mason & Jury 1997). Im Indischen Ozean treten die stärksten (negativen) Korrelationen des südafrikanischen Niederschlags mit SST-Anomalien im westlich-zentralen Bereich auf (Mason 1995, Rocha & Simmonds 1997a,b), es scheint sich diese Kopplung aufgrund ansteigender SSTs in den letzten Dekaden allerdings abgeschwächt zu haben (Landman & Mason 1999b). Episodische Erwärmungen im südöstlichen Atlantik sind an erhöhte Niederschläge im Raum von Angola und Namibia gekoppelt (Rouault et al. 2003). Extreme Niederschlagsereignisse in Namibia und Angola lassen sich mit stark erhöhten Meeresoberflächentemperaturen im Benguelastrom in Zusammenhang bringen. Diese Anomalien werden als Benguela (El) Niños beschrieben, denn es ist ein Phänomen, das vergleichbar dem wirkungsmächtigen pazifischen El Niño, eine Erhöhung der Meeresoberflächentemperatur des ansonsten relativ kalten Meeresstromes bedeutet mit den analogen klimatischen Konsequenzen für die angrenzenden Küstenregionen, die sich in Starkniederschlägen darstellen (Shannon & Nelson 1996). Solche Niederschlagsereignisse in Ostafrika sind an Anomalien der SSTs im Indischen Ozean gekoppelt (Hastenrath 2001).

Klimaschwankungen

Neben der Bestimmung der Niederschlagsvariabilität haben einige Arbeiten Trends der Luft- und Meeresoberflächentemperatur zum Inhalt. Dazu liegen einige globale Arbeiten vor (vgl. IPCC 2001). Im IPCC-Bericht von 2001 sind Trendkarten für die Lufttemperatur und den Niederschlag für unterschiedliche Zeiträume und Jahreszeiten aufgeführt. Aus den globalen Analysen ist auch die Temperaturentwicklung für das südhemisphärische Afrika deutlich abzulesen: Die generelle Temperaturzunahme der letzten Dekaden schlägt sich, wenn auch regional stark differenziert,

dort nieder. Auch in anderen Studien werden globale Temperaturtrends berechnet und als Trendkarten kartographisch umgesetzt (z.B. Schönwiese 2002). Hulme et al. (2001) hingegen fokussieren in ihrer Darstellung auf Afrika. Dabei verdeutlichen sie, dass die generelle Zunahme der Jahresmittelwerte der Temperatur zwischen 1901 und 1995 regional stark differenziert werden muss, denn neben Regionen mit einer sehr starken Temperaturzunahme (v.a. im zentralen südlichen Afrika) lassen sich Gebiete aufzeigen, in denen sich ein Rückgang der Temperatur um bis zu 1 °C zeigt (entlang der Küste Südafrikas).

Änderungen im zonalen Strömungssystem der bodennahen Atmosphäre in den mittleren südlichen Breiten verdeutlichen Karoly et al. (1996) auf der Basis von Stationsdaten für den Zeitraum 1901 bis 1985. Dabei stellt sich für die Jahre 1955 bis 1985, für die ein dichteres Stationsdatennetz zur Verfügung steht, ENSO als dominantes Muster heraus. Bezogen auf den Gesamtzeitraum ist dieses Muster in den Jahren 1916 bis 1935 erkennbar schwächer ausgebildet. Inzwischen liegen räumlich und zeitlich hochaufgelöste Datensätze der vergangenen 50-60 Jahre vor, welche es erst ermöglichen, Änderungen der atmosphärischen Zirkulation darzustellen; dabei sind Zusammenhänge von ENSO-Ereignissen und dem Auftreten von Niederschlagsanomalien ausführlich untersucht worden (z.B. Camberlin et al. 2001, Philipp 2004). Ein wesentlicher Fortschritt liegt darin, dass auf dieser Datenbasis auch mittlere und höhere Atmosphärenschichten berücksichtigt werden können. Dies ist für einen längeren Untersuchungszeitraum jedoch nicht möglich; allenfalls mit Daten aus numerischen Klimamodellen. - Bislang kaum untersucht sind hingegen Einflüsse der Antarktis auf das Klima im südlichen Afrika. Reason und Rouault (2005) stellen erste Beziehungen der Antarktischen Oszillation und des Winterniederschlags her; allerdings auch nur für den Zeitraum 1948 bis 2004.

Neben der Niederschlagsvariabilität sind die unmittelbaren Konsequenzen für die Vegetationsbedeckung und damit auch die landwirtschaftliche Inwertsetzung von großem Interesse für die afrikanische Bevölkerung. Eine Möglichkeit, diese Zusammenhänge zu bestimmen, liegt in der effektiven Klimaklassifikation nach Wladimir Köppen. Fraedrich et al. (2001) veranschaulichen globale Änderungen in den modifizierten Köppenschen Klimatypen 1981 bis 1995 im Verhältnis zu dem gesamten Zeitraum von 1901 bis 1995. Größte Veränderungen ergeben sich bezüglich der BW-Klimate⁴ in Afrika, deren Flächenzuwachs mit 100km² pro Tag für die Jahre 1981 bis 1995 angegeben wird (S. 411). Flächenverluste verzeichnen die

⁴ In der bekannten effektiven Klimaklassifikation nach Wladimir Köppen lassen sich folgende Klimazonen ausweisen: A, B, C, D, E. Diese lassen sich durch Klimatypen spezifizieren: A (f [bzw. r],m,s,w), B(W,S), C(f,w,s), D(f,w,s) und E(T,F). Für eine ausführliche Darstellung siehe: <http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/>.

Ar-, BS- und Cw-Klimate. Gerstengarbe und Werner (2004) zeigen in ihrer Arbeit Änderungen dieser Klimatypen im Zeitraum 1986-2000, im Verhältnis zur mittleren Verteilung von 1901 bis 2000, auf. Insgesamt führt eine Zunahme der Niederschläge im Südwinter dazu, dass sich Ar- auf Kosten der Aw-Klimatypen ausgebreitet haben. Der BW-Klimatyp hat gegenüber dem BS-Typ an Fläche hinzu gewonnen, bedingt durch eine zunehmende Lufttemperatur bei zurückgehenden Niederschlägen. Auch bei den Flächenänderungen der Cw-Klimate ist vorrangig die Lufttemperatur als Ursache anzuführen. Dieser Klimatyp hat sowohl an Aw- (durch ansteigende Temperaturen, d.h. Minimum über 18°C in feuchten Regionen, etwa 1000mm) als auch an BS-Klimate (ansteigende Temperaturen bei insgesamt trockeneren Regionen, etwa 600mm) Flächen verloren. Die wesentlichen räumlichen Verschiebungen der Köppen-Klimate können auch mit der Studie von Beck und Grieser (2006) für den Zeitraum 1951-2000 bestätigt werden.

Externe Einflüsse

Änderungen der Solaraktivität schlagen sich auf ganz unterschiedlichen Zeitskalen im Klimasystem der Erde nieder. Seit einigen Jahren ist ein enormer Zuwachs an wissenschaftlichen Arbeiten zu solar-klimatischen Kopplungen erkennbar (vgl. Benestad 2002, de Jager 2005, Versteegh 2005), denn solare Einflüsse auf das Klima der Erde werden im Zusammenhang mit dem anthropogenen Einfluss auf das Klima verstärkt untersucht. Benestad (2002) sowie Pap und Fox (2004) bieten eine umfassende Zusammenschau des aktuellen Forschungsstandes, in welcher zahlreiche regionale Studien referiert werden. Meist sind solche Analysen jedoch global angelegt. Zwar lassen sich aus Modellstudien solar-klimatische Zusammenhänge für Afrika ableiten, aber spezifische Analysen zum südlichen Afrika fehlen bislang, auch wenn wenige Studien vorliegen, die bestimmte Details solar-klimatischer Kopplungen analysieren. So beispielsweise Jury et al. (1994), wo eine Kopplung stratosphärischer Winde mit entsprechend solar-induzierter Modifikation und dem Niederschlag im südlichen Afrika untersucht wird. Alexander (1995) diskutiert solare Einflüsse auf Dürren. Ansonsten lassen sich Ergebnisse von globalen Studien auf den Untersuchungsraum übertragen, bzw. aus diesen entnehmen (z.B. Meehl et al. 2003). Änderungen der Hadley-Zirkulation oder auch mittelbare Einflüsse auf die Temperatur und den Niederschlag der Erdoberfläche werden angeführt.

Ein weiterer externer Einflussfaktor auf das Klimasystem liegt im Vulkanismus. Eine generelle Abkühlung der Atmosphäre nach großen Vulkanausbrüchen ist lange bekannt (Robock 2000, Graf 2002, Robock & Oppenheimer 2003). Dieser Effekt dauert maximal drei Jahre an und ist abhängig von der Intensität des Ausbruchs und

der geographischen Lage des Vulkans. Regionale Studien zu Auswirkungen großer Vulkanausbrüche auf den Untersuchungsraum stehen noch aus. Aber auch hier lassen sich diese aus globalen Analysen ableiten. Neben beobachtungsgestützten Studien liegen Ergebnisse aus Klimamodellierungen vor. Darin kann für den Untersuchungsraum ein leichter Temperaturrückgang nach einem Vulkanausbruch verdeutlicht werden (Robock 2000).

Diese knappe Zusammenschau bisheriger Arbeiten zur Klimavariabilität im südlichen Afrika verdeutlicht, dass eine Vielzahl an Untersuchungen zu ausgewählten Aspekten vorliegt. Zirkulationsdynamische Studien beziehen sich meist nur auf einen Zeitraum von bis zu 50 Jahren. Trendanalysen umfassen hingegen oft längere Zeiträume. - In den folgenden Kapiteln werden diese Arbeiten nochmals ausführlich aufgegriffen und in einen Zusammenhang mit den eigenen Analysen gestellt. Dabei muss der Stand der Forschung weitaus detaillierter dargestellt werden, als dies hier geschehen konnte, denn erst daraus lässt sich ableiten, inwiefern inhaltliche Erkenntnisfortschritte erzielt werden konnten.

1.4 Aufbau der Arbeit

Die vorliegende Arbeit gliedert sich in 10 Kapitel von ganz unterschiedlichem Umfang. Auf einen umfänglichen Anhang wird verzichtet, vielmehr werden ausgewählte Beispiele sämtlicher Analysen in den Text integriert und entsprechend beschrieben. Der inhaltliche Kern der Arbeit – Klimavariabilität – muss immer in einem zeitlichen Bezugssystem eingeordnet werden. Dies machte es zwingend erforderlich, einleitend einige Faktoren für Klimaänderungen / Klimaschwankungen auf einer unterschiedlichen Zeitskala anzusprechen. Gleichzeitig sind die dabei relevanten Aspekte inhaltlich zu umreißen. Dies soll sich nicht in Begriffsdefinitionen erschöpfen, vielmehr konnte in Kapitel 1.2 aufgezeigt werden, dass die Anwendung von Begriffen sehr sorgsam erfolgen muss, denn gerade der zentrale Begriff „Klimaänderung“ ist nicht frei von Konnotationen vor- und außerwissenschaftlicher Vorstellungen. Es gibt mithin auch innerhalb der Wissenschaft keine „reine“ Sprache derselben, denn gerade die Klimaforschung wird von so vielen Disziplinen betrieben, dass nicht einmal hier ein unmissverständliches Vokabular vorliegt.

Es folgt in Kapitel 2 eine kurz gehaltene Übersicht zum Naturraum des südlichen Afrikas, der wesentliche Einflüsse auf die lokale Ausgestaltung des Klimas, der Witterung und des Wetters hat. Dem schließt sich in Kapitel 3 eine Übersicht zur dortigen Klimadynamik in räumlicher Differenzierung und im interannuellen Verlauf an.

Bevor der Einstieg in die eigenen statistischen Analysen erfolgen kann, werden die der Studie zu Grunde gelegten Datensätze angeführt. In Kapitel 4 wird die Datengrundlage beschrieben und gleichzeitig deren Anwendung begründet. Alternative Datensätze werden, soweit solche vorhanden sind, angesprochen und bewertet. Weiterhin wird ausführlich auf Probleme der Datensätze, die eine weitere inhaltliche Interpretation limitieren, eingegangen. Denn erst im Lichte der entsprechenden Datenqualität lassen sich robuste Aussagen über klimatologische Sachverhalte treffen.

Von einem eigenen Methodenkapitel wird abgesehen, da die statistischen Methoden, die den hier vorliegenden Resultaten zu Grunde liegen, jeweils in den folgenden thematischen Kapiteln erörtert werden. Dies soll die Lesbarkeit der Arbeit erleichtern. Denn ein vorangestelltes Methodenkapitel hat den Nachteil, dass ein Bezug auf dieses häufig erst einige Kapitel später erfolgt. Schließlich beschreitet die vorliegende Arbeit methodisch auch keine neuen Wege. Zur Analyse der Klimadaten finden etablierte und inzwischen hinreichend erprobte statistische Methoden Anwendung. Oftmals sind es einfache statistische Methoden, die in zahlreichen Arbeiten Anwendung finden und auch in der inhaltlichen Ansprache sich als zielführend erweisen, indem neue inhaltliche Zusammenhänge im Klimasystem plausibel aufgezeigt werden können (z.B. Balas et al. 2007).

Vorbereitend zu den eigenen Trendanalysen für verschiedene Klimaelemente über den Untersuchungszeitraum von 1901 bis 2003 wird im fünften Kapitel eine ausführliche Beschreibung der Klimaentwicklung im südhemisphärischen Afrika angeführt. Darin wird die Klimageschichte der vergangenen Jahrhunderte, und Jahrtausende beschrieben. Dies ist zwingend erforderlich, um die jüngeren Klimaentwicklungen in das System natürlicher Klimavariabilität einzuordnen und um Klimaschwankungen besser auf unterschiedliche Zeitskalen beziehen zu können. Denn erst das Verständnis der natürlichen Klimadynamik, in der Überlagerung von Prozessen auf unterschiedlichen Zeitskalen, ermöglicht es abzuschätzen, wie aktuelle und zukünftige Prozesse im Klimasystem anzusprechen sind. Vor diesem Hintergrund der Klimadynamik zwischen einer dekadischen bis geologisch sehr langen Entwicklung fokussiert die Arbeit im Weiteren auf den Untersuchungszeitraum von 1901 bis 2003. Zunächst beschreibt ein längeres Kapitel die Anwendung von Trendanalysen (Kap. 6). Da es eine Vielzahl an Möglichkeiten gibt, Trends zu definieren und zu berechnen, müssen die hier angewendeten Methoden ausführlich beschrieben und in ihrer Anwendung begründet werden. Es wird dann der aktuelle Stand der Klimaforschung bezüglich von Trendanalysen mit Relevanz zum Untersuchungsraum referiert. In der Ergebnisdarstellung werden anhand zahlreicher Trendkarten die Klimatrends für unterschiedliche Zeiträume und jeweils für die Luft-

temperatur, den Niederschlag, die Meeresoberflächentemperatur und den bodennahen Luftdruck gezeigt. Damit werden erstmals für einheitliche Zeiträume, die zunächst 30-jährige Perioden umfassen (1901-1930, 1931-1960, 1961-1990, 1974-2003) und schließlich den gesamten Untersuchungszeitraum (1901-2003) Trendberechnung verschiedener Klimaelemente vorgelegt. Eine kurze Zusammenfassung beschließt Kapitel 6.

Diesem deskriptiv orientierten Kapitel schließt sich in Kapitel 7 ein Überblick zu Hauptkomponentenanalysen an, die herangezogen werden, um wichtige Zirkulationsmuster in ihrem zeitlichen Verlauf zu charakterisieren und um, vorbereitend zu weiteren statistischen Analysen, die hier verwendeten Klimaelemente zu regionalisieren. Dabei lassen sich Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation bestimmen und in einen Zusammenhang mit den vorher bestimmten Klimatrends bringen.

Die folgenden Kapitel unterscheiden interne und externe Faktoren in der Beeinflussung der Klimavariabilität. Zunächst werden in Kapitel 8 die klimasysteminternen Einflüsse auf das südafrikanische Klimasystem erörtert. Methodisch werden dazu Kanonische Korrelationsanalysen für unterschiedliche Klimaelemente berechnet. Das Ziel ist es dabei, gekoppelte Musterpaare beispielsweise des Niederschlages und der Meeresoberflächentemperatur zu erhalten, die Aufschluss darüber geben, wie sich die entsprechenden Kopplungen im Verlauf des Untersuchungszeitraumes geändert haben. Zunächst wird der bisher kaum analysierte Einfluss der Antarktis auf das Klima des südlichen Afrikas betrachtet. Dem schließt sich eine gesonderte Betrachtung der Einflüsse des Indischen, Pazifischen und Atlantischen Ozeans auf das Klima im südhemisphärischen Afrika an. Darin werden Benguela Niños, Warmwasserereignisse im Benguelastrom, ausführlicher betrachtet und in ihrer Dynamik erörtert. Hingegen wird der gut bekannte und ausführlich untersuchte Zusammenhang mit El Niños relativ kurz referiert.

Ursachen für Klimaschwankungen finden sich bekanntlich nicht nur in internen Variationen des Klimasystems, vielmehr wirken externe Einflüsse sehr deutlich auf das Klima der Erde ein. Unter den externen Einflussfaktoren spielt in den letzten Dekaden ganz ohne Zweifel der Mensch die entscheidende Rolle für sehr deutliche Modifikationen im Klima. Weitere Faktoren sind in der veränderlichen Solaraktivität und im irdischen Vulkanismus zu suchen. Anthropogene Einflüsse auf das Klimasystem sind ausgiebig untersucht und hinlänglich bekannt. Daher kann in der vorliegenden Studie auf eine breite Ausführung dieser Aspekte verzichtet werden, vielmehr sollen natürliche Einflussfaktoren dargestellt werden. Denn auch die dahinter stehenden Prozesse, etwa der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt sind

weitaus besser verstanden als beispielsweise Änderungen der Solaraktivität in ihrem Einfluss auf das Klima. Zunächst werden in Kapitel 9.1 solare Aktivitätsänderungen und die Möglichkeiten diese zu bestimmen ausführlich ausgeführt. Dabei werden Probleme bei der Bestimmung solar-klimatischer Kopplungen exponiert. Intensiv und detailreich wird auch die bisherige Auseinandersetzung mit solar-klimatischen Kopplungen innerhalb der Klimaforschung beschrieben. Dies geschieht vor dem Hintergrund, dass einerseits innerhalb der Geographie bislang kaum Analysen zu diesem Aspekt vorgelegt wurden und andererseits soll verdeutlicht werden, dass das Prozessverständnis von solar-klimatischen Kopplungen immer noch relativ gering ist. Es folgt die Darstellung der eigenständig durchgeführten Untersuchungen, beginnend mit Korrelations- und Kompositenanalysen. Darauf aufbauend werden ausgewählte Zeitreihen näher analysiert. Dazu werden Autokorrelations-, Spektral- und Waveletanalysen durchgeführt. Daraus lassen sich signifikante Hinweise auf mögliche solare Einflüsse auf das Klima im südhemisphärischen Afrika aufzeigen.

Es folgt in Kapitel 9.2 eine Darstellung zu Auswirkungen von Vulkanausbrüchen auf das Klima im südhemisphärischen Afrika. Darin werden zunächst allgemein vulkanische Einflüsse auf das Klima der Erde beschrieben, und verschiedene Parameter, welche diese Einflüsse charakterisieren, dargelegt. Der aktuelle Forschungsstand wird knapp referiert, darin finden sich allerdings nahezu ausschließlich global ausgelegte Studien. Dem schließen sich Analysen auf der Basis von Kompositenbildung und Hauptkomponentenanalysen an. Dabei lassen sich gewisse Einflüsse von explosiven Vulkanausbrüchen aufzeigen.

Das abschließende Kapitel 10 bringt eine Zusammenfassung der eigenständig erzielten Ergebnisse. Diese werden nochmals vor dem Hintergrund bisheriger Forschungen diskutiert und abschließend bewertet. Dabei wird deutlich, dass in dem inhaltlich weit gestreuten Ansatz dieser Arbeit naturgemäß eine Fülle an weiteren Forschungsansätzen und –richtungen angelegt ist. Der Ausblick eröffnet weitergehende Fragestellungen und Forschungsmöglichkeiten.

2 Naturräumliche Gliederung

Die Oberflächengestaltung hat, neben küstennahen Meeresströmen, erheblichen Einfluss auf die klimatische Differenzierung einer Region. Das südhemisphärische Afrika ist durch große Reliefunterschiede und Differenzen der küstennahen Meeresoberflächentemperaturen gekennzeichnet, welche im Folgenden kurz beschrieben werden.

2.1 Geologische und geomorphologische Großstrukturen

Nach Süden verjüngt sich der Subkontinent, so dass die West-Ost-Erstreckung bei 30°S nur noch etwa 1300km ausmacht, während sie am Wendekreis noch bei ca. 2200km liegt. Daher dominieren maritime Einflüsse das südliche Afrika. Der Kontinent erstreckt sich nur bis 34°S, damit liegt die Südspitze Afrikas deutlich weiter im Norden als die Südspitze Südamerikas oder Australiens (Weischet & Endlicher 2000, S. 302).

Ein wesentliches Kennzeichen des südlichen Afrika ist das zentrale Hochland, das sich aus zahlreichen Becken und Schwellen zusammensetzt. Im zentralen südlichen Afrika wird das Hochland vom Kalaharibecken (900m), dem sich nördlich das Okavangobecken anschließt, unterbrochen. Begrenzt von der Luandaschwelle (12°S), die das Kongo- vom Sambesieinzugsgebiet trennt, schließt sich nördlich das Kongobecken an. Östlich folgt auf die Zentralafrikanische Schwelle das Ostafrikanische Hochland. Bei Mosambik treten breite Verebnungen entlang der Küste auf, ansonsten finden sich nur schmale Küstensäume und es dominiert ein rascher Anstieg der Küstenabdachung auf den Kontinent. Dieser endet in der Randschwelle oder Randstufe („Great Escarpment“), die in das Hochland überführt. Das Hochland mit Höhen von 1000 bis 2000m erreicht maximale Höhen in den Drakensbergen (>3500m).

Die geologische Basis dafür bilden präkambrische Kratone, die bis zu 3,8Mrd. Jahre alt sind. Darüber konnten sich mächtige paläo- bis mesozoische Sedimente, die Karoo Supergroup, ablagern. In der Wende Jura-Kreide brach der große Gondwanakontinent auseinander; diese Riftprozesse mit der Öffnung des Südatlantiks (vor 115 Mio. Jahren) schufen die Westküste und eine neue Erosionsbasis für die Flusssysteme. Die Küsten wurden abgesenkt, das Hinterland konnte sich heben, dabei wurde eine großräumige Reliefgliederung mit getrepten Schwellen entlang der Küste angelegt. Eine mächtige Hebung im Pliozän unterstützte die

Ausbildung der Großen Randstufe (Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 309). Diese umschließt das gesamte südliche Afrika und bewirkt föhnartige Winde an die Küste Namibias sowie der Süd- und Ostküste Südafrikas (Leroux 2001, Jürgens & Bähr 2002).

Der geologische Untergrund bedingt eine naturräumliche Gliederung des Küstensaums sowie des Bereichs, der von der Großen Randstufe umschlossen wird. Alle weiteren Unterteilungen des Naturraumes haben die grundsätzliche Schwierigkeit scharfe Grenzen zu ziehen. Die naturräumliche Ausstattung der einzelnen Regionen ändert sich nur allmählich; es gibt durchweg breite Übergangszonen. Eine Nordgrenze des südlichen Afrika lässt sich auf der Basis der Reliefverhältnisse kaum ziehen. Die Nordabdachung der Luandaschwelle oder die Wasserscheide zwischen Kongo und Sambesi lassen sich nur als breite Grenzsäume ansprechen. Das südliche Afrika ist mithin kein natürlich abgegrenzter Raum.

Klimatische Faktoren bei einer Nordgrenze des Untersuchungsraumes sind ebenso schwierig anzuwenden. Dies liegt insbesondere daran, dass sich nördlich der Luandaschwelle der Osten durch das Ostafrikanische Hochland massiv vom westlich anschließenden Kongobecken unterscheidet (Jürgens & Bähr 2002, S. 24). Eine schlüssige naturräumliche oder klimatologische Nordgrenze des Untersuchungsraumes kann nicht gegeben werden, daher erfolgt – zumindest bezüglich der Temperatur- und Niederschlagsdaten - aus pragmatischen Gesichtspunkten eine Begrenzung auf das südhemisphärische Afrika. Bei der Betrachtung der großräumigen Zirkulationsdynamik und unter Berücksichtigung der Meere kann diese Begrenzung allerdings nicht durchgehalten werden (vgl. Kap. 1.1).

2.2 Meeresströme

Neben der Topographie haben die küstennahen Meeresströme einen erheblichen Einfluss auf das Klima des südlichen Afrika. Im Folgenden wird nur ein knapper Überblick gegeben; für eine ausführliche Diskussion der Kopplungen des Klimas mit der Meeresoberflächentemperatur wird auf Kapitel 8.2 verwiesen.

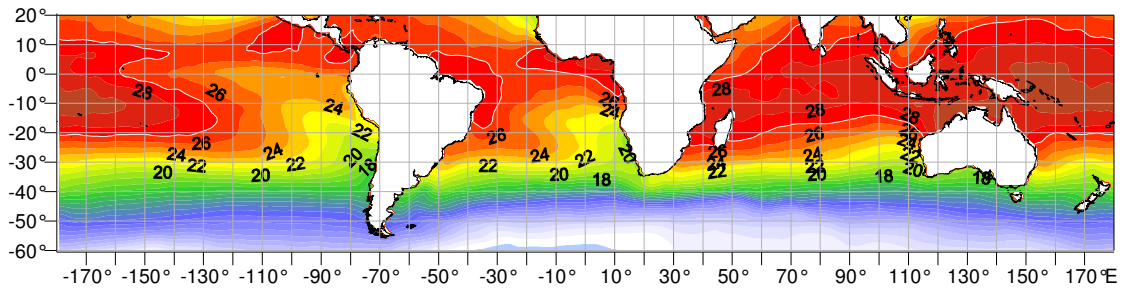
Die südhemisphärischen Kaltwasserzungen des Humboldt-, Benguela- und Westaustralienstroms - jeweils im Osten der Ozeanbecken - sind in Abbildung 2.1 deutlich erkennbar, ebenso die nach Süden vorstoßenden Warmwasserströme im Westen der Ozeanbecken, der Brasilien-, Agulhas- und Ostaustralienstrom. Quasi-stationäre subtropisch-randtropische Hochdruckzellen stützen durch ablandige Windströmungen einen Auftrieb kalten Tiefenwassers, gleichzeitig erfolgt horizontal ein

Zustrom von kalten Wassermassen aus den hohen südlichen Breiten. Die Meeresströme an den Ostseiten der Kontinente bringen hingegen warme Wassermassen aus den niederen Breiten in südlichere Regionen. Die Schubkraft der Winde bildet den Hauptantrieb der oberflächennahen Meeresströme, ablenkend zur Hauptwindrichtung wirken Reibung und die Coriolis-Beschleunigung. Daraus ergibt sich in den mittleren südlichen Breiten ein reiner Triftstrom, der Antarktische Zirkumpolarstrom. Nach Norden schließt sich im Atlantik der südatlantische Strömungskreis an. An der Westküste des südlichen Afrika ist der kalte Benguelastrom ausgebildet (ausführlich dazu Kap. 8.2.3). Die Wassertemperaturen schwanken dort zwischen 14°C im Juli und 18°C im Januar. Tropische Wassertemperaturen von über 22°C werden ganzjährig erst in Äquatornähe erreicht. Im Jahresverlauf sind im Indischen Ozean große Veränderungen im SST-Muster im Bereich des Somalstromes erkennbar, die aus der jahreszeitlichen Umstellung im indischen Monsunsystem resultieren. Während des Nordsummers erfolgt dort ein markanter Temperaturanstieg (vgl. Abb. 2.1).

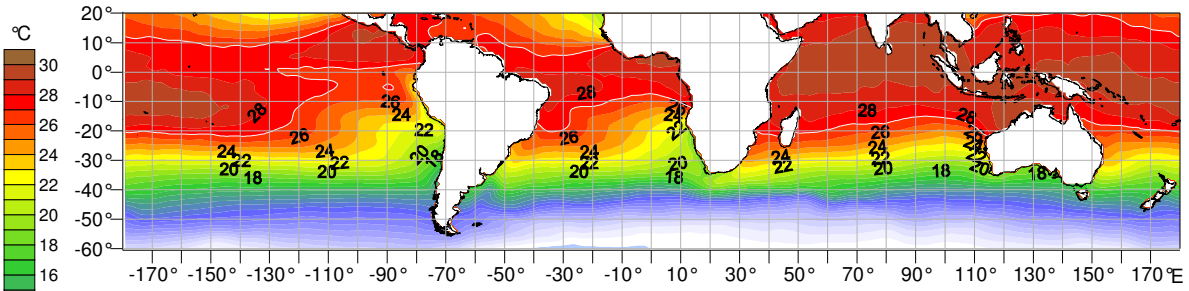
Die nächtliche ausstrahlungsbedingte Abkühlung der bodennahen Luft führt zur Ausbildung ausgedehnter Küstennebel. Der Benguelastrom bewirkt eine Kondensation der Luftmassen über dem Meer, verbunden mit der Ausbildung von Stratuswolken über dem Ozean, die zu leichtem Nieselregen über dem Meer führen. Wenn diese kühlen und nicht mehr feuchten Luftmassen auf die Küste bzw. das Festland übertreten, lösen sich die Nebelbänke durch die starke Erwärmung vom Untergrund her und durch die starke Sonneneinstrahlung von oben her auf, dabei sinkt die relative Luftfeuchte immer weiter ab.

Die Inversionsschicht liegt in 500m bis 750m Höhe und damit noch unterhalb der küstennahen Randschwelle, so dass feuchte Luftmassen aus dem Westen nicht in das Landesinnere vordringen können (Preston-Whyte & Tyson 1993, S. 172f.). Gleichzeitig wirkt der Meeresstrom stabilisierend auf das Subtrophenhoch im südlichen Atlantik. Die niedrigen Meeresoberflächentemperaturen verhindern einen deutlichen konvektiven Auftrieb, der das Hochdruckgebiet abschwächen könnte. Damit beherrscht dieses Druckgebilde ganzjährig die atmosphärische Zirkulation.

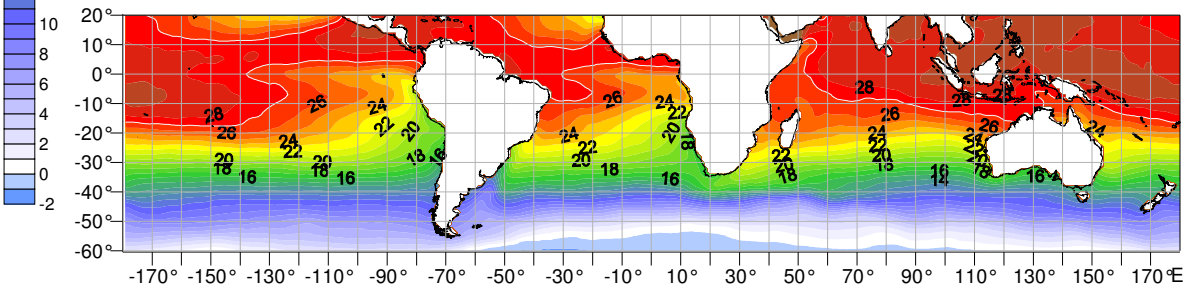
Januar



April



Juni



September

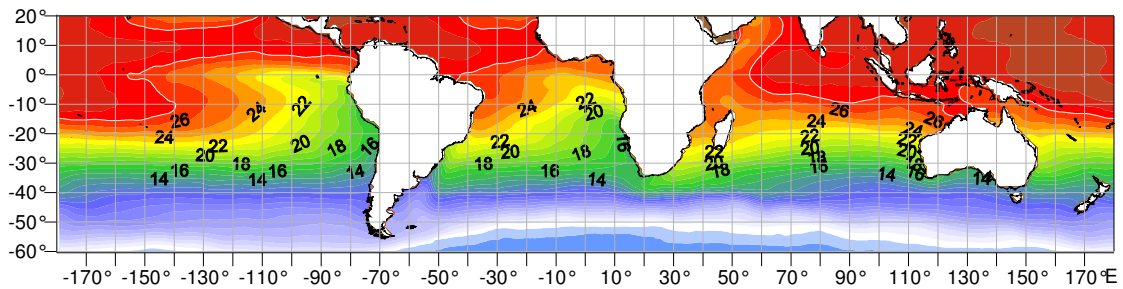


Abb. 2.1: Langjährige (1901-2003) Monatsmittel der Meeresoberflächentemperatur (HadISST-Daten) in °C für Januar, April, Juni und September. Die weiße Linie kennzeichnet die 27°C Isotherme, die als untere Temperaturschwelle bei der Entstehung von tropischen Zyklonen gilt.

Entlang der Ostküste strömt der Agulhasstrom aus den warmen niederen Breiten nach Süden. Dieser Warmwasserstrom wirkt ganzjährig auf die Lufttemperaturen. Die Wassertemperaturen auf der Höhe des Wendekreises liegen im Januar bei 25°C und im Juli noch bei 21°C. An der Ostküste liegt die Inversionsschicht wesentlich höher (1000m bis 2500m) als an der Westküste und kann auf Grund der hohen

Meerestemperaturen deutlich leichter labilisiert werden. Die subtropischen Luftmassen können trotzdem nicht immer die hohe Randstufe zum Plateau überwinden (Weischet & Endlicher 2000, S. 303).

Die beiden unterschiedlich temperierten Meeresströme bedingen eine thermische und hygri sche Asymmetrie des Klimas in Südafrika. Die mittleren Jahres-temperaturen differieren zwischen der Ost- und Westküste um ca. 7K. Während an der warmen Ostküste sommerliche Meerestemperaturen von 27°C auftreten, sind es an der Westküste nur knapp über 20°C. Das südliche Afrika wird in einen feuchteren östlichen und einen trockeneren westlichen Teil getrennt. Auf dem Hochland trennt die 400mm Isohyete diese ariden Gebiete im Westen von den humiden Klimaten im Osten (Tyson 1986, S. 1, Lauer & Bendix 2006, S. 222). Entlang der Südküste zieht sich ein feuchterer Bereich von Osten bis in die Bereiche des Tafelbergs bei Kapstadt.

3 Die atmosphärische Zirkulation im südhemisphärischen Afrika

Das Klimasystem des südhemisphärischen Afrikas ist Bestandteil zahlreicher Lehrbücher und umfangreicher Artikel und kann - mit Verweis auf die entsprechende Fachliteratur - im Folgenden relativ knapp abgehandelt werden (vgl. Tyson 1986, Buckle 1996, Jacobeit 1996, Mason & Jury 1997, Lindsay 1998a, McGregor & Nieuwolt 1998, Tyson & Preston-Whyte 2000, Weischet & Endlicher 2000, Leroux 2001). Eine ausführliche Beschreibung atmosphärischer Zustände legen Weischet und Endlicher (2000, Kap. III) vor. Die zirkulationsdynamische Genese entsprechender Wetter-, Witterungs- und Klimaphänomene findet sich in Tyson und Preston-Whyte (2000) umfassend dargestellt. Eine Beschreibung charakteristischer Großwetterlagen bieten Weischet und Endlicher (2000, Kap. 7.3) sowie Tyson und Preston-Whyte (2000). Leroux (2001) greift in seiner Darstellung des tropischen Afrika auch auf das südliche Afrika aus und diskutiert ausführlich die synoptische Klimatologie.

Das südhemisphärische Afrika steht unter dem Einfluss tropischer Einwirkungen, des subtropisch-randtropischen Hochdruckgürtels und der außertropischen Westwinddrift. Beeinflusst wird das Klima im südlichen Afrika auch durch die Lage zwischen zwei unterschiedlich temperierten Meeresströmungen an der Ost- bzw. Westküste.

3.1 Niederschlagsverteilung

Insgesamt wird bei einer klimatologischen Betrachtung Afrikas deutlich, dass hygrische Jahreszeiten gegenüber den thermischen dominieren. Die mittleren Niederschlagsverhältnisse zeigen ein Minimum in der Namib und Kalahari, maximale Niederschlagssummen werden hingegen im Nordosten Madagaskars und im äquatorialen Nordwesten des Untersuchungsraumes erreicht. Der Jahresgang des Niederschlages kann Abbildung 3.1 entnommen werden.

Die Kongo-Luftmassengrenze, die ITCZ (Intertropical Convergence Zone) und tropische Störungen bedingen den sommerlichen Niederschlag in weiten Teilen des südhemisphärischen Afrikas. Im inneren Kontinentalbereich des äquatorialen Afrikas tritt der Einfluss der ITCZ-Position weiter in den Vordergrund des Niederschlagsregimes. In der äquatorialen Tiefdruckrinne ist es die Nordostmonsunströmung im eigentlichen Leebereich des Südostpassates, die hohe Niederschläge (1500mm

Jahressumme) hervorruft. Die Jahresniederschläge variieren in einem Nord-Südgradient zwischen 1360mm (Kasama, 10°S) und 340mm (Messina 22°S) (Weischet & Endlicher 2000, S. 325).

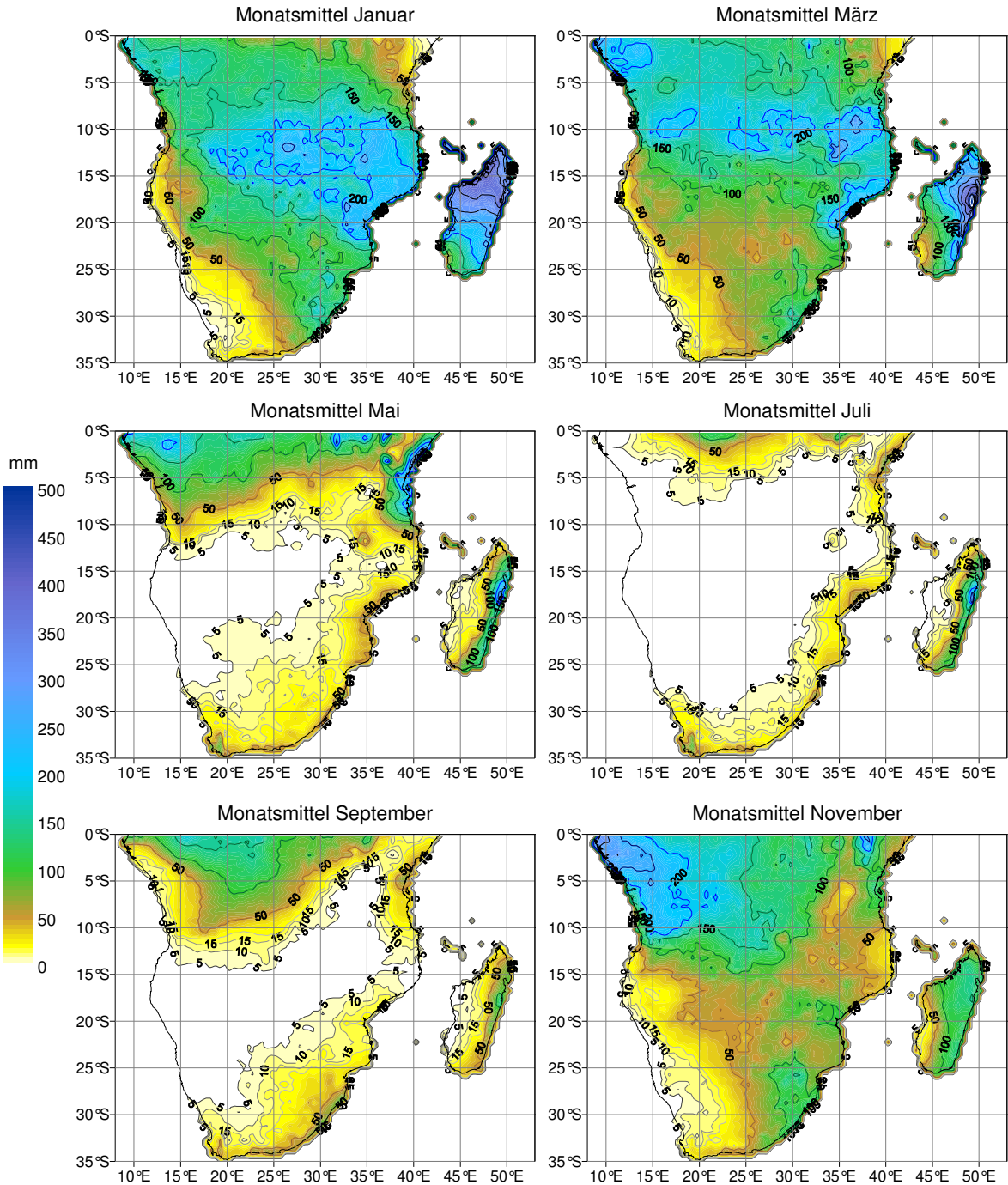


Abb. 3.1: Mittlere Niederschläge der Monate Januar, März, Mai, Juli, September und November basieren auf den langjährigen Mittelwerten (1901-2003) der PIK-CRU-Daten.

In der nördlichen Hälfte des Untersuchungsraumes lässt sich die Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen mit einem West-Ostgradienten beschreiben. Im Westen, im Bereich der innertropischen Westwinde, wirken die Einflüsse der westlichen Monsunströmung und der hohen Meeresoberflächentemperaturen im äquatorialen Gegenstrom und nördlichen Angolastrom. Dadurch kann eine entsprechende Menge latenter Wärme bereitgestellt werden und gleichzeitig die Stabilität der Troposphärenschichtung reduziert werden. Das Hochland von Ostafrika weist dagegen relativ geringe Niederschläge auf (s.u.). Südlich von etwa 20°S kehrt sich die Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen um: Maximale Werte treten im Osten, minimale im Westen auf. Die geringsten Niederschläge werden in der zentralen Namib aufgezeichnet, wo nur episodisch Niederschläge fallen. Diese können aus tropischen Ausläufern vom Indischen Ozean aus über die Große Randstufe bis in die Namib gelangen, oder es sind weit nach Norden vorgestoßene winterliche Ausläufer der Westwinddrift, die Niederschläge mit sich bringen.

Die Auswirkungen der Topographie auf das regionale Klima werden durch die deutlich höheren Niederschläge im Osten Südafrikas erkennbar. Gleichzeitig macht sich der Einfluss der quasipermanenten Südatlantikantizyklone und die darauf stabilisierend wirkenden relativ niedrigen Meeresoberflächentemperaturen des Benguelastromes im Westen des Untersuchungsraumes bemerkbar.

An der Südostküste erfolgt die Niederschlagsgenese hauptsächlich durch tropisch-außertropische Störungen und weniger durch einen direkten passatischen Stauregen. Die Jahresniederschläge liegen zwischen 750mm und 1250mm und erreichen maximale Werte von 3200mm im Luv der Großen Randstufe (Weischet & Endlicher 2000, S. 323f.). In den tropischen Regionen des südlichen Afrikas herrschen sommerliche Niederschlagsmaxima vor. Dabei geht die Niederschlagshöhe in den Randtropen von Nordosten nach Südwesten zurück, gleichzeitig verschiebt sich das Maximum von Januar auf März. Die Hochfläche bildet einen breiten Übergang zwischen den küstennahen Klimazonen. Hier dominieren sommerliche Konvektivniederschläge; 80% der Niederschläge fallen zwischen Oktober und März. Dabei nehmen die Niederschlagssummen von Westen nach Osten hin zu. Ein immerfeuchtes Subtropenklima hat sich an der Ostküste des südlichen Afrikas ausgebildet. Im Überschneidungsgebiet der Sommer- und Winterregengebiete sind an der Süd- und Südostküste Gebiete mit ganzjährig relativ hohen Niederschlägen mit zwei Maxima im Übergangsbereich beider Regenzeiten ausgebildet. - Der Bereich der südwestlichen Küste ist als eigenständige Klimaregion anzusprechen. Hier dominiert im Sommer das Hoch über dem südlichen Atlantik, im Winter hingegen die Westwinddrift. An der Westküste herrschen Westwinde vor, die entlang des Benguelastroms nach Norden abgedrängt werden und einen dominant

ablandigen Charakter aufweisen. Daraus ergibt sich ein Mittelmeerklima, d.h. ein Subtropenklima mit Winterregen. Ab April beginnt daher für das Kapland die feuchtere Jahreszeit, die etwa bis November andauert.

Der Einfluss von Tropical-Temperate-Troughs auf die Niederschlagsbildung

Tropisch-außertropische Kopplungen der Atmosphäre spielen für den sommerlichen Niederschlag im südlichen Afrika eine große Rolle. In der Fachliteratur hat sich dafür der Begriff Tropical-Temperate-Trough (TTT)-System etabliert (Lindesay 1998a, Washington & Todd 1999). Damit werden insbesondere die Verbindungen des südwestlichen Indischen Ozeans mit dem Niederschlagsgeschehen in Südafrika charakterisiert. Einen ausführlichen Überblick zu synoptischen Konstellationen bieten Todd et al. (2004).

Am Südwestrand der ITCZ bildet sich hauptsächlich zwischen Dezember und März ein tropisches Tief über dem Südosten Angolas oder Sambias. TTT-Systeme entwickeln sich, wenn das tropische Tief an eine westliche Welle der Außertropen über einen subtropischen Trog gekoppelt wird, dabei bildet sich an der Vorderseite des westlichen Troges ein nordwest-südöstlich orientiertes Wolkenband heraus (Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 212f.). Diese Kopplungen erstrecken sich nordwestlich bis südöstlich mit einer Hauptaktivitätszone über Sambia, Simbabwe und Mosambik, dann fortgesetzt über dem südwestlichen Indischen Ozean bei 40°S und 50°E. Dabei wird eine Dipol-Struktur erkennbar mit verstärkter Konvektion über dem diagonalen Band und einer unterdrückten Konvektion innerhalb eines vergleichbaren Bandes mit Maxima über Namibia, Südafrika und dem Indischen Ozean bei 35°S und 30°E (Washington & Todd 1999). Insgesamt erfolgt die hoch reichende Konvektion entlang eines sowohl aus tropischer Störung als auch einer außertropischen Welle gemeinsam gebildeten Troges mit einer weitreichenden Erstreckung. Die südindische Konvergenzzone (South Indian Convergence Zone, SICZ) ist nach Cook (2000) eben diese Zone verstärkter sommerlicher Konvektion und Niederschläge. Dieser Begriff wurde in Analogie zur südatlantischen und südpazifischen Konvergenzzone gewählt.

Allerdings ist diese tropisch-außertropische Kopplung für das südliche Afrika nur in den Südsommermonaten ausgeprägt. Der Hauptniederschlag ist an die Lage der ITCZ bei 10°S über dem zentralen südlichen Afrika, die sich von dort in den Indischen Ozean erstreckt, gebunden. Dies ist an einem lang gestreckten Wolkenband in dieser Region erkennbar. Diese synoptisch-skaligen TTTs sind an großräumige Zirkulationsanomalien gebunden. Hierbei dominiert eine Welle mit der

Wellenzahl 5 (Todd et al. 2004, S. 556)⁵. Insgesamt werden die niederschlagsbringenden Wellenstörungen der unteren Atmosphäre maßgeblich durch Vorgänge der hohen Troposphäre mitgesteuert. Höhenträge der außertropischen Westwinddrift und Easterly Waves (s.u.) können daher zu ergiebigen Niederschlägen führen. Quasipermanente Höhenträge sind in den mittleren Breiten der Südhemisphäre allerdings wesentlich schwächer ausgeprägt als auf der Nordhemisphäre. Bevorzugte Längengrade, in denen die Trogachsen liegen, finden sich aber auch hier, auch wenn sich dabei oft Wellenmuster mit unterschiedlicher Wellenzahl überlagern.

TTTs bilden das System, das für einen großen Anteil des polwärtigen Feuchtetransports verantwortlich ist. Der Transport ist an eine verstärkt antizyklonale Zirkulation im Osten des Wolkenbandes um ein verlagertes Maskarenenhoch gebunden, verbunden mit einer zyklonalen Zirkulation im Westen, die sich von 10°S bis in die mittleren Breiten erstreckt. Die verstärkte Konvergenz über dem tropischen südlichen Afrika und dem südwestlichen Indischen Ozean ist auf eine veränderte Walker-Zirkulation zurückzuführen (Todd et al. 2004). Tägliche Niederschlagsdaten für einen 8-jährigen Zeitraum (1986-1994) der Monate November bis März werden von Washington und Todd (1999) mit einer EOF-Analyse⁶ untersucht. Dabei zeigt das dominante Muster die bevorzugten Regionen des TTT-Systems. Es kann eine parallele Struktur mit verstärkter Konvektion über der Ostküste Afrikas und abgeschwächter über dem Subkontinent verdeutlicht werden. Washington und Todd (1999) unterstreichen nachdrücklich, dass das Zentrum südafrikanischer Niederschlagsvariabilität über dem südwestlichen Indischen Ozean liegt, und nicht über dem Kontinent, wie auf der Basis von Stationsmessdaten geschlossen werden könnte. Diese synoptischen Ereignisse sind wahrscheinlich auch auf einer interannuellen Skala bedeutsam.

Ostafrika

Die Hochlage Ostafrikas bewirkt eine klimatische Sonderstellung dieser Region. Im Gegensatz zu den anderen innertropischen Gebieten Afrikas sind die Niederschläge hier relativ gering. Die jährlichen Niederschlagssummen liegen zwischen 500mm und 2000mm und verteilen sich im Wesentlichen auf zweimal jährliche Zenitalregen.

⁵ Eine Welle der Zahl 1 hat einen Rücken und einen Trog im gesamten Breitenkreis, eine Welle der Zahl 5 entsprechend jeweils fünf usw.

⁶ EOF: Empirische Orthogonalfunktion, eine multivariate statistische Methode zur räumlichen und zeitlichen Datenanalyse, die - ähnlich einer Hauptkomponentenanalyse, die ausführlich in Kapitel 7 besprochen wird - ein Eingangsdatenfeld auf wenige Hauptmuster reduziert, die einen Großteil der ursprünglichen Varianz erklären.

Hastenrath (2001) beschreibt den Verlauf der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation für Ostafrika. Diese wird dominiert durch den Wechsel der nordwinterlichen Monsunwinde (Nordostpassate), die aus Südasien in die Südhemisphäre wehen. Die Monsunübergänge sind in diesem Raum besonders markant ausgeprägt, so dass die Regenzeit in die Monate März bis Juni fällt. Diese Niederschläge sind gekoppelt an eine Nordverlagerung des äquatornahen Troges und der daran gekoppelten Konfluenzzone. In den Übergangsjahreszeiten können sich die konvektiven Zenitalregen etablieren. Bildet sich eine „equatorial bridge“ aus, können labile Kongoluftmassen („Congo air“) großräumig nach Ostafrika verlagert werden.

Eine Ursache für die relative Trockenheit Ostafrikas liegt an der Wolkenauflösung im absteigenden Ast der Walker-Zelle über dem Indischen Ozean sowie der küstenparallelen Strömung des Indischen Monsuns an der Küste - mit ablandigen Komponenten durch Reibungsdivergenz. Als weiteren Grund führen Weischet und Endlicher (2000, S. 250) die Nordneigung der vertikalen innertropischen Tiefdruckachse über Ostafrika und Madagaskar an, die durch begleitende Vertikalwind-scherung hoch reichende Konvektionstätigkeit behindert.

Eine kurze Regenzeit (short rains) zwischen Oktober und Dezember, in der deutlich weniger Niederschläge fallen als in der Hauptregenzeit, steht unter dem Einfluss des Nordostpassates, der zu einer ausgedehnten Trockenphase im äquatorialen Ostafrika führt. Dies ist verbunden mit einer Wiederherstellung und Südverlagerung des äquatornahen Troges und der Konfluenzzone über dem Indischen Ozean. In der langen Regenzeit (long rains) von März bis Mai fallen die Hauptniederschlagssummen. Die lange Trockenzeit von Juni bis September erfolgt unter dem Einfluss des Südostpassates bzw. Südwestmonsuns. Der südhemisphärische Südostpassat unterliegt der Flächendivergenz, die eine stabile Schichtung über dem Kontinent zur Folge hat. Dies hat zur Konsequenz, dass die Feuchtigkeit meist an der Ostküste Madagaskars abgerechnet wird; die inzwischen trockene Strömung verläuft dann weiter entlang der afrikanischen Gräben. Eine weitere Konvektion wird dann über dem Findlater Jet unterbunden, damit ist auch das Einströmen maritimer Luftmassen erschwert. Dieser Jet, benannt nach seinem Entdecker, bezeichnet ein schmales Band hoher Windgeschwindigkeit über Ostkenia und Somalia.

3.2 Temperaturverteilung

In Abbildung 3.2 sind monatliche Mittelwerte der Lufttemperatur dargestellt. Die mittlere Temperatur zeigt im Untersuchungsraum eine generelle Abnahme von Norden nach Süden, maximale Werte werden auf Madagaskar bzw. in Äquatornähe mit Ausnahme des ostafrikanischen Hochlandes erreicht.

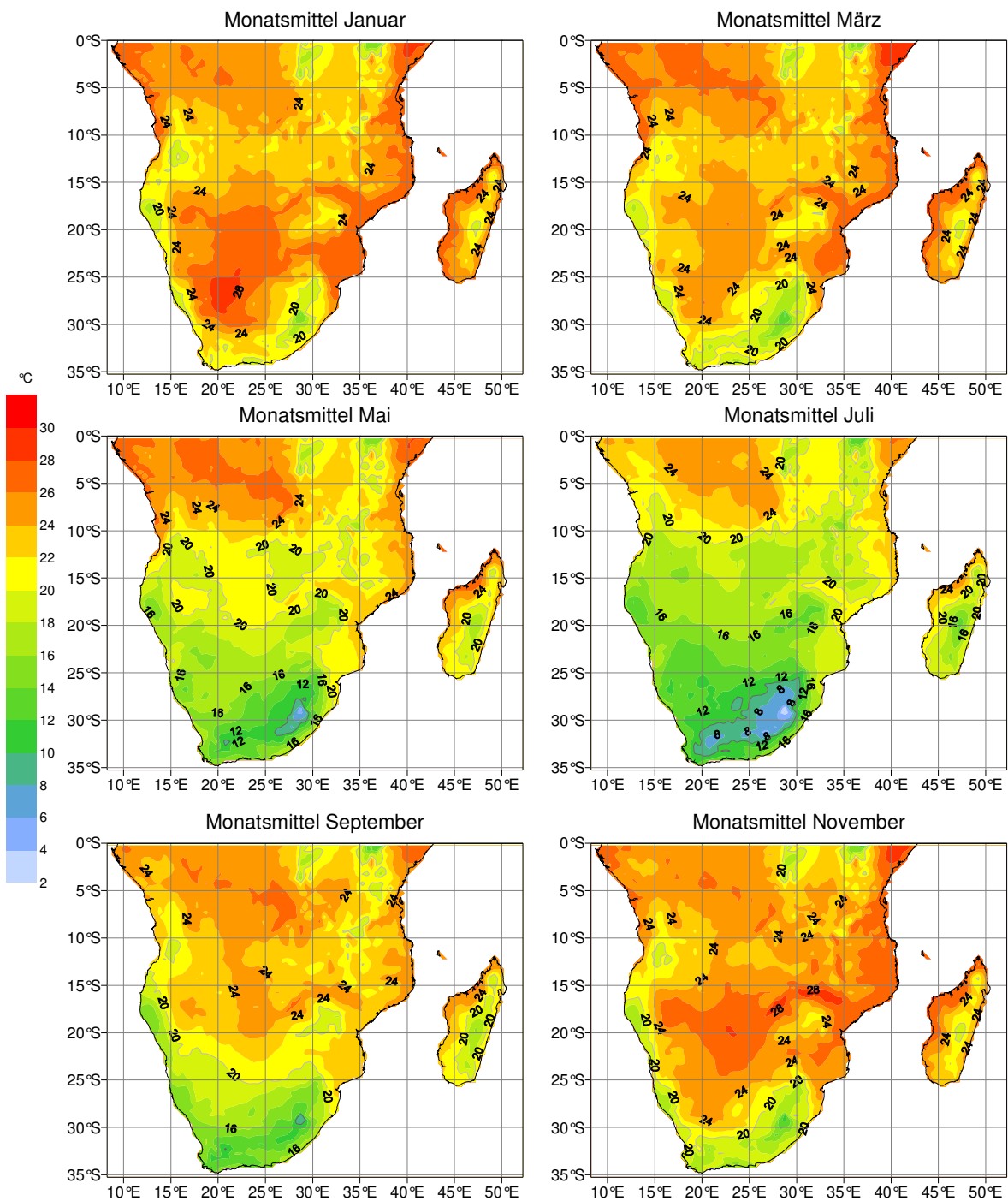


Abb. 3.2: Mittlere Lufttemperatur der Monate Januar, März, Mai, Juli, September und November basieren auf den langjährigen Mittelwerten (1901-2003) der PIK-CRU-Daten.

Die mittleren Monatstemperaturen erreichen im Sommer knapp 30°C im Raum von Botsuana, in den inneren Tropen liegen sie ganzjährig zwischen 24°C und 26°C. Deutlich ist der Unterschied der tropischen Tiefländer im Westen und des ostafrikanischen Hochlandes mit durchweg bis zu 8K höheren Temperaturen im Kongobecken bzw. dem ostafrikanischen Küstensaum gegenüber dem Hochland. Minimale Temperaturen treten in den Hochlagen der Drakensberge in Südafrika auf.

In den niederen Breiten sind nur geringe interannuelle Temperaturunterschiede erkennbar. In den südlich anschließenden Regionen ist der Jahresgang der Temperatur naturgemäß markanter. Südlich von 25°S ist ein West-Ost-Gegensatz der mittleren Temperaturverhältnisse, bedingt durch die Hochlagen im zentralen östlichen Teil Südafrikas, ausgebildet. Im Bereich der Großen Randstufe und auf der Hochfläche kann in winterlichen Strahlungsnächten die Temperatur bodennah auf -10°C absinken. Kaltlufteinbrüche zwischen Juli und September führen immer wieder zu Schneefall in diesem Raum. Die Abhängigkeit der Temperatur von der Topographie ist auch in Madagaskar gut ersichtlich. Während im küstennahen Tiefland sommerliche Temperaturen von 28°C erreicht werden, liegen sie im zentralen Höhenzug mit über 2600m Höhe fast 10K niedriger.

Regionalklimatologische Gliederung

Die inneren Tropen lassen sich durch ein ausgeprägtes Tageszeitenklima charakterisieren. Die äquatorialen Ostwinde und die Südostpassate sind zwischen Januar und März am schwächsten ausgeprägt, am stärksten zwischen Juni und September. Kennzeichnend für das feucht-heiße Kongobecken ist eine hohe Gewitteranzahl mit über 160 Gewittertagen pro Jahr. Die maximale Gewitterhäufigkeit liegt in Ostafrika im Raum des Viktoriasees mit über 240 Gewittertagen pro Jahr (Buckle 1996, S. 152f.). Der Übergangsbereich von den immerfeuchten Tropen im Kongobecken zu den Trockengebieten der Kalahari umschließt verschiedene Teilräume. Zunächst die wechselfeuchten äußeren Tropen im Raum Angola, dann die sommerfeuchten Randtropen im kontinentalen passatisch beeinflussten Kern des Subkontinentes und schließlich den passatisch geprägten Raum von Madagaskar und Mosambik. Hier liegen die Jahresniederschläge generell über 1000mm, bedingt durch die warmen tropischen Luftmassen herrscht hier eine ausgeprägte Schwüle vor. Im Osten des Kontinentes kann sich durch Ausbildung eines sommerlichen Monsuntiefs die ITCZ weit nach Süden verlagern und Zenitalregen initiieren. Dabei wirken die Hochplateaus Ost- und Südafrikas als Heizfläche. Oft bringen abgeschürfte Kaltlufttropfen aus der Westwinddrift Niederschläge im Spätwinter und Frühjahr entlang der Süd- und Südostküste. Im Frühling wandert das kontinentale Tief weiter nach Norden, während sich im südlichen Afrika eine Hochdruckbrücke

ausbildet, die sich dann im Südsommer endgültig etabliert. Gleichzeitig herrscht maximaler Luftdruck im Bereich des südlichen Atlantiks und des südlichen Indischen Ozeans.

Die äußeren, wechselfeuchten Tropen von etwa 8°S bis zum Wendekreis lassen sich durch die jährliche Verlagerung des Sonnenstandes und der damit verbundenen Verschiebung der ITCZ bestimmen. Vier bis acht Wochen nach dem Sonnenhöchststand folgen die sommerlichen konvektiven Zenitalregen. Ansonsten dominiert der Einfluss stabiler Passatströmungen mit entsprechend geringen Niederschlägen. An der polwärtigen Begrenzung der Sommerregenzone tritt im Gegensatz zur innertropischen nur eine einfache Regenzeit auf, deren Intensität mit Annäherung an die Rossbreitenhochdruckgebiete nachlässt. Südlich wird der Einfluss der subtropisch-randtropischen Antizyklone größer, der Einfluss der ITCZ nimmt dagegen ab. Damit werden die Regenzeiten kürzer und variabler. Die subtropisch-randtropische Trockenzone (22°S-32°S) liegt ganzjährig im Einfluss eines Hochdruckgürtels. Dies hat ein permanent wolkenarmes und windschwaches Wetter mit sehr geringen Niederschlägen zur Folge. In großen Teilen dieser Regionen fallen Niederschläge von weniger als 200mm pro Jahr. Es herrscht reines Strahlungswetter und oft fällt über Jahre hinweg kein messbarer Niederschlag.

Die Südostpassate des Indischen Ozeans treffen bei Mosambik an die Küste, die daraus resultierende Reibungskonvergenz hat eine Labilisierung der Passatströmung und eine Auflösung der Passatinversion zur Folge. Daraus können ergiebige Steigungsregen resultieren. Im Südteil von Madagaskar ist eine Leezyklone über der Straße von Mosambik für die Niederschlagsgenese anzuführen. Auf Madagaskar unterteilt das zentrale Gebirge die Insel in eine durch intensive Stauniederschläge geprägte Osthälfte (2000mm) mit einem immerfeuchten Regenwald und eine durch Föhn beeinflusste Westhälfte (500mm) mit Dornsavannenklima. - Regionale Windsysteme, föhnartige „bergwinds“, bilden sich, wenn über dem zentralen südlichen Afrika eine antizyklonale Luftströmung vorherrscht und diese vom Hochland nach Südwesten als warme trockene Winde zur Küste ausströmen. Nicht selten sorgen an der Südküste vorbeiziehende Zyklonen für ein Ansaugen der Luftmassen des Hochplateaus, so dass föhnartige Winde Erwärmungseffekte hervorrufen. An der Südwestküste kommt es zu Stürmen mit beträchtlichen Windgeschwindigkeiten.

Das südliche Südafrika jenseits des 20. Breitengrades gehört dem subtropischen Klima an. Das unterschiedliche Niederschlagsregime trennt Südafrika in ein subtropisches Sommerregengebiet, das den größten Teil des Landes einnimmt, und ein subtropisches Winterregengebiet, dessen Zentrum im Kapland rund um Kapstadt liegt. Die Regenzeit beginnt an der Ostküste und wandert nach Westen unter

ständiger Verkürzung der Regenzeit. Im Bereich um Kapstadt fallen 80% der Niederschläge im Winterhalbjahr zwischen April und September. Auch hier verkürzt sich die Regenzeit in Richtung Nordwesten hin zur Küstenwüste Namib, die mit Ausnahme von episodischen Nebelniederschlägen praktisch regenlos ist. Jürgens und Bähr (2002, S. 23) berichten von mehr als 80 Nebeltagen im Jahr, die sich insbesondere in Folge der nächtlichen Ausstrahlung entwickeln.

Am Westrand des Hochplateaus überschneiden sich die Regenregime in einer Übergangszone, so dass in den Frühjahrs- und Herbstmonaten schwache Maxima der Niederschläge entstehen bei sonst langfristig ariden Bedingungen. Das Sommerregen-Regime wird durch ein über dem Kontinent entstehendes Hitzetief zwischen zwei Hochdruckzellen über den Ozeanen bestimmt. Es erhält seine Niederschläge durch feuchte Luftmassen aus dem tropisch-äquatorialen Raum, die zungenförmig in den südlichen Subkontinent einströmen. Die Lage des Tiefdruckgebietes über der Landfläche wird von der tropischen Ostströmung des Ost-Jets gesteuert, dessen Mäanderwellen verursachen über der Hochfläche Störungen in Form von Easterly Waves (s.u.), welche den Hauptanteil der Niederschläge erbringen.

Die subtropisch-randtropischen Hochdruckgebiete werden oft als St. Helena Hoch über dem Atlantischen Ozean und Maskarenenhoch über dem Indischen Ozean bezeichnet. Die südatlantische Hochdruckzelle ist während des gesamten Jahres ausgeprägt und liegt in ihrem Kern nahe der afrikanischen Westküste. Daraus entströmen ablandige Südostpassate. Die Westküste steht damit ganzjährig unter dem Einfluss des stabilen Südatlantikhochs mit absteigender Luftbewegung. Die südatlantische Antizyklone variiert jahreszeitlich um etwa 3-4hPa und verlagert sich dabei um 6 Breitengrade und nimmt die nördlichste bzw. südlichste Position im Mai und Februar ein. Die jährliche Längenverlagerung von 7° bis 13° hat dabei keinen nennenswerten Einfluss auf das Klima des südlichen Afrika (Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 158). An der Westküste dominiert insgesamt relativ hoher Luftdruck. Die ablandigen Passate sind wegen Absinkbewegungen, Flächen- und Küstendivergenz trocken und sehr stabil geschichtet. Die Flächendivergenz hat eine stabile Schichtung zur Folge, gekoppelt an Subsidenz und Wolkenauflösung. Das Maskarenenhoch liegt über dem mittleren Indischen Ozean und ergibt sich aus der durchschnittlichen Lage wandernder Hochdruckkerne. Eine Längenverlagerung um über 10° erfährt die südindische Antizyklone, die westlichste Position wird im Spätwinter eingenommen. Dieses Druckgebiet ist nicht so stabil ausgebildet wie das St. Helena Hoch und wird durch Tiefdruckgebiete aus der Westwinddrift immer wieder verdrängt (Weischet & Endlicher 2000, S. 304). Beide Hochdruckgebiete können über eine Hochdruckbrücke miteinander verbunden werden beziehungsweise durch

Tiefdruckgebiete voneinander getrennt sein. Eine intensiv ausgeprägte Hochdruckbrücke im randtropisch-subtropischen Afrika bedingt eine durch absinkende Luftmassen induzierte Trockenzeit im südlichen Zentralafrika sowie in Teilen Ostafrikas.

3.3 Walker-Zirkulation und ENSO

In der atmosphärischen Zirkulation nimmt die meridionale Hadley-Zelle ebenso Einfluss auf den inter- und intraannuellen Verlauf des Klimas wie die zonale Walker-Zirkulation. Die Walker-Zirkulation ist insbesondere im Zusammenhang mit Einflüssen des pazifischen ENSO-Systems auf das Klima des südlichen Afrikas von Bedeutung. Über den äquatorialen Kaltwasserbereichen dominiert oberflächennah relativ hoher Luftdruck, über den warmen Landoberflächen relativ niedriger. Die Festländer sind durch eine niederschlagsreiche Konvektion charakterisiert. Ein aufsteigender Ast der Walker-Zelle über dem indonesischen Raum und ein absteigender vor der Küste Südamerikas charakterisieren den „normalen“ Zustand der atmosphärischen Zirkulation.

Zur näheren Beschreibung von El Niños und La Niñas wird der Southern Oscillation Index herangezogen, der sich aus dem Druckunterschied zwischen den Messstationen auf Tahiti und in Darwin ergibt. Eine hohe Druckdifferenz bezeichnet dann eine „high phase“. Dies ist in Abbildung 3.3 in der „high phase“ dargestellt. Die winterliche Walker-Zirkulation zeichnet sich durch aufsteigende Luft über Afrika bei ca. 20°E aus. Über dem Benguelastrom ist der absteigende Ast ausgebildet. Während eines El Niños allerdings kehren sich die Verhältnisse um, dann sinkt die Luft über dem afrikanischen Kontinent ab. In Feuchtphasen steigt die Luft über dem tropischen Afrika auf, diese Luftmassen strömen nach Süden und bilden im Osten im Verlauf der ITCZ kräftige Fronten, die erhöhte Sommerniederschläge verursachen. In Trockenphasen dominiert absinkende Luft über dem tropischen Afrika mit einer Verstärkung des randtropisch-subtropischen Hochs. An der ITCZ kommt es zu einer abgeschwächten Fronten- und Wolkenbildung. Ausgedehnte Wolkenfelder können sich erst weiter östlich über Madagaskar und dem Indischen Ozean etablieren.

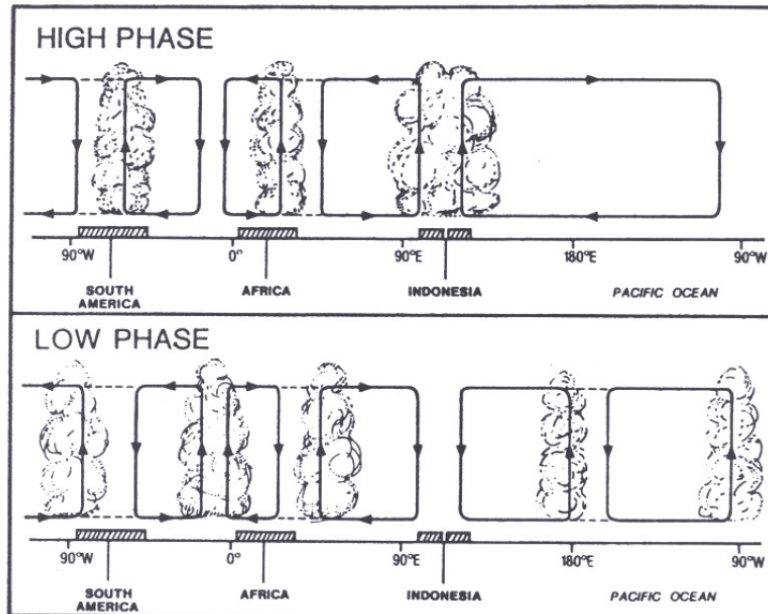


Abb. 3.3: Schema der zonalen Walker-Zirkulation.

Oben: Normal-Situation. Unten: El Niño-Situation (Lindesay 1998a, S. 17, Fig. 2.7). High / Low Phase bezieht sich auf die Werte des Southern Oscillation Index.

Neben der großräumigen atmosphärischen Zirkulation müssen als weiteres wichtiges Moment der Niederschlagsgenese Easterly Waves angesprochen werden. Easterly Waves bezeichnen tropische Wellenstörungen in einer Ost-Westbewegung, die in der mittleren bis unteren Troposphäre am deutlichsten ausgeprägt sind. Als auslösendes Moment dieser Wellenstörungen werden orographische Hindernisse, lokale Konvektionstätigkeit sowie barotrope und barokline Instabilitäten angeführt. An deren Vorderseite bilden sich oberflächennah Divergenz-, an der östlichen Rückseite niederschlagsbildende Konvergenzregionen aus. Abhängig von der Geschwindigkeit und Richtung der Welle lassen sich unterschiedliche Niederschlagseffekte beschreiben (ausführlich dazu: Jacobbeit 1989, S. 20ff.). Im südlichen Afrika ist die Welle typischerweise zwischen dem Botsuana-Tief und den subtropischen Hochdruckzellen ausgebildet. Abbildung 3.4 zeigt dies schematisch anhand der Luftdruckverhältnisse in der mittleren und bodennahen Atmosphäre.

Ausgiebige Niederschläge treten auch im Zusammenhang mit tropischen Zyklonen auf. Diese treten etwa 10 Mal pro Jahr, bevorzugt in den Spätsommermonaten, an der nordöstlichen Küste des südlichen Afrikas auf. Das Gebiet maximaler zyklonaler Aktivität erstreckt sich östlich des Subkontinentes bis etwa 100°E, zwischen 10°S und 35°S (Buckle 1996, S. 164). Tropische Zyklonen können in kurzer Zeit zu erheblichen Überschwemmungen an der Küste Mosambiks, Swasilands und KwaZulu/Natals (Südafrika) führen⁷. Das Entstehungsgebiet für die Zyklonen liegt im äquatorialen Indischen Ozean mit Wassertemperaturen über 27°C (dieser Bereich ist

⁷ Im Januar 1984 führte der Zyklon Domonia zu solchen Katastrophen.

in Kapitel 2, Abb. 2.1 gekennzeichnet). Im Sommer bei einer starken Südverlagerung der äquatorialen Tiefdruckfurche bildet sich ein großes Druckgefälle zur subtropisch-randtropischen Hochdruckzone. Im Indischen Ozean werden die Zyklone westwärts verlagert; sie bewegen sich dann nach Süden und erreichen über die Straße von Mosambik das südliche Afrika. Im Gegensatz zum Indischen Ozean ist der südliche Atlantik zu kalt zur Ausbildung tropischer Zyklone; bisher wurde lediglich eine im März 2004 beobachtet.

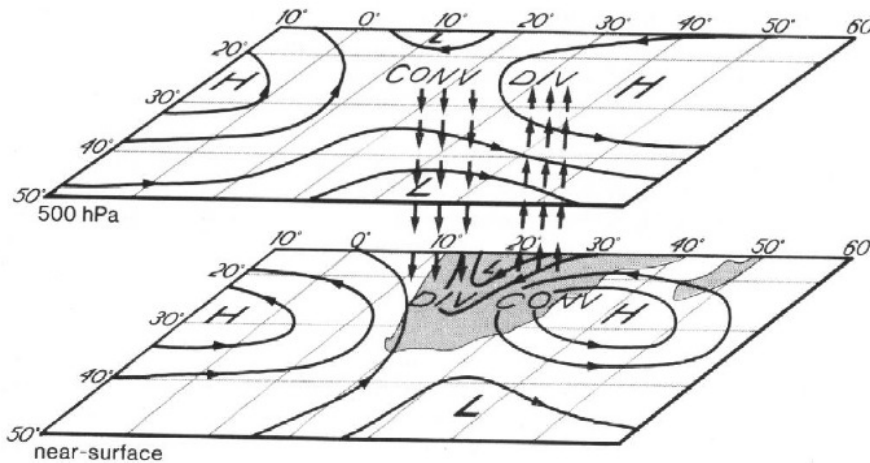


Abb. 3.4: Schematische Darstellung der Luftdruckverhältnisse in der bodennahen Atmosphäre und im 500hPa-Niveau. Im bodennahen Konvergenzbereich können sich ergiebige Niederschläge ausbilden (Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 193, Fig. 12.20).

Im Folgenden werden kontrastierend die zirkulationsdynamischen Verhältnisse im Sommer und Winter dargestellt. Abbildung 3.5 verdeutlicht dies schematisch für den gesamten afrikanischen Kontinent.

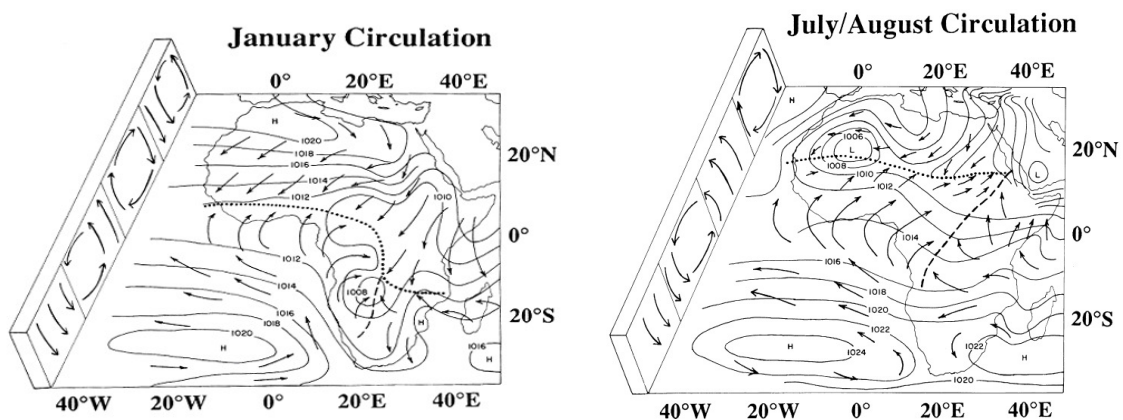


Abb. 3.5: Schematische Darstellung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation Afrikas. Punkte zeigen den Verlauf der ITCZ an, gestrichelte Linien weitere Konvergenzzonen (Nicholson 2000, S. 138, Fig. 1).

3.4 Die Sommerwitterung

Die zirkulationsdynamischen Grundzüge der Sommerwitterung über dem südlichen Afrika lassen sich der Abbildung 3.5 entnehmen. Ergänzend sind in Abbildung 3.6 mittlere Luftdruck-, Niederschlags- und Temperaturverhältnisse für den Januar dargestellt.

Im Sommer schließen sich die subtropisch-randtropischen Hochdruckgebilde zu einer großen Hochdruckbrücke zusammen. Das Südatlantikhoch liegt dann bei etwa 31°S, das Südindikhoch bei 33°S (Weischet & Endlicher 2000, S. 304). Wenn sich das dominierende Hochdrucksystem abgeschwächt hat, kann sich ein kontinentales Hitzetief über dem südlichen Afrika ausbilden, das die Hochdruckbrücke unterbricht und die Zufuhr feuchter, maritimer Luftmassen aus dem Osten und Nordosten in das südliche Afrika forciert (vgl. Abb. 3.6). Über Angola bildet sich ein strahlungsbedingtes kontinentales Monsuntief aus, das die Luftmassen steuert. Die aus dem Atlantik stammenden Südostpassate umströmen dieses im Uhrzeigersinn und bilden monsunale Südwestwinde über Nordangola. Die subtropischen Hochdruckzellen werden gegen den Uhrzeigersinn umströmt und fördern, zusammen mit dem über Botsuana ausgebildeten Tief, das Heranführen feuchter Luftmassen aus dem Osten.

Eine Luftmassengrenze kann sich etablieren, wenn nordhemisphärische Nordostpassate den Äquator überquerend in das angolanische Monsuntief einströmen. Im Bereich der afrikanischen Grabenzone entsteht als Luftmassengrenze die ITCZ. Diese spaltet sich über dem Kontinent in einen östlichen und einen westlichen Zweig: die Zaire/Congo Air Boundary (ZAB, „Kongoluftmassengrenze“ nach Weischet und Endlicher 2000, S. 306) und die eigentlichen ITCZ über Madagaskar. An der Kongoluftmassengrenze treffen die Monsunwinde auf die Passatströmungen aus dem Osten. Hier treten starke Zenitalregen auf.

Die nach Süden verlagerte ITCZ bringt zusätzlich tropische Zenitalregen im südlichen Afrika und in Ostafrika. Hier erfolgt die Niederschlagsbildung durch kontinentale Druckgebilde (Vizy & Cook 2003). Mit Ausnahme der Kapregion fallen die Niederschläge hauptsächlich in Südafrika, Madagaskar und Angola. Das Sommerregenmaximum spiegelt die südlichste Position der ITCZ mit den daran gekoppelten Konvektivniederschlägen wider. Niederschlagsauslösend wirken dabei oft östliche tropische Wellenstörungen.

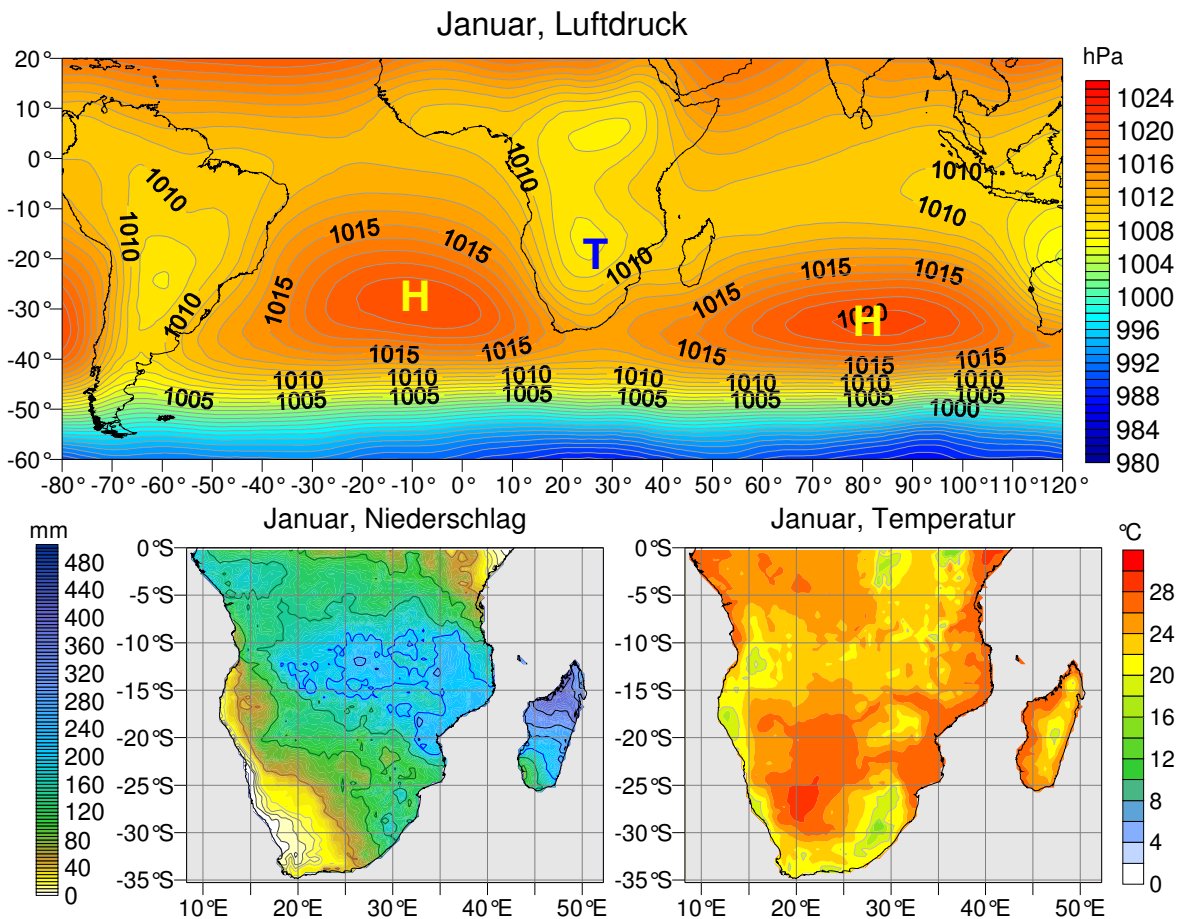


Abb. 3.6: Mittlere Luftdruck-, Niederschlags- und Temperaturverhältnisse im südhemisphärischen Afrika für den Monat Januar basierend auf langjährigen (1901-2003) Mittelwerten der HadSLP- bzw. PIK-CRU-Daten.

Der Südostpassat, als genetisch trockener Wind aus dem subtropischen Maskarenenhoch, kann sich über dem Indik mit Feuchtigkeit anreichern. Diese wird über dem warmen Mosambikstrom, der südlich in den Agulhasstrom übergeht, aufgenommen. Die Feuchte gibt der Südostpassat an der Ostseite und im zentralen Südafrika als Niederschlag wieder ab. Schauer treten vor allem im Osten auf, wegen der Reibungskonvergenz und dem Passatstau an der hohen Randstufe. Schließlich stellen die bis 3500m hohen Drakensberge entlang der Ostküste eine bedeutende orographische Barriere dar. Im Luv dieses Gebirgszuges fällt der meiste Niederschlag daher bereits als Steigungsregen aus. Im Lee der Gebirge im zentralen Südafrika findet man dagegen nur noch geringe Jahresniederschlagssummen.

An der Ostküste beginnt die Regenzeit, die dann nach Westen immer kürzer auftritt. Denn zu Beginn der sommerlichen Regenzeit fallen noch Niederschläge aus der Westdrift im Bereich der Nordost-Abdachung der Randstufe, ursächlich dafür ist eine Ostverlagerung der Hochdruckzelle über dem Indischen Ozean, die nicht nur

um 4° nach Süden wandert, sondern sich gleichzeitig ostwärts verlagert (Lauer & Bendix 2006, S. 223). Ausscherende Antizyklonen wandern dann aus dem Südatlantikhoch nach Osten um die Südspitze des Kontinentes und lenken außertropische Luftmassen an die Ostseite des Kontinentes. Im Kapland dominiert das atlantische Hochdruckgebiet mit kühlen südlichen Winden die insgesamt trockene Witterung. Weiter im Süden, zwischen 50°S und 60°S, herrscht eine starke Zonalzirkulation vor.

Trockene Sommermonate resultieren aus einer Konfluenz in der mittleren und höheren Atmosphäre, die konvektive Bewegungen über dem südlichen Afrika durch den absteigenden Ast über der lokalen Konvektionszelle erschweren. Gleichzeitig werden tropische Störungen über dem südwestlichen Indischen Ozean verstärkt, was zu einer Ostverlagerung der bevorzugten Region sommerlicher Konvektion führt (Lindesay 1988, Jury & Pathack 1993, Jury et al. 1994, Jury 1996). Eine ausführliche Zusammenschau zu Dürren im südlichen Afrika findet sich bei Mason und Tyson (2000); in Kapitel 6.2.1 wird nochmals darauf eingegangen.

3.5 Die Winterwitterung

Das Monsuntief hat sich im Winter nach Nordangola verlagert. Damit sind auch die südwestlichen Monsunwinde (aus dem Südostpassat) nach Norden verschoben. Die Konfluenzzone, und damit das Hauptniederschlagsgebiet, liegt nun ganz über Angola, auch wenn die absoluten Niederschlagsmengen sehr gering bleiben. Die ZAB ist bis etwa 10°S an der Küste Angolas ausgebildet, ein Ast der ITCZ nach Osten fehlt. Im zentralen südlichen Afrika gehen die Niederschläge deutlich zurück.

Die beiden ozeanischen Antizyklonen haben sich im Südwinter gegenüber dem Südsommer um 5° bis 6° nach Norden verlagert (vgl. Abb. 3.6, 3.7). Beide Hochdruckgebiete können über wandernde Antizyklonen zu einer Hochdruckbrücke verbunden werden. Im Winter verstärkt sich das Maskarenenhoch und expandiert nach Westen. Diese Antizyklone überlagert die Ostseite des Kontinentes. Ein Kältehoch über dem südlichen Afrika verbindet beide ozeanischen Hochdruckgebiete, so dass der Kontinent insgesamt unter starkem Hochdruckeinfluss steht.

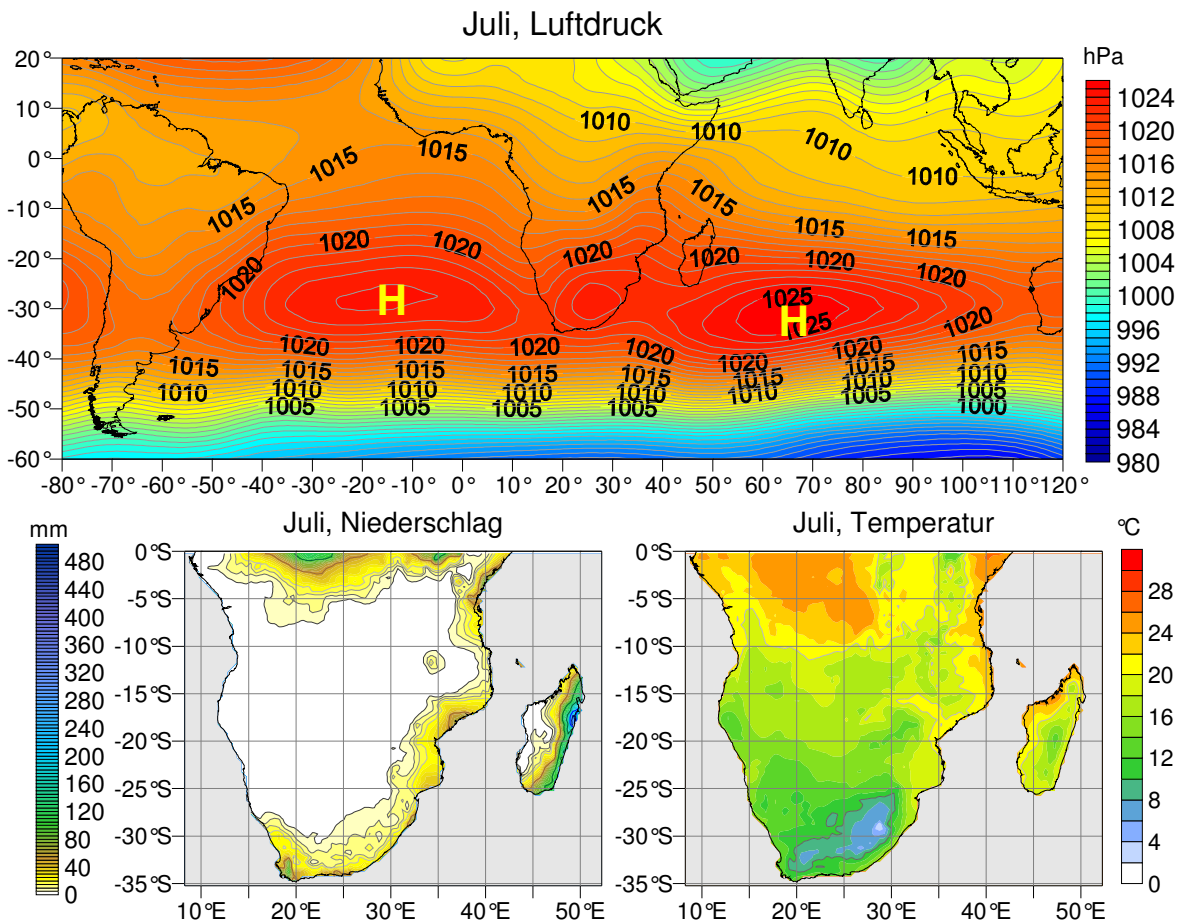


Abb. 3.7: Mittlere Luftdruck-, Niederschlags- und Temperaturverhältnisse im südhemisphärischen Afrika für den Monat Juli basierend auf langjährigen (1901-2003) Mittelwerten der HadSLP- bzw. PIK-CRU-Daten.

Während des Winters ist die Passatinversion am intensivsten ausgebildet. Im Osten des südlichen Afrikas liegt die Inversion mit etwa 1000m Höhe unterhalb der Randstufe. Damit ist eine wirksame Barriere gegen das Eindringen maritimer Luftmassen in das östliche Hochland aufgebaut (Buckle 1996, S. 198). Auch an der Küste herrschen im Winter Hochdruckwetterlagen vor. Allerdings dominiert die Zufuhr feucht-warmer tropischer Luftmassen aus dem Indischen Ozean. Der Einfluss trockener Höhenströmungen wehrt jedoch das Eindringen von feuchten, maritimen Luftmassen in das Innere des Kontinents ab. Die ausgiebige Trockenheit über dem westlichen Bereich der Kalahari, der Karoo (Südafrika) sowie Botsuanas resultiert aus dem Ost-Jet, dessen westwärtiges Abschwingen in diesem Raum Divergenzen erzeugt (Lauer & Bendix 2006, S. 225) und damit die Trockenheit der ariden Gebiete nicht nur im Winter, sondern teilweise auch im Sommerhalbjahr verursacht.

Gleichzeitig verstärken bodennahe Kaltluftthochs die antizyklonalen Druckgebilde. Intensive Einstrahlung auf dem gesamten Hochplateau mit hohen täglichen

Temperaturschwankungen bei wolkenlosem Himmel und kräftigen Temperaturinversionen in Bodennähe verursacht die typische Witterung der winterlichen Trockenzeit. Dies hat ein autochthones Strahlungswetter mit hohen täglichen Temperaturamplituden auf dem Hochplateau zur Folge. Dort erreichen die Tagestemperaturen maximal 10°C bis 15°C. Bei ausgeprägter Hochdruckwetterlage können sich im Winter starke Strahlungsfröste mit bodennahen Temperaturen von -10°C entwickeln (Weischet & Endlicher 2000, S. 306f.). Kaltlufteinbrüche durch Vorstöße der südlichen Polarfront können das Hochplateau erreichen und dort für Schneefall sorgen.

In Südafrika dominiert die außertropische Westwindströmung, die sich mit der Verlagerung der ozeanischen Hochdruckzellen nach Norden in diesem Raum etabliert hat. Für das Klima ist es nun entscheidend, in wie weit sich eine rein zonale (high-index) bzw. meridionale (low-index) Zirkulation ausbilden kann. Jedoch erreichen die antarktischen Luftmassen auch bei einer stark meridionalen Zirkulation kaum das südliche Afrika, allenfalls in sehr abgeschwächter Form. Während des Winters setzt im Kapland die Zeit der Hauptniederschläge (April bis November) ein. Zyklonale Wirbel der unteren Schichten der Westwinddrift reichen in dieser Jahreszeit weit nordwärts und bringen zunächst mit nordwestlichen Winden in der Warmfront und südwestlichen Winden hinter der Kaltfront bis an die Hänge der süd- und westgerichteten Randstufe teilweise sehr hohe Niederschläge. Dabei schützt das kontinentale Hochdruckgebiet vor einem Eindringen der Tiefs weiter nach Norden. Daher liegt das Niederschlagsmaximum auch im Lee des Kaphochlandes. Der Zyklonendurchzug steht in einem Wechsel mit strahlungsreichen Hochdruckwetterlagen. Im Winter sind abgeschnürte Tiefdruckgebiete (cut-off lows) aus der Westwinddrift an der Niederschlagsgenese beteiligt. Südlich von 20°S treten, vorrangig in den Monaten März bis Mai, 11 cut-off lows pro Jahr auf. Ein kleineres Auftrittsmaximum kann im Oktober beobachtet werden. Dies wird als Hinweis auf eine Kopplung mit der SAO⁸ gedeutet (Singleton & Reason 2007). Cut-off lows bringen sehr heftige und ergiebige Niederschläge. So wurden beispielsweise im September 1968 500mm Niederschlag in Port Elizabeth innerhalb von 24 Stunden aufgezeichnet, im August 2002 fielen 300mm Niederschlag in East London innerhalb von 24 Stunden bei einem Monatsmittel von 78mm (Singleton & Reason 2007).

⁸ Die SAO (Semi-Annual Oscillation) gibt einen zweimal jährlichen Zyklus im Luftdruck der mittleren südlichen Breiten wieder (van Loon 1967).

4 Datengrundlage

Die ersten sporadischen meteorologischen Aufzeichnungen aus dem südhemisphärischen Afrika datieren aus der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Für Kapstadt liegen Niederschlagsmessungen ab 1838 und Lufttemperaturmessungen seit 1842 vor, ab 1854 wurden die Messungen in Grahamstown in Südafrika aufgenommen. Allerdings sind die einzelnen Messungen, die vor der Einrichtung des Observatoriums in Kapstadt erhoben wurden, praktisch unbrauchbar und systematisch 2-3°C zu hoch (Hulme 1996).

Die Anzahl der Niederschlagsstationen südlich von 20°S liegt bis zu Beginn des 20. Jahrhunderts bei sechs Messstationen. Um 1880 gab es in diesem Raum 35 Wetterstationen, die den Niederschlag aufzeichneten. Weitere Angaben über den Messbeginn in einzelnen Regionen finden sich bei Peterson und Griffiths (1996). So liegen ab 1840 Daten aus Angola, der Küste und dem Hochland nahe Luanda vor. Aus Gabun gibt es Messdaten seit 1878, aus Mosambik ab 1840 und in Namibia wird in Walfishbay seit 1878 gemessen. Insgesamt sind in dem GHCN (Global Historical Climatology Network) um 1900 knapp 20 Stationen mit Temperaturdaten aufgezeigt (Peterson & Vose 1997, Peterson et al. 1998a). In ganz Afrika gab es um 1890 etwa 50 Klimamessstationen, meist in Küstennähe und v.a. in Algerien, und Südafrika. Erst im ersten Drittel des 20. Jahrhunderts gab es wenigstens in den meisten Ländern eine nennenswerte Anzahl an Messstationen, um 1960 lag die maximale Anzahl bodengestützter Klimamessungen vor. Seither sind durch soziale Umwälzungen in zahlreichen Staaten viele Messstationen eingestellt worden. Der Rückgang der Niederschlagsdaten seit den 1980er Jahren betrifft insbesondere Namibia, Angola und Tansania. Im zentralen äquatorialen Afrika gibt es überhaupt keine langen Klimazeitreihen (vgl. Hulme 1996, Fig. 5.2, S. 90).

4.1 Daten-Inhomogenitäten

Entscheidend für die Aussagekraft der Ergebnisse einer jeden empirischen Untersuchung ist letztlich die Qualität der Datenbasis. Bei der Arbeit mit historischen Klimadaten aus dünn besiedelten Regionen der Erde treten zahlreiche Probleme auf. Zum einen sind Messdaten in nur sehr geringem Umfang erhoben worden und zum anderen weisen diese meist noch erhebliche Inhomogenitäten auf; das heißt diese Daten zeigen Trends oder Sprünge im Mittelwert oder in der Varianz, die unterschiedliche Ursachen haben können. Daher müssen diese Inhomogenitäten vor der Nutzung der Daten möglichst sorgfältig bereinigt werden. Eine homogene

Zeitreihe zeichnet sich dadurch aus, dass sie nur Variationen widerspiegelt, die durch Änderungen des Wetters, respektive Klimas, bedingt sind. Folgende Probleme treten häufig in langen Stationsmessreihen auf (vgl. Peterson et al. 1998b, von Storch & Zwiers 1999, S. 52):

- * Fehlwerte
- * Ausreißer
- * Gleiche Werte bei aufeinander folgenden Monaten
- * Identische Jahre
- * Werte im falschen Jahresverlauf
- * Datensprünge
- * Falsche Stationsangaben, wechselnde Namen und Koordinaten
- * Unterschiedliche Messeinheiten
- * Unterschiedlich homogenisierte Daten

Die Ursachen für die Inhomogenitäten liegen meist in Stationsverlegungen, Änderungen der Stationsumgebung oder Instrumenten- bzw. Beobachterwechsel. Dies hat zur Konsequenz, dass eine Analyse mit klimatischen „Rohdaten“ praktisch unmöglich ist. Daher müssen die benötigten Daten erst aufwendig homogenisiert werden⁹. Leider liegen bisher für den Untersuchungsraum und die entsprechende Untersuchungsperiode keine flächendeckenden homogenen Stationsdaten der relevanten Klimaparameter vor, weshalb in dieser Studie auf global vorliegende Gitternetzdaten zurück gegriffen wird. Dabei wird immer wieder, im Vergleich mit anderen Datensätzen, versucht, deren Qualität einzuschätzen.

⁹ Peterson et al. (1998b) bieten eine umfassende Übersicht zu verschiedenen Methoden, eine knappe Einführung zur Homogenisierung klimatologischer Daten findet sich bei Paesler (1983) und Beck (2000).

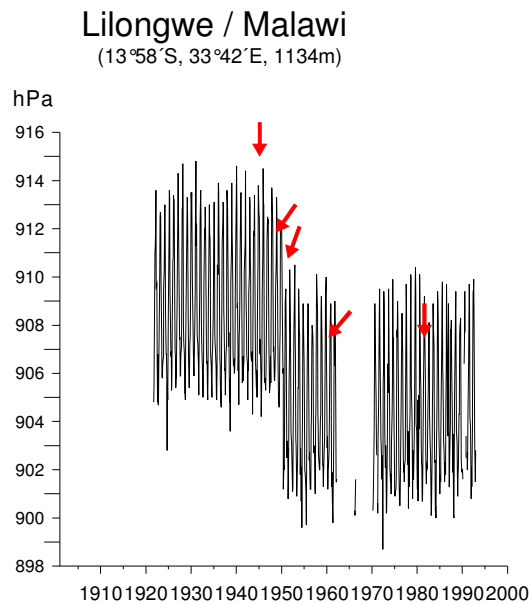


Abb. 4.1: Luftdruckdaten aus Lilongwe (Malawi). Rote Pfeile markieren dokumentierte Stationsverlagerungen.

Abbildung 4.1 illustriert auf der Basis monatlicher Luftdruckdaten aus dem GHNC-Datensatz für die Station Lilongwe (Malawi, 13°58'S, 33°42'E) durch Stationsverlagerungen hervorgerufene Inhomogenitäten. Gleichwohl können nur in seltenen Fällen sämtliche Inhomogenitäten auf der Basis von Metadaten ursächlich bestimmt werden, denn meist stehen entsprechend detaillierte Metadaten nicht zur Verfügung. Selbst aus Südafrika liegen nur relativ wenig Metadaten vor. Aufgezeichnet sind lediglich Stationsverlagerungen und Änderungen der Stationsordnung. Beim dortigen Wetterdienst werden nur die Rohdaten vorgehalten, eine Homogenisierung findet nicht statt. Inhomogenitäten, verursacht durch Instrumentenwechsel oder anderes, werden nicht explizit aufgezeichnet.

4.2 Temperatur- und Niederschlagsdaten

Insgesamt liegen für Afrika nur sehr wenige homogene Niederschlagszeitreihen vor.¹⁰ Gitternetzdaten haben gegenüber Stationsdaten den Vorteil, dass sie die ganze räumliche und zeitliche Auflösung einheitlich repräsentieren. Für die Temperatur und den Niederschlag konnten die CRU05-Daten von der Climatic Research Unit (CRU) der University of East Anglia in Norwich benutzt werden. Diese Daten liegen global in einer räumlichen Auflösung von 0,5° x 0,5° für die Landoberflächen mit Ausnahme der Antarktis vor. Der Datensatz beginnt 1901 und setzt

¹⁰ „The number of quality-controlled, internationally available rain gauge observations for Africa is of the order of 1000 for the entire continent, generally accumulated as monthly totals. Thus, the average rain gauge density is approximately one per 30 000 km²“ (Funk et al. 2003, S. 64).

sich monatlich bis 1998 fort (ausführlich dazu: New et al. 1999, 2000)¹¹. Den nachfolgenden Untersuchungen liegen damit für das südhemisphärische Afrika jeweils 3530 Gitterboxdaten pro Monat für Temperatur und Niederschlag zu Grunde (Abb. 4.2).

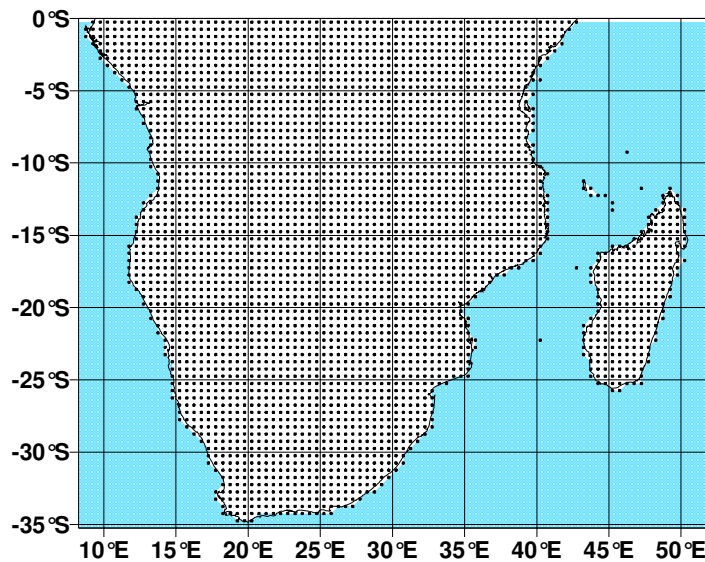


Abb. 4.2: Räumliche Datenabdeckung des südhemisphärischen Afrikas durch den CRU05-Datensatz.

Die Messdaten, die zur Entwicklung des CRU05-Datensatzes herangezogen werden, stammen hauptsächlich von der World Meteorological Organization (WMO), den nationalen meteorologischen Diensten sowie der Climatic Research Unit selbst. Zwar durchlaufen die Eingangsdaten zunächst verschiedene Qualitätskontrollen, doch konnten Inhomogenitäten wegen fehlender Metadaten oft nicht korrigiert werden.

In Bezug auf die Klimanormalperiode 1961 bis 1990 wurden Anomaliefelder des Niederschlags und der Temperatur unter Berücksichtigung der geographischen Breite und Länge sowie der topographischen Höhe für die Jahre 1901 bis 1998 berechnet. Fehlende Stationsdaten konnten aus diesen Feldern gewonnen werden.

¹¹ Inzwischen liegen neuere Datensätze (CRU-TS-2.0, CRU-TS-2.1) aus der CRU vor (Mitchell et al. 2004). Diese sind jedoch vorrangig dazu konzipiert, als Eingangsdaten in Modelle die Jahr-zu-Jahr-Variabilität der entsprechenden Klimaelemente zu untersuchen (Mitchell & Jones 2005, S. 711). Deshalb wurde besonders auf eine räumliche Homogenität der Daten geachtet; Inhomogenitäten bei der langzeitlichen Betrachtung einzelner Gitterboxen können auftreten. Daher wird bei der Verwendung dieser Daten zur Aufdeckung regionaler Klimaänderungen ein sehr sorgsamer Umgang mit den Daten empfohlen (vgl: http://www.cru.uea.ac.uk/~timm/grid/CRU_TS_2_1.html). Obwohl diese Datensätze in Hinblick auf Untersuchungen zur langfristigen Zeitreihenvariabilität eigentlich ungeeignet sind, untersuchen beispielsweise Cullen et al. (2006) auf dieser Datenbasis regionale Mittel für Ostafrika, um die dortige Temperatur- und Niederschlagsentwicklung nachzuzeichnen.

Auf der Basis langjähriger Mittelwerte der Referenzperiode wurden diese Felder anschließend in Absolutwerte transformiert. Das thin-plate splines Verfahren wurde herangezogen, um die Stationsdaten auf die $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ Gitternetzfelder zu interpolieren. Dieses, inzwischen häufig eingesetzte Verfahren, beschreibt ausführlich Hutchinson (1995) am Beispiel der Interpolation von Niederschlagsdaten. Die Interpolation im CRU05-Datensatz wurde innerhalb der sog. Correlation Decay Distance (CDD) vorgenommen. Damit wird ein Schwellenwert angegeben, oberhalb dessen keine zuverlässige Interpolation erfolgt. Für den Niederschlag liegt die CDD bei 450km, für die Lufttemperatur bei 1200km. Da die Temperatur eine weitaus geringere räumliche Variabilität aufweist, ist hier eine größere Distanz gerechtfertigt.

Während die Stationsabdeckung für die Temperatur, zumindest innerhalb der CDD, bereits 1901 gut ist, liegen beim Niederschlag große Lücken nicht nur zu Beginn der Datenreihe vor. Abbildung 4.3 veranschaulicht, wie die Anzahl der zu Grunde liegenden Stationsdaten kontinuierlich bis etwa 1980 zunimmt und dann erkennbar zurückgeht. Gebiete, in denen großräumig keine Station innerhalb der CDD vorliegt, finden sich im äquatorialen Afrika, dem nördlichen Angola und in Mosambik. Diese Lücken wurden mit „Nullwert-Anomalien“ aufgefüllt, d.h. ihre Werte liegen nahe am Mittelwert der Referenzperiode 1961 bis 1990. Dementsprechend lassen sich kaum Trends interpretieren, da die Werte sich dem langjährigen Mittelwert annähern. Indes wurden zusätzliche Fehlerkorrekturen durchgeführt. Ergänzende topographische Parameter dienen beim Niederschlag einer kleinräumigen Differenzierung etwa in Luv- und Leeeffekte. New et al. (1999, 2000) ziehen Vergleiche mit unabhängigen Stationsdaten zur Bewertung des Datensatzes heran. Dabei wird deutlich, dass Regionen mit geringer Stationsdichte nur unzulänglich abgebildet werden können.

Zahlreiche Studien basieren inzwischen auf dem CRU05-Datensatz. Beim Gebrauch der räumlich hoch aufgelösten Daten muss jedoch beachtet werden, dass die Untersuchung einzelner Gitterboxen nicht explizit für das Lokalklima herangezogen werden kann (vgl. Hay et al. 2002, Patz et al. 2002). Die Auflösung ist zu grob, um insbesondere topographische Unterschiede in einem kleinen Gebietsausschnitt adäquat zu berücksichtigen. Schließlich können die auf ein Gitterfeld bezogenen Klimaanomalien aus Werten außerhalb der betrachteten Gitterbox resultieren.

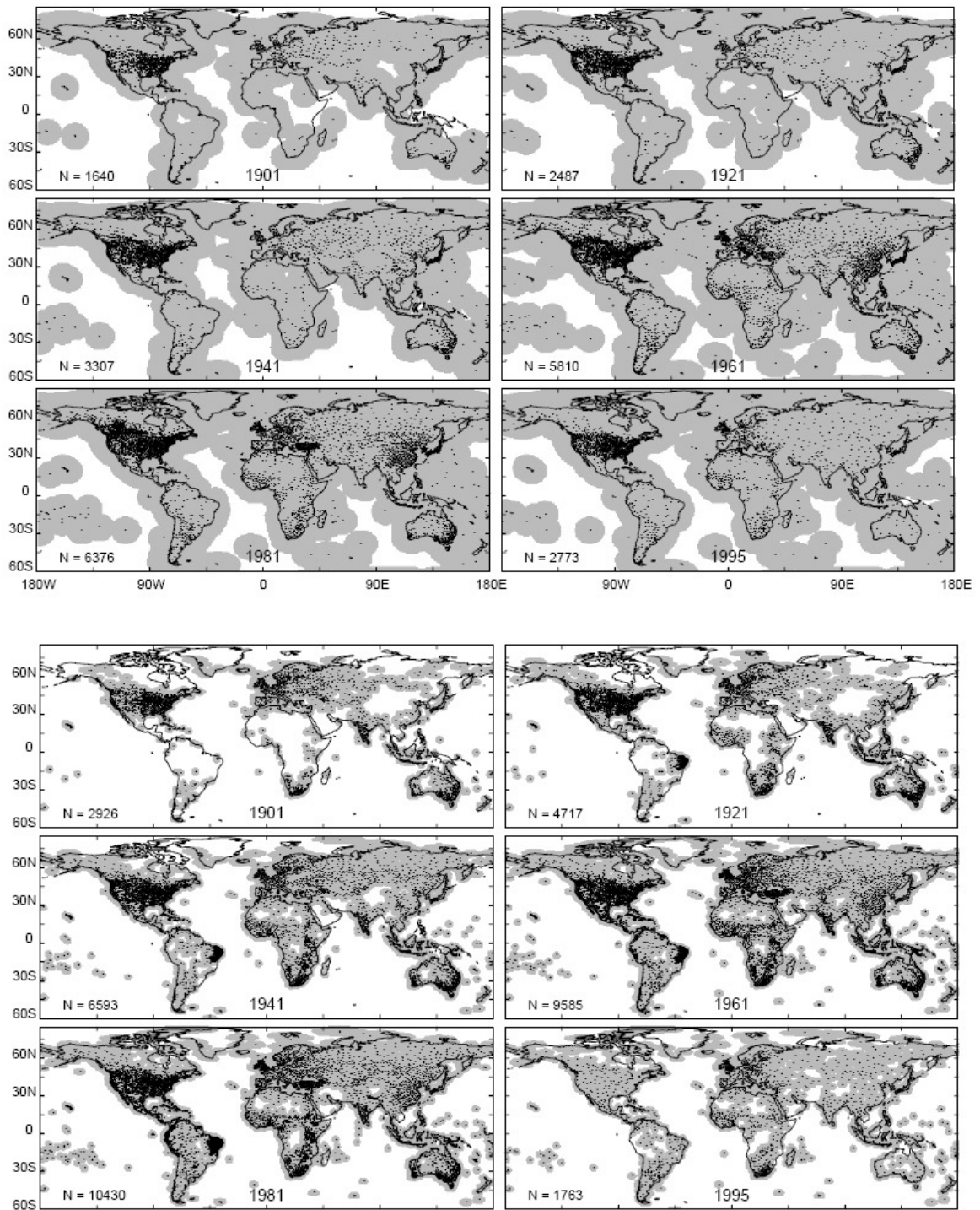


Abb. 4.3: Verteilung der Temperatur- (obere Abb.) und Niederschlagsstationen (untere Abb.) für den CRU05-Datensatz für ausgewählte Jahre (1901, 1921, 1941, 1961, 1981, 1995). Dunkle Flächen zeigen 0,5°-Gitterboxen mit mindestens einer Station innerhalb der CDD von 1200km bzw. 450km (New et al. 2000, S. 2219, Fig. 1,2).

Österle et al. (2003) zeigen zeitliche Inhomogenitäten in den CRU05-Daten und legen neben einer Korrektur eine Aktualisierung des Datensatzes vor. Die Sprünge in den Zeitreihen lassen sich auf zahlreiche Inhomogenitäten (s.o.) zurückführen. Mit Hilfe gleitender, um jeweils einen Monat verschobener, t-Tests mit 9-jährigen Intervallen gleich großer benachbarter Intervalle wurden für jeden Gitterpunkt Sprünge in der Zeitreihe aufgezeigt. 97% der zeitlichen Inhomogenitäten in den Temperaturreihen konnten damit bereinigt werden. Insgesamt ist der PIK-CRU-Datensatz zeitlich homogen, dafür ist die räumliche Homogenität weitaus geringer; zumindest bezogen auf die im Folgenden präsentierten Analyseergebnisse. Für diese Arbeit ist jedoch bei der Interpretation klimatischer Änderungen vor allem die zeitliche Konsistenz der Daten entscheidend und weniger die räumliche. Die Unterschiede beider Datensätze bei der Betrachtung langfristiger Temperaturtrends werden in Kapitel 6.1.2 näher beleuchtet.

4.3 Daten der Meeresoberflächentemperatur

Für den Untersuchungszeitraum seit 1901 stehen unterschiedliche Datensätze der Meeresoberflächentemperatur zur Verfügung. Zunächst liegen die Beobachtungsdaten aus dem International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS) vor. Grundlage dafür sind Wetterbeobachtungsdaten v.a. von Handels- und Wetterschiffen sowie Bojen der letzten 200 Jahre. Die Daten wurden in den USA in Kooperation der NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) und des NCAR (National Center for Atmospheric Research) zusammengetragen und seit Beginn des Projektes 1981 ständig verbessert, ergänzt und aktualisiert.

Diese Datensätze sind teilweise sehr lückenhaft und bilden die Grundlage weiterführender Datensätze. In der aktuellen Version 2.3 liegen Beobachtungsdaten von 1784 bis 2005 in 213 Millionen „marine reports“ als Einzelbeobachtungen vor. Daneben wurden in monatlichen „summaries“ Gitternetze für den Zeitraum 1800 bis 2005 in einer $2^\circ \times 2^\circ$ Auflösung und $1^\circ \times 1^\circ$ aufgelöste „summaries“ für die Jahre von 1960 bis 2005 entwickelt.

Der Kaplan Extended SST V2 Datensatz beruht auf in situ Daten aus dem MOHSST-Datensatz (Met Office Historical Sea-Surface Temperature Version 5, vgl. dazu Parker et al. 1995). Die monatlichen Anomalien bezogen auf den Referenzzeitraum 1951 bis 1980 liegen ab 1856 in einem globalen Gitternetz mit einer $5^\circ \times 5^\circ$ Auflösung vor. Der Datensatz wurde basierend auf EOF-Techniken, der „Optimal Interpolation“ und der Kalman Filtertechnik erstellt (Kaplan et al. 1998).

Der Global Sea-Ice and Sea Surface Temperature Datensatz (GISST) wurde vom UK Meteorological Office entwickelt. Die Daten liegen in einem Gitternetz von 1° Länge und 1° geographischer Breite vor. Monatliche Daten umfassen den Zeitraum 1871 bis Februar 2003 (Folland & Parker 1995, Parker et al. 1995). Als Datengrundlage dienten die COADS- und MOHSST-Datensätze. Dieser Datensatz war lange Jahre grundlegend für zahlreiche Arbeiten und galt als „the best currently available in terms of quality control and completeness“ (Allan et al. 1995, S. 1855). In zahlreichen Studien wurden langfristige Trends und die Variabilität der SSTs analysiert (z.B. Zhang et al. 1997).

Die jüngste Version war der GISST2.3b-Datensatz, in dem gegenüber früheren Versionen insbesondere die Jahre vor 1948 verbessert werden konnten. Insgesamt ist aber die Qualität der GISST-Daten vor allem für die Jahre seit 1982 gegenüber anderen Datensätzen unterlegen, obwohl seither Satellitendaten die Datenabdeckung des südlichen Ozeans erheblich verbesserten. Hurrell und Trenberth (1999) bemerken dazu: "Noise is evident in the GISST data and realistic temporal persistence of SST anomalies after 1981 is lacking" (S. 2661). "In GISST 2.3b there is evidence that the quality control of observations could be improved and there are major deficiencies in the temporal continuity of SST anomalies after 1981" (S. 2676).

Inzwischen liegt mit dem HadISST1.1-Datensatz ein Nachfolger der GISST-Daten vor. Während die GISST2.3b-Daten mit EOF-Techniken rekonstruiert wurden, basieren die neueren HadISST1.1-Daten auf einer „Reduced Space Optimal Interpolation (RSOI)“ Technik (ausführlich dazu: Rayner et al. 2003). Die datenarmen Jahre der zwei Weltkriege konnten in den HadISST-Daten gegenüber den Vorgängern verbessert werden. Damit weisen die HadISSTs nunmehr eine geringere Temperaturzunahme zwischen 1910 und 1945 auf. Ein Vergleich in den Trends zwischen dem Kaplan-Datensatz, dem GISST und dem HadISST findet sich bei Rayner et al. (2003, Fig. 12). Eine Abkühlung im östlichen Pazifik seit 1982 ist in den HadISST- und Kaplan-Daten am realistischsten wiedergegeben.

Schließlich gibt es den ERSST- (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature) Datensatz. Diese Daten liegen global in einem 2° x 2° Gitter seit 1854 vor (Smith & Reynolds 2002, 2003). Die Daten basieren auf dem COADS-Beobachtungsdaten (release 2) von 1854 bis 1997. Die Datenbedeckung der Südhemisphäre geht 1914 mit der Öffnung des Panamakanals und während des zweiten Weltkrieges sichtbar zurück. Datenarme Zeiträume sind daher 1914-1920 und 1940 bis 1945 (Rayner et al. 2003). Die Messdaten wurden mit der "Optimum-Interpolation" Methode von Reynolds und Smith (1994) sowie unter Verwendung von EOFs zu einem globalen Gitter interpoliert. Die Qualitätskontrolle liegt in diesem

Datensatz darin, zunächst Ausreißer zu entfernen, dabei aber natürliche Anomalien, z.B. jene der warmen Phase um 1878, die schlecht durch Beobachtungsdaten belegt sind, beizubehalten. In einem ersten Schritt wurden standardisierte Anomalien einzelner Beobachtungen mit denen einer größeren Region verglichen. Aus satellitengestützten Beobachtungsdaten wurden monatliche globale SSTs von 1982 bis 2000 zusammengestellt. Auf diesen Bezugszeitraum hin wurden Anomalien sowohl für hoch- als auch für niederfrequente Zeitreihenkomponenten ermittelt.

Verglichen mit den GISST-Daten sind die Werte der ERSST-Daten in den hohen Breiten niedriger. Differenzen im 30-jährigen Zeitraum 1961-1990 von $>1^{\circ}\text{C}$ sind südlich von Afrika, nahe Peru und im Benguela Strom auszumachen. In Bereichen mit einer geringen Eingangsdatendichte zeigen die GISST-Daten eine hohe Variabilität. Die besten Korrelationen mit den ERSST-Daten treten in den nördlichen Ozeanen und dem östlichen tropischen Pazifik auf.

Unterschiedliche Trends zeigen sich in den Kaplan-Anomalien und den GISST-Daten: Der Kaplan-Datensatz weist verstärkt negative Trends im östlichen Pazifik auf. Beide Datensätze zeigen die Erwärmung im östlichen Indik, südlich von Afrika und im Atlantik auf. Kaplan-Anomalien sind generell bis zur ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts etwas höher als die HadISST- und die ERSST-Daten. Die Ähnlichkeit der HadISST- und ERSST-Daten zeigt sich im Vergleich der Zeitkoeffizienten der global berechneten t-modalen Hauptkomponentenanalysen. So weisen die Zeitkoeffizienten der ersten beiden (aus vier) Hauptkomponenten für den Monat Januar einen Korrelationskoeffizienten von 0,93 bzw. von 0,92 auf. Die ERSST-Daten sind etwas stärker geglättet als die HadISSTs. Daher ist in diesem Datensatz weniger Rauschen enthalten, allerdings sind dadurch möglicherweise natürliche Variationen in datenarmen Regionen herausgefiltert worden. Die dominanten SST-Muster sind jedoch in beiden Datensätzen gleich.

Während erste Analysen sowohl mit den Kaplan-SST-Anomalien, den GISST- und ERSST-Daten durchgeführt wurden, basieren die im Folgenden vorgestellten Ergebnisse ausschließlich auf dem jüngsten HadISST1-Datensatz, da er bei hoher räumlicher Auflösung eine zuverlässige Datenquelle darstellt, wie oben bereits ausgeführt wurde.

4.4 Luftdruckdaten

Der globale Luftdruckdatensatz Global Mean Sea Level Pressure (GMSLP) liegt in einer räumlichen Auflösung von $5^\circ \times 5^\circ$ monatlich für den Zeitraum 1871 bis 1994 vor (Basnett & Parker 1997). Dieser Datensatz wurde in Zusammenarbeit des Meteorological Office von Großbritannien, dem Hadley Centre, CSIRO (Australien) und der NIWA (Neuseeland) entwickelt. Darauf aufbauend wurde der HadSLP-Datensatz erstellt, der bis zum Jahr 1998 reicht. Inzwischen liegt eine in der zeitlichen Dimension deutlich erweiterte Version HadSLP2 vor. Dieser Datensatz umfasst den Zeitraum 1850 bis 2004 und wird von Allan und Ansell (2006) ausführlich beschrieben.

Jede terrestrische Zeitreihe, die Eingang in den Datensatz gefunden hat, wurde qualitätskontrolliert - ebenso die marinen Beobachtungsdaten aus den ICOADS-Daten. Anschließend wurden die Luftdruckdaten räumlich mit der Reduced-Space Optimal Interpolation Methode zum Gitterfeld interpoliert.

Erste Analysen mit dem neuen Datensatz zeigen, dass im Winter der Luftdruck im südlichen Atlantik und in den mittleren Breiten des Indischen Ozeans, verglichen mit den HadSLP1- und ERA40-Daten, zu hoch erscheint (Allan & Ansell 2006). Die Korrelationen mit den vorherigen Datensätzen sind in der Nordhemisphäre deutlich höher als auf der Südhemisphäre.

Fehlerabschätzungen verdeutlichen die Unterschiede, die generell in den hohen südlichen Breiten und in datenarmen Regionen bestehen. Damit sind sowohl die südlichen Ozeane als auch die Luftdruckfelder über dem Hochland des südlichen Afrikas betroffen. Die Interpretation von Analysen in diesen Regionen muss entsprechend vorsichtig erfolgen, schließlich liegen für diese Räume nur relative wenige Messdaten vor (vgl. Abb. 4.4).

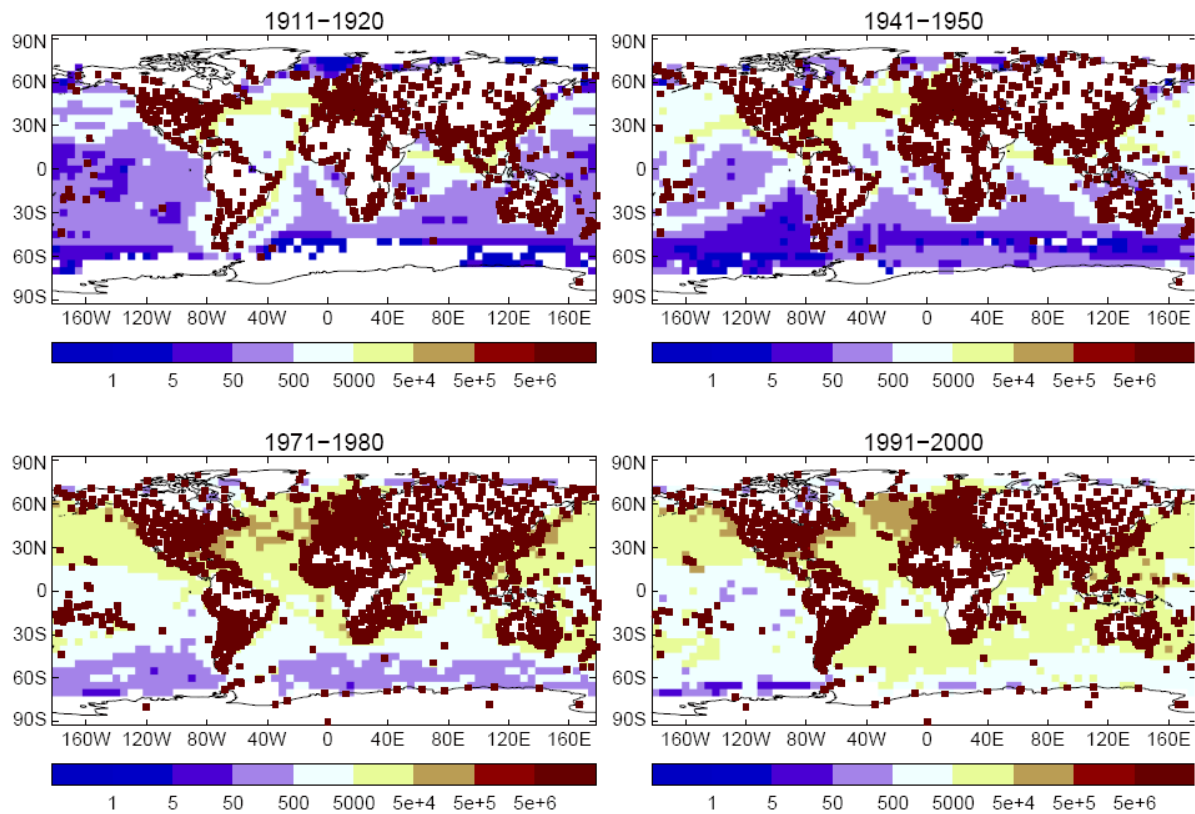


Abb. 4.4: Verteilung der terrestrischen (rote Quadrate) und marinen Messstationen im HadSLP2-Datensatz. Die Anzahl der marinen Messstationen an jedem Gitterpunkt ist für die Dekaden 1911-1920, 1941-1950, 1971-1980 und 1991-2000 angegeben. Die roten Quadrate geben die räumliche Lage der Stationen wieder, nicht die Anzahl an Beobachtungen (Allan & Ansell 2006, Fig. 1).

5 Die jüngere Klimaentwicklung im südlichen Afrika

Für das Verständnis gegenwärtiger und zukünftiger Klimaschwankungen ist es unerlässlich, sich Kenntnisse zur Klimavariabilität der Vergangenheit anzueignen. Nur im Lichte der Veränderlichkeit des Klimas auf ganz unterschiedlichen Zeitskalen ist es möglich, gegenwärtige Änderungen adäquat anzusprechen. Damit soll versucht werden, die Klimaschwankungen und -änderungen, die innerhalb des relativ kurzen Untersuchungszeitraumes von 1901 bis 2003 auftreten, einzuordnen in die Dynamik längerer Zeitskalen. Daher erfolgt zunächst eine Zusammenschau zur Klimaentwicklung im südhemisphärischen Afrika der jüngeren geologischen Vergangenheit. Hier werden nur die Grundzüge der Klimageschichte dargelegt, die sich in zahlreichen Publikationen im Detail nachvollziehen lassen (Goudie 1996, Lindesay 1998b, Gasse 2000, Tyson & Preston-Whyte 2000, Kap. 16, Thomas & Shaw 2002, Tyson et al. 2002a,b, Holmgren et al. 2003, Holmgren & Öberg 2006).

Nach dem Auseinanderbrechen des Superkontinentes Pangäa an der Grenze Jura / Kreide setzte nach der warmen Kreidezeit eine globale Abkühlung ein. Die Antarktis konnte sich in eine südpolare Lage bewegen; erst dann konnte sich im mittleren Tertiär dort eine Inlandvereisung entwickeln, und damit zu einer weiteren globalen Abkühlung beitragen, denn auch die Produktion von kaltem Tiefenwasser im Bereich der Antarktis konnte einsetzen. Schließlich bildete sich im Miozän ein Vorläufer des heutigen Benguelastromes aus. Damit war einer Aridisierung des südwestlichen Afrika Vorschub geleistet. Dagegen war der Osten des Subkontinentes bedingt durch den warmen Agulhasstrom schon im späten Tertiär feuchter und wärmer als der Westen (Lindesay 1998b). Die geologische Entwicklung der Benguela Auftriebswässer beschreiben Berger und Wefer (2002) sowie Diester-Haass et al. (2002) detailreich. Eine nennenswerte Menge an Staub aus der Namibwüste $11,2\text{Ma}^{12}$ deutet auf eine verstärkte Ausbildung des Auftriebssystems hin (Kastanja et al. 2006). Im späten Miozän konnte sich das Strömungssystem dann endgültig etablieren. Eine damit verbundene erhöhte organische Produktion lässt sich in Bohrkernen (ODP¹³ Site 1085, 1087 und DSDP¹⁴ Site 532) vor der Küste Namibias nachweisen. Verstärkte Akkumulationsraten von Opal, organischen und anorganischen Kohlenstoff, Phosphor und Barium lassen sich ebenso nachweisen. Bis 6,9Ma sind die Sedimentationsraten gering, was auf eine noch relativ geringe biologische Aktivität schließen lässt. Ein markanter Anstieg der Produktivität ist zwischen 6,7Ma und 6,5Ma erkennbar, diese ist allerdings bis 4,8Ma noch sehr

¹² Ma: Mega annus, Mega Jahre (1 000 000 Jahre) vor der Gegenwart

¹³ Ocean Drilling Program

¹⁴ Deep Sea Drilling Project

variabel. Die Zunahme organischer Produktion steht im Zusammenhang globaler Klimaänderungen: dem Aufbau der polaren Eisschilde, dem Abschluss des Isthmus von Panama, dem Beginn der Bildung des Nordatlantischen Tiefenwassers und des Messinian events im Mittelmeer (einer teilweisen bis vollständigen Austrocknung des Mittelmeeres); doch ist noch unklar, in wie weit sich diese Ereignisse in Ursachen und Konsequenzen der Ausbildung der Auftriebswässer vor der Küste Namibias einordnen lassen. Dabei ist auch eine räumliche Verlagerung der dominanten Auftriebszellen im Benguelastrom zu berücksichtigen. Die steht auch im Zusammenhang mit Meeresspiegelschwankungen, da submarine Schwellen den Verlauf des Benguelastromes, bzw. der Auftriebszellen beeinflussen können (Diester-Haass et al. 2002, Kastanja et al. 2006). Neben der Etablierung des Benguelastromes wirkte sich die tektonische Hebung des Subkontinents im Tertiär und Quartär unmittelbar auf das Klima aus: die Oberflächentemperaturen gingen zurück und an der Grenze Mio- / Pliozän erfolgte ein nennenswerter Umbruch, indem die Westküste kälter und trockener wurde, während sich im Osten tropische Verhältnisse etablieren konnten. Damit konnte sich der klimatische West-Ost-Gegensatz im südlichen Afrika ausbilden.

Bisher gibt es für die quartäre Klimaentwicklung im südlichen Afrika zahlreiche Regionalstudien, die aber noch kein einheitliches Bild ergeben. Es bleibt schwierig, ein kohärentes Bild zur Klimaentwicklung zu erlangen, da insbesondere die klimatische Interpretation der sedimentologischen, faunistischen und palynologischen Befunde weiterhin Schwierigkeiten bereitet. Daher kann der hier gegebene Überblick auch nicht über eine sehr grobe Zusammenfassung bisheriger Befunde hinausgehen.

Während der vorletzten Eiszeit vor 150 000 Jahren war es generell trockener und kälter als heute. Der Zeitraum vor 125 000 Jahren (Eem Interglazial) fällt in die wärmste Periode des Pleistozäns. Isotopische und sedimentologische Befunde deuten auf wärmere und feuchtere Bedingungen im Bereich der Südküste hin. Dagegen war es im Landesinnern Südafrikas, im Vergleich zu heute, trockener. Der immerfeuchte Regenwald konnte jedoch größere Areale einnehmen als heute. Auf Gough Island lag vor 120 000 Jahren der Meeresspiegel 4m über dem heutigen Niveau. Innerhalb dieses Interglazials gab es auch kühlere Perioden (Stadien¹⁵ 5d, 5b). Während der wärmeren Phasen (Stadien 5a, 5c) traten im zentralen Subkontinent vermehrt Niederschläge auf (Lindesay 1998b, S. 169f.).

¹⁵ Die 13 Isotop-Stufen der vergangenen 500 000 Jahre zeigen glaziale und interglaziale Bedingungen an. Die Nummerierung der Stufen beginnt mit rezenten Ablagerungen, also jenen der ersten Stufe. Gerade Zahlen beziehen sich dabei auf Glazial-, ungerade auf Interglazialzeiten.

Auf das Eem folgte eine trockenere Phase (110 000 bis 90 000y.a.¹⁶), die insbesondere im südlichen Afrika zur Ausbildung ausgedehnter Dünenfelder führte. Ein kurzer Kälteeinbruch ist 75 000BP dokumentiert (Tyson & Preston-Whyte 2000). In der Zwischenwarmzeit (80 000 bis 25 000BP¹⁷) waren die klimatischen Verhältnisse generell trockener und kühler, auch im tropischen Afrika. Trockene Phasen lassen sich mit den kühlen Heinrich Events H5 bis H2 in Zusammenhang bringen¹⁸. Der Zeitraum 51 000 bis 43 000BP war in Botsuana relativ warm und feucht, auch in der Namib gab es vermehrt Niederschläge (Lindesay 1998b, S. 170f., Gasse 2000, S. 192). Ursächlich dafür könnten höhere SSTs bzw. ein unterdrückter Kaltwasserauftrieb an der Westküste gewesen sein. Höhere Seespiegelstände und eine ausgedehnte Vegetationsdecke in der Kalahari lassen auf feuchtere Verhältnisse im Zeitraum 40 000 - 30 000BP schließen. Diese betrafen auch das Gebiet der Namib. Lancaster (2001) kommt dagegen zu dem Schluss, dass die Namib wahrscheinlich während des gesamten Quartärs, sicher aber seit 26 000 Jahren, sehr trocken war, feuchtere Verhältnisse, die sich in erhöhten Abflussraten zeigen, sieht er in den Hochlagen östlich der Namib. Runges (2001) Untersuchungen für Zentralafrika deuten auf semiaride Verhältnisse mit Savannenvegetation im östlichen Kongobecken zwischen 36 000BP und 28 000BP hin. Es war offenbar kälter als heute, wenn auch noch nicht so kalt wie im folgenden Hochglazial. Im Nordosten von Südafrika war es vor 30 000 Jahren ebenso kälter als heute jedoch auch feuchter, mit einer Graslandbedeckung und einzelnen *Podocarpus* (Steineibe) Wäldern. Im nördlichen Botsuana herrschte zwischen 28 000 - 25 000BP größere Trockenheit; eine ausgedehnte Dünenaktivität deutet auf wüstenhafte Verhältnisse hin.

5.1 Die Klimaentwicklung seit dem letzten Hochglazial

Der Zeitraum der letzten 25 000 Jahre wird in seiner klimatischen Entwicklung von Holmgren et al. (2003) auf der Basis von Isotopendaten aus Stalagmiten nachvollzogen. Feuchtere Perioden im südlichen Afrika gab es 25 000 bis 23 000BP und 15 000 bis 13 000BP (Street-Perrott et al. 1985, in: Goudie 1996, S. 54, Lindesay

¹⁶ y.a.: „real“ years ago

¹⁷ Das konventionelle Radiokarbonalter wird in BP (Before Present = Jahren vor heute, bezogen auf das Jahr 1950) angegeben. Häufig findet man auch als Altersangabe „ka BP“ (= kiloannum Before Present; tausend Jahre vor heute) und zahlreiche andere Angaben. Um den Lesefluss nicht noch stärker zu strapazieren, werden die folgenden Altersangaben in BP angegeben bzw. umgerechnet, auch wenn in der zitierten Quelle eine andere Altersangabe gegeben wird.

¹⁸ Das Alter der Heinrich-Events (H1 - H6) in der letzten Eiszeit lässt sich nach Bond et al. (1993) wie folgt darstellen: H1: 14,5 - 13,5ka; H2: 22-19ka; H3: 27ka; H4: 35,5ka; H5: 52ka; H6: 69ka.

1998b, S. 174). Das jüngste glaziale Maximum (Last Glacial Maximum, LGM) lässt sich auf etwa 20 000BP datieren (Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 312). Einen Überblick über die klimatischen Verhältnisse im südhemisphärischen Afrika des LGM geben Partridge et al. (1999, Fig. 1, S. 208). Aus Abbildung 5.1 wird der generelle Niederschlagsrückgang im letzten Hochglazial deutlich. Große Dünenfelder wurden mobilisiert; die Kalahari konnte ihre wüstenhaften Flächen erheblich – bis in das südliche Kongobecken – ausdehnen. Diese „Mega-Kalahari“ nahm eine Fläche von 2,5 Mio. km² ein (Runge 2001, S. 59f.). - In den Hochlagen Südafrikas konnte sich Permafrost ausbilden, möglicherweise waren diese Areale auch eisbedeckt. Im Pleistozän war die Vereisung der afrikanischen Hochgebirge, die heute nur noch bei etwa 10km² liegt, auf 800km² ausgedehnt (Hastenrath 1984, in: Goudie 1996, S. 55). Dort erreichte die Temperaturabsenkung bis zu 10K. Es lassen sich mehrere Vorstoß- und Rückschmelzphasen ausgliedern, die auf eine entsprechende Klimavariabilität rückschließen lassen. Eine weitere großräumige Eisbedeckung kann für das Hochland von Äthiopien rekonstruiert werden. Während in den Gebirgen der Sahara (z.B. dem Tibesti) kleinere Vergletscherungen wahrscheinlich sind, ist dies für das südliche Afrika weiterhin sehr fraglich und Spekulationen beschränken sich auf die Hochlagen des westlichen Kaps.

Insgesamt war der Niederschlag, dies zeigen Rekonstruktionen von Seespiegelständen, im letzten Glazial über dem gesamten Subkontinent erheblich niedriger als heute und erreichte stellenweise, z.B. in der Kalahari, nur 40% des heutigen Wertes (Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 310). Die Seespiegelstände der meisten nordafrikanischen Seen lagen im LGM relativ niedrig, Deflation war weitläufig verbreitet. Eine Ausnahme bildet der Malawisee, der zwischen 32 500BP und 11 500BP einen relativen Hochstand aufwies, dagegen lag der Spiegel des Tanganyikasees mindestens 300m unter dem heutigen Niveau (Gasse 2000). Tiefe Seespiegelstände in den ostafrikanischen Seen sind erst gegen Ende des LGM erkennbar. Der Viktoriasee war ganz oder zumindest zu einem großen Teil ausgetrocknet; dies ist möglich, da der Viktoriasee zwar eine große Ausdehnung (69 000km²) hat, aber insgesamt mit etwa 40m Tiefe, maximal 80m, relativ flach ist. Eine erste Austrocknungsphase dauerte wahrscheinlich von 18 000BP bis 17 000BP eine zweite von 15 900BP bis 14 200BP (Stager et al. 2002).

Generell herrschten im südlichen Afrika im LGM die trockensten Bedingungen während der letzten 30 000 Jahre (Partridge et al. 1999). Dies belegen nicht nur Seespiegelstände; insbesondere aus der Dünenaktivität kann auf die trockenen Verhältnisse geschlossen werden. In der Kalahari gab es einen raschen Wechsel von trockeneren und feuchteren Phasen, die sich auch lokal stark unterscheiden. Der trockenste Bereich lag im nördlichen Botsuana, im südlichen Angola und in Sambia.

Dort betrug der Jahresniederschlag nur 20% des heutigen Wertes. Offenbar war ein viel stärker antizyklonales Klimaregime ausgebildet. Allerdings lässt eine ^{18}O -Anreicherung im Stampriet Aquifer (Namibia) auf einen im Gegensatz zu heute verstärkten Feuchteintrag aus dem Atlantik schließen, was eine äquatorwärtige Verlagerung der Westwindssysteme impliziert (Partridge et al. 1999, Gasse 2000).

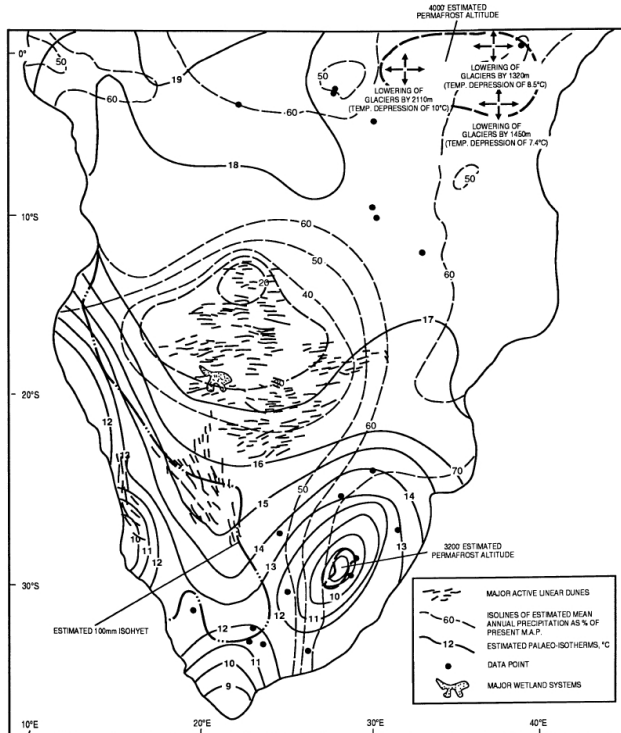


Abb. 5.1: Paläoklimatische Rekonstruktion für das südhemisphärische Afrika im letzten Hochglazial (21 000 – 18 000BP) (Partridge et al. 1999, Fig. 1, S. 208).

Das LGM war die kälteste Phase im späten Pleistozän und Holozän mit Lufttemperaturen bis zu 5K unter dem heutigen Temperaturniveau (Partridge et al. 1999, Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 313). Runge (2001) stellt die quartäre Klima- und Landschaftsentwicklung im tropischen Afrika dar. Der Niederschlag im Kongobecken lag im Hochglazial bei 1000mm (bei heutigen 2000 bis 2400mm) mit einer jahreszeitlich bedingten Trockenzeit, die sich in einer verstärkten Erosion verdeutlicht. Der Regenwald wurde während des LGM in seiner Ausdehnung erheblich zurückgedrängt und durch eine Savannenvegetation ersetzt. In vereinzelt „core areas“ konnte sich die Regenwaldvegetation allerdings halten¹⁹. Während die Temperaturabsenkung in diesem Raum wahrscheinlich nur bei 1-2K

¹⁹ Diese zahlreichen isolierten Regenwaldinseln ermöglichten eine rasche Ausbreitung nach dem LGM. Zwischen 13 800BP und 13 500BP konnte sich unter warm-feuchten Bedingungen der Regenwald in Zentralafrika erneut ausbreiten, bis vor 12 000 Jahren dort das heutige Temperaturniveau erreicht wurde.

lag, reduzierten sich die Niederschläge um bis zu 60% (Partridge et al. 1999, Runge 2001). Die maximale Aridität wurde kurz nach dem Hochglazial erreicht.

Die ersten Hinweise auf die Enteisungsphase aus dem tropischen Afrika liegen 17 000BP vor und damit deutlich früher als die entsprechenden Hinweise aus der nordatlantischen Region²⁰. Damals setzte eine rasche Erwärmung ein. Im südlichen Afrika traten die feuchteren postglazialen Verhältnisse später als im Norden ein. Im tropischen Afrika ist eine maximal ausgeprägte Aridität während der Phasen anwachsender Eismassen, die den wärmeren Substadien folgen, dokumentiert. Enteisungsphasen fallen dagegen mit feuchteren Bedingungen zusammen. Die erhöhte Aridität hängt wahrscheinlich auch mit abgesenkten Meeresoberflächentemperaturen zusammen. Im tropischen Atlantik lagen die SSTs (14 000-10 000BP) um 4-6K unter dem heutigen Niveau, vor der Küste des südlichen Angola lagen sie 3-4K niedriger: Damit blieb auch die Namib äußerst trocken. Im Indischen Ozean lagen die SSTs in vergleichbarer Breitenlage 2,5K unter den heutigen Werten (Gasse 2000). Im Anschluss an das Hochglazial stieg auch der Meeresspiegel mit dem Rückschmelzen der Eismassen deutlich früher als auf der Nordhemisphäre an. Damit vollzog sich ein Übergang von trockenen zu etwas feuchteren und wärmeren Verhältnissen. Diese Temperaturzunahme lässt sich auf der gesamten Südhemisphäre beobachten und korreliert mit einem deutlichen Methan-Anstieg in den antarktischen Byrd- und Vostok-Eisbohrkernen. Nördlich von 10°S setzte ziemlich rasch eine Temperatur- und Feuchtezunahme 15 000BP und 11 500BP ein, damit zeitgleich mit dem Einsetzen der Bölling-Alleröd Zeit und dem Präboreal auf der Nordhemisphäre (Gasse 2000). Damals füllte sich der weitgehend ausgetrocknete Viktoriasee wieder – ein Zeichen für feuchtere Verhältnisse. Während der Seespiegel des Kivusees 12 000BP um 310m absinkt, begann der geschlossene See 10 500 bis 9 500BP überzulaufen. So gab es einen weiteren starken Seespiegelanstieg im tropischen Afrika vor 9 000 Jahren (Gasse 2000, Runge 2001).

Auf Unsicherheit in der Interpretation bisheriger Befunde zur Klimageschichte der mittleren Kalahari weisen Thomas und Shaw (2002, S. 791) hin: So ist es bislang unklar, ob es vor 14 000 – 16 000 Jahren dort trockener oder feuchter war.

²⁰ Die postglaziale Erwärmung begann in der Antarktis etwa um 3 000 Jahre vor der nordhemisphärischen. Als mögliche Ursache für den Zeitversatz in den Warm- und Kaltphasen der jeweiligen Hemisphären werden Änderungen der atlantischen Ozeanzirkulation angeführt (Blunier & Brook 2001).

Für das südliche Afrika wird von einer Abkühlung während der jüngeren Dryas²¹ (12 000BP-11 000BP) berichtet, welche die generelle Klimaverbesserung unterbrach (Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 313, Heine 2004b). Das Klima Südafrikas blieb weiterhin trotz Temperaturzunahme etwas kühler als heute, bis sich im Altithermal (7 000BP) die höchsten Temperaturen seit dem Eem mit mehr als 2K über dem heutigen Niveau einstellten. Damit war auch eine stellenweise Zunahme des Niederschlages verbunden (Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 313). 10-20% über den heutigen Jahressummen lagen die Niederschläge in der westlichen Kalahari, dem östlichen Namibia und Teilen von Tansania bis einschließlich Sambia (vgl. Abb. 5.2). Das Zentrum sommerlicher Konvektivniederschläge hatte sich offenbar nach Westen verlagert (Partridge et al. 1999).

Zwischen 8 000BP und 4 000BP wurde das Temperaturmaximum in der südlichen Kapregion und den östlichen Teil Südafrikas bei gleichzeitig verminderten Niederschlägen erreicht. Feuchtere Verhältnisse herrschten im Bereich der Kalahari und des östlichen Kaps. Auffällig ist jedoch eine Mobilisierung der Dünengebiete in der nördlichen Namib im Altithermal. Die Niederschläge waren im nördlichen Namibia, der östlichen Kalahari in Transvaal und dem südlichen Simbabwe um 10-20% gegenüber den heutigen Verhältnissen reduziert. Die zentrale Namib blieb seit dem späten Pleistozän extrem arid. Es lassen sich weder die Jüngere Dryas noch andere Fluktuationen im Niederschlag erkennen. Änderungen im hydrologischen System der Namib lassen sich auf die Niederschlagsvariabilität im Gebiet östlich der Großen Randstufe zurückführen. Die generelle klimatische Stabilität zeigt sich in Gipskrusten (Partridge et al. 1999, Lancaster 2002, Thomas & Shaw 2002).

²¹ Die Dryas-Zeit bezeichnet einen nordhemisphärischen Kälterückfall nach dem Einsetzen der postglazialen Erwärmung. Für die Südhemisphäre gibt es analoge Kälterückfälle, die bisweilen mit der Dryas synchronisiert bzw. als Antarctic Cold Reversals (ACR) von dieser unterschieden werden. Von der Älteren Dryas zur Bölling/Alleröd-Zeit 14 500BP, erfolgte eine rasche Temperaturzunahme und nachfolgend ein Kälteeinbruch (Jüngere Dryas, 11 500BP). Die Eisbohrkerne der Antarktis dokumentieren eine Erwärmung zwischen 16 - 14 000BP und ein ACR 13 - 11 500BP (Jouzel et al. 1995).

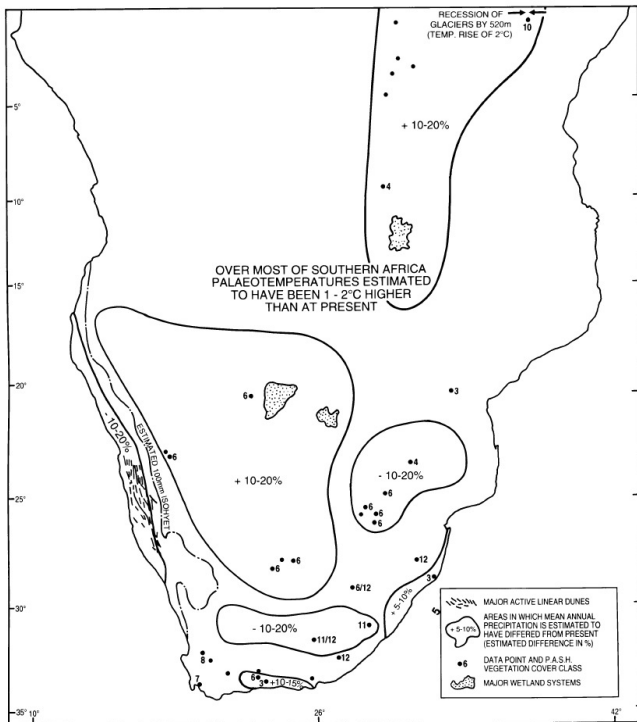


Abb. 5.2: Paläoklimatische Rekonstruktion für das südhemisphärische Afrika im holozänen Altithermal (7 000BP) (Partridge et al. 1999, Fig. 3, S. 211).

Nash et al. (2006) stellen paläoökologische Befunde aus dem Okavango Delta vor. Dabei können sie eine Feuchteperiode bzw. eine Zeit verstärkter Wasserführung um 9 000BP auf der Basis verstärkter Akkumulation organischen Materials in der Flussaue nachweisen. Eine trockenere Periode kann auf 7 000BP bis 4 000BP, unterbrochen von einer kurzen feuchteren Phase um 6 000BP, datiert werden. Seit 4 000BP verstärkten sich wieder feuchtere Phasen bis 2 300BP bis 1 000BP die feuchtesten Jahre nachgewiesen werden konnten. Hernach haben sich die klimatischen Bedingungen den heutigen angenähert.

Um 5 000BP ist das Klimaoptimum bereits überschritten und es setzt ein Austrocknen zahlreicher zentralafrikanischer Seen ein, verbunden mit einem generellen Temperaturrückgang. Die abnehmenden Niederschläge schränken die Ausbreitung des Regenwalds im tropischen Afrika ein; zudem macht sich ab 3 000BP der anthropogene Einfluss durch Rodungen bemerkbar (Runge 2001).

Kontinuierliche Zeitreihen über die Klimaentwicklung der letzten Jahrtausende liegen aus Höhlen der südlichen Kap Provinz vor. Die thermischen Fluktuationen in diesem Zeitraum liegen bei 2K und erreichen damit nicht mehr die Variabilität des frühen und mittleren Quartärs. Um 4 000BP gab es dann wieder eine Phase erhöhter Temperaturen, ebenso, wenn auch deutlich kürzer, um 2 400BP und wieder 500BP. Zwischen 3 100BP und 2 570BP trat eine relativ kühle Periode, das sog. Neoglazial,

auf. Darauf folgte eine ziemlich rasche Erwärmung. Trotzdem hielt der allgemeine Abkühlungstrend nach dem globalen Klimaoptimum bis in das 18. Jahrhundert an. Seither deuten die Befunde auf eine Aridisierung hin. Innerhalb dieses Trends gab es kältere Perioden 2 800BP, 300BP und die sog. Kleine Eiszeit (1450 - 1850).

Eine markante Wärmeperiode erstreckte sich bis in die erste Hälfte des ersten nachchristlichen Jahrhunderts: "the most prolonged and consistently warm period in the last three millennia was from 40 to 440 AD" (Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 317). Das mittelalterliche Wärmoptimum ist für den Zeitraum von 900 bis 1300 auch im südlichen Afrika dokumentiert und wurde durch kurze kältere Phasen unterbrochen. In der mittelalterlichen Warmzeit lag die Temperatur bis zu 3K über den heutigen Werten und erreichte damit die höchsten Temperaturwerte der vergangenen 6000 Jahre (Tyson et al. 2000). Die täglichen Maximaltemperaturen lagen, nach Rekonstruktionen aus Daten der Cold Air Cave, um bis zu 4K über dem aktuellen Durchschnitt. Diese Phase korrespondiert mit einer maximalen Solaraktivität, die hierfür ursächlich sein könnte. Allerdings war diese Wärmeperiode räumlich nicht so ausgebreitet wie die spätere Kleine Eiszeit (Tyson et al. 2000).

Die weitere klimatische Entwicklung für Ostafrika findet sich bei Holmgren und Ödberg (2006, S. 189f.) beschrieben. Dabei wird deutlich, dass die klimatische Entwicklung in Ostafrika oft gegenläufig zu den Trends in Südafrika erfolgte. Dies kann auf ENSO-Einflüsse zurückgeführt werden, da während eines El Niño generell Trockenheit in Südafrika vorherrscht, während in Ostafrika erhöhte Niederschläge auftreten (Nicholson 2000).

Detaillierte paläoklimatische Daten liegen aus der Limpopo Provinz im nordöstlichen Südafrika vor. Die Daten entstammen Stalagmiten, die eine zeitliche Auflösung von etwa 10 Jahren für die vergangenen 1000 Jahre ermöglichen. Die Wachstumsschichten der Stalagmiten lassen sich anhand ihrer Farbe direkt mit der mittleren Jahrestemperatur korrelieren. Eine dunkle Koloration resultiert aus einer vermehrten Beimengung organischer Bodensubstanzen und weist daher auf erhöhte Temperaturen und zusammen mit angereicherten $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$ auf feuchtere Verhältnisse hin. Im umgekehrten Fall lässt sich auf kältere und trockenere Verhältnisse schließen. In den Sauerstoffisotopkurven deuten hohe Werte auf wärmere und feuchtere Klimate hin, niedrige auf trockene und kalte.

Abbildung 5.3 illustriert die klimatischen Verhältnisse während der vergangenen 2000 Jahre, auf der Basis von Daten der Cold Air Cave (Makapansgat Valley; 30km SW von Pietersburg bzw. Polokwane, Südafrika) (vgl. Holmgren et al. 1999, 2001, 2003, Tyson et al. 2000, Holmgren & Öberg 2006). Eine sehr ausgeprägte feuchte

Warmphase ist um 1500 erkennbar, im ersten Drittel des 19. Jahrhunderts eine weitere, wenn auch nicht so markant. Diese Zeiten erhöhter Mitteltemperaturen wurden von einer langen Periode mit relativ kühlen und trockenen Verhältnissen unterbrochen.

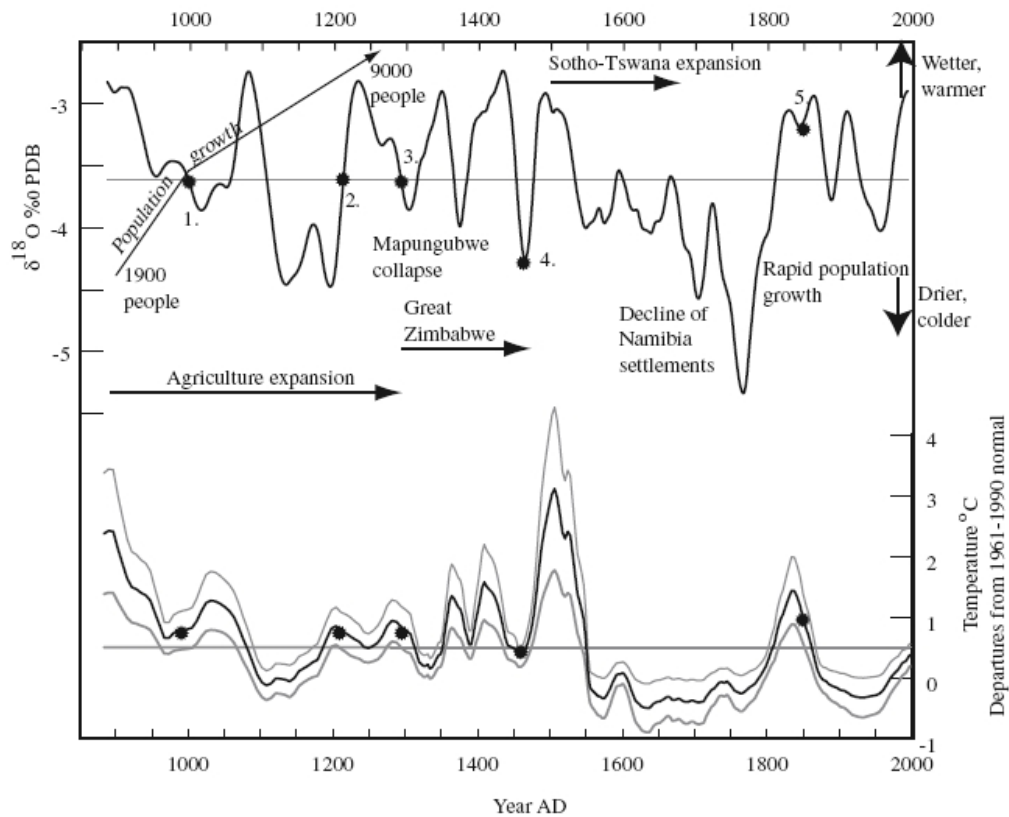


Abb. 5.3: Zeitreihen aus Analysen von Stalagmiten aus der Cold Air Höhle, Makapansgat Valley (Südafrika) ergänzt um historische Informationen. Die obere Zeitreihe zeigt die $\delta^{18}\text{O}$ Variationen (bezogen auf den Standardwert PDB, PeeDee Belemnite), die relative Änderungen in Temperatur und Feuchte widerspiegeln. Die unteren Zeitreihen geben Temperaturanomalien (mit den entsprechenden Unsicherheiten) bezogen auf den Referenzzeitraum 1961 bis 1990 wieder. Diese basieren auf Farbänderungen in den Stalagmiten und deren Korrelationen mit der Temperatur (Holmgren & Öberg 2006, S. 188, Fig. 2).

5.2 Die Klimaentwicklung in historischer Zeit

Im folgenden Abschnitt wird die Klimaentwicklung bis in das zweite Drittel des 19. Jahrhunderts knapp umrissen. Die darauf folgenden Jahre sind eigentlicher Gegenstand der gesamten weiteren Arbeit und werden in den kommenden Kapiteln ausführlich diskutiert.

Über die Klimaentwicklung im südlichen Afrika während der letzten Jahrhunderte ist, verglichen mit den historischen Kenntnissen für Europa, recht wenig bekannt²². Selbst seit Mitte des 17. Jahrhunderts, als die Europäer sich dauerhaft dort niederließen, ist die Dokumentation über das klimatische Geschehen äußerst lückenhaft²³. Die ersten kontinuierlich betriebenen Wetterstationen wurden erst in den frühen 1840er Jahren eingerichtet, fast ausschließlich im Gebiet der heutigen Republik Südafrika. Erst Anfang des 20. Jahrhunderts gab es eine nennenswerte Anzahl an Stationen im zentralen und nördlichen Südafrika. Kontinuierliche und verlässliche Klimaaufzeichnungen im tropischen Zentralafrika begannen noch erheblich später (vgl. Kap. 4, Lindesay 1998b, S. 186).

Insgesamt liegen originale Klimadaten meist nur äußerst lücken- und fehlerhaft vor. Daher werden in zahlreichen Arbeiten ergänzend auch Proxydaten und geschichtliche Quellen zur Rekonstruktion des Klimas herangezogen. Will man das analytische Instrumentarium, das für rezente Datensätze zur Verfügung steht, für die Untersuchung längerfristiger Klimaänderungen einsetzen, ist man auf relativ kurze Zeiträume angewiesen, die mit entsprechenden Datensätzen abgedeckt werden können. Für das südliche Afrika umfassen diese meist nur 100-130 Jahre. Für die Dokumentation der historischen Klimaentwicklung sind daher Proxydaten von großer Bedeutung. Diese liegen in rekonstruierten Seespiegeln, dem Abflussverhalten verschiedener Flüsse, Baumringen, Ernteerträgen und historischen Dokumenten vor. Eine wichtige Rolle bei der Rekonstruktion von SST-Daten spielen Korallen. Aus diesem Klimaarchiv lassen sich selbst monatlich aufgelöste SSTs rekonstruieren. Gagan et al. (2000), Cole (2003) sowie Felis und Pätzold (2003) beschreiben in ihren Überblicken die wesentlichen Daten und Methoden. Die zeitliche Auflösung von Korallen-Sauerstoffisotopenzeitreihen liegt je nach Bohrkern bei vier, sechs oder 12 Werten pro Jahr. Allerdings zeigt sich bei Korallenzeitreihen ein „Altersfehler von etwa 1-2 (bei monatlicher Auflösung) bzw. etwa 2-3 Monaten (bei 2-monatlicher Auflösung)“ (pers. Mittl., Felis 2003). Die Korrelationen der Korallenzeitreihen mit den SSTs können negativ sein, wenn eine starke Durchmischung der Wassermassen

²² Eine Übersicht findet sich bei Nicholson (1989, 1996b, 2000), bzw. für Ostafrika (1996a).

²³ Erst ab 1652 wurde Südafrika von europäischer Bevölkerung besiedelt, ab 1657 dauerhaft.

durch Stürme kaltes Wasser nach oben befördert, und gleichzeitig Nährstoffe für die Korallen liefert. Dann geht ein erhöhtes Wachstum mit niedrigen SSTs einher. Ansonsten sind Korallenzeitreihen mit SSTs meist positiv korreliert.

Zur Bestimmung von Paläotemperaturen sind die Skelette von *Porites Lutea* (einer Bergkoralle aus der Familie der Poritidae) auf Grund ihres raschen Wachstums von etwa 1cm pro Jahr besonders geeignet (Felis & Pätzold 2003). Verschiedene Isotopenverhältnisse lassen sich heranziehen, um Proxydaten der Paläoumwelt zu gewinnen²⁴. Cohen et al. (2002) sowie Schrag und Linsley (2002) weisen auf die Probleme bei der Bestimmung von Isotopen aus Korallen als Paläothermometer hin. Sowohl lebende als auch fossile Korallen werden herangezogen. Die meisten Untersuchungen an Korallen liegen für den Pazifik vor. Für den südafrikanischen Raum unmittelbar relevant sind die Zeitreihen aus dem Indischen Ozean; aus Malindi (Kenia, 3°S 40°E), die jährlich aufgelöst zwischen 1801 und 1995 vorliegen (Cole et al. 2000) und aus Mahe (Seychellen 4°36.97'S, 55°E), die den Zeitraum von 1846 bis 1995 monatlich aufgelöst abdecken (Charles et al. 1997).

Insgesamt bieten Korallendaten einen sehr guten Indikator für die SST-Variabilität, auch wenn eine absolute Bestimmung der SSTs schwierig bleibt (Felis & Pätzold 2003). Neben der Betrachtung einzelner Zeitreihen kann ein großräumiges Mittel, die Änderungen der tropischen SSTs verdeutlichen. Wilson et al. (2006) ziehen hierzu 14 verschiedene Korallenzeitreihen aus dem Indischen und Pazifischen Ozean heran. Auf dieser Basis rekonstruieren sie die tropischen SSTs zwischen 30°N und 30°S. Die Rekonstruktion kann dabei 57% der SST-Varianz erklären. Deutlich wird

²⁴ Ein niedrigeres $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis geht mit ansteigenden SSTs einher. Die Wassertemperatur beeinflusst den Einbau der verschiedenen Isotope in das Kalkskelett. Bei höheren Wassertemperaturen wird bevorzugt das leichtere Sauerstoffisotop ^{16}O eingebaut. Die Analyse der Änderungen der Konzentration lassen auf die Wassertemperatur zur Zeit der Skelettbildung zurück schließen. Dabei wird eine Temperaturabhängigkeit von 0,18‰ pro 1°C unterstellt (Gagan et al. 1994 zitiert in Felis et al. 2003, S. 13). Die Messungen werden an dem aus den Proben gewonnenen Aragonitpuder durchgeführt. Mit Hilfe der aufwendigen Thermischen-Ionen-Massenspektrometrie (TIMS) oder induktiv gekoppelter Plasma-Atom-Emissions-Spektroskopie (ICP-AES) lässt sich das Sr/Ca Verhältnis sehr genau bestimmen. Gleichzeitig lassen sich dadurch die Nachteile der Sauerstoffmethode ausgleichen. Ein Problem der O-Verhältnisse liegt in der Abhängigkeit des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses von der Temperatur, dem Salzgehalt und gleichzeitig dem $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnis des umgebenden Meerwassers (Gagan et al. 2000). Insgesamt lässt sich eine inverse lineare Beziehung zwischen Sr/Ca und den SSTs herstellen. Eine Kalibrierung des Sr/Ca-Verhältnisses als Paläothermometer ist allerdings weiterhin schwierig, da die biologische Aktivität einen erheblichen Anteil an der Sr-Aufnahme der Korallen hat (Cole 2003). Insgesamt lässt sich die Temperatur erst durch den Einsatz der TIMS mit einer (theoretischen) Genauigkeit von 0,05°C rekonstruieren (Gagan et al. 2000, S. 51). Weitere Spurenelemente, wie das U/Ca oder das Mg/Ca Verhältnis lassen sich neben dem $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältniss als Paläothermometer heranziehen (Gagan et al. 2000, Cole 2003).

an diesen Zeitreihen, dass das späte 20. Jahrhundert die wärmste Periode in den vergangenen 250 Jahren ist. Die kälteste Periode lag im frühen 19. Jahrhundert.

Dendrochronologische Ergebnisse können Niederschlagsvariationen gut widerspiegeln. Eine baumringbasierte Chronologie konnte für die Sommerregengebiete aus *Podocarpus falcatus* (seit 1300) und für die Winterregengebiete aus *Widdringtonia cedarbergensis* (seit 1550) gewonnen werden (Tyson 1986, Tyson et al. 2002a). Dabei ist ein überdurchschnittliches Wachstum im 17. und frühen 18. Jahrhundert erkennbar. In den 1820er Jahren bis in die 1870er Jahre herrschten im Winterregengebiet schlechte Wachstumsbedingungen für die untersuchten Bäume, die sich dann zwischen 1874 und 1902 deutlich verbesserten (Nicholson 1996b). Untersuchungen aus Natal (Südafrika) seit 1300 zeigen geringe Wachstumsbreiten bis etwa 1560, dann wieder zwischen 1860 und 1930. Dies kann als Hinweis auf ungünstigere Wachstumsbedingungen, also „extremere“ Klimaverhältnisse interpretiert werden.

Eine lang andauernde kühle Periode im südlichen Afrika lässt sich mit der Kleinen Eiszeit (1450-1850) der Nordhemisphäre parallelisieren. Sie trat relativ abrupt mit starken Temperaturschwankungen zu Beginn der Periode ein. Damals lagen die Temperaturen etwa 1K unterhalb des heutigen Niveaus, die SSTs waren ebenso verringert und es war generell trockener, auch wenn es verstärkte Überflutungen gab. Die Kleine Eiszeit zeigte sich zuerst in den Sommerregengebieten und erst etwa 60 Jahre später in den Winterregengebieten. Das Ende der Kleinen Eiszeit wurde daher zuerst im Norden erreicht und zog sich dann sukzessive nach Süden (Tyson et al. 2000, Lee-Thorp et al. 2001, Holmgren & Öberg 2006).

Während aus dem tropischen Afrika und aus Ostafrika Seespiegelstände von 100m über dem heutigen Niveau einen veränderten hydrologischen Kreislauf während der Kleinen Eiszeit anzeigen, sind für das südliche Afrika kaum vergleichbare Daten vorhanden. Holozäne „slack water deposits“ in Namibia werden als Ablagerungen extremer Flutereignisse interpretiert (zu gegenteiligen Befunden, die darin an aridere Verhältnisse gekoppelte „Flutauslaufsedimente“ sehen: Heine 2004a, S. 158f.). Die jüngste Ablagerungsphase konnte auf die Kleine Eiszeit datiert werden. Die größten Überflutungen in diesem Zeitraum übertreffen jene aus den letzten 150 Jahren beträchtlich. In der Kleinen Eiszeit kam es zu einer veränderten Geodynamik: Geomorphologische Befunde aus der nördlichen Namib zeigen eine erhöhte Aridität zwischen 1640 und 1800 (Vogel & Rust 1990). Allerdings lassen die Befunde keine Aussage darüber zu, ob die jährliche Niederschlagsmenge angestiegen ist oder sich nur die Intensität verändert hat. Überflutungen waren während der Kleinen Eiszeit insbesondere in der nordwestlichen Namib häufiger und

intensiver als in der zentralen Namib. Ursächlich für solche Ereignisse sind extreme Niederschläge in den Flussoberläufen. Für die erhöhten Niederschläge in der nord-westlichen Namib könnte eine Verlagerung der TTT-Systeme verantwortlich sein, die durch eine Südverlagerung der Angola-Benguela Front eingeleitet wurde (Heine 2004a, S. 161f., 2004b, S. 545).

Im 16. bis 18. Jahrhundert waren die hygrischen Verhältnisse im südlichen Afrika deutlich feuchter. Auch für Ostafrika sind 1700AD höhere Niederschläge dokumentiert (Verschuren et al. 2000). Die erste Hälfte des 18. Jahrhunderts war generell klimatisch ungünstig, kalt und trocken. Diese Periode ist durch Hungersnöte und Kriege gekennzeichnet (Holmgren & Ödberg 2006, S. 189). Auf der Basis von Seespiegelständen illustriert Nicholson (1996b, 1999, 2001a) den Übergang vom späten 18. in das frühe 19. Jahrhundert, der klimatologisch besonders hervorsticht. Es erfolgte ein ausgeprägter Niederschlagsrückgang im subtropischen Afrika. Die trockeneren Verhältnisse dauerten bis in die ersten Dekaden des 19. Jahrhunderts an. Die Temperaturen in Südafrika lagen erkennbar unter den heutigen. Schriftliche und mündliche Überlieferungen belegen zusätzlich die ausgedehnte Trockenheit im frühen 19. Jahrhundert (Nicholson 1996b). Aufzeichnungen zu klimatischen Extremereignissen, insbesondere Dürren, liegen beispielsweise in Tagebüchern von Missionaren für das südliche Afrika vor (Miller 1982, Vogel 1989, Nicholson 1996a,b, Enfield & Nash 2002a,b, Nash & Enfield 2002, Kelso & Vogel 2007). Daraus lassen sich relative Aussagen über den Witterungsverlauf in einer bestimmten Region gewinnen. Enfield und Nash (2002a,b) ziehen über 1850 Berichte aus 20 Missionsstationen seit 1816 heran, um den Klimaverlauf der Kalahari nachzuvollziehen. Diese Aufzeichnungsdaten werden in fünf Klassen von „sehr feucht“ bis „sehr trocken“ eingeteilt. Im zentralen südlichen Afrika lassen sich folgende Dürreperioden ausmachen: 1820-27, 1831-35, 1844-51, 1857-65, 1877-86 und 1894-99. Vergleiche mit Messdaten für 1883-1900 zeigen ein hohes Maß an Übereinstimmung mit den auf der Basis von Proxydaten gewonnenen Bestimmungen von Trocken- und Feuchtphasen. Vogel (1989) stellt feuchte und trockene Phasen für Südafrika zwischen 1820 bis 1900 vor, die im Wesentlichen mit den oben genannten Jahren übereinstimmen. Im Raum von Simbabwe kann die Dürrephase Ende der 1850er bis Ende der 1860er Jahre ebenfalls nachgewiesen werden (Therrell et al. 2006).

Die ausgeprägten Dürren in den 1820er und 1830er Jahren fallen mit dem Ende der Kleinen Eiszeit zusammen. Seespiegelangaben zeigen entsprechend trockenere Verhältnisse an, die in Abbildung 5.4 als negative Niederschlagsanomalien kenntlich gemacht sind. Im östlichen Südafrika waren die Niederschlagsverhältnisse allerdings günstiger. Ansonsten traten erst in der Mitte und den letzten Dekaden des 19. Jahr-

hunderts bessere Niederschlagsbedingungen auf, die sich in gestiegenen Seespiegelständen ausdrücken (Nicholson 1996b, 1999, 2001).

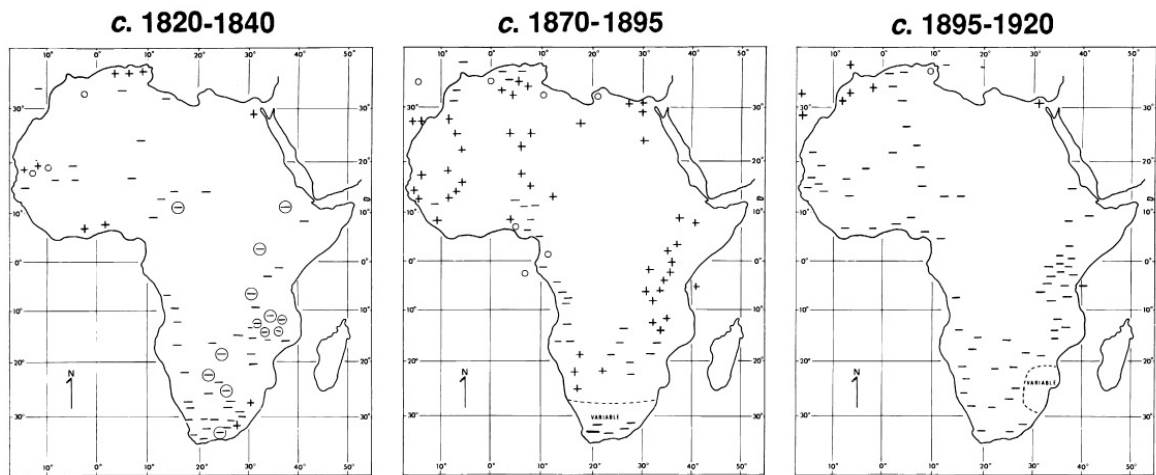


Abb. 5.4: Niederschlagsanomalien für drei historische Perioden: Trockenere Verhältnisse sind durch ein -, überdurchschnittlich feuchte mit einem + gekennzeichnet. Kleine Kreise zeigen Areale mit durchschnittlichen Niederschlagsverhältnissen. Umkringelte Symbole zeigen "regional integrators" wie Flüsse oder Seespiegel (Nicholson 2000, S. 154, Fig. 15).

Sämtliche Dürreperioden des 19. Jahrhunderts in der Kalahari gehen mit ENSO-Ereignissen einher: "with all drought episodes identified from documentary sources being associated with ENSO events of moderate strength or greater" (Nash & Enfield 2002, S. 837). Allerdings lassen sich in diesem Raum im Zusammenhang mit den starken El Niños von 1828 und 1891 keine Dürreperioden, sondern eher solche mit feuchteren Bedingungen nachweisen. Möglicherweise waren die Verhältnisse im Indischen Ozean vergleichbar mit jenen von 1997/98, als ein starker El Niño auch keine Dürren zur Folge hatte (Landman & Mason 1999b, Mason 2001).

Zwischen 1870 und 1895 dominierten großräumig feuchtere Verhältnisse. Diese Feuchtperiode ist durch zahlreiche unterschiedliche Proxies sehr verlässlich belegt. Trockener war es im küstennahen Bereich des nördlichen Angola und in Teilen von Botsuana. Eine im gesamten Untersuchungsraum trockene Periode lag 1895 bis 1920 vor (Nicholson 1989).

Für das zentrale äquatoriale Afrika liegen kaum historische Informationen über den Witterungsverlauf und zu Klimaänderungen vor. Die ersten Aufzeichnungen durch portugiesische Seefahrer von der westlichen-zentralen Küste Afrikas datieren auf das Ende des 15. Jahrhunderts. Aus der Mitte des 17. Jahrhunderts lassen sich

Aufzeichnungen von Missionaren finden, die von ausgeprägten Dürren und Hungersnöten berichten. Um 1785 trat eine etwa zehn Jahre andauernde Dürre ein. Für den Raum Angola gibt es wiederum lange zurückreichende Aufzeichnungen aus der portugiesischen Kolonialzeit. Niederschlagsmessungen für Luanda liegen schon seit 1858 vor. Miller (1982) legt eine Chronologie von Dürren und Hungersnöten für dieses Gebiet von 1550 bis 1830 vor, basierend auf etwa 170 Hinweisen zu Dürren.

Feuchtphasen in der Kalahari traten nach Enfield und Nash (2002a,b) sowie Nash und Enfield (2002) in folgenden Jahren auf: 1816-17, 1829-30, 1851-52, 1863-64, 1874-75, 1889-91 und 1899-1900. Am deutlichsten war jene zwischen 1889 und 1891. In diesen Phasen zeigen sich allerdings keine Periodizitäten, wie sie Mason und Jury (1997) berichten. Dagegen werden die Jahre von 1874-75 von Kelso und Vogel (2007) als Dürreperiode in der Kalahari angesprochen. Auch Nicholson (2000) zeigt negative Niederschlagsanomalien auf. Nash und Enfield (2002) sehen in diesem Zeitraum jedoch Überflutungen im Raum von Botsuana und der östlichen Kapregion, insgesamt also etwas östlicher vom Untersuchungsraum von Kelso und Vogel (2007), die sich auf das Namaqualand konzentrieren.

Eine jüngere Studie von Therrell et al. (2006) stellt eine Dendrochronologie basierend auf *Pterocarpus angolensis* der letzten 200 Jahre für den Raum Simbabwe vor. Darin kann, passend zu den Untersuchungen von Enfield und Nash (2002a,b), eine sehr deutliche feuchte Phase in den 1830er Jahren und zwischen 1897 und 1901 festgestellt werden. Sehr feuchte Verhältnisse dominierten in Südafrika nach Vogel (1989) 1830-1833 und 1844-1848 und 1852-1860. Bei der Dokumentation von feuchten Jahren besteht allerdings oft ein Problem darin, dass diese für den wirtschaftenden Menschen nicht solch negative Auswirkungen nach sich ziehen wie Dürren (mit Ausnahme katastrophaler Überschwemmungen, die meist auch gut dokumentiert sind) und daher in Tagebüchern und Reiseberichten nicht so klar benannt werden. Messdaten liegen für das nordwestliche Südafrika erst seit 1878 (Springbok) vor (Kelso & Vogel 2007).

Bei Hastenrath (2001) findet sich eine Zusammenfassung der jüngeren Klimaentwicklung für Ostafrika. Im Zeitraum 1866-1885 waren die Passatströmungen über dem Indischen Ozean erheblich stärker als im Vergleichszeitraum von 1976-1995, dagegen waren die äquatorialen Westwinde schwächer ausgeprägt, woraus ein schwächerer äquatorialer Ostjet resultierte. Solche Konstellationen führen zu erhöhten Niederschlägen in Ostafrika.

Die Klimaschwankungen der vergangenen 200 Jahre konzentrieren sich insbesondere auf die letzten zwei Dekaden des 19. Jahrhunderts, als die

äquatorialen Westwinde sich zusammen mit dem ozeanischen Jet verstärkten, die Seespiegelstände abfielen und die Gebirgsgletscher weiträumig zurückzuschmelzen begannen (Nicholson 1999, Hastenrath 2001). Ein Rückschmelzen der ostafrikanischen Gletscher, die heute etwa 5,4km² bedecken (Stand 1990, aus Mölg et al. 2003b), seit 1880 ist offensichtlich (Hastenrath 2001, 2006). Vor 1880 herrschte eine relativ feuchtere Periode vor. Um 1880 zeigt sich insbesondere in Ostafrika ein deutlicher Umschwung zu einem trockeneren Klimaregime. Dagegen lässt sich bei der Betrachtung der Lufttemperatur kein derart abrupter Wechsel erkennen. Das regionale Zirkulationsmuster, gekoppelt an das Windsystem über dem Indischen Ozean, ist wahrscheinlich die Ursache dafür, dass die ostafrikanischen Gletscher deutlich später zu schmelzen begannen, als in den übrigen Tropen, wo die Gletscher (von Papua Neuguinea und Südamerika) schon seit Mitte des 19. Jahrhunderts zurückschmelzen (Hastenrath 2001).

In Afrika sind die vergletscherten Gebiete auf drei ostafrikanische Areale beschränkt: den Kilimandscharo, den Mt. Kenia und den Ruwenzori. Seit der maximalen Ausdehnung von 1880 trat ein drastisches Rückschmelzen ein. Das vergletscherte Areal am Mt. Ruwenzori betrug 1990 nur noch 26% (bzw. 1,674km²) der Bedeckung von 1906 (6,509km²) (Mölg et al. 2003a,b). Am Kilimandscharo liegt die Eisbedeckung des Kibo Gipfels (5 895m) bei 2,6km² (Kaser et al. 2004), im Februar 2003 lag diese nur noch bei 2,51km² bzw. 21% der Eisbedeckung von 1912 (Cullen et al. 2006). Hastenrath (2006) dokumentiert das Rückschmelzen auf dem Mt. Kenia. Mölg et al. (2003a) führen den Eisverlust vorrangig auf eine gestiegene Einstrahlung kurzwelliger Strahlungsenergie zurück. Dabei ist neben der verringerten Akkumulation insbesondere der erhöhte Eisverlust für das Zurückschmelzen der Gletscher verantwortlich. Eine einfache Kopplung „Gletscherrückschmelzen bei globaler Temperaturzunahme“ muss aber erheblich differenziert werden: Das Rückschmelzen muss eher als Reaktion auf ein zurückgehendes Feuchteangebot angesehen werden. Neben dem verringerten Niederschlag ist dabei eine erhöhte Verfügbarkeit kurzwelliger Strahlung auf Grund verringerter Wolkenbedeckung entscheidend für das Rückschmelzen des Gletschereises (Kaser et al. 2004).

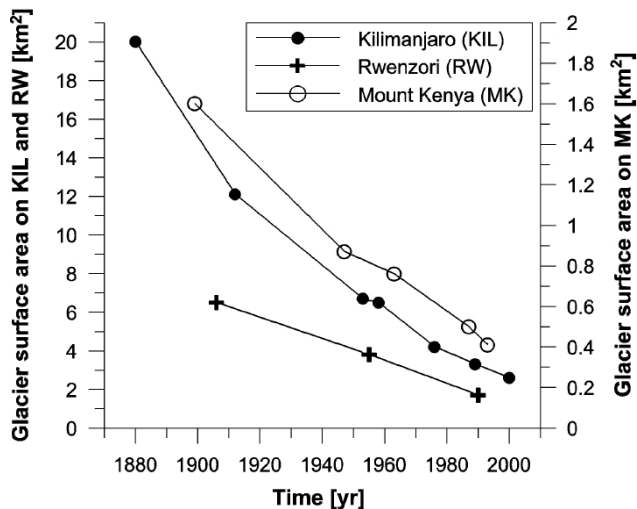


Abb. 5.5: Zeitreihen der vergletscherten Fläche am Kilimandscharo, in der Ruwenzori Range und am Mount Kenia. Die vertikalen Achsen sind unterschiedlich skaliert (Kaser et al. 2004, S. 330, Fig. 1).

Das Abschmelzen der letzten afrikanischen Gletscher zeigt sehr augenfällig die Konsequenzen klimatischer Änderungen (vgl. Abb. 5.5). Dabei kann verdeutlicht werden, dass die Rückschmelzraten (in $10^3 \text{ m}^2 \text{ a}^{-1}$) in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts deutlich höher waren als in den jüngsten Untersuchungsperioden (1976-1989 und 1989-2003). Dies ist als eine Reaktion auf den Klimaumschwung Ende des 19. Jahrhunderts zu sehen (Cullen et al. 2006). Ein vollständiges Abschmelzen des Gletschers auf dem Kibo Gipfel, erstmals seit 11 000 Jahren, Mitte des 21. Jahrhunderts ist trotz der verringerten Rückschmelzraten sehr wahrscheinlich (Kaser et al. 2004).

Damit ist bereits ein Ausblick auf eine mögliche weitere Klimaentwicklung in Afrika gegeben. Dies ist jedoch nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit und soll daher nicht weiter thematisiert werden. Vielmehr wird in den folgenden Kapiteln die Klimaentwicklung zwischen 1901 und 2003 auf der Basis eigener Berechnungen erörtert. Dabei soll versucht werden, die Klimadynamik des 103-jährigen Zeitraumes vor dem Hintergrund der eben dargestellten langzeitlichen Dynamik, einzuordnen. Dabei wird eingangs, nach methodischen Vorbemerkungen zu Trendanalysen, der Stand der Forschung zur Klimavariabilität in Afrika im 20. Jahrhundert erörtert.

6 Trendanalysen

Vor dem Hintergrund der eben dargelegten langfristigen Klimaschwankungen werden nun für kürzere Untersuchungszeiträume Trendmuster berechnet; es werden damit Änderungen im Wert einzelner Klimaelemente detailliert nachgezeichnet. Nach einem knappen Abriss der zu Grunde gelegten Methoden folgt eine Beschreibung von Temperatur-, Niederschlags-, SST- und SLP-Trends für unterschiedliche Perioden im Zeitraum 1901 bis 2003. Der dominant deskriptive Charakter der folgenden Abschnitte bildet die Basis für die Untersuchungen der späteren Kapitel, in denen die hier beschriebenen Trendmuster zirkulationsdynamisch erklärt werden sollen.

Eingangs (Kap. 1.2) wurden Klimatrends von anderen klimatischen Variabilitätsmodi unterschieden. Es wurde festgestellt, dass „Trend“ zumeist eine langfristige Änderung und damit systematische Verschiebung der mittleren Verhältnisse des jeweiligen Klimaelementes impliziert. Der Begriff „Trend“ ist dabei untrennbar mit einer zu Grunde liegenden Referenzperiode verbunden, bedeutet eine Trendanalyse doch letztlich eine Korrelation der Daten mit der Zeit. Die Analyse klimatischer Trends beginnt daher mit der Definition eines der jeweiligen Fragestellung angemessenen Zeitraumes, für den sinnvoll von „Trends“ gesprochen werden kann. Ein sehr kurzer Zeitraum gibt eher zufällige Fluktuationen von Witterung und Klima wieder, ein sehr langer Zeitraum hingegen setzt sich oft aus auf- und absteigenden Phasen im Verlauf des betrachteten Klimaelementes zusammen.

Der „Trend“ einer Zeitreihe lässt sich verschiedentlich bestimmen: mit einem Vergleich der Randwerte der Zeitreihe, der Mittelwerte von Zeitabschnitten, mit Hilfe von Zeitreihenfiltern (z.B. einem Gauß'schen Tiefpassfilter) oder als linearer bzw. nicht-linearer (z.B. quadratischer) Trend (vgl. dazu Rapp 2000). Die lineare Einfachregression ist unter den verschiedenen Möglichkeiten die am häufigsten verwendete Methode (Schönwiese 2002). Es wird eine Regression gegen die Zeit berechnet. Dabei wird der Trend aus der Differenz der Ordinatenwerte am End- und Anfangspunkt linearer Regressionsgeraden ermittelt. Die ermittelten Trendwerte lassen sich absolut oder relativ für ausgesuchte Referenzperioden darstellen.

Trendsignifikanz

Generell werden Trends immer unter Angabe der Signifikanz dargestellt. Es soll dabei eine Aussage darüber getroffen werden, wie stark sich der Trend gegenüber der Zeitreihenvariabilität abhebt. Rapp (2000, S. 12) glaubt sogar, dass ohne Angaben zur Signifikanz von Trends diese nicht „richtig interpretiert werden“ können.

Um die Signifikanz der berechneten Trends zu überprüfen, wird zunächst das Trend-Rausch-Verhältnis (T/R) ermittelt. Dazu wird der Trendwert durch die Standardabweichung dividiert.

$$T/R=T/s$$

T: linearer Trendwert (Endwert – Anfangswert der durch eine lineare Regression bestimmten Trendgeraden)

s: Standardabweichung der Stichprobe

Dabei dient die Standardabweichung der Daten als Maß für das sog. Hintergrundrauschen. Liegt das T/R-Verhältnis betragsmäßig über 1, übersteigt der errechnete Trend das mittlere Niveau der „quasi - natürlichen Variabilität“; allerdings liegt (bei annähernd normalverteilten Daten) die Sicherheitswahrscheinlichkeit (Si) lediglich bei etwa 68%. Bei einem Wert $T/R > 1,96$ ist bei Normalverteilung der Daten mit 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit ein signifikanter, linearer Trend gegeben²⁵.

Bei dieser Trendbestimmung ist zu beachten, dass die Residuen der Regressionsgeraden normalverteilt sind und keine Autokorrelation aufweisen. Wobei insbesondere letztere Bedingung bei Zeitreihenanalysen kaum erfüllt werden kann (Rapp 2000). Um die Normalverteilung zu überprüfen, wurde der Kolmogoroff-Smirnoff-Test auf die Residuen sämtlicher Trendanalysen angewendet. Insbesondere beim Niederschlag sind jedoch nicht alle Zeitreihen normalverteilt, daher können die Ergebnisse der Trendanalysen nicht auf die Grundgesamtheit übertragen werden, sind mithin nur für die Stichprobenbeschreibung gültig.

Eine weit verbreitete Methode, die Signifikanz eines Trends zu bewerten, ist der Mann-Kendall-Trendtest. Dieser Test findet in zahlreichen klimatologischen Arbeiten Anwendung (Rapp 2000, Libiseller & Grimvall 2002, Yue & Hashino 2003, Piccareta et al. 2004) und wird beispielsweise bei Sneyers (1990) ausführlich beschrieben. Gemmer et al. (2004) ziehen den Mann-Kendall-Test heran, um Niederschlagstrends in China im Zeitraum 1951 bis 2002 auf der Basis von 160 Stationen zu untersuchen. Dabei werden nur Trends berücksichtigt, die mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von über 90% signifikant sind. Temperatur- und Niederschlagstrends im Süden Italiens untersuchen Piccareta et al. (2004). Dazu ziehen sie fünf 30-jährige Klimanormalperioden als Untersuchungszeitraum heran. Tomozeiu et al. (2000) zeigen die Sensitivität des Mann-Kendall-Testverfahrens hinsichtlich der gewählten Untersuchungsperiode, der Zeitreihenlänge und der Datendichte am Beispiel des

²⁵ Ein hoher Anteil nicht normalverteilter Gitterbox-Datenreihen führt dazu, dass diese Aussagen zur Signifikanz letztlich eher deskriptiven Charakter haben.

Sommerniederschlag der Emilia-Romagna in Italien. Sie schlagen vor, eine möglichst lange Zeitreihe der Untersuchung zu Grunde zu legen, um die natürliche Variabilität bestmöglich zu erfassen. In Ergänzung zu diesem Test haben sie EOF-Analysen durchgeführt und deren Zeitkoeffizienten auf Trends untersucht. Sie können dabei ihre, mit dem Mann-Kendall-Test gefundenen, Niederschlagstrends bestätigen.

Der Vorteil dieses Testverfahrens liegt darin, dass es auf nicht-lineare Trends angewendet werden kann und dass es parameterfrei erfolgt. Damit ist keine Voraussetzung über die Häufigkeitsverteilung der Daten gegeben. Es wird nur ein reihenweiser Anstieg bzw. Abfallen der Daten bewertet, d.h. die Wertereihe wird rangskaliert auf signifikante Trends hin untersucht (vgl. Schönwiese 2000, S. 235). Die Signifikanzaussage kann streng genommen auch nicht auf einen stetigen linearen Trend bezogen werden (der schließlich eine Normalverteilung der Daten voraussetzt); es werden dabei sämtliche Trends der Datenreihe betrachtet (Rapp 2000). Aus den Ergebnissen des Mann-Kendall-Tests lassen sich daher oft größere signifikante Areale ausgrenzen als auf der Basis des – in diesem Fall „strengerer“ - Trend-/Rausch-Verhältnisses. Dies liegt an dem Testverfahren, das auch in Subintervallen der Untersuchungsperiode signifikante Trends darstellt, während sich das T/R-Verhältnis immer auf die gesamte Periode bezieht.

Der ursprüngliche Test wurde 1945 von Mann entwickelt und von Kendall 1970 erweitert. Die von Mann angegebene Formel lautet (vgl. dazu Rapp 2000, S. 13; Schönwiese 2000, S. 234):

$$Q = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \text{sgn}(\alpha_j - \alpha_i)}{\frac{1}{2} N(N-1)} = \frac{S}{\frac{1}{2} N(N-1)}$$

S: Mann-Kendall Zahl; $\sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=i+1}^N \text{sgn}(\alpha_j - \alpha_i)$

N: Anzahl der Stichprobendaten

$\text{sgn}(\alpha_j - \alpha_i)$: Vorzeichenfunktion, d.h. Anzahl der Vorzeichenwechsel bei jedem Vergleichsschritt (α_i, α_j) , $i < j$, für alle $\frac{1}{2}(N(N-1))$ Wertepaare (α_i, α_j) .

In der von Kendall modifizierten Form unter Berücksichtigung identischer Zeitreihenpaare lässt sich der Trendtestwert wie folgt darstellen:

$$Q = \frac{S}{\sqrt{\frac{1}{18} [N(N-1)(2N+5) - \sum_i b_i(b_i-1)(2b_i+5)]}}$$

b_i bildet die Anzahl der identischen Zeitreihenwerte für den Beobachtungswert a_i . Die dabei errechneten Q-Werte lassen sich als Signifikanzniveau bestimmen. Die Signifikanz der Trends lässt sich aus folgenden Daten ablesen (nach Rapp 2000, Tab. 2.1, S. 14):

Q Mann-Kendall-Trendtestwert	V Vertrauensgrenzen	α Irrtumswahrscheinlichkeit
>1,282	>80%	<0,2
>1,645	>90%	<0,1
>1,960	>95%	<0,05
>2,576	>99%	<0,01
>3,290	>99,9%	<0,001

Damit lassen sich die Trendtestwerte bei $S_i=95\%$ wie folgt klassifizieren:

$Q \geq 1,96$	Signifikant positiver Trend
$-1,96 < Q < 1,96$	Nicht signifikanter positiver / negativer Trend
$Q \leq -1,96$	Signifikant negativer Trend

Yue und Hashino (2003) verwenden in ihren Untersuchungen zu Temperatur-trends in Japan von 1900 bis 1996 auch lineare Trends und zur Signifikanzprüfung den Mann-Kendall-Test. Sie weisen darauf hin, dass der Mann-Kendall-Test eine zeitliche Unabhängigkeit der Daten voraussetzt (von Storch 1999, in: von Storch & Navarra 1999), daher müssen die Daten vorher auf Autokorrelation getestet werden. Eine positive Autokorrelation führt dazu, dass eine Nullhypothese - kein Trend - eher verworfen wird, während sie eigentlich beibehalten werden müsste. Es zeigt sich allerdings, dass die Autokorrelation den Mann-Kendall-Test bei einer hinreichend langen Zeitreihe (>80 Werte) mit offensichtlichen Trends nicht signifikant beeinflussen kann (Yue & Hashino 2003).

Exkurs: Kritik an Signifikanzprüfungen

Ob ein Trend statistisch signifikant ist oder nicht, der Trend selbst ist jedenfalls im entsprechenden Datensatz und damit in der „Datenrealität“ vorhanden. Man kann die Signifikanzangabe als eine erweiterte Definition zu „Trend“ betrachten, in dem Sinne, dass nichtsignifikante Trends als Klassifikation von natürlichem Klimarauschen betrachtet werden und dass eben erst ein signifikanter Trend sich davon abhebt. Dem Trend-Rausch-Verhältnis liegt diese Überlegung zu Grunde. Damit wird die Signifikanzaussage zu einer erweiterten Definition.

Allgemein sind statistische Signifikanztests unbedingter Bestandteil des klimatologischen Methodenrepertoires. Es wird kaum einer Arbeit veröffentlicht, in der nicht die Signifikanz entsprechender Zusammenhänge angegeben wird. Gleichzeitig wird in der inhaltlichen Auseinandersetzung der Ergebnisse kaum angesprochen welcher inhaltliche Erkenntnisgewinn letztlich daraus resultiert. Denn während seit einigen Jahren fundamentale Kritik an Signifikanztests aufgekommen ist und eine intensive Diskussion darüber eingesetzt hat, scheint die Angabe der Signifikanz in der Klimaforschung weiterhin ein unerlässlicher Zusatz sämtlicher Analysen zu sein (siehe Cohen 1994, Sedlmeier 1996, Harlow et al. 1997, Brandstätter 1999, Nicholls 2001). Dabei bleibt die Frage, welchen faktischen Erkenntnisfortschritt die Anwendung von Signifikanztests erbringt, weitgehend unreflektiert. Die Grenzen der Aussagekraft von Signifikanztests sind lange bekannt, schränken aber deren obligatorische Anwendung nicht ein. Sedlmeier (1996) spricht daher sogar von einem „Signifikanztest-Ritual“. Dieses „blinde Vertrauen auf Signifikanztests“ (Nicholls 2001, S. 982) ist besonders in der Klimaforschung sehr verbreitet.

Die in der Diskussion um Signifikanztests aufgeworfenen Probleme betreffen den inhaltlichen Bezug dieser Tests, denn in der Natur gibt es physikalische Sachverhalte und Zusammenhänge – oder eben nicht, unabhängig davon, ob sie nun signifikant sind oder nicht. Ausführlich finden sich bei Harlow et al. (1997) die wesentlichen Kritikpunkte an Signifikanztests aufgeführt. Nicholls (2001) hat diese bezogen auf die Klimaforschung vorgestellt. Folgende Kritikpunkte werden vorgebracht:

Signifikanztests liefern irrelevante Informationen und beruhen auf trivialen Nullhypothesen: Nullhypothesen sind an sich irrelevant, da zwischen zwei Mittelwerten immer irgendwelche Unterschiede bestehen. Tukey (1991) fasst die Kritik dazu prägnant zusammen: “All we know about the world teaches us that the effects of A and B are always different – in some decimal place – for any A and B. Thus asking ‘Are the effects different?’ is foolish” (S. 100).

Daraus wird gefolgert: Eigentlich bedeutet der Verzicht auf Signifikanztest in wissenschaftlicher Hinsicht keinerlei Verlust. Dabei ist es auch nicht wichtig, ob H_0 (die Nullhypothese) nun richtig interpretiert wird oder nicht - womit ein Signifikanztest an Bedeutung verliert, da schon die Nullhypothese an sich uninteressant ist.

Die Tests sind willkürlich, denn aus historischen Gründen hat es sich entwickelt, eine Nullhypothese abzulehnen, wenn $p < 0,05$. Diese Angabe ist eine historisch bedingte, letztlich aber beliebige Festlegung. Wobei oft die Werte 90, 95, 98 und 99% angegeben sind, aber auch das ist letztlich beliebig. Daher werden Ergebnisse, die nicht statistisch signifikant sind, meist gar nicht erst dargestellt.

Als problematisch wird in der angeführten Literatur die Abhängigkeit vom Stichprobenumfang angesehen. Der statistische Hintergrund dafür ist zwar durchaus plausibel, aber es ist möglich, dass ein Effekt nicht die Signifikanzschwelle von 5% erreichen kann, weil der Stichprobenumfang zu gering ist. Die Signifikanzüberprüfung wird ebenso wie durch den Stichprobenumfang auch durch die Stärke des Effektes (z.B. der Korrelation) beeinflusst. Ein genügend großer Stichprobenumfang wird jede Änderung, wie gering auch immer, als statistisch signifikant deklarieren, wo hingegen ein geringer Umfang zur Folge haben kann, dass bezüglich der inhaltlichen Auseinandersetzung relevante Sachverhalte sich als statistisch insignifikant herausstellen. Die Diskussion geht auch dabei letztlich um das Verhältnis von Methode und Inhalt. Was innerhalb der Statistik wohlbegründet ist, muss eben auch bezüglich des thematisierten Sachverhaltes angemessen und erkenntniserweiternd sein. Daher spricht einiges dafür, den Effektstärken (Korrelationskoeffizienten) eine größere Bedeutung zuzusprechen als einer Signifikanzschwelle, insbesondere wenn unterschiedlich große Stichprobenumfänge vorliegen. Dies ist im Vergleich zwischen verschiedenen Studien eigentlich immer der Fall, weshalb die Informationen aus den p -Werten eher belanglos und die der Effektstärken entsprechend höherwertig einzuschätzen sind. Solches Vorgehen dient auch dazu, Fehlinterpretationen auszuschließen, die auftreten können, wenn ein niedriger, aber signifikanter Korrelationskoeffizient in einer anderen Studie mit verändertem Stichprobenumfang als nicht signifikant dargestellt wird.

Das Interesse der Untersuchung gilt schließlich nicht dem Aufdecken statistisch signifikanter Korrelationen (sonst würden wir – sofern es die Datenlage ermöglicht - einfach den Stichprobenumfang so lange vergrößern, bis ein gewünschter Zusammenhang vorliegt), sondern realen physikalischen Verbindungen. Denn eine statistische Signifikanz beinhaltet keinerlei Aussage über die physikalische Intensität des gesuchten Zusammenhanges. Aus diesem Grund werden im weiteren Verlauf der Arbeit bei Korrelationsanalysen auch insignifikante Ergebnisse diskutiert, wenn dies klimatologisch angebracht

erscheint. Statt auf Signifikanzen liegt der Fokus auf der Höhe des Quadrats der Korrelationskoeffizienten.

Ein weiterer wichtiger Punkt in der Anwendung von Signifikanztests liegt darin, dass sie in Softwarepaketen leicht verfügbar sind und es bei Publikationen in wissenschaftlichen Journalen erwartet wird, diese Tests durchzuführen.²⁶ Schließlich werden entsprechend niedrige Korrelationskoeffizienten durch den Hinweis auf „signifikante Ergebnisse“ eher verschleiert (Brandstätter 1999, Nicholls 2001). Als weiteren Grund für die weite Verbreitung von Signifikanztests führt Brandstätter den „Sozialen Beweis“ an: So viele Anwender des Verfahrens können sich nicht irren, „deswegen müsse „schon etwas Wahres daran sein““ (S. 11). Schließlich werden weitere Kritikpunkte vorgebracht, wie die oft fehlerhafte Interpretation der Signifikanztests oder grundsätzliche, wissenschaftstheoretische Überlegungen zu der logischen Schlussform, die einem solchen Testverfahren zu Grunde liegt (Harlow et al. 1997).

Daniel (1978, zitiert in Yue et al. 2002, S. 268) unterscheidet die statistische von der praktischen Signifikanz, die sich auf die inhaltliche Auseinandersetzung bezieht. Ein statistisch signifikanter Trend kann unter praktischen Gesichtspunkten insignifikant sein und umgekehrt. Yue et al. (2002) unterstützen diese Einschätzung und glauben, dass eine statistische Signifikanzaussage erst durch eine weitere Ursachenzuschreibung an Wert gewinnt.

Mit diesen wenigen kritischen Anmerkungen bezüglich der Anwendung von Signifikanztests soll ausschließlich darauf verwiesen werden, dass die inhaltliche Relevanz von Angaben zur Signifikanz bestimmter Sachverhalte kaum je expliziert wird. Zwar kann dadurch – in statistischer Hinsicht - eine Aussage mit Anspruch auf Allgemeingültigkeit getroffen werden, jedoch greifen die angeführten Kritikpunkte ausschließlich beim Transfer von der methodischen auf die inhaltliche Ebene und die letztlich interessante Frage im Hintergrund besteht darin, in wie weit sich klimatologische (im weitesten Sinne physikalische) Sachverhalte auf statistische zurückführen lassen oder einem naturgesetzlichen Determinismus unterliegen (vgl. Rathmann 2008).

²⁶ Zur Publikationspraxis: „Signifikanz oder Nichtsignifikanz kann über Leben und Tod eines Artikels entscheiden“ (Sedlmeier 1996, S. 45).

Neben den Schwierigkeiten, Signifikanzaussagen in klimatologische Inhalte zu überführen, gibt es weitere Probleme bei der Interpretation von Trendanalysen. Bezüglich linearer Regressionen zur Trendbestimmung bemängelt Mason (1996) zu Recht, dass dabei ein quasi-konstantes Trendverhalten innerhalb der Untersuchungsperiode unterstellt wird. Klimaänderungen, die während dieses Zeitraumes einsetzen, werden dabei nur unzureichend erfasst. Dies muss in den folgenden Analysen berücksichtigt werden. Relative hohe (niedrige) Werte zu Beginn bzw. am Ende der betrachteten Zeitreihe können den Trend besonders stark beeinflussen bzw. verfälschen. Um dem vorzubeugen, lassen sich zeitlich gleitende Trendanalysen, bei welchen das betrachtete Zeitintervall sukzessive verändert wird, anwenden. Dabei werden die Zeitintervalle der einzelmonatlichen Trendberechnung jeweils am Anfang bzw. Anfang und Ende des Gesamtintervalls (1901-2003) systematisch um ein Jahr verkürzt.

Das in Abbildung 6.1 wiedergegebene Diagramm ist aussagekräftiger als ein einziger Trendwert, aber zunächst auch unübersichtlicher. In der linken oberen Ecke dieses Diagramms sind die langfristigen Trends zu finden und in Richtung zur Diagonalen werden sie immer kurzfristiger. Während Trends unterhalb von 30 Jahren nicht dargestellt werden, finden sich alle anderen Zeitintervalle zwischen 103-jährigen und 31-jährigen Trends. Gleitend lassen sich die Trends vom Startjahr (1901) bis zum Endjahr (1932, 1933,... 2003) darstellen. Es folgen dann jeweils um ein Jahr verschoben die entsprechenden Trendwerte des folgenden Startjahres (1902) bis zu den jeweiligen Endjahren (1933, 1934, ... 2003).

Wenn man an der Abszisse mit dem Startjahr und an der Ordinate mit dem Endjahr in das Diagramm der Abbildung 6.1 eingeht, lässt sich der entsprechende Trendwert ablesen (beispielsweise 1900 bis 1950: 0,3K). Gemittelt über das gesamte südhemisphärische Afrika wird die Temperaturzunahme in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts klar erkennbar, ebenso eine Phase negativer Trends von 1920 bis 1955 und von 1945 bis 1975. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt Jones (2002). Bei einer kontinentweiten Mittelung der Werte für Afrika kann er einen markanten Anstieg (bezogen auf das Mittel 1961-1990) seit 1980 aufzeigen. Eine erste Erwärmungsphase trat zwischen 1870 und 1900 auf. Zwischen 1940 und 1975 ist ein leichter Temperaturrückgang deutlich.

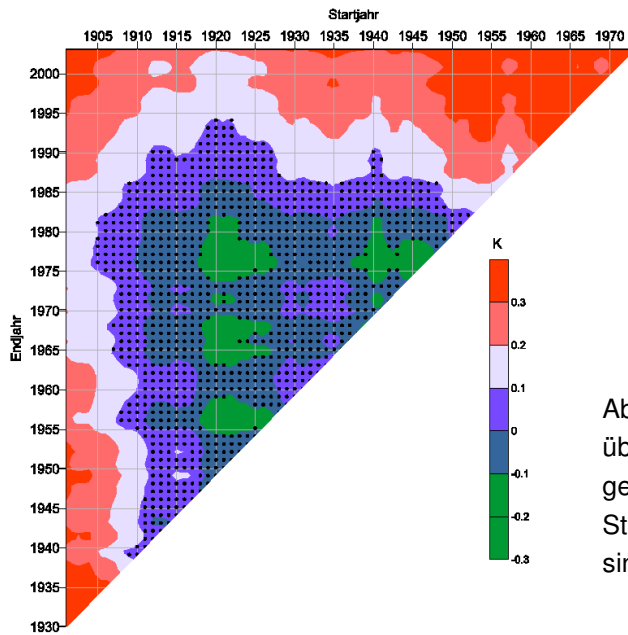


Abb. 6.1: Zeitlich gleitende Trendanalyse einer über den gesamten Untersuchungsraum gemittelten Temperaturzeitreihe (siehe Text). Statistisch nicht signifikante Perioden (95%) sind mit Punkten markiert.

Neben einem globalen Wert sind regionale Unterschiede der Klimatrends von großem Interesse. Auch aus diesem Grund werden in dieser Arbeit Trendkarten vorgestellt; dabei wird auf aggregierte Zeitreihen des gesamten Untersuchungsraumes oder entsprechender Teilräume im Weiteren verzichtet.

Zunächst hängt das Ergebnis von Trendanalysen in hohem Maße von dem gewählten Untersuchungszeitraum ab, sowohl hinsichtlich der Länge als auch bezüglich des Anfangs- und Endjahres der Zeitreihe. So schreibt beispielsweise Jones (2002) zum Problem eines adäquaten Zeitraumes für eine Trendanalyse: "The best way to view the data is to look at running trends as part of a video sequence, considering 10- or 20-year averaging intervals" (S. 88). Eine über unterschiedlich lange Zeiträume gleitende Trendanalyse für alle Gitterpunkte sämtlicher zur Verfügung stehender Daten wäre rechnerisch realisierbar, aber letztlich nicht mehr sinnvoll zu interpretieren. Bisher wurden solche Analysen auch nur für ausgesuchte Einzelzeitreihen, nicht jedoch für umfangreiche Gitterfelder vorgenommen (vgl. Rapp 2000). Statistische Überlegungen aus gleitenden Trendanalysen zeigen, dass sinnvolle Untersuchungsintervalle für den Niederschlag oberhalb von etwa 30 Jahren, für die Temperatur etwa bei 20 Jahren liegen (Rapp 1997, 2000, Schönwiese 2002). Die Trendwerte unterhalb einer Schwelle von 30 Jahren schwanken stark, d.h. die Trends werden zunehmend instabil; daher bieten sich die 30-jährigen Klimanormalperioden (climate normals, CLINO) als Unterteilung an. Dabei ist es selbstverständlich, dass eine Klimafluktuation nicht an 30-jährigen Perioden beginnt bzw. endet.

In dieser Arbeit wurden lineare Regressionen für sämtliche Gitterfelder der vorhandenen Klimaelemente Lufttemperatur, Niederschlag, SST und SLP berechnet. Aus diesen separaten Trends der z.B. 3530 südafrikanischen Gitterfelder lassen sich schließlich kontinuierliche Trendkarten interpolieren. Zur Interpolation wurde das Kriging-Verfahren herangezogen. Die genannten Karten wurden jeweils einzelmonatlich für jeweils den Gesamtzeitraum (1901-2003) sowie für 30-jährige Einzelperioden (Klimanormalperioden) (1871-1900, 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990) und die jüngsten 30 Jahre des Untersuchungszeitraumes (1974-2003) erstellt. Die jüngste 30-jährige Periode wurde ausgewählt, um den oft konstatierten Umschwung im globalen Klimasystem in den 1970er Jahren (beispielsweise im ENSO-System) für diesen Zeitraum analysieren zu können (dazu Mason 2001).

Auch in bisherigen Trendanalysen wurden 30-jährige Perioden als Basis der Analysen benutzt: Schönwiese und Janoschitz (2005) ziehen ebenfalls 30-jährige Subintervalle zur Analyse von Klimatrends für Deutschland zwischen 1901 und 2000 heran. Dazu werden die Zeiträume 1931-1960, 1961-1990 und 1971-2000 betrachtet. Xue et al. (2003) verwenden 30-jährige Perioden, um SSTs für den Zeitraum 1871 bis 2000 zu untersuchen; dabei bilden sie, nach dem Vorschlag der WMO (World Meteorological Organisation), alle 10 Jahre die 30-jährigen Normalperioden zu aktualisieren, in jeder Dekade eine neue 30-jährige Periode (1871-1900, 1881-1910, ...). Hulme (1992) vergleicht in seiner Untersuchung zu Niederschlagsänderungen in Afrika die Klimanormalperioden von 1931-1960 und 1961-1990 miteinander.

Die Schwierigkeit bei der Sichtung bisheriger Erkenntnisse über klimatische Trends liegt darin, dass jede Studie mit anderen Datensätzen und für unterschiedlich lange Zeiträume arbeitet. Dies erschwert einen genauen Vergleich bisheriger Arbeiten erheblich. Daher werden in der vorliegenden Arbeit erstmals für unterschiedliche Klimaelemente auf einheitlicher Datenbasis und für jeweils die gleichen Untersuchungszeiträume Trendmuster berechnet. Im Folgenden werden zunächst, gesondert für die entsprechenden Zeiträume, Trendanalysen für die Lufttemperatur, den Niederschlag, den bodennahen Luftdruck und die Meeresoberflächentemperatur vorgestellt. Vorab werden kurz die generellen Trendmuster der betrachteten Klimaelemente, die in anderen Studien ermittelt wurden, dargestellt. Erst nach dieser Zusammenschau bisheriger Forschungsergebnisse in den Kapiteln 6.1, 6.2, 6.3 und 6.4 werden die eigenen Analysen in diesen Zusammenhang eingeordnet und in Kapitel 6.5 ausführlich dargestellt.

6.1 Die Trendstruktur der Temperatur

Jones (2002) verdeutlicht in einem Überblick globale Temperaturtrends, sowohl der Luft- als auch der Meerestemperatur. Global und hemisphärisch gemittelte Zeitreihen illustrieren die außergewöhnliche Temperaturzunahme in den letzten zwei bis drei Dekaden. Die globale, gemittelte, bodennahe Temperatur ist in den letzten 150 Jahren um 0,6K ($\pm 0,2$), dabei v.a. in den Perioden 1911-1940 und seit 1981, gestiegen. Die stärkste Temperaturzunahme trat auf der Nordhemisphäre auf (IPCC 2001, Kap. 2, Schönwiese 2002). Zur Ermittlung von Temperaturtrends lassen sich unterschiedliche Datensätze heranziehen: Stationsdaten (GHCN-Daten siehe Peterson & Vose 1997) oder globale Gitternetzdaten (z.B. $5^\circ \times 5^\circ$ aufgelöste Temperaturanomalien, siehe Brohan et al. 2006). Ein Vergleich dieser Datensätze zeigt erhebliche Unterschiede in den regionalen Temperaturtrends. Globale Analysen zu Temperaturtrends wurden auch schon von Hansen und Lebedeff (1987) vorgelegt. Damals konnte der Zeitraum 1880 bis 1985 untersucht werden. Globale Trendanalysen für den Zeitraum von 1901 bis 2000 sowie für verschiedene Subintervalle finden sich im IPCC-Report von 2001. Diese Analysen basieren auf einem Datensatz, der Land- und Meerestemperaturdaten kombiniert. Temperaturtrends für diesen Zeitraum lassen sich auch aus den GHCN-Daten über eine entsprechende Internetseite des Goddard Institute for Space Studies ermitteln und darstellen (<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/>).

Die globale Temperaturzunahme seit Ende des 19. Jahrhunderts schlägt sich auch im südlichen Afrika nieder. Schönwiese (2002) zeigt in seiner globalen Trendkarte für Jahresmittelwerte der Meeres- und Lufttemperatur von 1891 bis 1990 (Abb. 11, S. 16) eine deutliche Erwärmung v.a. des Ozeans südlich von Südafrika - aber auch für den Bereich des Benguelastromes - von $>1K$. Ein leichter Temperaturrückgang ist im nördlichen Madagaskar bis in den Indischen Ozean zwischen $10^\circ S$ und $30^\circ S$ erkennbar. Gleich bleibende bis leicht abnehmende Lufttemperaturen zeigen sich nördlich von $20^\circ S$ im Westen des afrikanischen Kontinentes mit maximalen Rückgängen im westlichen äquatorialen Afrika um $>0,5K$. Die Erwärmung in Südafrika liegt bei 0,5K; im Nordwinter und Nordherbst jedoch bis zu 1K (Abb. 12, S. 17). Ansonsten zeigt sich das generelle Trendmuster über alle Jahreszeiten hinweg beständig. Insgesamt sind die Temperaturtrends der Südhemisphäre jahreszeitlich wesentlich stabiler als auf der Nordhemisphäre (Schönwiese 2002, S. 23).

Die Temperaturentwicklung von 1901 bis 2000 für Ostafrika wird bei Cullen et al. (2006) erwähnt. Auch darin wird, basierend auf den CRU-TS2.1-Daten, die starke Erwärmung seit den 1960er Jahren deutlich. Unganai (1997) legt eine Untersuchung zur Temperaturentwicklung in Simbabwe von 1933 bis 1993 vor, wobei er einen

Temperaturanstieg zwischen $0,3^{\circ}\text{C}$ und $0,5^{\circ}\text{C}$ berechnet. Eine Zunahme kann er allerdings nur bei den Maximumtemperaturen, nicht jedoch bei den Mitteltemperaturen erkennen. Eine erste Phase mit ansteigenden Temperaturen trat Mitte der 1930er Jahre bis in die späten 1940er Jahre auf. Eine zweite Phase dauert seit den frühen 1980er Jahren an. Trendanalysen der Temperatur für Südafrika führt Mühlenbruch-Tegen (1992) durch. Dabei untersucht sie auf der Basis von 18 Stationsdatenreihen monatliche Trends sowohl der mittleren als auch der Minimum- und Maximumtemperaturen für Südafrika zwischen 1940 und 1989. Im Jahresmittel zeigen dabei nur die Stationen an der Ostküste signifikant ($>90\%$) positive Trends, die auf SST-Zunahmen der angrenzenden Ozeane zurückgeführt werden können. Im Landesinnern sind keine signifikanten Trends auszumachen.

Trotz der generellen Erwärmung lassen sich auch Regionen mit leichtem Temperaturrückgang aufzeigen. So deuten die Jahresmittelwerte der Klimanormalperiode 1961 bis 1990 aus der Analyse von Schönwiese (2002) auf eine leichte Abkühlung ($-0,2\text{K}$) entlang eines schmalen Streifens an der Westküste hin. Eine starke Erwärmung tritt im zentralen südlichen Indik ($>1\text{K}$), im zentral-westlichen Südatlantik und einem Gebiet von Sambia bis Südafrika entlang des Innern des Subkontinentes (1K) auf. Auch für das äquatoriale Westafrika lässt sich ein Temperaturrückgang berechnen. Mit Ausnahme des Monats August ist dieser Rückgang im gesamten Jahr ausgebildet, am deutlichsten im Mai, mit bis zu 1K Abkühlung.

Gerstengarbe und Werner (2004) zeigen in einer knappen Zusammenschau auf der Basis einer Clusteranalyse die jüngere Entwicklung des Klimas im südlichen Afrika auf. Bei der Betrachtung von Temperaturänderungen hinsichtlich der ersten und letzten 15-jährigen Periode des 20. Jahrhunderts zeigen die Autoren die größten, statistisch signifikanten, Temperaturzunahmen für den Südwesten, den zentralen und nordwestlichen Bereich des südlichen Afrika sowie für Madagaskar auf. Die regionale Verteilung der Temperaturtrends, sowohl der Meeres- als auch der Landoberfläche, aus dem IPCC-Report (2001) in Abbildung 6.2 weist über weite Räume auf eine markante Erwärmung hin, die sich über alle Monate und fast alle Zeitintervalle hinweg hervorhebt. Dabei erfolgten die stärksten Temperaturzunahmen in den 1910er bis 1930er Jahren und ab den 1970er Jahren. Mit einer Ausnahme auf Madagaskar gibt es in der Jahresmitteltemperatur zwischen 1901 und 2000 im südhemisphärischen Afrika ausschließlich leicht positive Trends. 1910 bis 1945 sind die positiven Trends in der Kalahari, aber auch in der Strasse von Mosambik deutlich stärker. Der global erkennbare Temperaturrückgang zwischen 1946 und 1975 zeigt sich auch im südhemisphärischen Afrika mit einem Schwerpunkt in den inneren Tropen. Maximale positive Trends mit bis zu einem Grad Celsius pro Dekade lassen

sich für den jüngsten Zeitraum 1976 bis 2000 in Botsuana und Simbabwe zeigen. Dagegen ist in Namibia und dem westlichen Südafrika, bezogen auf die Jahresmittelwerte, ein Temperaturrückgang zu erkennen.

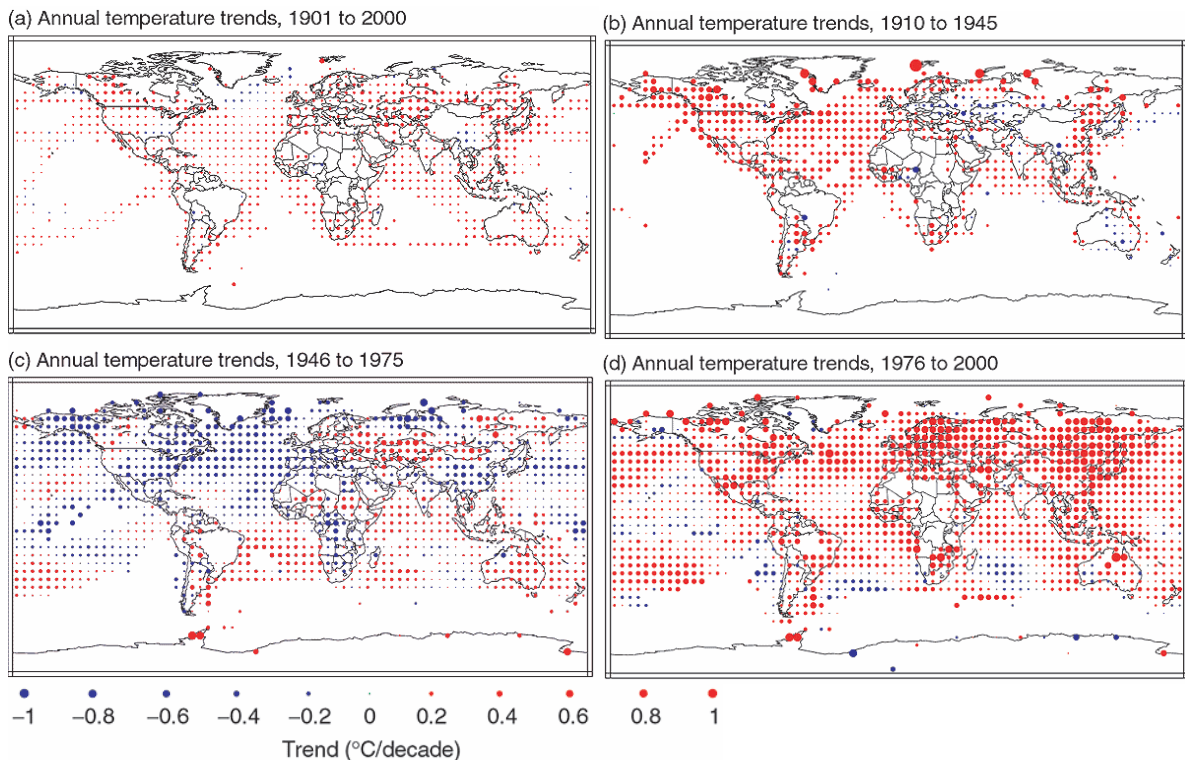


Abb. 6.2: (a) bis (d), Trends der jährlichen Lufttemperatur für die Zeiträume 1901 bis 2000, 1910 bis 1945, 1946 bis 1975 und 1976 bis 2000 jeweils in °C pro Dekade. Positive Trends sind durch rote, negative durch blaue Punkte angegeben (IPCC 2001, Fig. 2.9, S. 116).

Neben den Jahresmitteltemperaturen liegen im IPCC-Report (2001) für den Zeitraum 1976 bis 2000 auch jahreszeitlich aufgeschlüsselte Analysen vor. Dabei sind die jahreszeitlichen Unterschiede der Trendstruktur relativ gering. Im Nordfrühling ist die Abkühlung im Westen Südafrikas maximal und erstreckt sich weit nach Osten. Der Temperaturrückgang im südlichen Indischen Ozean ist im Nordherbst am markantesten; damit verbunden ist auch eine ausgeprägte Abkühlung im östlichen Madagaskar.

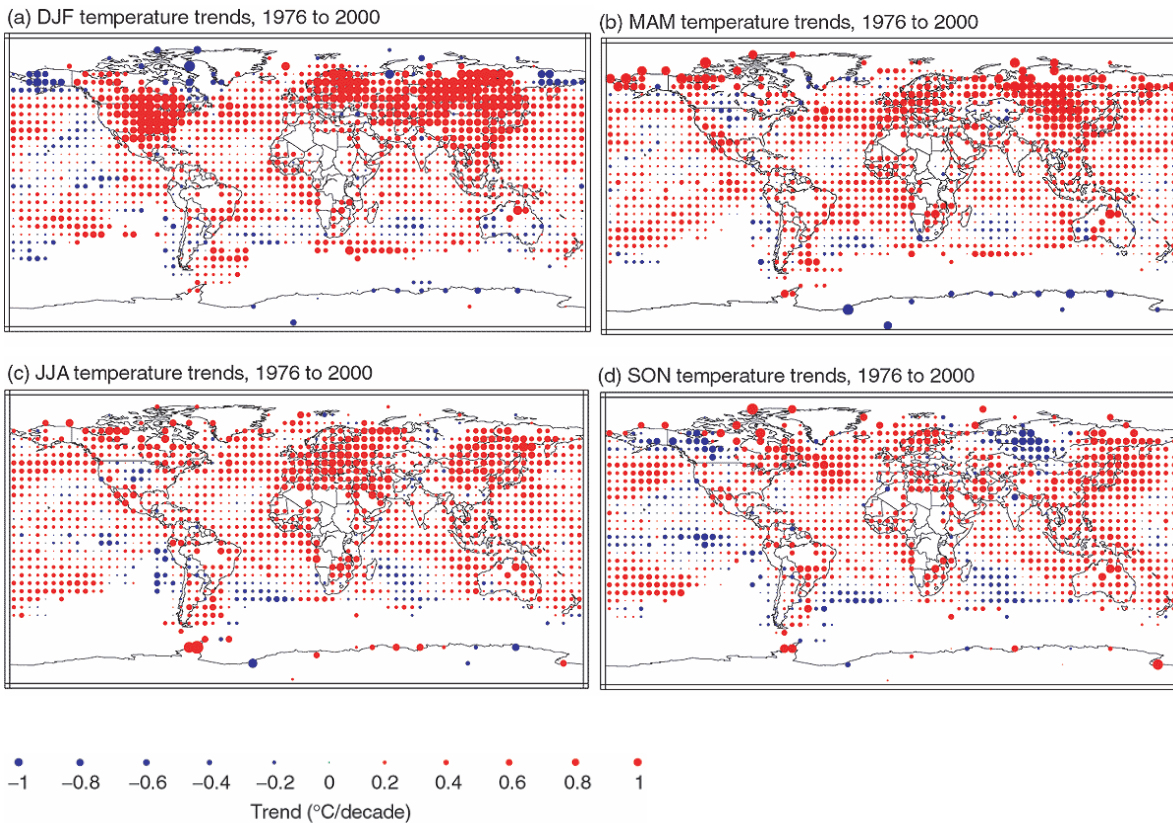


Abb. 6.3: (a) bis (d), jahreszeitliche Trends der Lufttemperatur für den Zeitraum 1976 bis 2000 jeweils in °C pro Dekade. Angegeben sind Trends für den (Nord-) Winter, Frühling, Sommer und Herbst. Positive Trends sind durch rote, negative durch blaue Punkte angegeben (IPCC 2001, Fig. 2.10, S. 117).

Anders als bei den Trendkarten des IPCC-Reports, welche die Temperaturentwicklung sowohl der Land- als auch der Meeresfläche darstellen, beschränken sich viele Arbeiten auf die Untersuchung der langzeitlichen Entwicklung der SSTs. Proxydaten können dabei verlässliche Hinweise auf die Entwicklung der Meeresoberflächentemperatur geben. Insbesondere Korallen-Sauerstoffisotopen-Zeitreihen sind hier anzuführen. Kuhnert et al. (2000) untersuchen ^{18}O -Isotope der 116-jährigen Ningaloo Zeitreihe (westlich von Australien) aus den Skeletten der *Porites lutea*-Kolonie. Zeitreihenanalytisch wird eine maximale Periode im Bereich von 9,5 Jahren aufgezeigt. Langzeittrends deuten auf einen geradezu kontinuierlichen Anstieg der SSTs während der gesamten Untersuchungsperiode hin. Große Vulkanausbrüche lassen sich in dieser Zeitreihe aufzeigen: der Ausbruch des Tambora 1815 zeigt sich in einem Temperaturrückgang ebenso der Pinatubo Ausbruch von 1991, dagegen lassen der Ausbruch des Krakatau (1883) des Agung (1963) keinen derartigen Rückgang erkennen.

Aus Bohrkerndaten, basierend auf 14 Korallenstöcken, können Wilson et al. (2006) SST-Daten der Tropen zwischen 30°N und 30°S rekonstruieren. Aus Abbildung 6.4 kann der sehr markante Erwärmungstrend der letzten Dekaden entnommen werden.

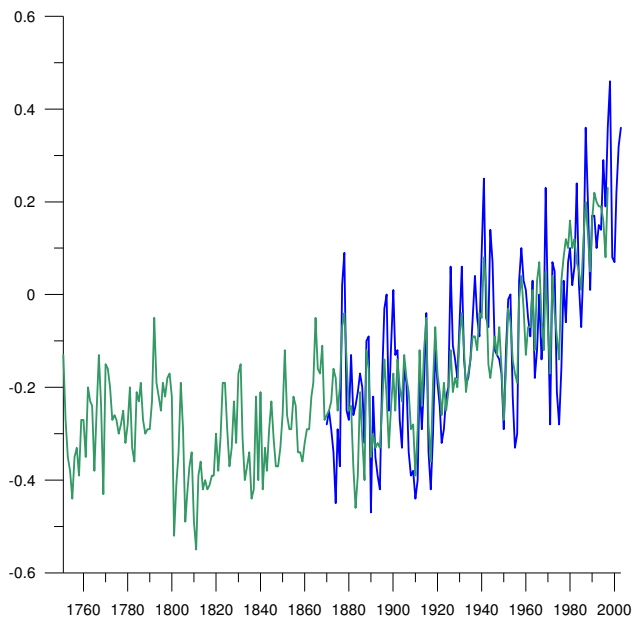


Abb. 6.4: Tropische SST-Anomalien (30°N-30°S) bezogen auf die Referenzperiode 1961-1990. Die grüne Kurve gibt die aus Korallendaten rekonstruierten SSTs wieder, die blaue Kurve basiert auf Daten aus dem HadISST-Datensatz (<ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/coral/tropical-sst-wilson2006.txt>).

Analysen auf der Grundlage von Messdaten zeigen während des gesamten Jahres eine ausgeprägte langfristige Temperaturzunahme (Rathmann & Jacobeit 2003a,b,c). Bei der Analyse, basierend auf den GISST-Daten, zeigt sich nahezu überall eine Erwärmung, eine leichte Abkühlung ist, trotz zunehmender El Niño-Ereignisse im Ostpazifik erkennbar. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangen Cane et al. (1997) für den Zeitraum 1900-1991 auf der Basis der Kaplan-SST-Anomalien. Sie weisen allerdings darauf hin, dass gerade diese Region nur durch eine geringe Anzahl an Beobachtungsdaten abgedeckt wird. Cane et al. (1997) schlagen vor, diese Ergebnisse im Kontext anthropogener Klimaänderungen zu diskutieren, denn eine SST-Zunahme verbunden mit einer Abkühlung im Ostpazifik ist konsistent mit den Auswirkungen des Treibhauseffektes. Die dynamische Kopplung von Atmosphäre und tropischem Pazifik ist verzögert und modifiziert die globale Erwärmung.

Globale SST-Trends und die SST-Variabilität untersuchen Cai und Whetton (2001). Für ihre Studie bildet der GISST3-Datensatz die Basis. Eine EOF-Analyse über den Zeitraum von 1880 bis 1997 zeigt im ersten Muster ein Trendmuster mit einem Varianzerklärungsanteil von 43,6%, im zweiten ENSO mit einem erklärten Anteil an der Gesamtvarianz von 12,2%. Das erste Muster ähnelt stark einer SST-

Trendkarte, die den Berechnungen von Folland et al. (1999) entspricht. Die negativen Werte (Abkühlung) des ersten Musters im Bereich der Bellingshausen- und Amundsensee lassen sich im Sommer- und Herbsttrendmuster auch erkennen. Aus globalen Trendanalysen ist bekannt, dass sich die Zunahme der SSTs verstärkt auf der Südhemisphäre abspielt (Smith et al. 1994, Casey & Cornillon 2001), vorrangig in den hohen südlichen Breiten. Weiterhin zeigen sich signifikante Erwärmungen im Bereich der südozeanischen Antizyklonen. Werden die hohen südlichen Breiten in den globalen Analysen nicht berücksichtigt, sinkt der global gemittelte Trendwert. So liegt dieser bei 0,1°C zwischen 1955 und 1997, wenn nur der Raum von 60°N bis 40°S berücksichtigt wird (vgl. Lau & Weng 1999). Insgesamt erwärmt sich die globale Ozeanoberfläche auf einer langen Zeitskala nicht gleichförmig, vielmehr gibt es „hotspots“ und „coldspots“, an denen die Erwärmung, respektive Abkühlung, beschleunigt erfolgt (Casey & Cornillon 2001, S. 3812). Die auffällig starken SST-Trends in den hohen südlichen Breiten erlauben, wegen der dortigen Datenqualität, allerdings keine weiteren Interpretationen. Hohe Trendwert der Temperatur auf den Kontinenten sind ähnlich kritisch zu untersuchen, wie die hohen SST-Trends, da Messdaten bekanntlich eine Vielzahl von Inhomogenitäten aufweisen (dazu Kapitel 4). Ein Aspekt, der bezüglich der Lufttemperaturdaten zusätzlich zur Sprache kommen muss, ist der Einfluss der zunehmenden Verstädterung auf die Temperaturentwicklung.

6.1.1 Erwärmung durch Verstädterung

Ein problematischer Aspekt bei der Interpretation der Temperaturtrends sind mögliche Auswirkungen zunehmender Urbanisierung. Unterliegen Messstationen dem Einfluss städtischer Überwärmung, kann der klimatische Erwärmungstrend überschätzt werden. Städte prägen, bedingt durch eine meist enge und hochreichende Bebauung, ein eigenes Klima. Die Gebäudewände nehmen die Wärme während des Tages auf und speichern sie; nachts wird sie langsam wieder an die Umgebungsluft abgegeben. Dies hat nachts eine verminderte Abkühlung zur Folge. Städtische Wärmeinseln lassen daher (im Sommer) die Nachttemperatur stärker ansteigen, als die Tagestemperatur. Am Tag hingegen ist es in der Stadt oftmals kühler als in der Umgebung, da die Wärme in der Bebauung gespeichert wird und gleichzeitig deren Schattenwurf abkühlend wirkt. Schließlich werden auch erhebliche Wärmemengen aus Industrie und Verkehr an die Umgebung abgegeben.

Neben der Stadt selbst bilden auch Flughäfen, an denen sich oft Klimamessstationen befinden, eine vergleichbare Wärmeinsel: Einerseits absorbieren die großen dunklen Rollfelder die Strahlungsenergie, andererseits wirkt auch das

Verbrennen von Kerosin startender Flugzeuge auf die Lufttemperatur. Ob der Effekt städtischer Wärmeinseln tatsächlich nur ein lokaler ist und damit nicht repräsentativ ist für größere Gebiete, kann bezüglich großräumiger historischer Daten nur schwer entschieden werden. Am global gemittelten Temperaturanstieg zwischen 1900 und 1990 liegt der Stadteffekt bei gerade $0,05^{\circ}\text{C}$ (IPCC 2001, S. 106). Zum einen ist eine Abnahme der diurnalen Temperaturspanne zu beobachten und zum anderen zeigt sich in der unteren Troposphäre bei etwa 2km Höhe (aus Satellitendaten seit 1979 lässt sich eine Temperaturzunahme zwischen $0,03$ und $0,04^{\circ}\text{C}/\text{Dekade}$ ablesen, die deutlich unter den $0,16^{\circ}\text{C}/\text{Dekade}$ für die Temperatur der Erdoberfläche liegt) eine weitaus geringere Erwärmung als an der Erdoberfläche (IPCC 2001, S. 106). Allerdings resultieren diese Unterschiede vornehmlich aus den Daten der tropischen und subtropischen Ozeane, während die Unterschiede über der nordhemisphärischen Landfläche sehr gering ausfallen. Für Südafrika wird der Stadteffekt indes auf bis zur Hälfte der gemessenen Temperaturzunahme veranschlagt (Hughes & Balling 1996).

Der vorliegenden Arbeit liegen ausschließlich mittlere Temperaturdaten zu Grunde, Aussagen über Änderungen von Maximal- und Minimaltemperaturen können daher nicht getroffen werden. Hierin liegt das Problem, dass damit das Trendverhalten der Temperatur auch nur unzureichend dargestellt werden kann. "One can conclude that the trend in mean temperatures [...] does not represent the temperature trends accurately" (Mühlenbruch-Tegen 1992, S. 198). Daten über (monatliche) Maximum- und Minimumtemperaturen aus dem CRU05-Datensatz (diurnal temperature range) liegen für das südhemisphärische Afrika erst seit 1940 vor und werden deswegen in dieser Arbeit nicht berücksichtigt. Auf der Basis der CRU05-Gitternetzdaten lässt sich daher auch der städtische Einfluss nicht abschätzen, denn in diesen Datensatz wurden sämtliche zur Verfügung stehenden Stationsdaten integriert, auch solche mit einem städtisch überprägten Temperaturanstieg (New et al. 2000, S. 2226). Der Stadtklimaeinfluss könnte etwaig in einem Vergleich mit homogenen Stationsdaten abgeschätzt werden. Diese jedoch liegen bislang nicht vor.

6.1.2 Vergleichende Temperaturtrends

Die bisher vorliegenden globalen Trendanalysen sollen in dieser Arbeit mit neueren, räumlich hoch aufgelösten Datensätzen detaillierter nachgezeichnet werden, als es bisher möglich war. Dazu werden sämtliche Analysen auf einer einzelmonatlichen Basis durchgeführt. Gebiete mit signifikanten Temperaturzu- bzw. abnahmen werden auf den folgenden Karten, analog der Darstellung bei Rapp (1997), mit Punkten

hervorgehoben. Zunächst wird aber die zu Grunde gelegte Datenbasis nochmals thematisiert. Denn gerade bei den Trendanalysen werden die erheblichen Unterschiede der CRU05- und der PIK-CRU-Daten augenscheinlich. Die ursprünglichen CRU05-Daten sind vorrangig auf räumliche Konsistenz hin ausgelegt. Daher wirken die entsprechenden Trendkarten wesentlich homogener und geglätteter als die vom Potsdam Institut für Klimafolgenforschung korrigierten Daten. Diese zeigen oft eine sehr disperse Verteilung von kleinen Arealen positiver und negativer Trends, die aber insgesamt deutlich geringer ausfallen als in den originalen CRU05-Daten. Ein Vergleich der Trendmuster, berechnet aus den CRU05-Daten und den PIK-CRU-Daten, zeigt erhebliche Unterschiede. Abbildung 6.5 veranschaulicht lineare Trends der Jahresmitteltemperatur für den Zeitraum 1901 bis 1998.

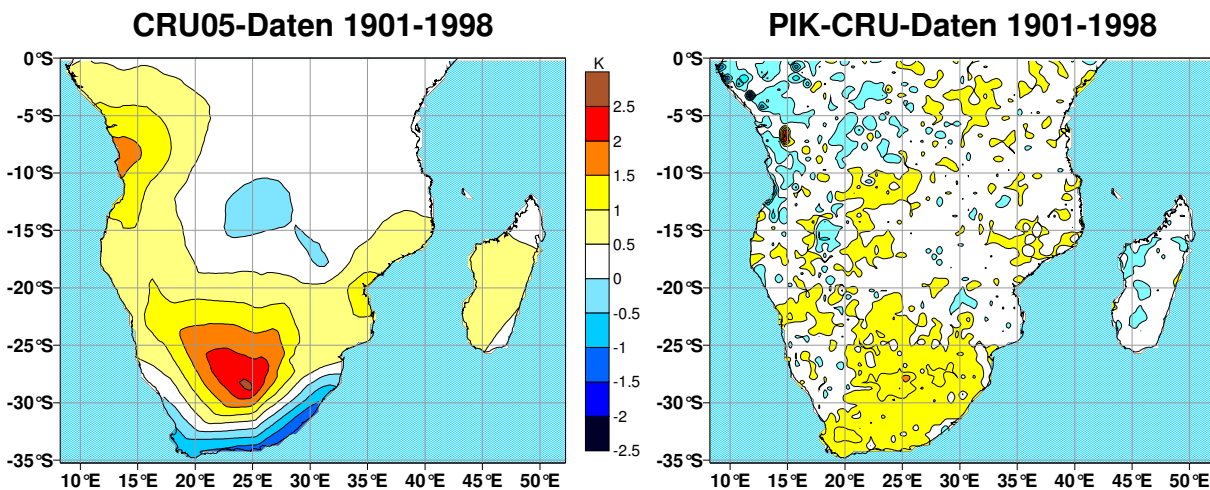


Abb. 6.5: Lineare Temperaturtrends (Jahresmittelwerte) in K für den Zeitraum 1901 bis 1998, basierend auf den CRU05-Daten (linke Abb.) bzw. den PIK-CRU-Daten (rechte Abb.).

Die generelle Temperaturzunahme südlich von 20°S ist auch in den korrigierten PIK-CRU05-Daten noch erhalten, wenn auch in weitaus geringerem Maße. Auffällig ist der Temperaturrückgang an der Südküste Südafrikas. Hier wurde der Temperaturrückgang von Österle et al. (2003) offensichtlich als Dateninhomogenität interpretiert und entsprechend korrigiert. Die Werte aus der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurden um 1K verringert. Damit kehrt sich der langfristige Temperaturtrend um (vgl. Abb. 6.6).

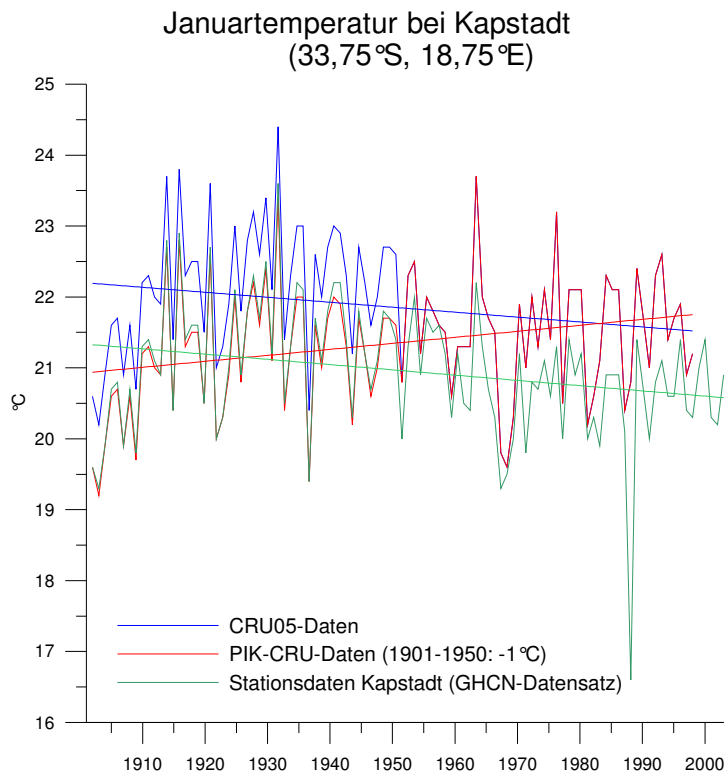


Abb. 6.6: Zeitreihe der Januartemperatur von Kapstadt (grüne Linie) und der entsprechenden Gitterbox aus dem CRU05-Datensatz (blaue Linie) und den PIK-CRU-Daten (rote Linie). Es ist jeweils eine Trendgerade angegeben. Ab 1950 verlaufen die blaue und die rote Kurve gleich; dargestellt ist dann nur noch die rote Kurve.

Die Abkühlung in der Kapregion findet sich auch bei Hulme et al. (2001), nicht jedoch im IPCC-Report (2001), bei Schönwiese (2002) und auch nicht in den GHCN-Daten (Peterson & Vose 1997). Vergleiche mit Stationsdaten von Kapstadt aus dem GHCN-Datensatz zeigen eine hohe Verlässlichkeit der Gitternetzdaten in diesem Raum - allerdings sind in beiden Datensätzen auffällige Inhomogenitäten Ende der 1940er Jahre erkennbar. Dies lässt vermuten, dass die regionale Temperaturabnahme eher auf Datenprobleme als auf einen natürlichen Trend zurückzuführen ist. Stationsdaten aus dem GHCN-Datensatz zeigen eine hohe Übereinstimmung mit den PIK-CRU-Daten, allerdings nur bis 1950, dann liegen die Stationsdaten generell etwa 0,5°C unter den Gitternetzdaten.

Auch die massive Erwärmung im nördlichen Südafrika muss als Inhomogenität angesprochen werden, ebenso die Temperaturzunahme in Angola, wo in den PIK-CRU-Daten ein leichter, statistisch insignifikanter Temperaturrückgang um 0,5K zu konstatieren ist. Die PIK-CRU-Daten weisen im Jahresmittel eine Temperaturzunahme von 0,5 - 1K für den Zeitraum 1901-1998 auf, dagegen zeigen die CRU 5° x 5° Lufttemperaturdaten eine stärkere Temperaturzunahme von 1-2K (1901-2003) für weite Räume Südafrikas; eine Temperaturabnahme ist dabei nicht erkennbar (Bradley et al. 2003).

Auch wenn der PIK-CRU-Datensatz sehr viel zuverlässiger erscheint als der originale Datensatz, muss bei der inhaltlichen Analyse beachtet werden, dass die Korrektur ausschließlich auf statistischen Erwägungen beruht. Es fehlt eine Referenz in Form homogener Stationsdaten. Einzelne Gitterboxen aus dem PIK-CRU-Datensatz müssen als offensichtliche Artefakte angesprochen werden: So zeigen sich bei den langzeitlichen Trends von 1901 bis 2003 im Nordwesten des Untersuchungsgebietes isolierte Gitterboxen mit sehr hohen positiven oder negativen Trends, die sich erheblich von den Trends der umgebenden Gitterboxen unterscheiden. Datenprobleme in dem Raum westlich von 15°W und nördlich von 5°S können auch in den Ergebnissen der Hauptkomponentenanalysen im folgenden Kapitel 7.2 aufgezeigt werden.

6.2 Die Trendstruktur des Niederschlages

Der Niederschlag ist räumlich und zeitlich wesentlich variabler als die Lufttemperatur und zeigt daher bei weitem nicht so ausgeprägte Trends wie diese. Im Gegensatz zur Lufttemperatur sind daher globale Mittel des Niederschlages wenig aussagekräftig und auch kaum berechnet worden. New et al. (2001) geben einen globalen Niederschlagsanstieg (für die Landflächen ohne die Antarktis) von 9mm für das 20. Jahrhundert an. Verglichen mit der Niederschlagsvariabilität von bis zu 40mm/Dekade ist der Trend allerdings gering.

Globale Analysen indizieren eine Niederschlagszunahme für weite Teile Botsuanas, Sambias und Angolas, dagegen einen Rückgang für das südliche Südafrika und Mosambik (Dai et al. 1997, IPCC 2001, Fig. 2.25(i), Giorgi 2002a,b). Eine jahreszeitlich differenzierte Darstellung globaler Niederschlagstrends für den Zeitraum 1900-1999 findet sich im IPCC-Report (2001, Fig. 2.25, siehe Abb. 6.7.). Im Sommer dominieren negative Trends. Eine Niederschlagszunahme kann für Ostafrika und Nordmadagaskar festgestellt werden. Maximale Trends treten auch im Herbst und Winter auf. Während an der Ostküste im Herbst negative Trends vorherrschen, dominieren dort im Winter positive. An der Westküste verhält es sich umgekehrt (vgl. Abb. 6.7.). Hulme (1992, 1996) zeigt die Niederschlagsentwicklung für Afrika im Vergleich zweier WMO-Klimanormalperioden (1931-1960 und 1961-1990). Dabei bezieht sich Hulme (1996) auf die dreimonatige Sommer- und Winterjahreszeit. Der Anstieg der winterlichen Niederschläge im Vergleich der Normalperioden in der südlichen Küstenregion des westlichen Afrikas wird mit 10% angegeben.

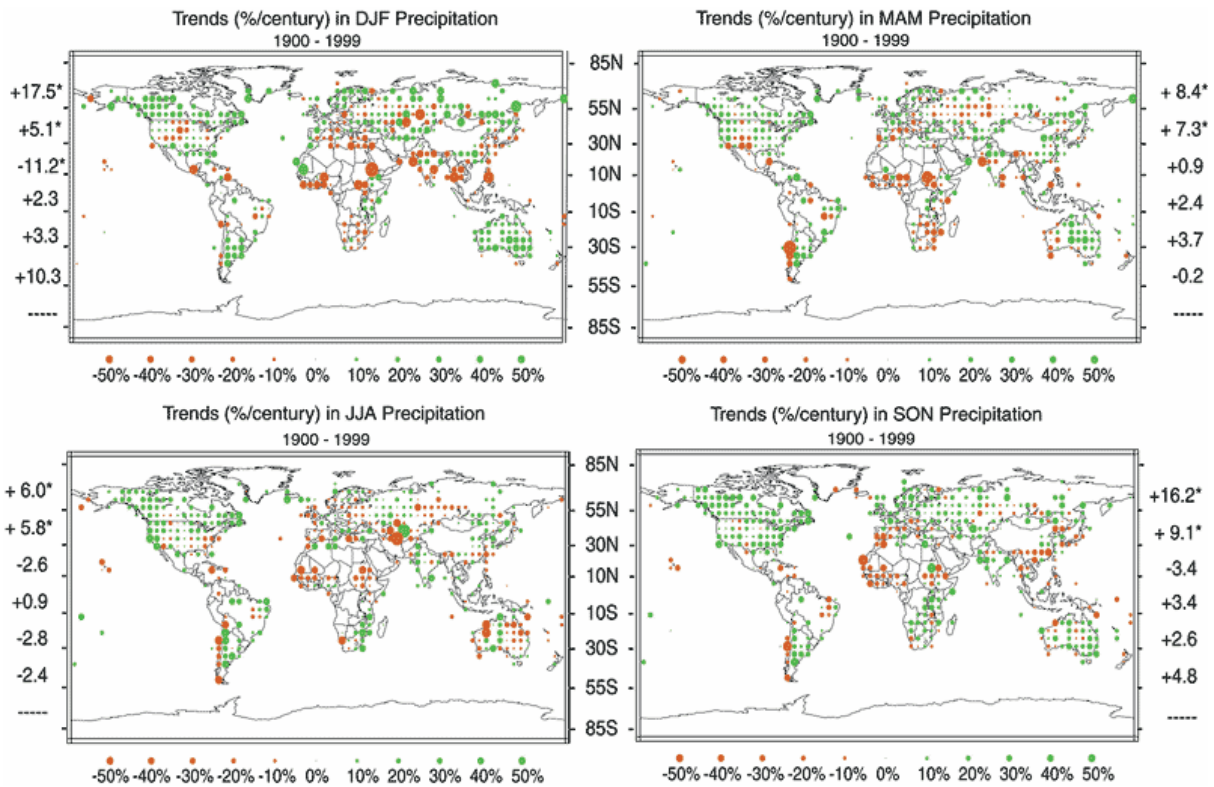


Abb. 6.7: Jahreszeitlich differenzierte Niederschlagstrends für den Zeitraum 1900 bis 1999. Grüne Punkte markieren einen Niederschlagsanstieg, braune eine Abnahme. Angegeben sind die prozentualen Trends (IPCC 2001, Fig. 2.25(i), S. 144).

Der Niederschlag stellt für die Landnutzung den wichtigsten Geofaktor im südlichen Afrika dar. Wegen der hohen Bedeutung des Niederschlages für die Kulturen in den Trockengebieten des südlichen Afrikas besteht traditionell ein großes Interesse an Untersuchungen zu regionalen Niederschlagsänderungen (Conway et al. 2005). Zahlreiche Arbeiten zeichnen für den historischen Zeitraum die Entwicklung der Niederschläge nach. Nicholson (1989, 1993, 2000, 2001a) untersucht in vielen Studien langzeitliche Änderungen im Niederschlag Afrikas. Sie beschreibt (2001a) die Niederschlagsvariabilität im 20. Jahrhundert anhand ausgesuchter Gebietsindizes. Für das südhemisphärische Afrika legt sie fünf Zeitreihen (Ostafrika, westliches-, östliches-, südliches Afrika und die Südküste Südafrikas) vor. Darin lassen sich keine langfristigen Trends erkennen, aber einzelne feuchtere bzw. trockenere Perioden. Insbesondere der Westen des südlichen Afrikas war zu Beginn des 20. Jahrhunderts deutlich trockener. Für den Beginn des 20. Jahrhunderts (1895 bis 1920) zeigt Nicholson (2000) für Afrika kontinentweit unterdurchschnittliche Niederschlagsverhältnisse auf. Nur der Osten Südafrikas lässt sich nicht eindeutig trockeneren Verhältnissen zuordnen. Eine großräumig gemittelte Niederschlagsentwicklung in Ostafrika zeigt dagegen eine Häufung feuchter Jahre um 1905 (Hulme 1996). Nicholson et al. (1988) illustrieren mit Karten zu jährlichen Niederschlags-

anomalien für Ostafrika diese überdurchschnittlichen Niederschläge zwischen 1904 und 1906.

Im Okavangoland (NE-Namibia) überwogen in den 1930er Jahren sehr trockene Verhältnisse (Nicholson 1996b, S. 73), ebenso in großen Teilen Südafrikas (Nicholson et al. 1988). Der IPCC-Report (2001, Fig. 2.25(ii)) zeigt für den Zeitraum von 1901 bis 1945 einen starken Niederschlagsrückgang im südlichen Namibia, deutlich positive Trends in Ostafrika; in Südafrika dominieren an der Küste negative, im Landesinnern positive Trends. Bezüglich des Jahresniederschlages herrschten bis auf den Südwesten des südlichen Afrikas negative Trends im Zeitraum 1976-1999 vor; dagegen waren in den Jahren 1946 bis 1975 die Niederschlagsverhältnisse deutlich feuchter (vgl. Abb. 6.8 bzw. IPCC 2001, Fig. 2.25(ii)).

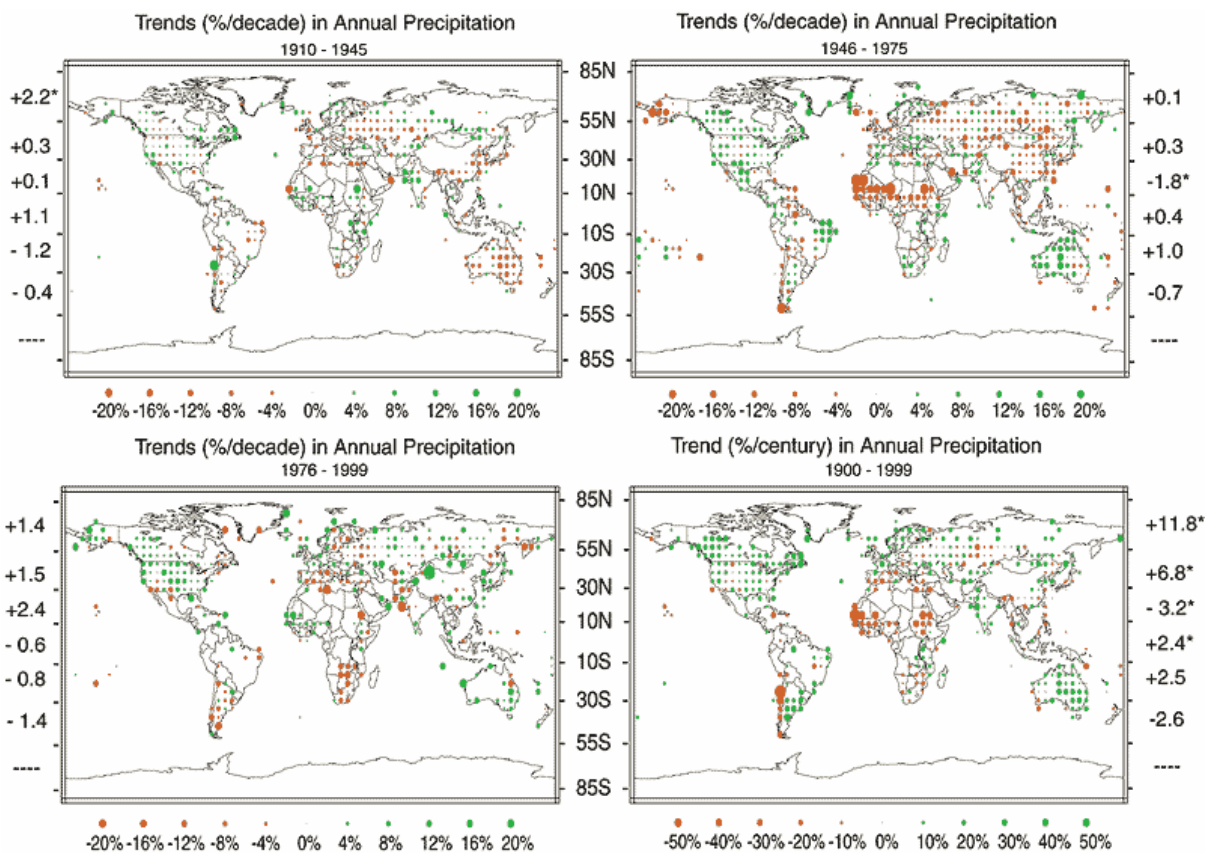


Abb. 6.8: Relative Trends der jährlichen Niederschlagssummen für unterschiedliche Zeiträume. Grüne Punkte markieren einen Niederschlagsanstieg, braune eine Abnahme. Angegeben sind die prozentualen Trends (IPCC 2001, Fig. 2.25(ii), S. 144).

Zwar lassen sich die feuchten 1950er Jahre kontinentweit nachweisen, aber bei einer regionalen Betrachtung zeigen sich kaum weitere signifikante Trends. Für den

Zeitraum 1950 bis 1959 liegen die maximalen Niederschlagszunahmen bei über 20% in Namibia, dem südlichen Angola und dem westlichen Südafrika. Rückgänge finden sich in der zentralen Kalahari an der Südostküste Südafrikas und den niederen Breiten. Gerade im äquatorialen Raum treten anomal niedrige Niederschläge auf (Nicholson 1989, 1996b). Der Niederschlagsrückgang in Südafrika wurde bereits von Tyson et al. (1975, zitiert in Tyson 1981, S. 5) aufgezeigt und auf das Auftreten unterschiedlich langer Niederschlagszyklen zurückgeführt. Kruger (1999) findet in seiner Studie zum südafrikanischen Niederschlag unterdurchschnittliche Werte in den 1960er und 1980er Jahren, überdurchschnittliche in den 1950er und 1970er Jahren. Umkehrpunkte der langfristigen Niederschlagsvariabilität liegen zu Beginn einer jeden Dekade. Darin schlägt sich auch die 18-20-jährige Oszillation des südafrikanischen Niederschlages nieder (Tyson 1986, Preston-Whyte & Tyson 1993). Spektralanalysen für den Zeitraum 1930/31 bis 1985/86 von Mason (1996) unterstützen die These eines etwa 18-jährigen Zyklus im Niederschlag. Werden allerdings die auf diesen Zeitraum folgenden sieben trockenen Jahre in die Analyse mit einbezogen, so fällt das spektrale Signal deutlich geringer aus; folglich ist dieser Zyklus – zumindest für das Lowveld im Osten Südafrikas - nicht robust (Mason 1996).

Auch Nicholson (1996b) kann bei der Betrachtung der Niederschlagsentwicklung auf der Basis von Dekadenanomalien einen deutlichen Unterschied zwischen den 1950er und 1960er Jahren feststellen. Insgesamt waren die 1960er Jahre sehr trocken. Eine Ausnahme bildet dabei Ostafrika mit Niederschlagszunahmen von stellenweise über 20%. In den 1970er Jahren sind dagegen gerade in der Hauptregenzeit negative Niederschlagsanomalien von über 40% (bezogen auf den langjährigen Mittelwert) erkennbar (Nicholson 2000). Die höchsten Niederschläge (im Oktober bis Dezember) sind in Ostafrika 1961 und 1997 mit Niederschlagssummen, die 200 bis 500% über dem langjährigen Mittelwert lagen, lokalisiert (Conway et al. 2005). 1963 erfolgten nochmals hohe Niederschläge mit einer Reihe feuchter Jahreszeiten in den späten 1960er Jahren. Auch Cullen et al. (2006) können für Ostafrika keinen langfristigen Niederschlagstrend bestimmen; die auffallend feuchten 1960er Jahre lassen sich jedoch klar aufzeigen, ebenso feuchtere Phasen zu Beginn des 20. Jahrhunderts sowie Ende der 1970er Jahre. Zwischen 1969 und 1973 sind für den gesamten Kontinent Niederschlagsrückgänge zu vermerken, ebenso Mitte der 1980er Jahre (Nicholson 1989, 1993, 1996b, S. 73, Hulme 1996). Positive Trends gibt es im Winter in Angola, im nördlichen Südafrika und in Ostafrika, im Frühling und im Sommer im südwestlichen Südafrika. Sehr feucht waren die Jahre 1974, 1976 und 1978 besonders in Südafrika und Namibia, negative Anomalien gab es damals nördlich von 17°S (Nicholson 1996b, S. 73, Nicholson et al. 1988).

Hinweise auf eine zunehmende Austrocknung lassen sich jedoch weder bei Nicholson (1989) für den Raum Botsuana, noch für den sommerlichen Niederschlag in Südafrika finden. Mason (1996) untersucht Klimaänderungen für den Nordosten Südafrikas, den Lowveld, für den 63-jährigen Zeitraum 1930 bis 1993 basierend auf Messdaten von 24 Klimastationen. Eine Abnahme des jährlichen Niederschlages um 38% seit Mitte der 1970er Jahre kann Mason ausmachen. Dieser starke Trend ist aber auf das Lowveld nördlich von Swasiland beschränkt. Im Highveld hingegen ist dieser Trend nicht so ausgeprägt. Die Studie von Hulme et al. (2001) kann keinen signifikanten langfristigen jährlichen Niederschlagstrend in Südafrika während der Periode 1901 bis 1995 auf der Basis der CRU05-Daten feststellen. Dagegen zeigen Beck und Grieser (2006) signifikante negative Niederschlagstrends für das südliche Afrika auf. Dazu können sie für den Zeitraum 1951 bis 2000 einen jüngst entwickelten $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ aufgelösten Niederschlagsdatensatz heranziehen. Auf der Basis des Mann-Kendall-Trendtests werden einzelmonatliche und jahreszeitliche Analysen durchgeführt. Die Autoren stellen einen großräumigen, signifikant negativen Trend in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts heraus. Die Trends werden als Absolutwerte in mm pro 50 Jahre angegeben, die Signifikanzschwelle wird allerdings auf 90% Sicherheitswahrscheinlichkeit abgesenkt. Generell dominieren zu allen Jahreszeiten negative Trends mit bis zu 20mm. Die durchgängige Abnahme der jährlichen Niederschlagssummen wird auch für den Zeitraum 1976 bis 1999 deutlich: Insgesamt kann im subsaharischen und südlichen Afrika eine Vergrößerung arider und semiarider Regionen auf Kosten humider festgestellt werden. Südlich von 10°S und östlich von Namibia zeigt der gesamte Raum eine ausgeprägte Tendenz zu trockeneren Bedingungen (IPCC 2001, Fig. 2.25(ii)).

Fauchereau et al. (2003a) untersuchen die Niederschlagsvariabilität Südafrikas im 20. Jahrhundert. Kumulative Niederschlagsanomalien können keinen langfristigen Trend des Sommerniederschlages aufzeigen. Es lassen sich jedoch signifikante Änderungen der Niederschlagsvariabilität darstellen. Seit den späten 1960er Jahren ist die interannuelle Variabilität angestiegen. Dabei wird deutlich, wie einige Regionen in den letzten Dekaden verstärkt unter den Einfluss von Extremereignissen geraten. Insbesondere Dürren wurden intensiver und traten räumlich ausgedehnter auf. Ein weiterer Aspekt der Klimavariabilität liegt in einem veränderten Telekonnektionsmuster in den 1970er Jahren, das sich von regionalen zu globalen Bezügen verändert hat. Eine verstärkte Kopplung der Niederschlagsvariabilität an ENSO kann nachgewiesen werden. Änderungen von Niederschlagsextremen untersucht auch Kruger (2006). Basierend auf 138 täglich aufgelösten Stationszeitreihen werden die Trends von acht verschiedenen Niederschlagsextremindizes in Südafrika für den Zeitraum 1910 bis 2004 analysiert: Während es in großen Teilen Südafrikas keinen wirklichen langfristigen Niederschlagstrend gibt, können

signifikante Änderungen in den Extremwerten festgestellt werden. Eine zunehmende Variabilität im Niederschlag seit etwa 1940 kann Mason (1996) für das Lowveld (Südafrika) ausmachen. Dies impliziert eine Zunahme klimatischer Extremereignisse wie Dürren und Überflutungen. Der Trend zu einer zunehmenden Variabilität insbesondere in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts wird auch schon von Hulme (1992) herausgestellt. Mason et al. (1999) stehen über 300 tägliche Niederschlagsdaten aus Südafrika für die 60-jährige Periode von 1931 bis 1990 zur Verfügung. Beim Vergleich der zwei 30-jährigen Zeiträume 1901-1930 und 1961-1990 zeigt sich ein signifikantes Ansteigen extremer Niederschlagsereignisse; dabei ist die tropische Zyklone Demoina (Januar 1984) für Niederschläge an der Ostküste von Bedeutung (Buckle 1996, S. 164). Ein Rückgang der Extremniederschläge im Nordosten geht einher mit abnehmenden Niederschlägen seit den späten 1970er Jahren in dieser Region.

Insgesamt ist das Bild bezogen auf den Jahresniederschlag sehr heterogen. Neben der Betrachtung von Niederschlagstrends stellen zahlreiche Studien klimatische Extremereignisse, insbesondere Dürren, in das Zentrum ihrer Analysen. Daher werden im folgenden Kapitel einige Arbeiten zu Dürren im südlichen Afrika vorgestellt.

6.2.1 Dürren

Niederschlagstrends werden insbesondere im Zusammenhang mit dem Auftreten von Dürren und Überschwemmungen untersucht. Dürren werden mit troposphärischen Zirkulationsanomalien, der QBO²⁷ (Jury et al. 1994), regionalen SST-Anomalien (Nicholson & Entekhabi 1987, Jury 1996, Landman & Mason 1999b, Reason & Mulenga 1999, Reason 2001) und ENSO (Jury et al. 1994, Rocha & Simmonds 1997a, Reason et al. 2000, Richard et al. 2000, Reason & Rouault 2002) in Zusammenhang gebracht. Die Kopplung von El Niños mit der Niederschlagsvariabilität im südlichen Afrika wird in Kapitel 8.2.2.1 näher erörtert.

Seit über 100 Jahren liegen Studien über das langfristige Auftreten von Dürren im südlichen Afrika vor (dazu Mason & Tyson 2000). Tyson (1986) zeigt folgende Dürrephasen für Südafrika auf: 1905, 1915, 1925-1932, 1944-1952, 1962, 1970, 1981 und 1989. Neben diesen längeren Dürrephasen traten im 20. Jahrhundert

²⁷ Die Quasi-Biennial Oscillation (QBO) beschreibt äquatoriale stratosphärische Winde, die etwa alle 26 bis 28 Monate ihre Ursprungsrichtung wechseln.

Dürren regelmäßig mit einer Periode zwischen 18 und 20 Jahren auf²⁸. Dieser Zyklus ist im Nordosten Südafrikas, in Simbabwe und Botsuana besonders ausgeprägt und lässt sich auch in der Lufttemperatur und in dendrochronologischen Zeitreihen seit mindestens 1760 nachweisen (Folland et al. 1999, Mason & Tyson 2000). Die Ursache der Zyklen ist noch unklar. Sie lassen sich möglicherweise auf den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus innerhalb des „luni-solar tide“ zurückführen (Currie 1987) oder die Ursache dieser Zyklen wird in lokalen SST-Anomalien vermutet (Tyson 1986, Nicholson & Entekhabi 1987).

Im Südosten des Subkontinents, dem Winterregengebiet, erfolgt die Niederschlagsbildung ausschließlich durch außertropische Störungen. Allgemein sind in dieser Region die Dürren auch nicht so ausgeprägt wie im Sommerregengebiet des Subkontinentes. Trockene Verhältnisse treten ein, wenn die Zyklonenzüge sich außergewöhnlich weit nach Süden zurückgezogen haben (Mason & Tyson 2000). Ein Abschwächen der Amplitude der westlichen Welle erschwert die Ausbildung von cut-off lows. Damit wird eine Kopplung der Tropen mit den Außertropen erschwert. Eine ablandige Verlagerung des aufsteigenden Astes der lokalen Walker-Zirkulation ist charakteristisch für trockene Verhältnisse im südlichen Afrika (Lindesay 1988, Reason & Mulenga 1999). Das bedeutet: Während trockener Sommer dominiert ein absteigender Ast der Konvektionszelle über dem Subkontinent mit einer Konfluenz der oberen Winde, die konvektive Bewegungen über dem südlichen Afrika erschweren. Gleichzeitig werden tropische Störungen über dem südwestlichen Indischen Ozean verstärkt, was zu einer Ostverlagerung des Kerns sommerlicher Konvektion führt. Damit wird die Feuchtezufuhr aus dem äquatorialen Indischen Ozean reduziert. Der Kern der Tropical-Temperature-Troughs (TTTs) und der damit verbundenen Wolkenbänder liegt entsprechend weiter im Osten, über dem westlichen Indischen Ozean. Diese Ostverlagerung zeigt sich in den tropischen Störungen im Raum des westlichen Indischen Ozeans bis an das östliche Ende von Madagaskar. Über dem südlichen Afrika erfolgt ein polwärtiger Transport, und die Niederschlagsbildung wird unterdrückt. Der Luftmassentransport erfolgt dann aus dem (Süd-)Westen. Oberflächennahe Westwindanomalien vor der Ostküste Afrikas sind daher ein Merkmal für trockenere Bedingungen. Durch ein Abschwächen der Antizyklone im Indischen Ozean lässt der nordöstliche Transport nach; damit wird das Feuchtedargebot verringert, d.h. es herrschen trockenere Verhältnisse vor (Tyson 1986, Jury & Pathack 1993, Jury 1996, Rocha & Simmonds 1997a, Lindesay 1998a).

²⁸ Gerade dieser Niederschlagszyklus erschwert es, Trendberechnungen auf kurzen Zeitskalen durchzuführen. Je nach Lage innerhalb des Zyklus können die Trends positiv oder negativ ausfallen.

Feuchtphasen werden oft durch Easterly Waves ausgelöst. Hierfür ursächlich ist ein Zusammenwirken quasistationärer tropischer Easterly Waves und durchziehender westlicher Wellen in den gemäßigten Breiten, die das TTT-System bilden (siehe dazu Kapitel 3). Insbesondere der östliche Teil des Kontinentes, wo der Kern der Konvektion zu lokalisieren ist, ist davon betroffen. Damit wird die Advektion feucht-tropischer Luftmassen an der Vorderseite des nordwestlich-südöstlich angelegten Trogs ermöglicht. Der Luftmassentransport erfolgt dann nahezu ausschließlich aus dem Nordosten bzw. dem tropischen Indischen Ozean (Jury 1996, Rocha & Simmonds 1997a,b).

Mögliche Kopplungen der QBO mit der Niederschlagsvariabilität im südlichen Afrika werden auf der Basis von Korrelationsrechnungen von Jury et al. (1994) herausgestellt. Während der QBO-Ostphase verstärken sich hochtroposphärische Ostwinde vor der Ostküste des südlichen Afrikas. Dies resultiert in Konvergenzbewegungen und absinkenden Luftmassen über dem Subkontinent. Dagegen forciert die QBO-Westphase eine verstärkte Niederschlagsbildung in diesem Raum über verstärkte Westwinde der höheren Troposphäre, der West-Ost-gerichteten Zirkulationszelle, die konvektionsfördernd über dem Kontinent und einschränkend über Madagaskar wirkt. Ein hochtroposphärisches Anomaliemuster mit verstärkten Ostwinden ist jedoch kein konsistentes Phänomen für Trockenheit im südlichen Afrika (Mason & Jury 1997). Diese QBO-Kopplung mit der Troposphäre bedarf daher noch einer weiteren Untermauerung (Mason & Tyson 2000).

6.2.2 Berechnung von Niederschlagstrends

Die hohe räumliche Variabilität des Niederschlages und seine Abhängigkeit von der Orographie erfordern, im Unterschied zu Analysen der Lufttemperatur, einen relativen Trend, d.h. die Angabe einer prozentualen Abweichung vom Mittelwert (Rapp 1997). Relative Trends lassen sich auf den Mittelwert der Klimavariablen während eines bestimmten Referenzzeitraumes bzw. auf den gesamten Untersuchungszeitraum beziehen. Der relative Trend ermöglicht einen Vergleich von Regionen mit unterschiedlicher Topographie oder unterschiedlicher absoluter Größenordnung des Niederschlages. Problematisch sind relative Trends, wenn die Ausgangswerte nahe null liegen, da dann extrem hohe Trendwerte berechnet werden. Daher empfiehlt Rapp (2000, S. 12) bei Mittelwerten nahe null, absolute Trends den relativen vorzuziehen. So basiert die Studie von Beck und Grieser (2006) zu Niederschlagstrends in Afrika für den Zeitraum 1951 bis 2000 auf absoluten Trendwerten.

Der Untersuchungsraum dieser Arbeit erstreckt sich von den immerfeuchten Tropen bis in extrem aride Gebiete. Daher müssten, nach dem Vorschlag von Rapp (2000), regional differenziert abwechselnd absolute und relative Trends berechnet werden. Um dies zu vermeiden, werden generell nur relative Trends mit der Mann-Kendall-Trendsignifikanz dargestellt. Wobei in ariden Räumen mit nur episodischen Niederschlägen solche Angaben, bei insgesamt problematischer Datenqualität, nur schwer mit einem inhaltlichen Erkenntnisgewinn zu belegen sind. Weiterhin muss beachtet werden, dass in ariden Gebieten mit sporadischem Niederschlag, der oft auch noch mit hohen Niederschlagssummen verbunden ist, eine Trendanalyse eine nur sehr eingeschränkte Aussage haben kann. In der kartographischen Darstellung wird daher darauf verzichtet, relative Trends mit einem Anstieg oder Rückgang von über 150% darzustellen, da insbesondere die Wüstengebiete zu extrem hohen Trends neigen. Alternativ hätten die Analysen auch nur mit den Gitterboxen durchgeführt werden können, die eine nennenswerte Niederschlagsmenge im entsprechenden Zeitraum aufweisen. Doch hätte die Entscheidung darüber, welche Regionen dabei Berücksichtigung finden und welche nicht, einen genauso subjektiven Charakter wie die hier gewählte Variante. - Der Vergleich eines absoluten (Abb. 6.9 links) und eines relativen Trends des Niederschlages (Abb. 6.9 rechts) verdeutlicht die Unterschiede: Während in den feuchteren Regionen hohe Absolutbeträge von über 100mm auftreten können, zeigen sich bei den relativen Trends gerade in den trockenen Gebieten stellenweise extrem hohe positive und negative Werte.

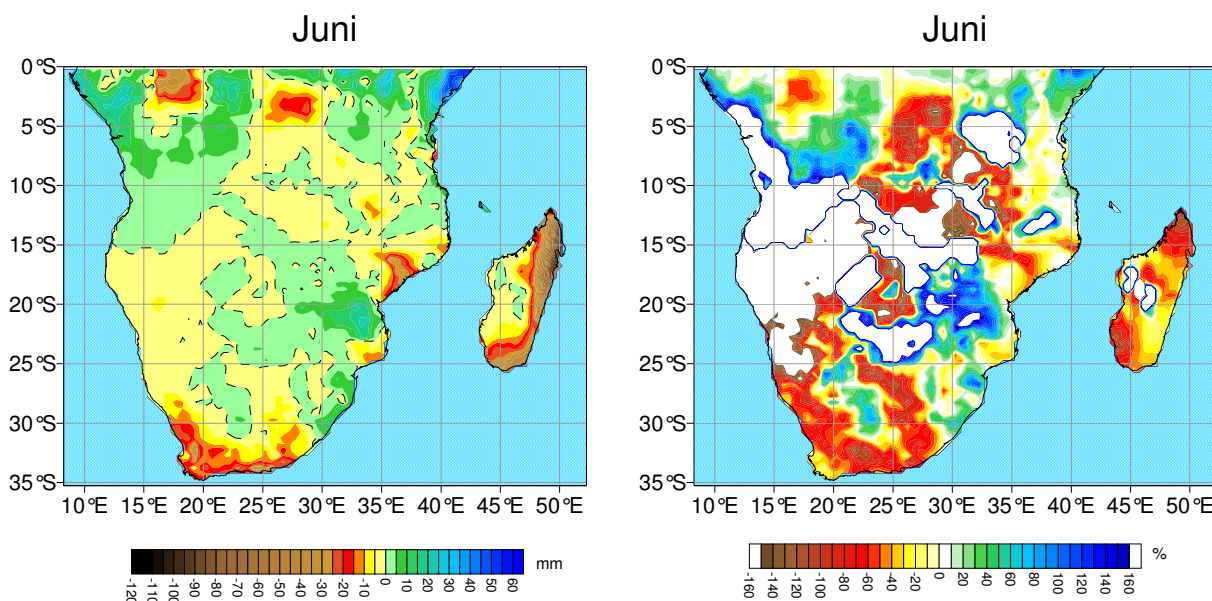


Abb. 6.9: Absoluter (links) und relativer (rechts) linearer Niederschlagstrend für den Juni 1901 bis 2003 basierend auf den PIK-CRU-Daten.

6.3 SST-Trends

Moron et al. (1998) untersuchen globale SST-Trends seit 1901. Auffällig ist dabei ein genereller Erwärmungstrend zwischen 1910 und 1940 und seit 1975. Die Erwärmung setzte sich auf der Nordhemisphäre bis Mitte der 1950er Jahre fort, während die südhemisphärischen Ozeane zunächst kühl blieben. Den Anfang scheinen die Temperaturänderungen im Bereich südlich von Grönland und kurze Zeit später im zentralen nördlichen Pazifik zu nehmen. Dies unterstreicht die Bedeutung der hohen Breiten für das globale Klimasystem.

Enfield und Mestas-Nuñez (2001) ziehen die Kaplan-SST-Anomalien der Jahre 1856 bis 1991 in ihrer Studie zur Variabilität der Meeresoberflächentemperatur heran. Ein globaler linearer Trend über diesen Zeitraum illustriert die Temperaturzunahme in großen Teilen des südlichen Atlantiks und des südlichen Indischen Ozeans mit einer Erwärmung von über 0,4K/Jahrhundert. Die global gemittelten SST-Anomalien zeigen positive Werte nach Mitte der 1930er Jahre und einen ansteigenden Trend ab Mitte der 1970er Jahre. Xue et al. (2003) untersuchen die globale Entwicklung der SSTs für gleitende 30-jährige Untersuchungsperioden von 1871 bis 2000. Dazu nutzen sie die ERSST- und die HadISST-Datensätze. Die deutliche Erwärmung zeigt sich dabei in beiden Datensätzen. Interdekadische Änderungen sind bedeutsam im Südatlantik und der Subantarktis. Eine globale EOF-Analyse der ERSST- und HadISST-Daten mit Jahresanomalien von Smith und Reynolds (2003) zeigt auf der zweiten EOF (15% erklärte Gesamtvarianz) einen deutlichen südhemisphärischen Erwärmungstrend. Dieses Muster findet sich auch bei Cai und Whetton (2001). Casey und Cornillon (2001) untersuchen globale SST-Trends seit 1942 und vergleichen dabei die COADS-Daten mit den satellitengestützten Daten aus dem World Ocean Atlas 1994 (WOA94). Erkennbar ist in beiden Datensätzen eine überdurchschnittliche Erwärmung der südlichen Ozeane, insbesondere auch südlich von Südafrika um mehr als 0,3°C pro Dekade. Der Indische Ozean zeigt im COADS-Datensatz eine moderate Temperaturzunahme, die sich nach Süden verstärkt. Dagegen ist in den WOA94-Daten ein sehr diffuses Bild von positiven und negativen Trends erkennbar, da diesem Datensatz eine geringere Zahl an Beobachtungen zu Grunde liegt.

6.4 Trends im bodennahen Luftdruck

Trendanalysen des bodennahen Luftdruckes werden von Gillett et al. (2003) vorgestellt (siehe Abb. 6.10). Sie zeigen SLP-Trends für den Zeitraum 1948 bis 1998 auf der Basis von Dekadenmitteln der NCEP/NCAR-Reanalyse-Daten, der HadSLP-Daten und eines von Trenberth (für die Nordhemisphäre) entwickelten Datensets für die nordhemisphärischen Wintermonate. Deutlich zeigt sich eine bodennahe Luftdruckzunahme mit maximalen Werten von 6-7hPa im Raum Südeuropa bis Nordafrika. Ein ansteigender Luftdruck lässt sich über dem gesamten Afrika, dem südlichen Indischen Ozean, dem tropischen Atlantik, über Indien und Indonesien beobachten. Teilweise erhebliche Rückgänge sind für die Westantarktis (< 15hPa), der gesamten Küste Antarktiks und dem Nordpolargebiet errechnet worden. Auch Thompson et al. (2000) können in ihrer Studie den SLP-Rückgang in den hohen südlichen Breiten feststellen. Aus diesem Trendmuster wird ein verstärkter Druckgegensatz in den mittleren Breiten der Südhemisphäre deutlich. Daraus lässt sich eine verstärkte Westwindzirkulation ableiten, wenn der verstärkte Gradient auch in der höheren Atmosphäre gegeben ist.

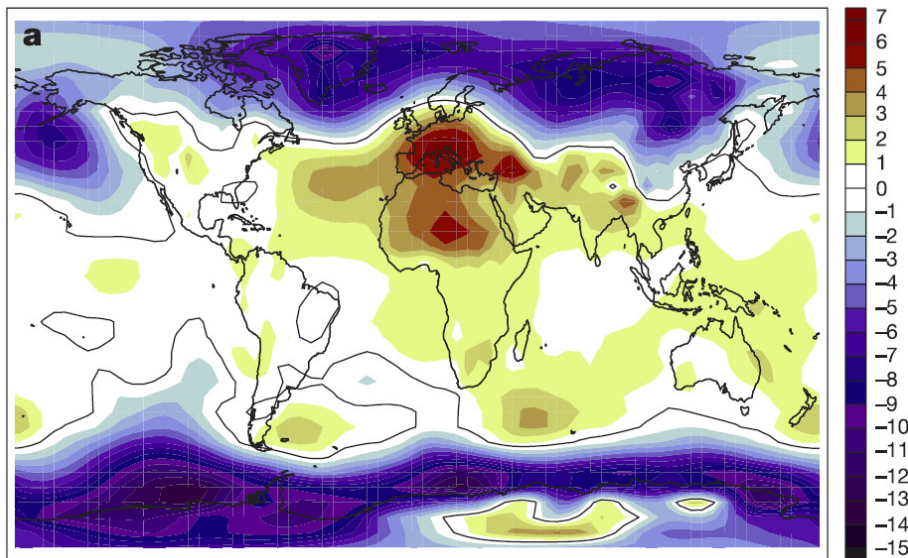


Abb. 6.10: Beobachtete SLP-Trends im Winter (Dezember, Januar, Februar) für den Zeitraum 1948 bis 1998 auf der Basis von NCEP/NCAR-Reanalyse-Daten in hPa (Gillett et al. 2003, Fig. 1, S. 293).

Als Reaktion auf den anthropogenen Eintrag von Schwefel und Treibhausgasen in die Atmosphäre lässt sich dieses Trendmuster aus vier verschiedenen Klimamodellen und auch dem entsprechenden „multi-model mean“ errechnen. Allerdings sind die simulierten Trends deutlich niedriger als die beobachteten (Gillett et al. 2003).

6.5 Klimatrends

In den folgenden Kapiteln werden die in der vorliegenden Studie berechneten Trendmuster für unterschiedliche Klimanormalperioden 1901 bis 1930, 1931-1960 und 1961-1990 dargestellt; es folgt die jüngste 30-jährige Periode des Untersuchungszeitraumes 1974-2003 und abschließend werden die langfristigen Trendmuster von 1901 bis 2003 dargestellt. Dabei können insgesamt nur besonders auffällige Trends knapp beschrieben und in einen Zusammenhang mit den oben dargestellten Arbeiten gestellt werden.

Die in der vorliegenden Studie berechneten einzelmonatlichen Trendmuster der Meeresoberflächentemperatur unterscheiden sich nicht so stark voneinander, wie dies beim Niederschlag der Fall ist. Daher werden jeweils nur Beispiele für den Sommer (Januar), Herbst (April), Winter (Juli) und Frühling (Oktober) dargestellt. Zur Bestimmung der Trendsignifikanz werden bei den SSTs die Gitterpunkte aufgezeigt, bei denen der Trend das „natürliche Rauschen“ überschreitet.

6.5.1 Klimatrends 1901-1930

6.5.1.1 Temperaturtrends 1901-1930

Abbildung 6.11 zeigt die Temperaturtrends für den Zeitraum 1901 bis 1930. Im Frühling und Sommer ist im zentralen südlichen Afrika bis an die Westküste Südafrikas ein großes Areal deutlicher Erwärmung zu erkennen. Maximale signifikante Temperaturzunahmen um bis zu 3,5K dominieren das Hochland zwischen 10°S und 25°S insbesondere im Februar und November. Entlang der Küsten ist die Temperaturzunahme weniger stark ausgeprägt und im Januar und Februar tritt entlang der Ostküste Südafrikas sogar ein leichter Temperaturrückgang auf. Madagaskar zeigt – ebenso wie der Nordwesten des Untersuchungsraumes – während des gesamten Jahres zumeist eine leichte, insignifikante Abkühlung.

Im Herbst und Winter überwiegen großräumig Abkühlungstendenzen mit einem maximalen Temperaturrückgang von 2,1K (im August), bei leichter Erwärmung im südlichsten Südafrika sowie im Juni und Juli in Teilen Sambias, Tansanias und Mosambiks. Dort ist eine Temperaturzunahme von etwa 0,5K, die das T/R-Verhältnis von 1 übersteigt, auszumachen. – Insgesamt übersteigen die Trends großräumig das T/R-Verhältnis von 1, wobei erhebliche jahreszeitliche Unterschiede die Muster stark differenzieren.

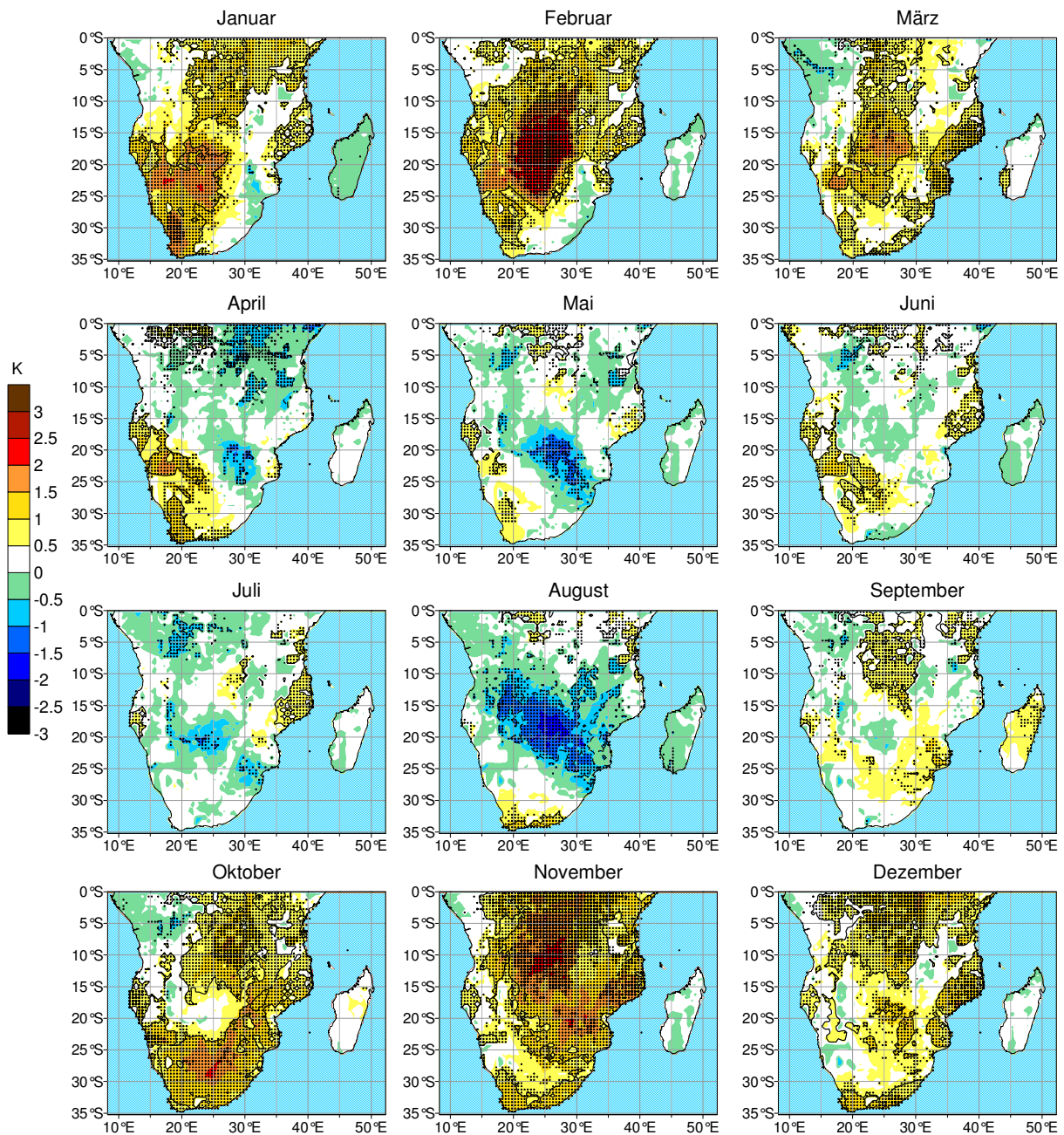


Abb. 6.11: Absolute lineare Trends der Lufttemperatur in K für den Zeitraum 1901 bis 1930. Gitterboxen, bei denen der Trend die Standardabweichung übersteigt, sind durch Punkte markiert (Trend-Rausch-Verhältnis >1). Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

6.5.1.2 Niederschlagstrends 1901-1930

Die Trendmuster in Abbildung 6.12 verdeutlichen hohe Niederschlagszunahmen im südlichen Botsuana in den Monaten März bis August für den Zeitraum 1901 bis 1930.

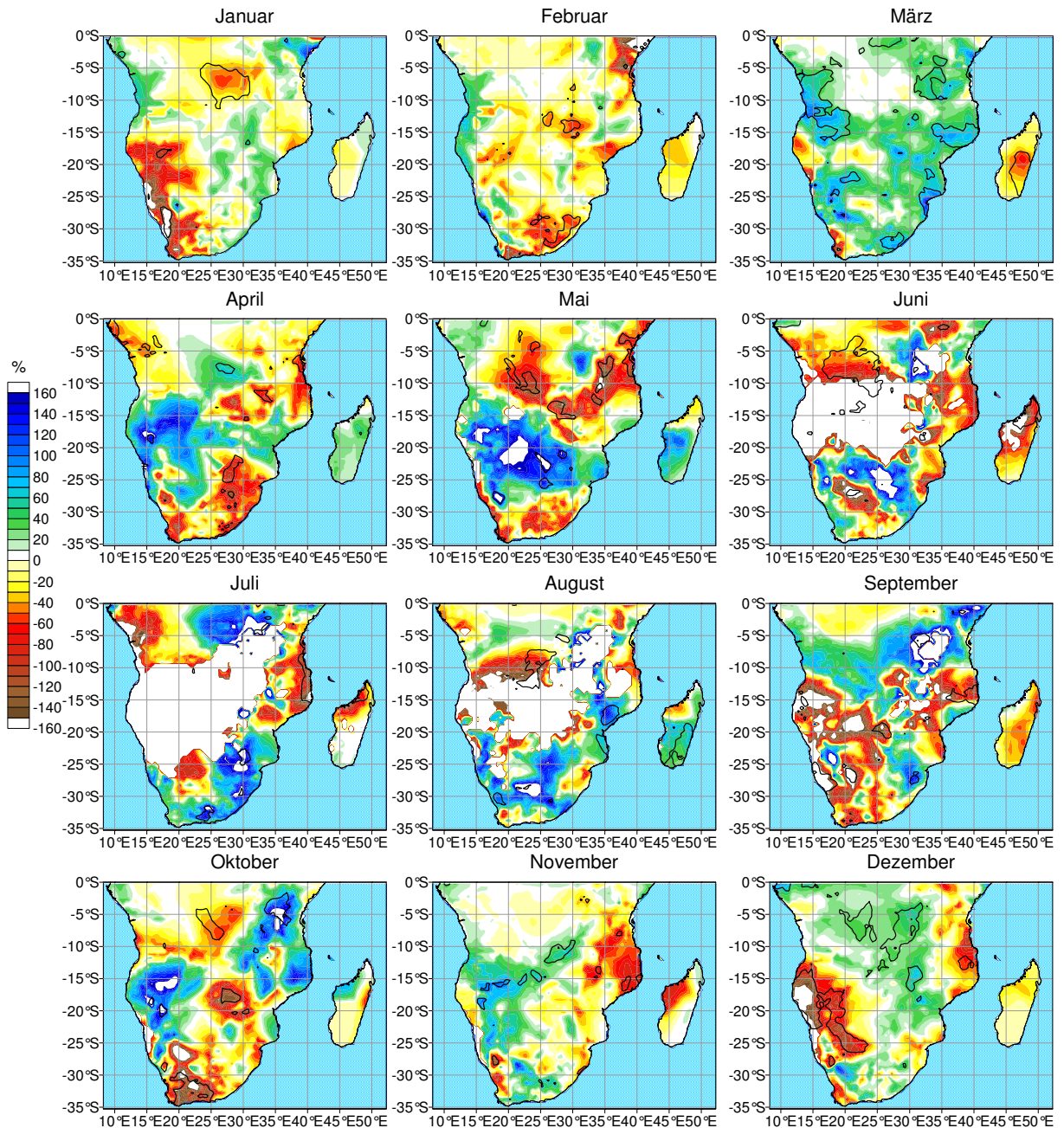


Abb. 6.12: Relative lineare Trends des Niederschlages in % (Abweichung vom langjährigen Mittelwert 1901-2003) für den Zeitraum 1901 bis 1930. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

Auffällig ist insbesondere der März mit durchweg signifikant positiven Trends mit Werten bis zu 190%. Eine Ausnahme bilden die Niederschlagsrückgänge in Madagaskar, dem Raum Kapstadt, dem nordwestlichen Namibia und dem südwestlichen Angola. In Ostafrika sind die Niederschlagszunahmen hauptsächlich zu Beginn der Regenzeiten in den Monaten März sowie September und Oktober ausgeprägt. Dann werden allerdings auch Trendwerte von über 100% erreicht. Im Sommer sind in Mosambik deutliche Niederschlagsrückgänge zu sehen, ebenso im Südwesten des Untersuchungsraumes analog zu den Ergebnissen des IPCC-Reports (2001). Der Herbst lässt sich mit Niederschlagszunahmen zwischen 15°S und 25°S beschreiben, der Winter mit Rückgängen im nördlichen Angola und nordwestlichen Madagaskar. Die winterlichen Trends in den Sommerregengebieten sind auf Grund der geringen monatlichen Niederschlagssummen nicht weiter interpretierbar.

Insgesamt sind die Trendmuster der einzelnen Monate äußerst verschieden und eine hohe Ähnlichkeit der Monate einer Jahreszeit ist nicht gegeben. Dies unterstreicht die hohe interannuelle Variabilität des Niederschlages, nicht nur bezüglich von Regen- und Trockenzeiten sondern auch innerhalb dieser Phasen.

6.5.1.3 SST-Trends 1901-1930

Trendkarten der Meeresoberflächentemperatur für den Zeitraum von 1901 bis 1930 sind in Abbildung 6.13 dargestellt. Im südlichen tropischen Atlantik bei 10°S ist eine markante Erwärmung um bis zu 1K erkennbar; das T/R-Verhältnis von 1 wird großräumig überstiegen. Der südwestliche Atlantik und der südwestliche Indik kühlen sich dagegen leicht ab. Hier liegt, mit Ausnahme des Monats März, auch das T/R-Verhältnis über 1. Höhere Signifikanzen können im äquatorialen Atlantik im Winter erreicht werden (nicht dargestellt).

Ansonsten herrscht ein recht ungleiches Bild mit dominant leichten Temperaturrückgängen vor. Jahreszeitliche Unterschiede sind im Pazifik am stärksten ausgeprägt. Eine Temperaturzunahme im tropischen Ostpazifik ist auf den Herbst und Winter beschränkt, ebenso ein ansteigender Trend im zentralen Pazifik zwischen 30°S und 40°S.

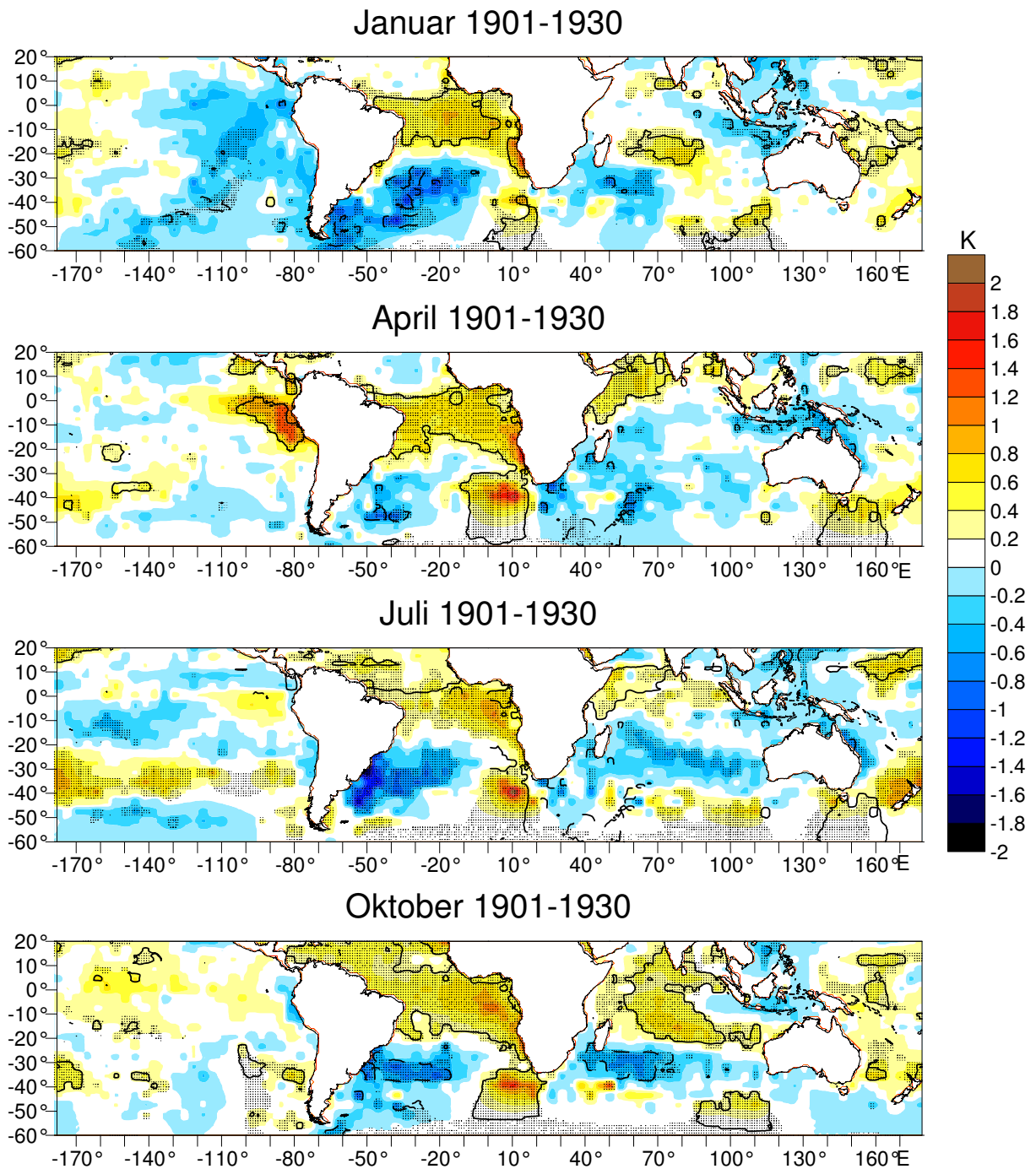


Abb. 6.13: Absolute lineare SST-Trends für den Zeitraum 1901 bis 1930. Gitterboxen mit einem Trend-Rausch-Verhältnis >1 sind durch Punkte markiert. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

6.5.1.4 SLP-Trends 1850-1900, 1901-1930

Im Gegensatz zu den Lufttemperatur- und Niederschlagsdaten beginnt der Zeitraum, für den SLP-Daten vorliegen, schon 1850. Daher werden in Abbildung 6.14 Trendmuster für diese frühe Periode vorgestellt. Die Trendkarten zum bodennahen Luftdruck werden ohne Angaben zu Signifikanzen dargestellt, da es sich gezeigt hat, dass die Gebiete mit signifikanten Trends sehr kleinräumig sind und demzufolge auch rein zufälliger Natur sein könnten. Schließlich wurde auf die inhaltlichen Grenzen von Signifikanzaussagen schon hingewiesen (siehe Exkurs). Die Hinweise zur Signifikanz bei Temperatur-, Niederschlags- und SST-Trends werden, dem allgemeinen Gebrauch der Klimaforschung entsprechend, trotzdem beibehalten.

Der Zeitraum 1850 bis 1900 zeichnet sich am deutlichsten durch eine recht unsichere Datenbasis aus. Trotzdem lassen sich im Sommer klare Muster erkennen: zunehmender bodennaher Luftdruck südlich von Südafrika und abnehmender über dem südlichen Südamerika. Im Winter ist eine sehr deutliche SLP-Zunahme (bis zu 5hPa) in der Subantarktis, mit Ausnahme der Nordspitze der Antarktischen Halbinsel, erkennbar. Dort erreicht der SLP-Rückgang 6hPa. Eine geringe Abnahme des Luftdruckes dominiert in den niederen Breiten.

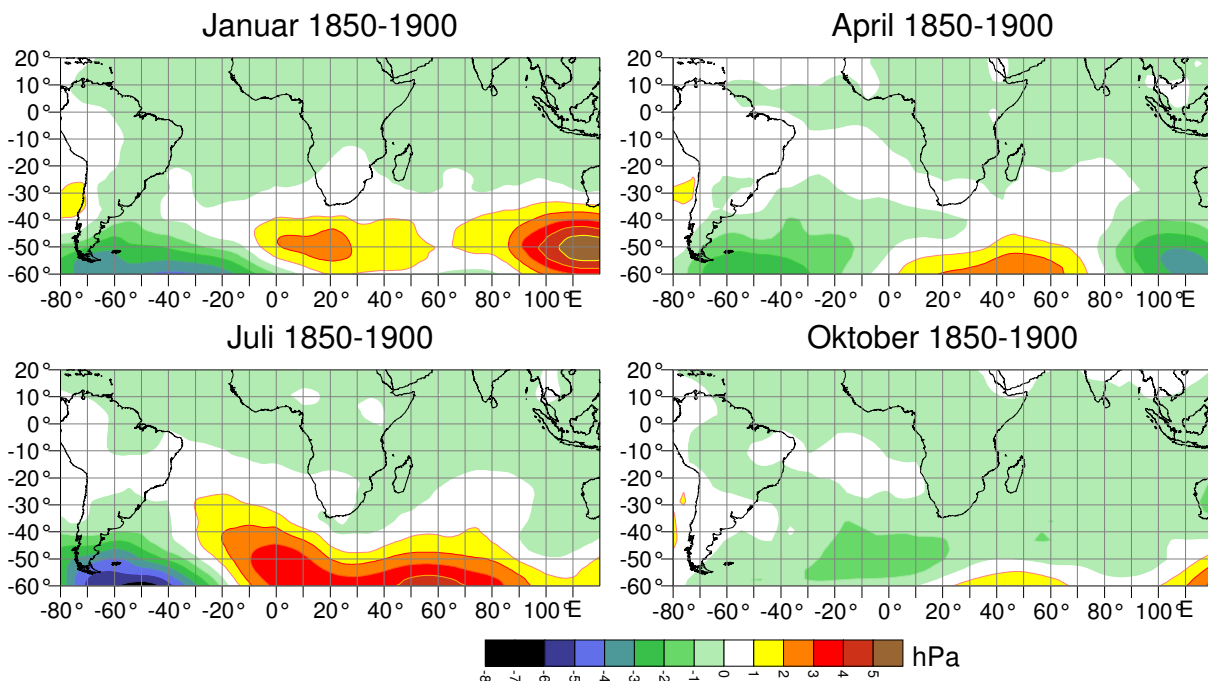


Abb. 6.14: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1850 bis 1900. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text).

Im Sommer ist der Luftdruckrückgang im Bereich der nördlichen Antarktischen Halbinsel deutlich, aber nicht so stark ausgeprägt wie im Winter, trotzdem ist er statistisch hoch signifikant (Si: 99%), gleichzeitig ist eine Zunahme südlich von Südafrika erkennbar. Dies impliziert eine verstärkt meridionale Zirkulationsstruktur im Sommer und auch im Winter. Die Übergangsjahreszeiten sind durch deutlich geringere Trendwerte gekennzeichnet.

SLP-Trends 1901-1930

Abbildung 6.15 verdeutlicht, dass im ersten Drittel des 20. Jahrhunderts über dem afrikanischen Kontinent südlich von 20°N praktisch keine nennenswerten Trends im bodennahen Luftdruck erkennbar sind. Änderungen zeichnen sich hingegen in den ozeanischen Drucksystemen ab: Im Sommer und Winter verstärken sich die Antizyklen über dem südlichen Atlantik und Indik in ihren südlichen Ausläufern, während sie sich im Frühjahr sehr deutlich abschwächt und damit die Luftdruckgradienten nach Süden verringert.

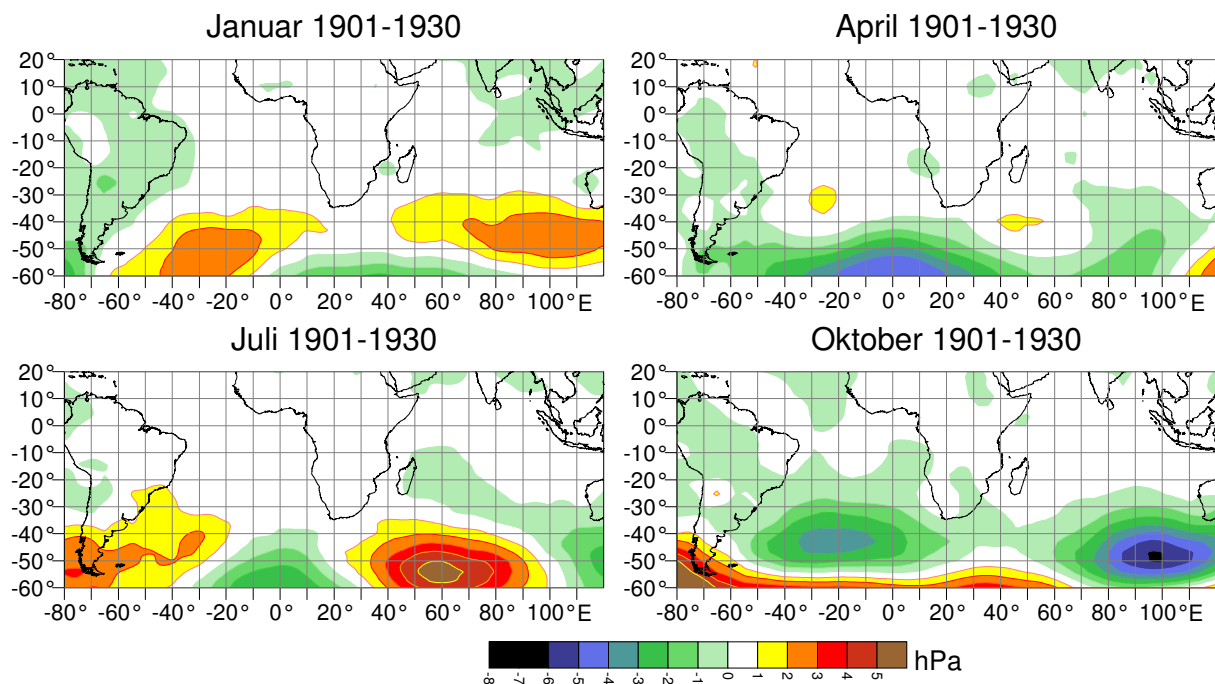


Abb. 6.15: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1901 bis 1930. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text).

6.5.2 Klimatrends 1931-1960

6.5.2.1 Temperaturtrends 1931-1960

Abbildung 6.16 verdeutlicht die Trendmuster der Lufttemperatur im Zeitraum 1931 bis 1960:

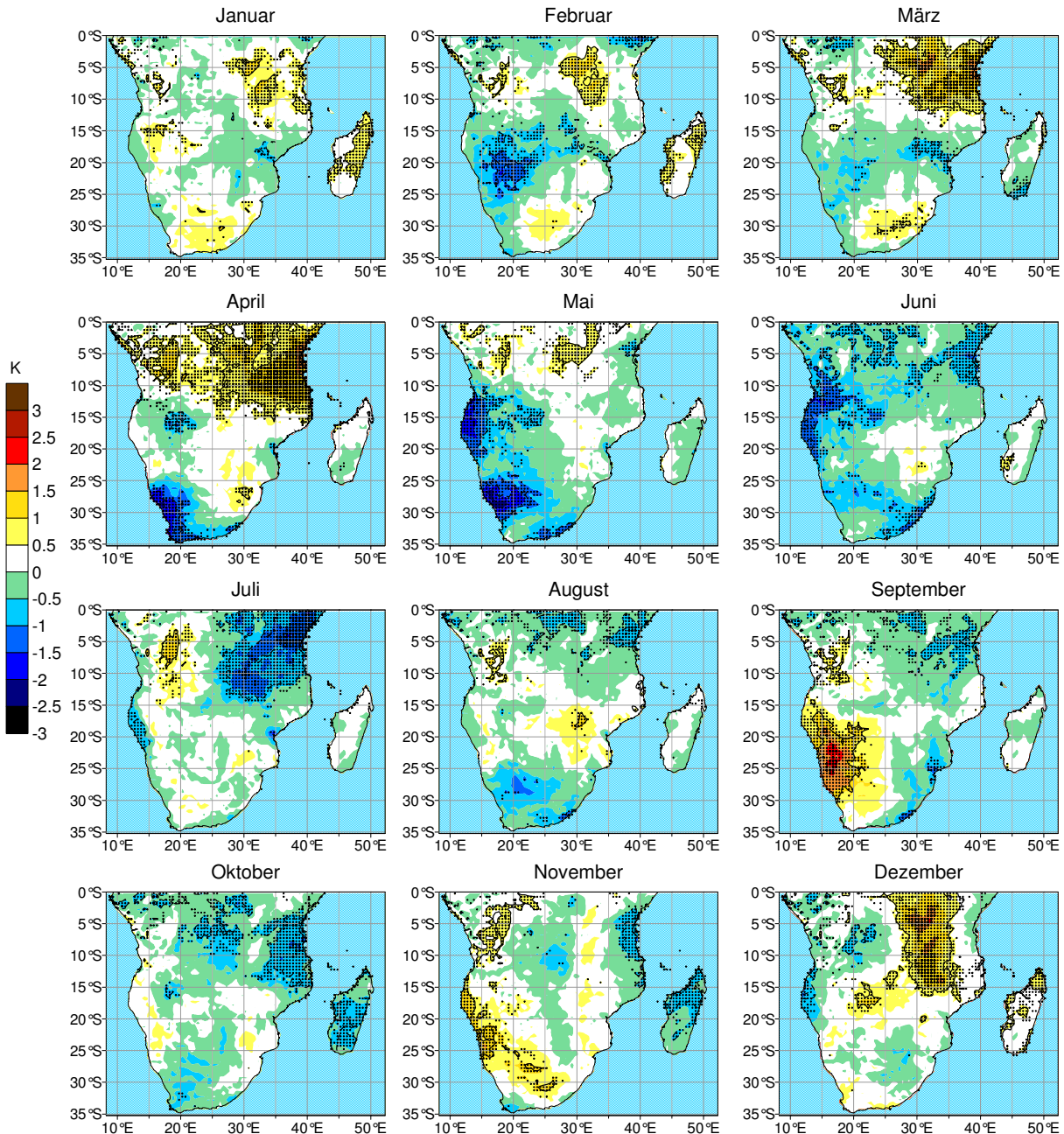


Abb. 6.16: Absolute lineare Trends der Lufttemperatur in K für den Zeitraum 1931 bis 1960. Gitterboxen, bei denen der Trend die Standardabweichung übersteigt, sind durch Punkte markiert (Trend-Rausch-Verhältnis >1). Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

Insgesamt lässt sich diese Klimanormalperiode mit negativen Temperaturtrends charakterisieren. Eine maximale Abkühlung von 2,5K ist im Mai im Raum von Namibia und Angola erkennbar, hohe negative Trends werden dort aber auch schon im Mai (im östlichen Südafrika) und noch im Juni erzielt.

Eine Erwärmung ist in den Herbstmonaten März und April für den Nordosten des Untersuchungsraumes mit bis zu 2K errechnet worden. Diese Erwärmung schlägt in den Wintermonaten Juni und Juli in eine Abkühlung in der gleichen Größenordnung um. Daher lassen sich in den zu Jahresmitteln aggregierten Trendmustern, beispielsweise in Abbildung 6.2 (allerdings für den Zeitraum 1910 bis 1945), auch nur sehr geringe Werte erkennen.

Eine starke Erwärmung im Raum Angola / Namibia im September mit über 2,3K ist in der Trendkarte (Abb. 6.16) besonders auffällig. Während im Folgemonat die Temperaturzunahme sehr deutlich zurückgeht, ist sie im November wieder erkennbar. Ein stark positiver Trend ist im Dezember und abgeschwächt in den zwei folgenden Monaten in Madagaskar, Uganda und dem westlichen Tansania erkennbar.

6.5.2.2 Niederschlagstrends 1931-1960

Signifikante Niederschlagszunahmen um 60% bis 80% können für den Raum Angola / Sambia in den Monaten Februar und März berechnet werden. Die vorliegenden Trendanalysen zeigen in Abbildung 6.17, dass der Niederschlagsrückgang in der Kapregion, der in Abbildung 6.8 für einen etwas früheren Zeitraum (1946-1975) dargestellt wurde, auf den Frühling und Sommer beschränkt ist.

Im Jahresmittel ging der Niederschlag in Ostafrika um 10% bis 30% zurück. In einem Gebiet vom östlichen Angola nach Südosten an die Küste des Indischen Ozeans sind hingegen vorrangig positive Niederschlagstrends erkennbar. Die Sommerregengebiete können insbesondere im Dezember von ansteigenden Niederschlagssummen profitieren, die im nordöstlichen Südafrika auch signifikant sind und maximal bei über 80% liegen.

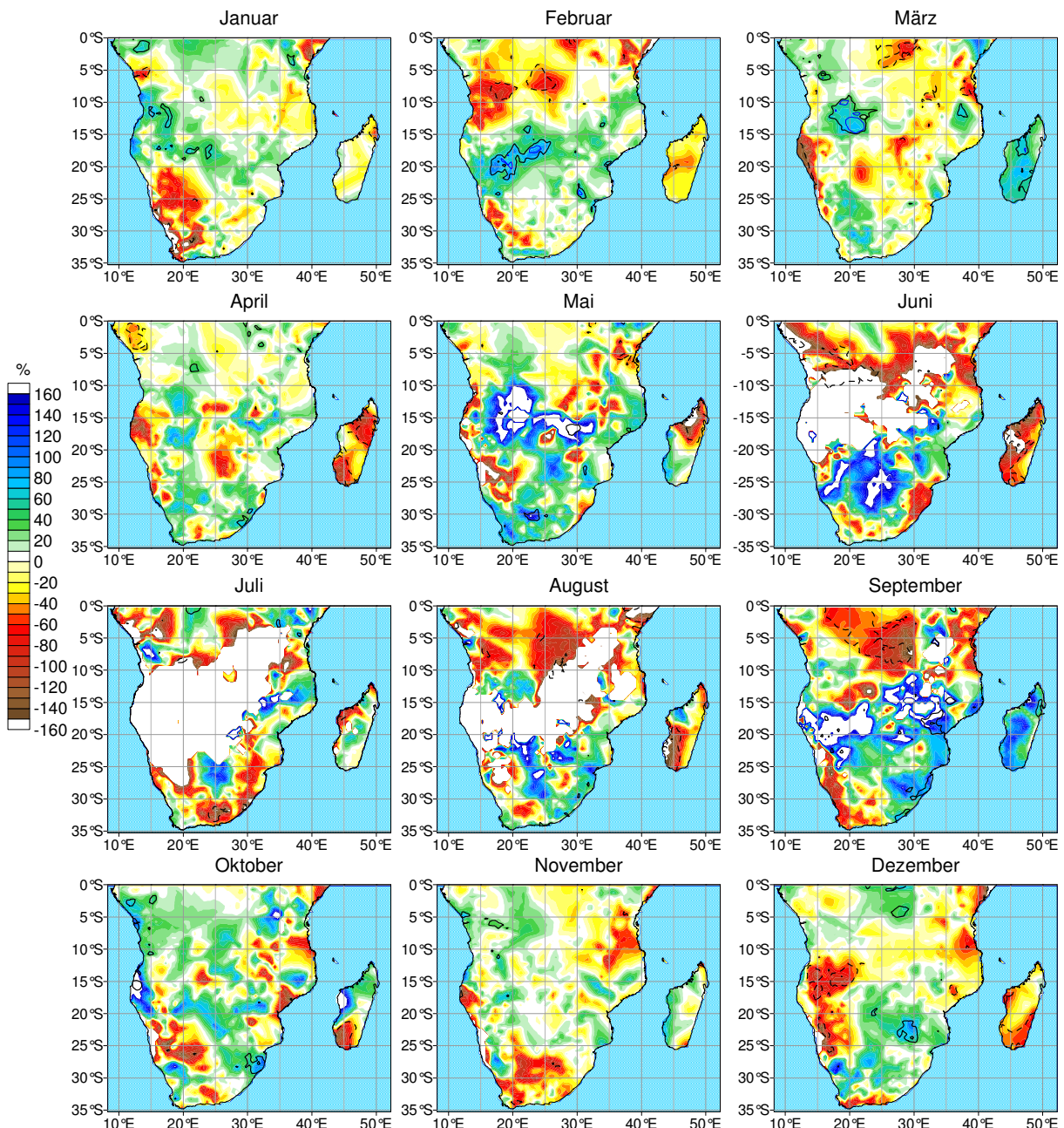


Abb. 6.17: Relative lineare Trends des Niederschlages in % (Abweichung vom langjährigen Mittelwert 1901-2003) für den Zeitraum 1931 bis 1960. Die Trendsignifikanz ($\alpha=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

In die hier betrachtete Klimanormalperiode (1931-1960) fallen die feuchten 1950er Jahre und die insgesamt trockeneren 1960er Jahre (Nicholson et al. 1988). Diese am Ende der Klimanormalperiode auftretenden niedrigen Niederschläge schlagen sich in der Trendberechnung nieder und täuschen möglicherweise zu geringe Trendwerte vor. Insgesamt sind die Niederschlagstrends weitgehend insignifikant und im Rahmen der natürlichen Klimavariabilität einzuordnen.

6.5.2.3 SST-Trends 1931-1960

Bis auf die mittleren und hohen südlichen Breiten östlich von 30°W, zeigen sich nahezu im gesamten Untersuchungsgebiet teilweise recht markante Temperaturrückgänge von über 1K in der Periode 1931-1960.

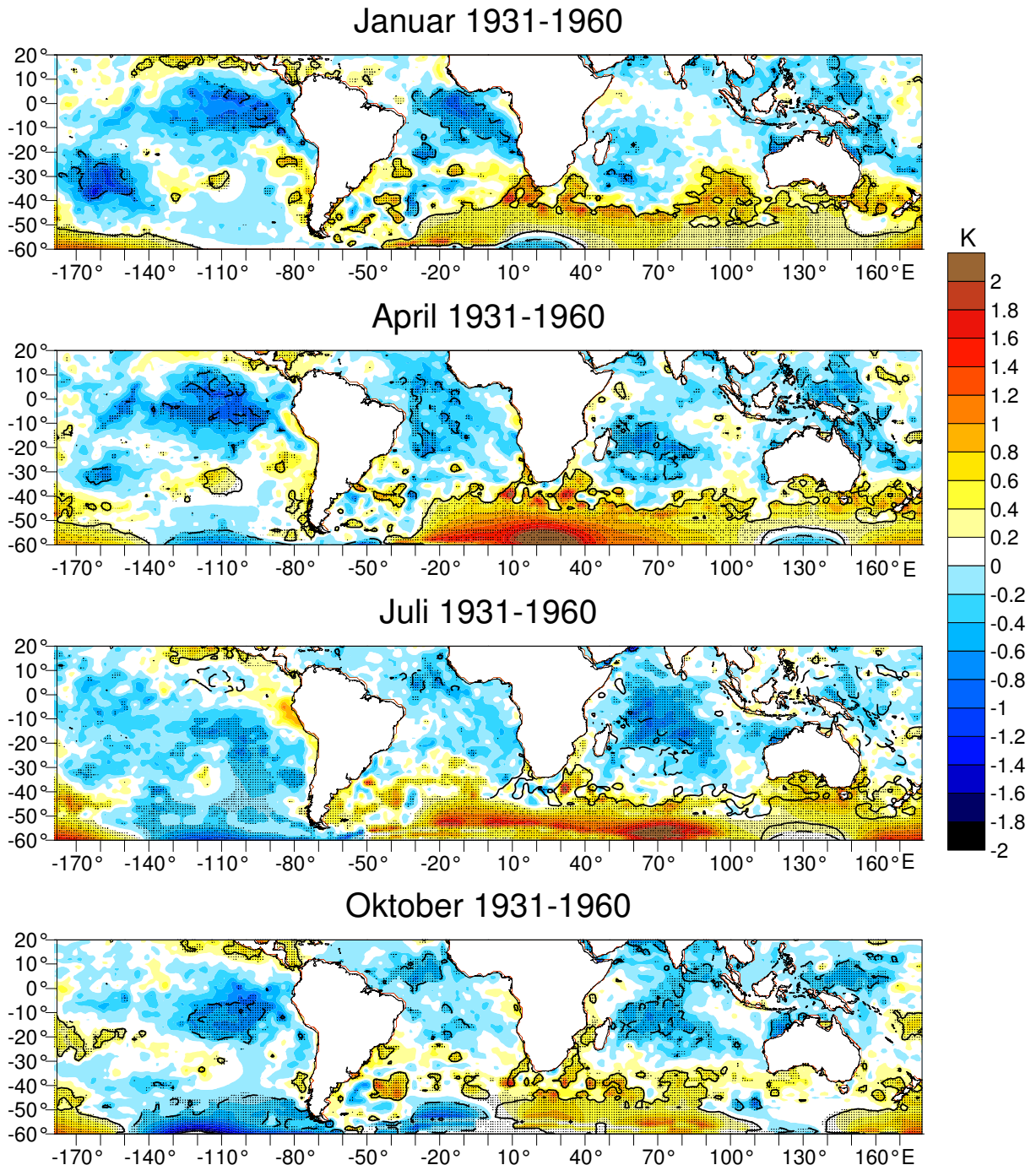


Abb. 6.18: Absolute lineare SST-Trends für den Zeitraum 1931 bis 1960. Gitterboxen mit einem Trend-Rausch-Verhältnis > 1 sind durch Punkte markiert. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

Die Temperaturabnahme ist, wie Abbildung 6.18 verdeutlicht, im Sommer im Atlantik und im Winter und Frühling im Indischen Ozean stärker ausgeprägt.

Die Meeresoberflächentemperatur zeigt während des gesamten Jahres eine markante Zunahme in den mittleren Breiten südlich von 40°S. Die Trends erreichen im April 2K südlich von Südafrika. Das T/R-Verhältnis von 1 wird östlich von 30°W großräumig überschritten. In den Meeresströmen um Südafrika steigt die Temperatur mit Ausnahme einer kleinen Region bei 30°E. Der sommerliche Temperaturanstieg liegt im südlichen Benguelastrom bei >1K, die Erwärmung im Agulhasstrom fällt niedriger aus.

Die insgesamt recht hohen negativen (Pazifik) und positiven Trends (Atlantik, Indik) südlich von 50°S sind auch in diesem Zeitraum wahrscheinlich der unzuverlässigen Datenlage geschuldet und sind einer konkreten Interpretation daher nicht zugänglich.

6.5.2.4 SLP-Trends 1931-1960

In Abbildung 6.19 sind die Trendmuster des bodennahen Luftdrucks der Monate Januar, April, Juli und Oktober für den Zeitraum 1931 bis 1960 dargestellt. Für diesen Zeitabschnitt ist ein ansteigender Luftdruck über dem südlichen Indischen Ozean während des gesamten Jahres kennzeichnend. Die Zunahme erstreckt sich im Sommer bis nach Australien, während im restlichen Jahr ein Kern zunehmenden Luftdrucks bei 90°E und 55°S ausgebildet ist.

Das subtropisch-randtropische Hoch über dem Atlantik zeigt eine zunehmende Intensität im Herbst und Winter. Im Frühling liegt der Kern des SLP-Anstieges bei 30°W bzw. 100°E und 55°S. Verbunden mit dieser Zunahme ist ein SLP-Rückgang um über 3hPa südlich von Südafrika, besonders im Herbst. Dieser meridionale Wechsel von Regionen zu- und abnehmenden Luftdrucks südlich von 30°S könnte als Hinweis auf eine Zunahme meridionaler Zirkulationsmuster in diesem Zeitraum gedeutet werden. Die Luftdruckänderungen über dem afrikanischen Kontinent sind zu vernachlässigen; zur Jahresmitte ist lediglich ein leichter Rückgang um 1hPa errechnet worden.

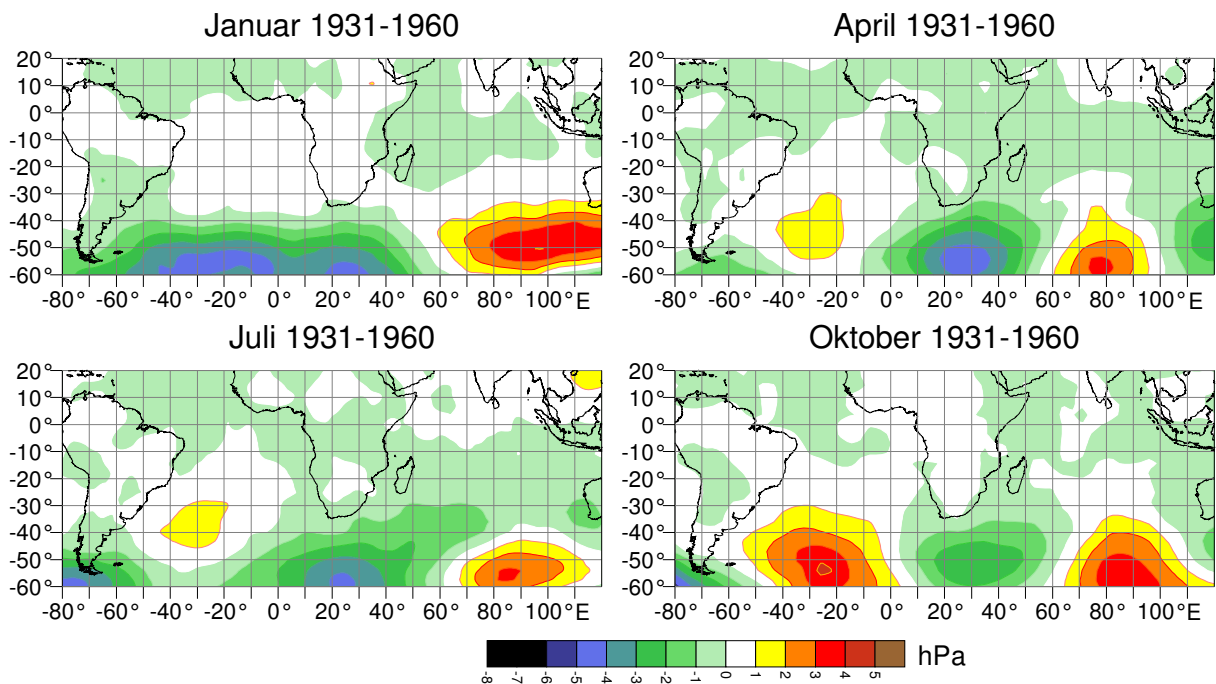


Abb. 6.19: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1931 bis 1960. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text).

6.5.3 Klimatrends 1961-1990

6.5.3.1 Temperaturtrends 1961-1990

Das Temperatur-Trendmuster aus der Studie von Mühlenbruch-Tegen (1992, vgl. Kap. 6.1) lässt sich mit den hier vorliegenden PIK-CRU-Daten für diesen Zeitraum nicht nachvollziehen. Im Gegenteil: Abbildung 6.20 zeigt gerade im küstennahen Bereich des östlichen Südafrikas vorrangig negative Trends, hohe positive Trends dagegen im Südwesten (v.a. im Februar und August). Hier zeigt sich in der Arbeit von Mühlenbruch-Tegen (1992) ein Anstieg nur der Maximaltemperaturen, dagegen ein Rückgang der Minimaltemperaturen, so dass sich die Trends in der mittleren Temperatur aufheben. Die vorgestellte Analyse für den Monat Mai erschließt einen großräumigen Temperaturanstieg, der in diesen Berechnungen bestätigt werden kann.

Die einzelmonatliche Berechnung der Temperaturtrends zeigt generell geringere Trends als in den vorherigen Perioden, obgleich die globale Erwärmung in dieser Periode am stärksten durchscheinen sollte. Die Erwärmung liegt in weiten Teilen des Untersuchungsraumes bei etwa einem Kelvin und hebt sich auch deutlich gegenüber dem natürlichen Klimarauschen, bezogen auf das Trend-Rausch-Verhältnis, ab.

Eine deutliche Abkühlung kennzeichnet das Frühjahr im südlichen Teil des Untersuchungsraumes (mit Ausnahme der Kapregion). Hier geht die Temperatur um 1K zurück.

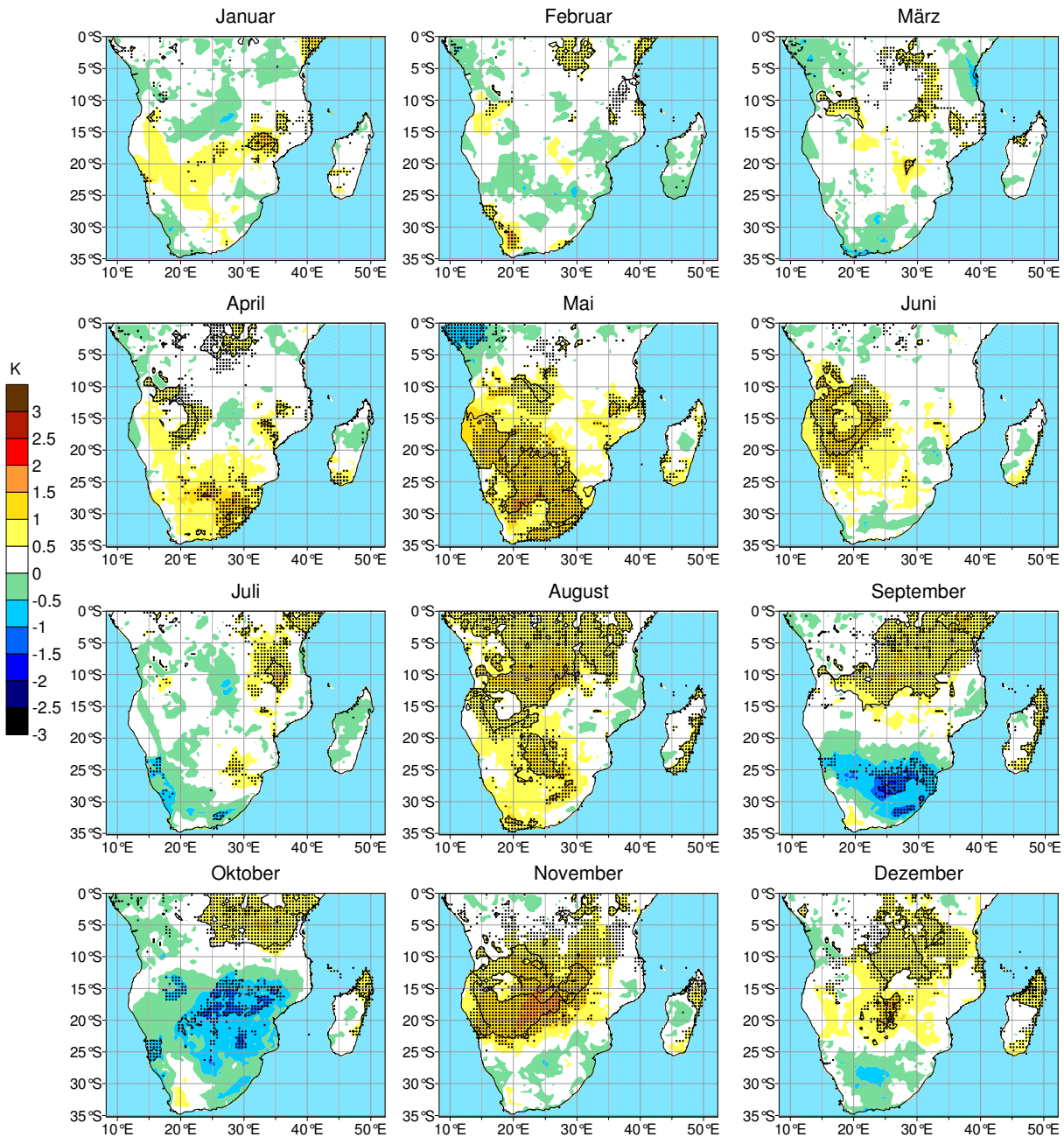


Abb. 6.20: Absolute lineare Trends der Lufttemperatur in K für den Zeitraum 1961 bis 1990. Gitterboxen, bei denen der Trend die Standardabweichung übersteigt, sind durch Punkte markiert (Trend-Rausch-Verhältnis > 1). Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

6.5.3.2 Niederschlagstrends 1961-1990

Eine Abnahme des sommerlichen Niederschlages um etwa 10% wird zwischen 1931-1960 und 1961-1990 im nördlichen Botswana, Simbabwe und dem östlichen Südafrika beobachtet (Hulme 1992, 1996, Mason 1996, Unganai 1997). Dieser Befund entspricht den hier vorliegenden Trendberechnungen in Abbildung 6.21.

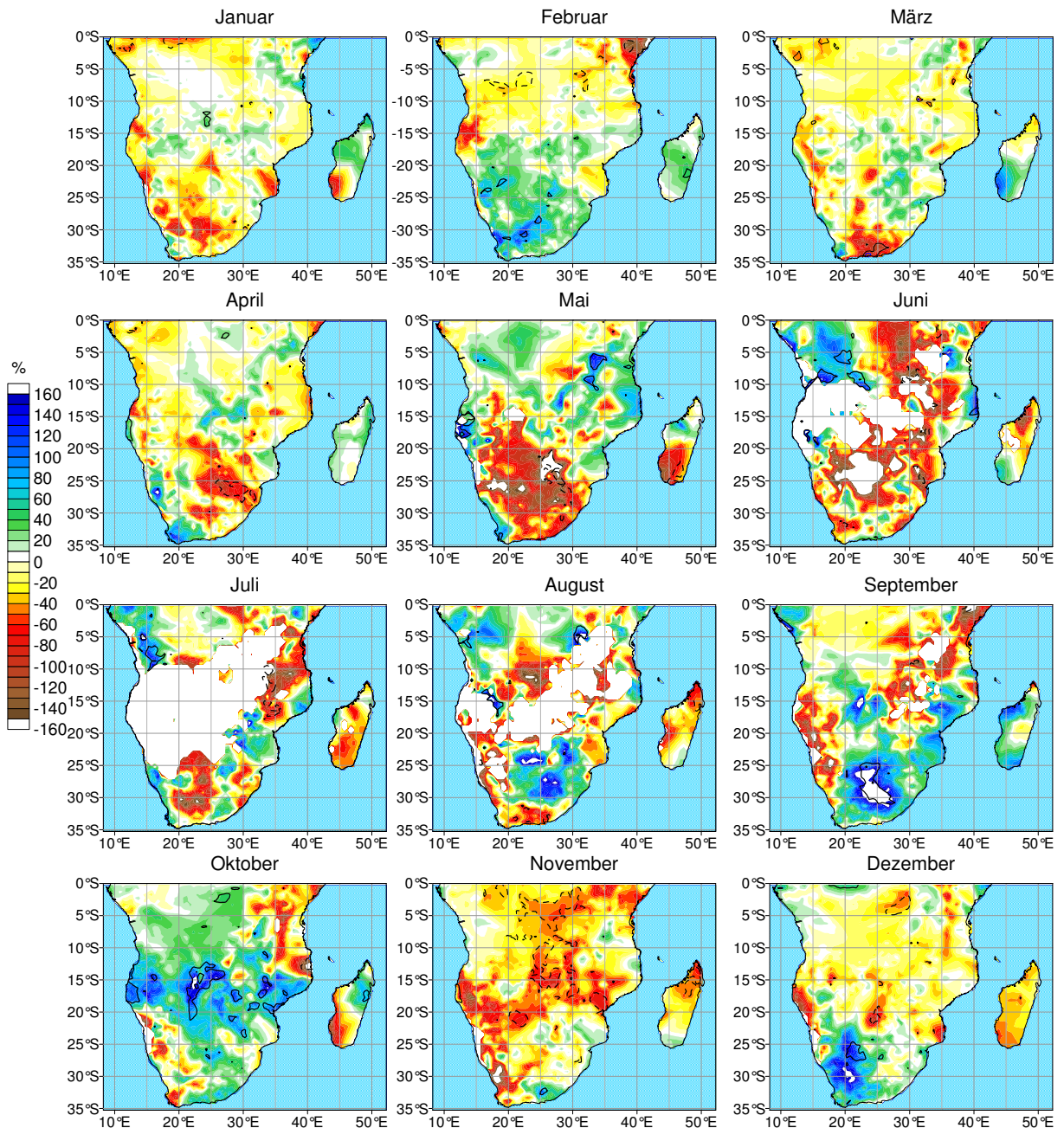


Abb. 6.21: Relative lineare Trends des Niederschlages in % (Abweichung vom langjährigen Mittelwert 1901-2003) für den Zeitraum 1961 bis 1990. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

Allerdings wurden für den Februar in diesem Raum positive Trends mit über 60% Niederschlagszunahme berechnet. In ähnlicher Größenordnung stiegen die Niederschläge in Teilen Tansanias und im nördlichen Madagaskar an. Diese Änderungen sind jedoch nicht als signifikant anzusehen. Die größten Änderungen gibt es im äquatorialen Ostafrika mit einem sehr deutlichen Niederschlagsrückgang von über 100% im Frühjahr. Dies spiegelt die Häufung anomal feuchter Jahre in den 1960er Jahren in diesem Raum wider, die einen so starken Negativtrend - bezogen auf die gesamte Klimanormalperiode - bewirken. Die, mit Ausnahme Ostafrikas, trockenen 1960er Jahre zu Beginn des Untersuchungszeitraumes können dazu führen, dass die Trends überschätzt werden. Insbesondere die sehr hohen Niederschlagstrends im nördlichen Südafrika im September müssen sicherlich vor diesem Hintergrund relativiert werden.

Im hier zu Grunde gelegten Zeitraum kann der Raum um Kapstadt von einer Niederschlagszunahme im Sommer und Herbst profitieren. Generell dominieren in der ersten Jahreshälfte negative Niederschlagstrends südlich von 20°S, Niederschlagszunahmen lassen sich erst für die zweite Jahreshälfte feststellen. Abbildung 6.21 illustriert, dass der Februar mit signifikant positiven Niederschlagstrends eine markante Ausnahme bildet.

Insgesamt wird erneut die große interannuelle Variabilität des Niederschlages deutlich. Die negativen Niederschlagstrends fallen prozentual weitaus höher aus als die positiven, so dass insgesamt von einem leichten Rückgang gesprochen werden muss.

6.5.3.3 SST-Trends 1961-1990

Für den Zeitraum 1960 bis 1990 wird für die Oberflächentemperatur der südlichen Ozeane ein linearer Trend von $0,15^{\circ} \pm 0,06^{\circ}\text{C}$ pro Dekade angegeben (Casey & Cornillon 2001). Dies entspricht als großräumiges Mittel etwa den in Abbildung 6.22 vorgestellten Werten für den Atlantik und Indik bei etwa 40° südlicher Breite. Damit liegt der Wert leicht über dem global gemittelten Trendwert zwischen $0,09^{\circ}\text{C} \pm 0,03^{\circ}\text{C}$ und $0,14^{\circ} \pm 0,04^{\circ}\text{C}$ pro Dekade, basierend auf den COADS- bzw. den satellitengestützten Daten des World Ocean Atlas 1994. Der SST-Anstieg im Indischen Ozean wird auch in der Studie von Kawamura (1994) erkennbar. Darin berechnet er in einer globalen varimax-rotierten EOF-Analyse für den Zeitraum von 1955 bis 1988 ein ansteigendes Trendmuster für den Indischen Ozean seit 1970 auf der zweiten EOF mit 4,9% erklärter Gesamtvarianz. Dieses Muster beschreibt charakteristisch die interdekadische SST-Variabilität unabhängig vom ENSO-

System. Der dabei diskutierte SST-Anstieg im Indischen Ozean kann mit den hier vorliegenden Berechnungen bestätigt werden.

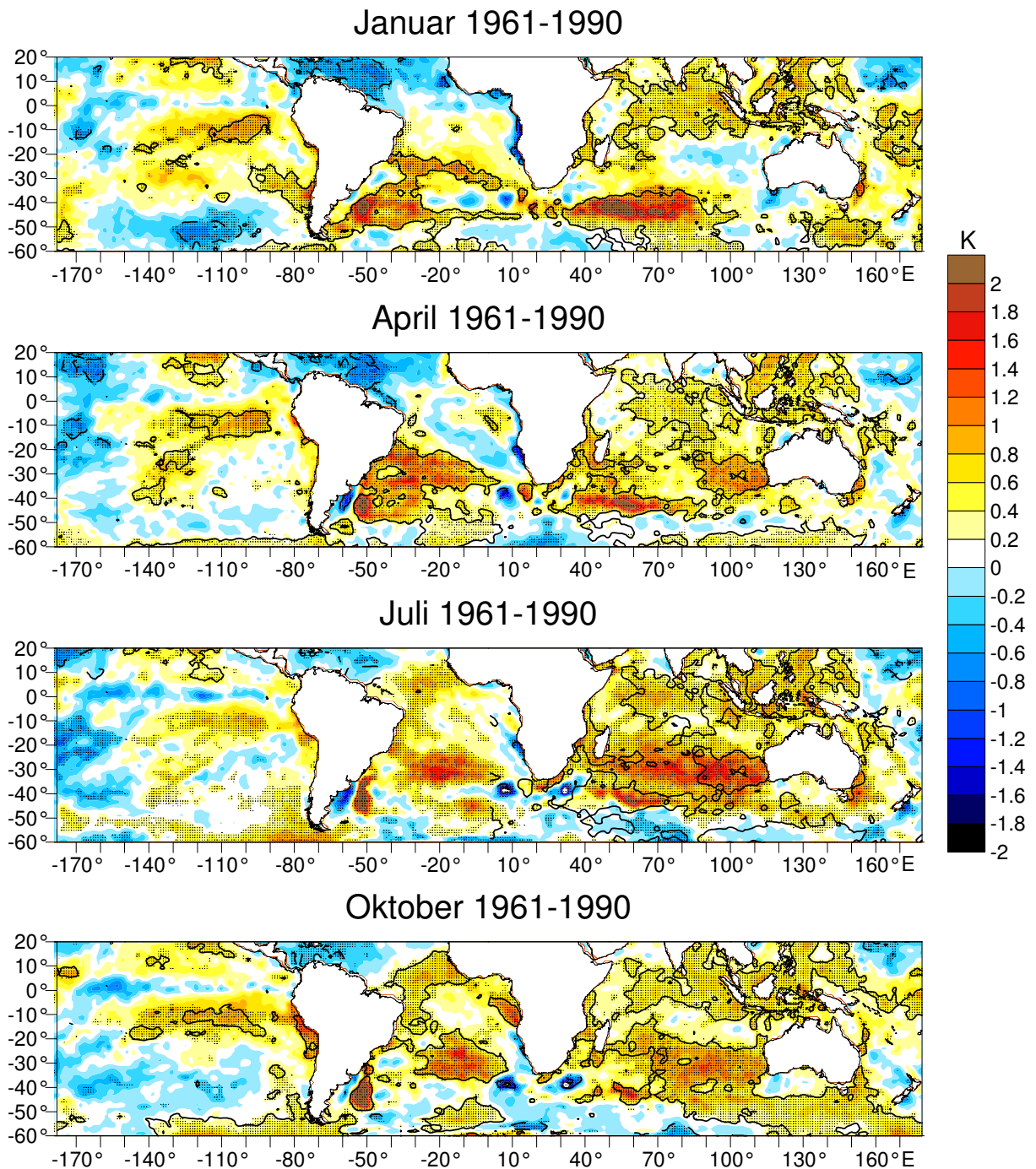


Abb. 6.22: Absolute lineare SST-Trends für den Zeitraum 1961 bis 1990. Gitterboxen mit einem Trend-Rausch-Verhältnis > 1 sind durch Punkte markiert. Die Trendsignifikanz ($\alpha=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

In den letzten Dekaden des Untersuchungszeitraumes tritt die Zunahme der SSTs besonders markant auf. Temperaturrückgänge sind in der ersten Jahreshälfte im nördlich-tropischen Atlantik auszumachen. Auffällig ist auch ein negativer Trend ($>1\text{K}$) zunächst im nördlichen Benguelastrom, in der zweiten Jahreshälfte dann im gesamten. Dagegen steigen die Meeresoberflächentemperaturen im zentralen südlichen Atlantik um über 1K an. Die Erwärmung ist am stärksten im Indik, dem südlichen Atlantik und im östlichen Pazifik ausgebildet.

Im April (Abb. 6.22) und Mai (nicht dargestellt) sind die Temperaturerhöhungen mit einem Anstieg von über $1,5\text{K}$ maximal vor der Küste Brasiliens ausgebildet. Südlich von Südafrika zeigt sich ein ziemlich heterogenes Bild mit kleinen Arealen von Temperaturerhöhungen und -abnahmen (bis zu $2,5\text{K}$) mit einem schmalen Küstenstreifen im Bereich des Agulhasstromes, der sich durch eine leichte Erwärmung auszeichnet. Die geringe Zuverlässigkeit der Daten südlich von 35°S ist einem umfassenden Verständnis der SST-Variabilität im Südatlantik hinderlich, einem Raum, dem bekanntlich eine herausragende Rolle im Energietransport zum Nordatlantik und in der Beeinflussung des Klimas von Südamerika und Südafrika beigemessen wird.

6.5.3.4 SLP-Trends 1961-1990

Während dieser Klimanormalperiode treten insgesamt eher abgeschwächte SLP-Trends zu Tage. Abbildung 6.23 verdeutlicht die SLP-Trendmuster für die Klimanormalperiode von 1961 bis 1990: Auch in diesem Zeitraum sind die Trends über den Ozeanen deutlich höher als über Afrika. Die stärksten Änderungen werden bei 50°E , südlich von 40°S erkennbar. Hier steigt der Luftdruck, als südwestliche Fortsetzung des Maskarenenhochs, um bis zu 3hPa an. Dieser Anstieg ist in der ersten Jahreshälfte etwas deutlicher ausgeprägt. Das St. Helena Hoch hat sich durchgehend abgeschwächt, was auf eine weniger intensive Ausgestaltung der atlantischen Passatströmung schließen lässt.

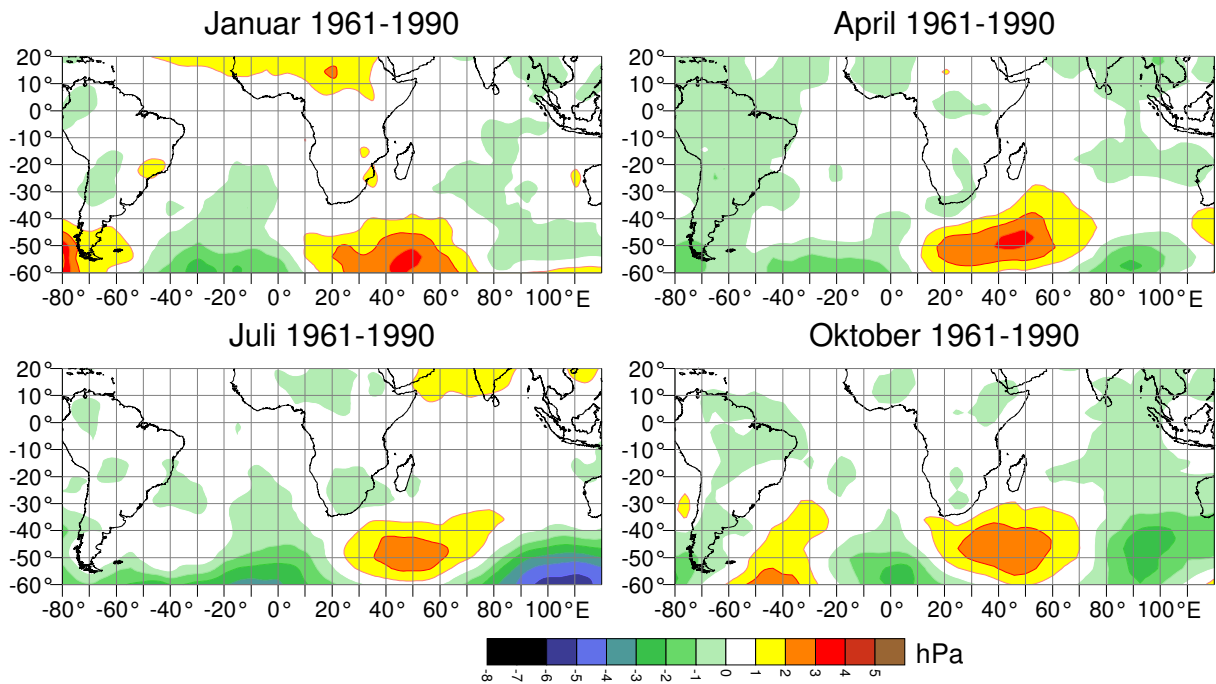


Abb. 6.23: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1961 bis 1990. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text).

6.5.4 Klimatrends 1974-2003

6.5.4.1 Temperaturtrends 1974-2003

Trendkarten der Temperatur für den Zeitraum 1974 bis 2003 können Abbildung 6.24 entnommen werden.

Für die jüngste analysierte Periode sind insgesamt hohe positive Temperaturtrends mit Werten von über 2,5K charakteristisch. Diese maximalen Werte werden im Südwesten des Untersuchungsraumes im März und Oktober erreicht. Im Sommer beschränkt sich die Temperaturzunahme allerdings auf den Raum nördlich von 15°S mit Ausnahme des südlichen Madagaskars und geringen positiven Trends im Februar im südlichen Untersuchungsraum. Deutliche Temperaturabnahmen im Raum Namibia, Südafrika und Botsuana lassen sich Abbildung 6.24 für den Juli entnehmen. Diese Abkühlung von über 1K im gesamten Raum südlich von 25°S wird allerdings überkompensiert durch eine starke Erwärmung in den Übergangsjahreszeiten. Die hier vorgelegten Ergebnisse für den Herbst widersprechen den Resultaten des IPCC-Reports (2001), der für den Südwesten des Untersuchungsraumes negative Trends (1976 bis 2000) präsentiert (siehe Abb. 6.3). Mit den korrigierten CRU05-Daten lassen sich hingegen durchweg positive Trends berechnen. Die abnehmenden Herbsttemperaturen sind das Ergebnis eines Sprungs

in den Zeitreihen, der im Rahmen der Korrektur der CRU05-Daten behoben werden konnte (vgl. Kap. 6.1.2).

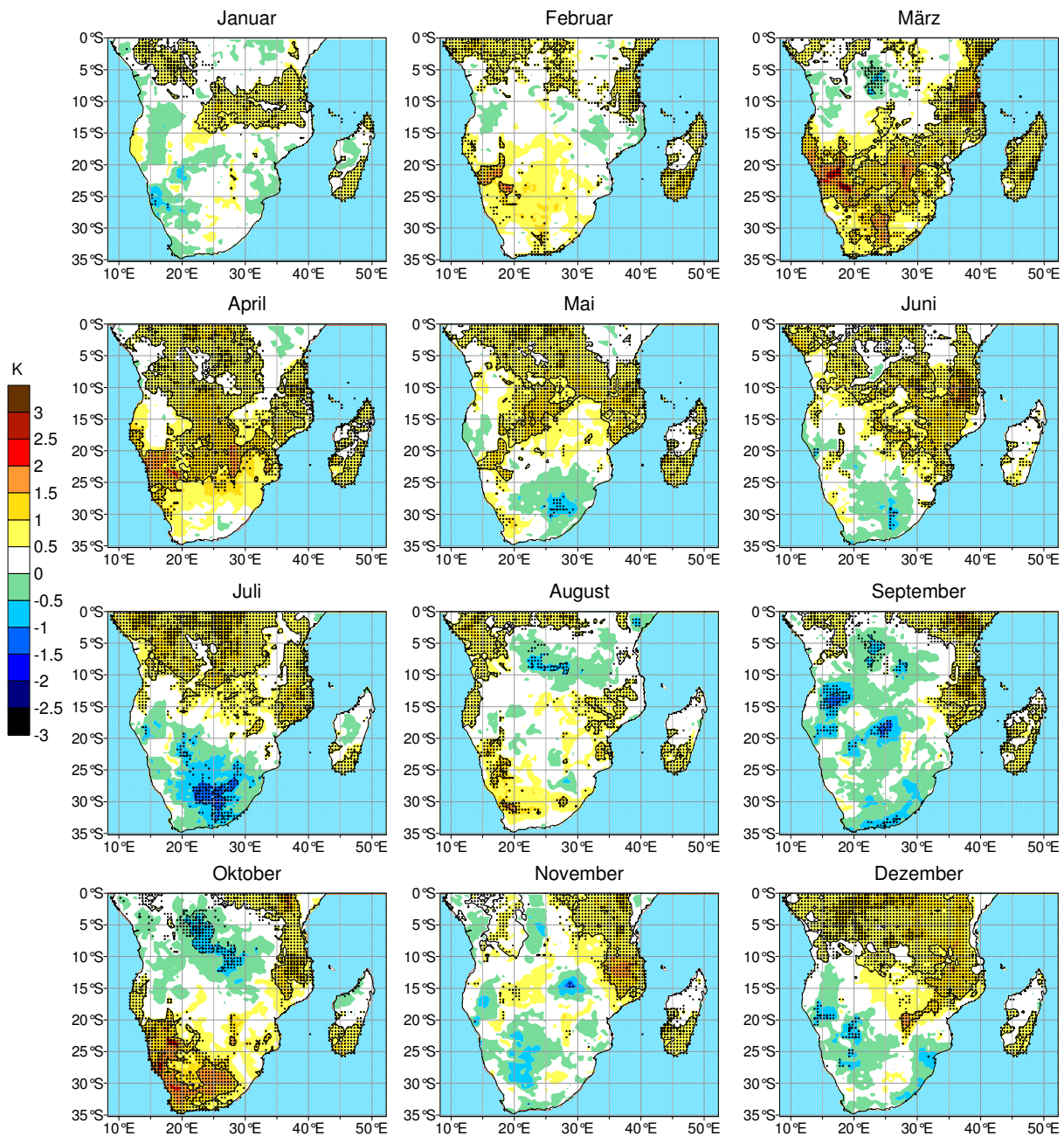


Abb. 6.24: Absolute lineare Trends der Lufttemperatur in K für den Zeitraum 1974 bis 2003. Gitterboxen, bei denen der Trend die Standardabweichung übersteigt, sind durch Punkte markiert (Trend-Rausch-Verhältnis > 1). Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

Altmann et al. (2002) zeigen für das südliche Kenia, nördlich des Kilimandscharo, einen ausgeprägten Anstieg der täglichen Maximaltemperaturen von 1976 bis 2000 (0,275 °C pro Jahr bzw. 0,071 °C für die Minimumtemperaturen). Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass die maximalen Temperaturen einer deutlichen Jahr-zu-Jahr-Variabilität unterliegen. Als Ursache dafür werden die stellenweise drastischen Änderungen in der Landnutzung und Landbedeckung diskutiert, die sich auf das lokale Klima sicherlich deutlich auswirken. Dieser Anstieg fällt in den wärmsten Monaten Februar und März am deutlichsten aus. Die generelle Temperaturzunahme in diesem Raum zeigt sich auch in den hier berechneten Temperaturtrends (Abb. 6.24).

6.5.4.2 Niederschlagstrends 1974-2003

Abbildung 6.25 stellt Trendmuster des Niederschlages für den Zeitraum 1974 bis 2003 dar. Während der letzten dreißig Jahre des Untersuchungszeitraumes dominierten generell negative Niederschlagstrends in den außertropischen Gebieten. In den Übergangsjahreszeiten sind besonders deutliche Niederschlagsrückgänge erkennbar. Signifikant positive Trends lassen sich für den Winter im westlich-äquatorialen Afrika berechnen. Diese Niederschlagszunahmen liegen stellenweise bei über 150%. Die einzelmonatlichen Trendkarten zeigen für diesen Raum allerdings auch Niederschlagsrückgänge.

Insbesondere im Herbst ist eine signifikante Abnahme der Niederschläge in der südlichen Hälfte des Untersuchungsraumes erkennbar. Dabei wird das T/R-Verhältnis von 1 überschritten und die Trends sind im März nach dem Mann-Kendall-Test bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit großräumig signifikant. Auch im Winter herrschen zurückgehende Niederschläge vor. Eine leichte Zunahme in den südafrikanischen Winterregengebieten bleibt bei dem angegebenen Schwellenwert insignifikant. In den Monaten Oktober bis Dezember treten im südlichen Afrika Regionen mit leicht positiven Niederschlagstrends wieder deutlicher hervor. Allerdings sind auch diese nicht signifikant und im Jahresmittel dominieren insgesamt negative Niederschlagstrends.

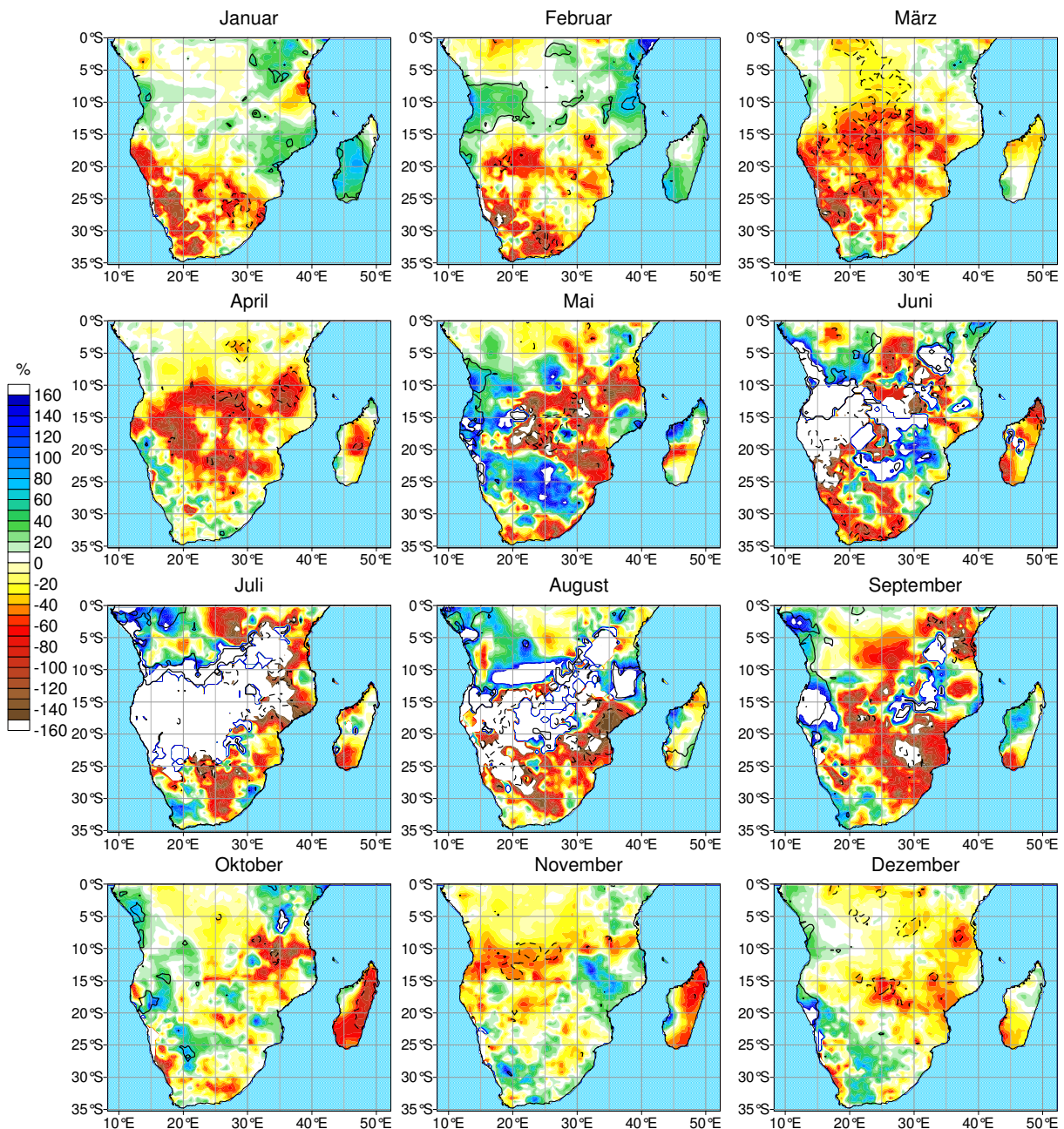


Abb. 6.25: Relative lineare Trends des Niederschlages in % (Abweichung vom langjährigen Mittelwert 1901-2003) für den Zeitraum 1974 bis 2003. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

6.5.4.3 SST-Trends 1974-2003

Insgesamt dominiert, wie in Abbildung 6.26 erkennbar ist, eine deutliche Erwärmung von etwa 0,5K die tropischen Ozeane während der Jahre 1974 bis 2003.

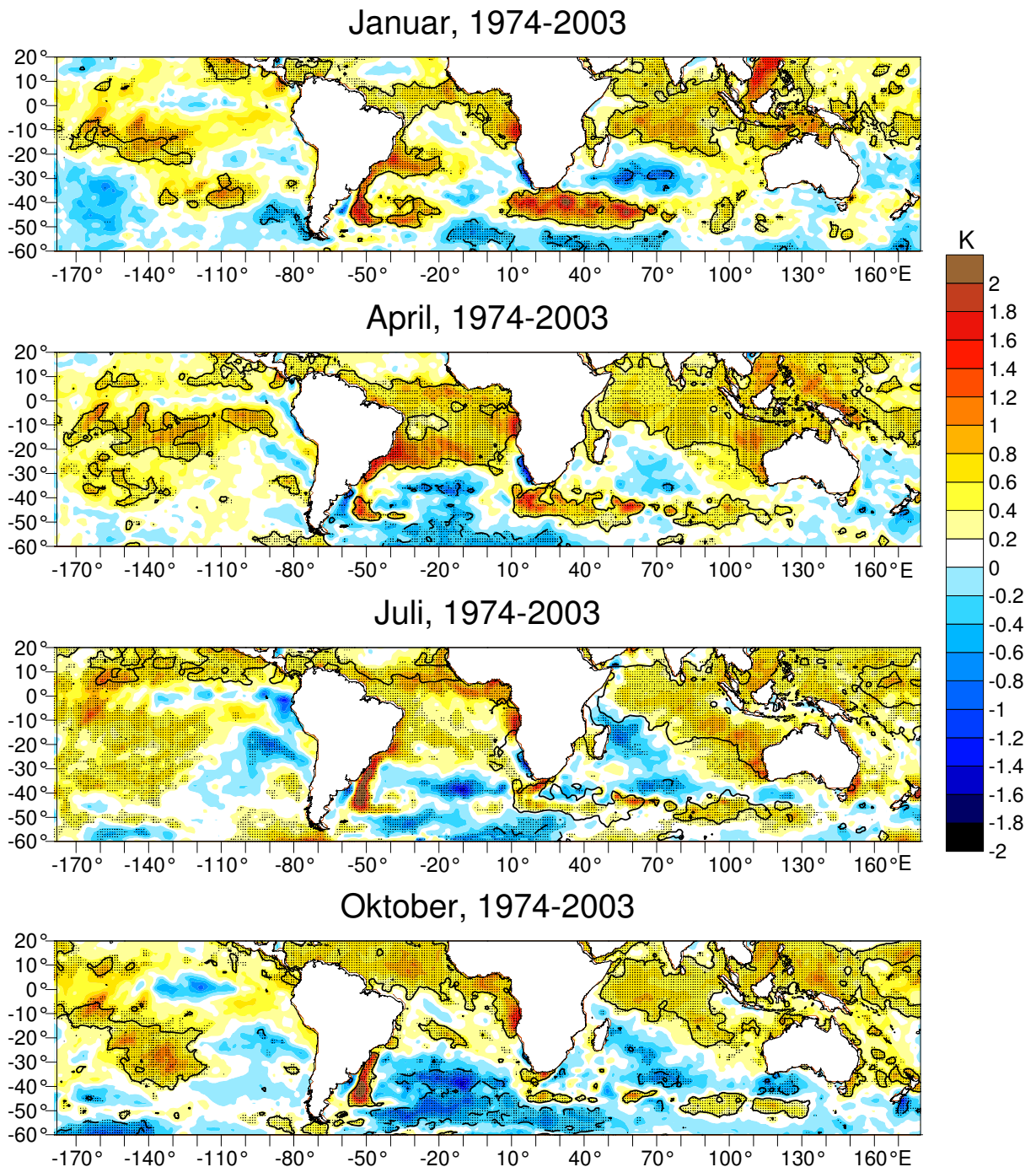


Abb. 6.26: Absolute lineare SST-Trends für den Zeitraum 1974 bis 2003. Gitterboxen mit einem Trend-Rausch-Verhältnis > 1 sind durch Punkte markiert. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

Die errechneten SST-Trends übersteigen weitgehend die Standardabweichung. Ganzjährig tritt eine markante Abkühlung im südlichen Atlantik auf, insbesondere im südlichen Benguelastrom wird ein leichter Temperaturrückgang um bis zu 1K ersichtlich, während sich vor der Küste Angolas die SSTs erhöht haben. Auch im südwestlichen Indischen Ozean wird ein Temperaturrückgang deutlich. Eine maximale Erwärmung tritt im Brasilstrom auf, die in der zweiten Jahreshälfte Werte von über 2K erreicht. Dagegen ist für den nördlichen Falklandstrom eine Abkühlung um etwa 0,4K berechnet worden.

6.5.4.4 SLP-Trends 1974-2003

Die Trendkarten für den Zeitraum 1974 bis 2003 für den bodennahen Luftdruck sind in Abbildung 6.27 dargestellt. Es kann gezeigt werden, dass im Winter der bodennahe Luftdruck über dem südlichen Atlantik und Indik stark abfällt. Eine verstärkt zonale Zirkulation kann als Konsequenz aus dieser Luftdruckentwicklung resultieren.

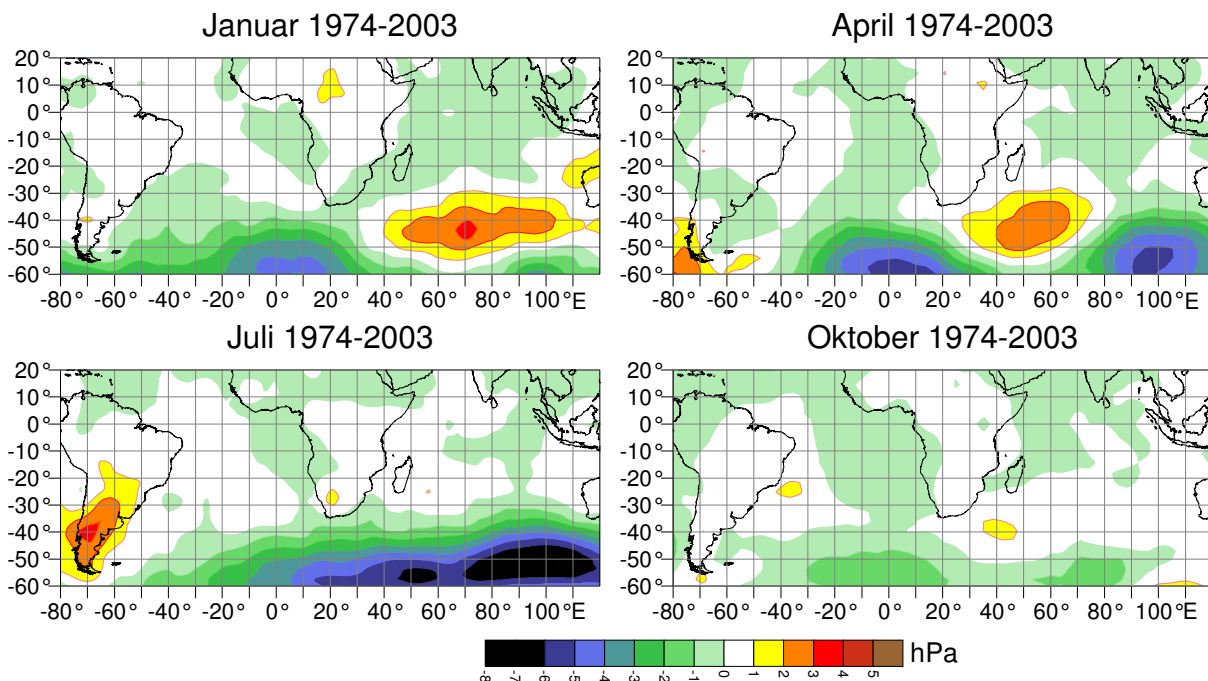


Abb. 6.27: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1974 bis 2003. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text).

Über dem afrikanischen Kontinent sind praktische keine Luftdruckänderungen ersichtlich. Eine leichte SLP-Zunahme im Juli deutet auf eine Verstärkung des

winterlichen Hochdruckgebietes über der Hochfläche Südafrikas hin. Aus dieser verstärkten Ausstrahlung könnten die negativen Temperaturtrends in diesem Raum (vgl. Abb. 6.24) resultieren.

Im Sommer ist ein Luftdruckanstieg von knapp über 3K über dem südlichen Indischen Ozean ausgebildet. Über dem Südpolargebiet ist, mit Ausnahme von September (nicht dargestellt) und Oktober, ein deutliches Abfallen des bodennahen Luftdrucks zu beobachten (Abb. 6.27).

6.5.5 Klimatrends 1901- 2003

Nach der Beschreibung der Klimatrends für 30-jährige Perioden auf der Basis von Trendkarten werden in diesem Kapitel langfristige Trends für den gesamten Untersuchungszeitraum der vorliegenden Arbeit (1901-2003) dargestellt.

6.5.5.1 Temperaturtrends 1901-2003

In Abbildung 6.28 sind die Trendmuster der Lufttemperatur für den Zeitraum 1901 bis 2003 dargestellt. Eine jahreszeitliche Aufschlüsselung der Trends verdeutlicht starke Temperaturzunahmen im Sommer für das östliche Südafrika und den Küstenbereich, die Erwärmung im Osten Südafrikas verstärkt sich im Herbst deutlich. Der Trend übersteigt in großen Teilen des Untersuchungsgebietes das „natürliche Rauschen“ und ist insbesondere im März und April im zentralen Botsuana statistisch signifikant. Die auch aus anderen Arbeiten bekannte Temperaturzunahme (Hulme et al. 2001, IPCC 2001, Giorgi 2002a) erreicht im zentralen südlichen Afrika maximale Werte mit über 2K pro Jahrhundert. In der ersten Jahreshälfte ist eine maximale Erwärmung im Raum Botsuana, Simbabwe mit bis zu 2,9K im März auszumachen. Ferner zeigt sich eine Erwärmung im nördlichen Mosambik von bis zu 1K, über weite Teile des Subkontinentes indes eine Temperaturzunahme um bis zu 0,5K.

Die hohen Erwärmungsraten im März sind, wie die Trendanalysen für die 30-jährigen Perioden gezeigt haben, vor allem auf die Temperaturentwicklung der letzten Dekaden zurückzuführen. In der zweiten Jahreshälfte zeigen viele Gitterboxen einen abnehmenden Temperaturtrend von bis zu 1,5K, der in Madagaskar zwischen August und November besonders deutlich hervortritt. Ost- und Südafrika zeigen einen gegenläufigen Trend; eine Erwärmung, die ein Trend-Rausch-Verhältnis von 1 übersteigt.

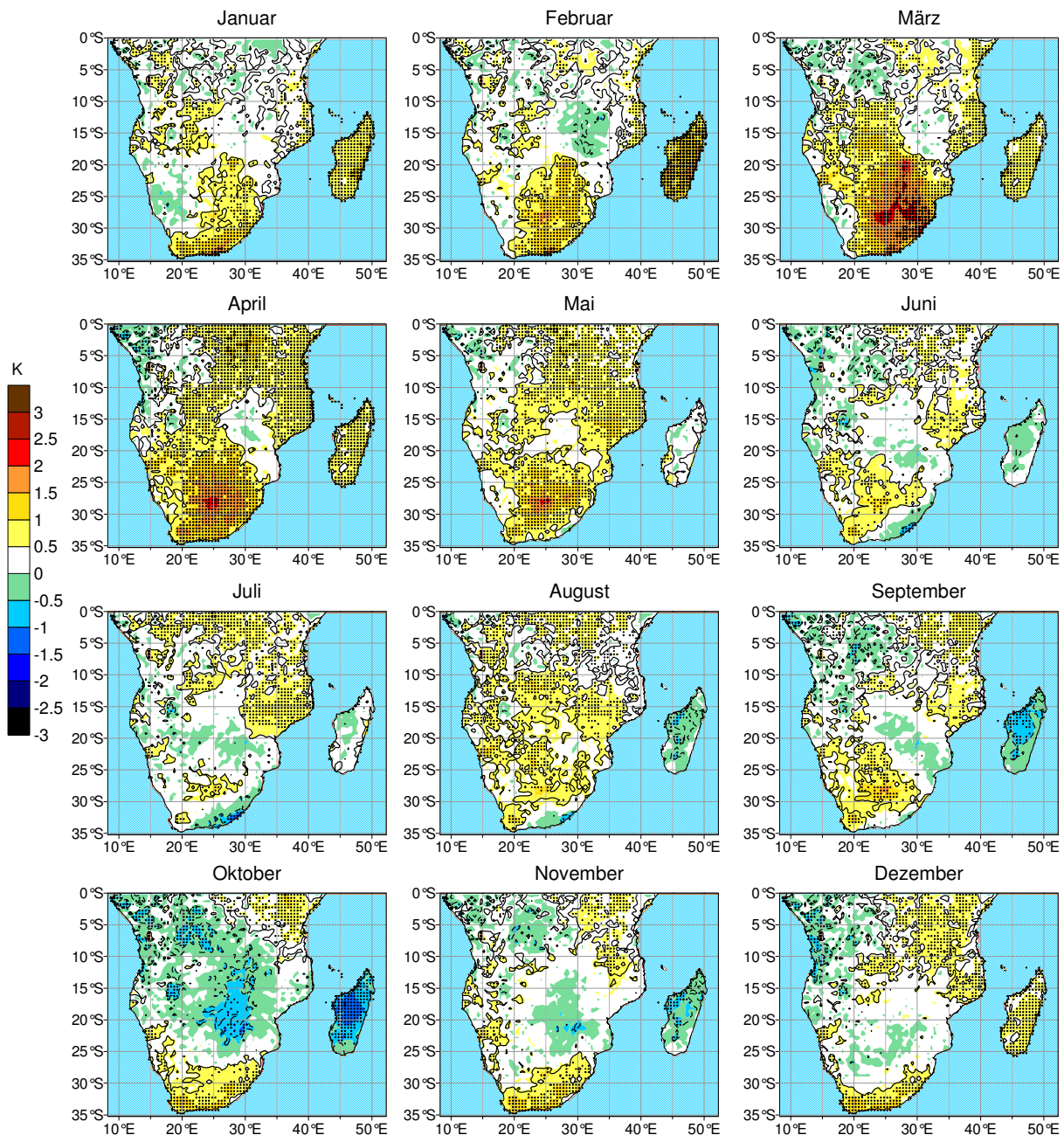


Abb. 6.28: Absolute lineare Trends der Lufttemperatur in °C für den Zeitraum 1901 bis 2003. Gitterboxen, bei denen der Trend die Standardabweichung übersteigt, sind durch Punkte markiert (Trend-Rausch-Verhältnis >1). Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

Die Trends aus den GHCN-Daten²⁹ zeigen durchweg ein Muster mit einer Erwärmung im Südosten und einer leichten Abkühlung im zentralen Untersuchungsraum. Der Trend wird dabei auch auf der Basis einer linearen Regression bestimmt, der Trendwert ergibt sich dann allerdings als Abweichung von einem spezifisch zu

²⁹ Siehe <http://data.giss.nasa.gov/gistemp/maps/> (Okt. 2007).

wählenden Mittelwert, als Anomalie. Die unterschiedlichen Arten der Trendbestimmung schlagen sich natürlich auch in den Resultaten nieder und erschweren mithin einen unmittelbaren Vergleich.

6.5.5.2 Niederschlagstrends 1901-2003

Bei einer einzelmonatlichen Betrachtung zeigen die Trendkarten für den Niederschlag kaum Areale signifikanter Trends (vgl. Abb. 6.29). Generell kann jedoch eine Niederschlagsabnahme für die Sommerregengebiete herausgearbeitet werden. In der vorliegenden Analyse für die Jahre 1901 bis 2003 zeigt sich dieses Muster besonders deutlich im März. Das Grenzgebiet zwischen Tansania und Kenia zeigt einen Trend abnehmender Niederschläge, besonders ausgeprägt im Februar mit Rückgängen von über 100%. Besonders markante Trendmuster werden im Dezember erkennbar: Ein statistisch signifikanter Niederschlagsrückgang im Grenzgebiet von Angola und Namibia, dagegen eine Zunahme im westlichen Südafrika. Auch hier sind die Trendmuster mit 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit signifikant.

Für den Herbst konnten deutliche Niederschlagsrückgänge insbesondere in der nordöstlichen Hälfte des Untersuchungsraumes berechnet werden. Die PIK-CRU-Daten zeigen dabei, dass der März mit einem ausgeprägten Niederschlagsrückgang stärker dem Februarmuster ähnelt als April und Mai, wo eine erkennbare Niederschlagszunahme zentrale Teile des Untersuchungsraumes beeinflusst. Hohe positive Niederschlagstrends von deutlich über 100% finden dann sich zwischen 10°S und 25°S entlang der Westküste. Diese Trends sind nach dem Mann-Kendall-Trendtest hochsignifikant. Auch Madagaskar kann im April und Mai von zunehmenden Niederschlägen profitieren.

Für den Winter konnten Niederschlagszunahmen für das westliche tropische Afrika errechnet werden, in der zentralen Äquatorialregion dominieren dagegen leichte Rückgänge. Auch in den Winterregengebieten überwiegen abnehmende Niederschlagssummen. Die im IPCC-Report (2001, Fig. 2.25(ii)) vorgestellten positiven Trends im Osten des Untersuchungsraumes beschränken sich nach den hier vorliegenden Ergebnissen auf die Monate Juni und Juli.

In den Monaten September bis November kann insbesondere Angola hohe, signifikante positive Niederschlagstrends von über 120% verzeichnen. Im westlichen Tansania treten ebenfalls erhebliche Niederschlagszuwächse auf. Das Trendmuster für den September unterscheidet sich von dem der beiden Folgemonate durch starke Niederschlagsrückgänge in Südafrika, Madagaskar und der Küste Tansanias.

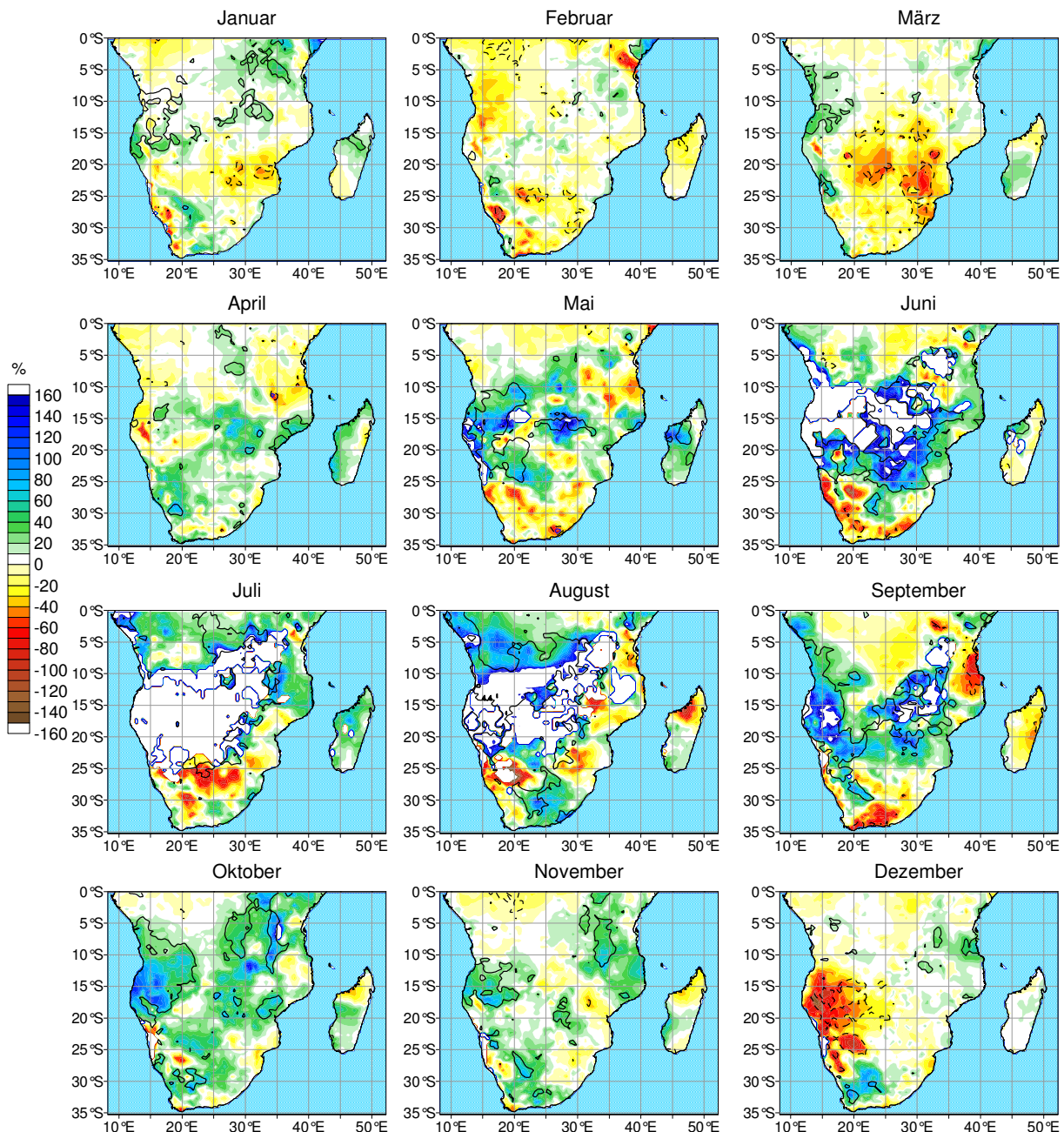


Abb. 6.29: Relative lineare Trends des Niederschlages in % (Abweichung vom langjährigen Mittelwert 1901-2003) für den Zeitraum 1901 bis 2003. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

Zunehmende Temperaturen (s.o.) bei gleich bleibenden oder abnehmenden Niederschlägen bewirken einen verstärkten Stress auf die Vegetation. Darauf deutet die markante Ausdehnung der Wüstenklimare „BW“ (nach der Köppen’schen Klassifikation) insbesondere im südlichen Afrika in den letzten vier Dekaden hin (Fraedrich et al. 2001, Gerstengarbe & Werner 2004). Änderungen in der Erdoberflächenbedeckung wirken ihrerseits auf das Klima zurück. Die Ausdehnung

der BW Klimate könnte daher als Ergebnis einer Rückkopplung von Vegetation und Klima angesehen werden. Daneben müssen natürlich auch Änderungen der Landnutzung, die zur Desertifikation führen können, berücksichtigt werden. Insgesamt muss bei der Betrachtung von Niederschlagstrends die Bedeutung von einzelnen Extremereignissen unterstrichen werden; denn für die klimatischen Auswirkungen auf das Ökosystem sind bei der Betrachtung von Klimaänderungen weniger die Veränderung mittlerer atmosphärischer Zustände als vielmehr Änderungen im Auftreten von Extremereignissen von Bedeutung (Mason et al. 1999). Die für solche Analysen notwendige hohe zeitliche Auflösung ist mit den dieser Arbeit zu Grunde liegenden Datensätzen jedoch nicht gewährt.

Regionale Niederschlagsänderungen bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt in Namibia untersuchen Beyer und Jacobeit (2002). Aus dieser Studie wird deutlich, dass bei einer zunehmende Erwärmung sowohl die räumliche Verteilung als auch die Gesamtsummen des Sommerniederschlages in etwa erhalten bleiben, aber auf einer intrasaisonalen Skala ergibt sich eine Umverteilung zu akzentuierteren Verhältnissen mit verstärkten Niederschlägen in der Mitte der Regenzeit und abgeschwächten zu Beginn und gegen Ende der Regenzeit.

6.5.5.3 SST-Trends 1901-2003

Die vorliegenden Trendberechnungen für den Zeitraum 1901 bis 2003 ergeben, dass das Trend-Rausch-Verhältnis von 1 im Atlantik, dem nördlichen und südlichen Indischen Ozean sowie in den Randbereichen des Pazifischen Ozeans ganzjährig überschritten wird. Der Anstieg der Meeresoberflächentemperatur liegt großräumig bei etwa 0,5K. Eine Erwärmung um bis zu 1K lässt sich im südhemisphärischen Atlantik mit Ausnahme des zentralen Südatlantiks, des nördlichen und südlichen Indiks sowie des östlichen und südwestlichen Pazifiks erkennen. Maximale Temperaturzunahmen sind zur Jahresmitte südlich von Südafrika zu beobachten. Leichte Abkühlungen zeichnen den zentralen südlichen und äquatorialen Pazifik aus. Der Temperaturrückgang fällt allerdings noch in den Bereich des natürlichen „Klimarauschens“.

Eine geringfügige Abkühlung zeichnet den zentralen Indischen Ozean im Herbst aus. Gleichzeitig werden in dieser Jahreszeit maximale Erwärmungsraten von über 2K südlich von Südafrika bei 60°S erreicht. Dieses Muster ist, wenn auch etwas abgeschwächter, über alle Monate hinweg erkennbar. Die hohe Temperaturzunahme südlich von 40°S muss aber im Lichte der problematischen Datenqualität zu Beginn des Untersuchungszeitraumes sehr kritisch betrachtet werden.

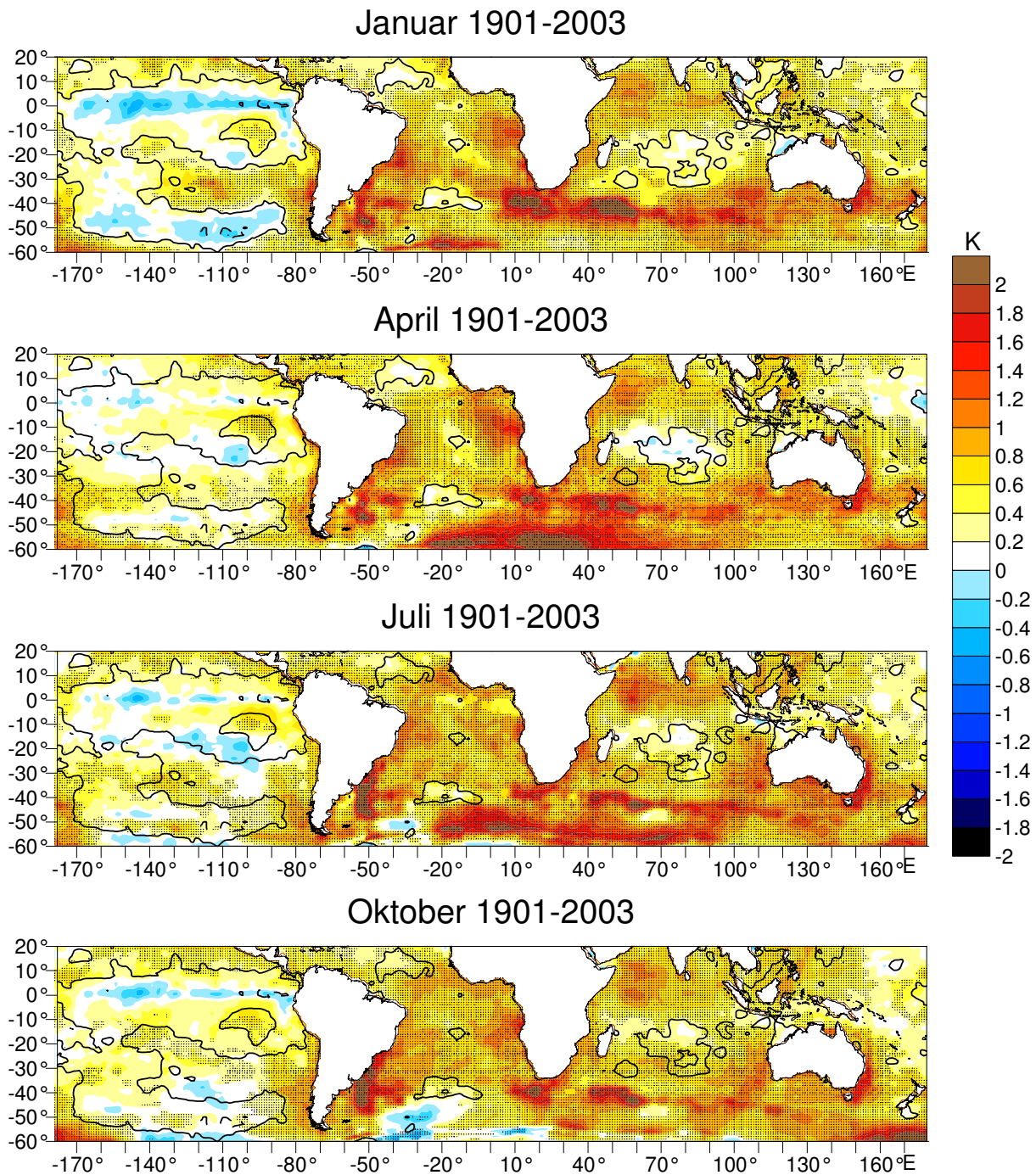


Abb. 6.30: Absolute lineare SST-Trends für den Zeitraum 1901 bis 2003. Gitterboxen mit einem Trend-Rausch-Verhältnis > 1 sind durch Punkte markiert. Die Trendsignifikanz ($S_i=95\%$) ist nach dem Mann-Kendall-Trendtest dargestellt: gestrichelte Linien bei negativen Trends, durchgehende Linien bei positiven.

Aus den HadISST-Daten kann ein ähnliches langfristiges Trendmuster wie aus den älteren GISS-Daten³⁰ (nicht dargestellt) berechnet werden. Die generelle

³⁰ Zu den SST-Datensätzen: Kap. 4.3.

Erwärmung, mit einem Schwerpunkt auf den südlichen Ozeanen, manifestiert sich auch hier. Für die Monate September bis Dezember ist die Abkühlung im östlichen äquatorialen Pazifik gegenüber den GISST-Daten reduziert, dafür sind großräumige SST-Rückgänge im außertropischen Pazifik zwischen 150°W und 100°W zu verzeichnen. Auch die Region im zentralen südlichen Atlantik zeigt ein räumlich deutlich kohärenteres Bild.

6.5.5.4 SLP-Trends 1901-2003

Die Entwicklung des bodennahen Luftdrucks kann anhand der Trendmuster in Abbildung 6.31 nachvollzogen werden: Südlich von Südafrika ist im Sommer ein Rückgang des bodennahen Luftdruckes, wobei teilweise der Trend die Standardabweichung übersteigt (nicht dargestellt), zu erkennen. Dagegen ist eine Luftdruckzunahme über dem südlichen Indischen und südlichen Atlantischen Ozean errechnet worden. Über dem afrikanischen Kontinent selbst ist indes kaum eine langfristige Änderung auszumachen, ein leichter Rückgang bestimmt nahezu das gesamte Jahr über dem nördlichen Afrika. Im südhemisphärischen Afrika bleibt der SLP-Anstieg unter 1hPa. Der Luftdruck zeigt während aller Monate eine Zunahme über dem Südatlantik und südlich von Australien. In den mittleren Breiten südlich von 50°S ist ein Rückgang erkennbar, der im Winter 7hPa übersteigt.

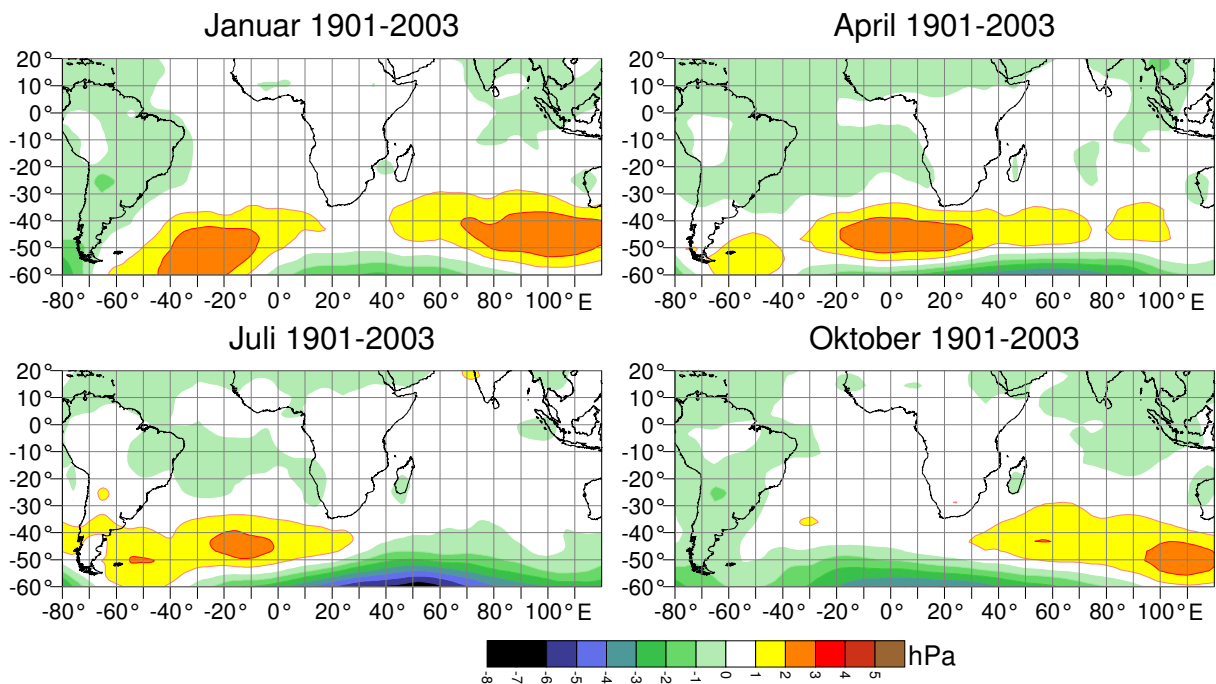


Abb. 6.31: Absolute lineare SLP-Trends in hPa für den Zeitraum 1901 bis 2003. Angaben zur Trendsignifikanz sind nicht aufgeführt (dazu: siehe Text).

Über dem gesamten Südpolargebiet zeichnet sich ein Rückgang des Luftdruckes ab, dagegen eine Zunahme in den gemäßigten Breiten bei 50°S. Dies lässt auf verstärkte Druckgradienten und damit auf eine verstärkt zonale Zirkulation im gemäßigt subpolaren Raum schließen. Allerdings beschränkt sich diese Aussage auf den bodennahen Luftdruck, Daten zur mittleren und höheren Atmosphäre liegen für diesen Zeitraum leider nicht vor.

6.6 Zusammenfassung

Unzählige Studien befassen sich seit einigen Jahren mit globalen und regionalen Klimatrends. Ein Vergleich bisheriger Studien wird allerdings dadurch erheblich erschwert, dass jede Studie auf einer anderen Datenbasis für unterschiedliche Zeiträume und mit verschiedenen Methoden erstellt wurde. In dieser Arbeit werden erstmals einheitlich für verschiedene Klimaelemente für jeweils die gleichen Zeiträume mit gleichen Methoden Klimatrends berechnet. Zur Bestimmung von Klimatrends werden für die Lufttemperatur, den Niederschlag, den bodennahen Luftdruck sowie die Meeresoberflächentemperatur lineare Regressionen für den Gesamtzeitraum 1901 bis 2003 sowie für 30-jährige Subperioden (1901-1930, 1931-1960, 1961-1990, 1974-2003) berechnet. Der Trendwert ergibt sich dann aus der Differenz der Ordinatenwerte von Anfangs- und Endpunkt der Regressionsgeraden, wobei für den Niederschlag relative Trends bezogen auf den langjährigen Mittelwert angegeben werden. Diese Trendwerte werden anschließend zu Trendkarten räumlich interpoliert. Angaben zur Signifikanz von Trends werden generell gemacht.

In der frühesten Klimanormalperiode (1901 bis 1930) dominieren positive Temperaturtrends im Sommer und negative im Winter, bei insgesamt verstärkten subtropisch-randtropischen Antizyklonen über dem südlichen Atlantik und südlichen Indik. In den folgenden 30 Jahren zeigen sich generell eher abnehmende Temperaturen. Dies offenbart sich auch in den Analysen zur Meeresoberflächentemperatur, in denen ein Rückgang in den niederen und mittleren Breiten zu erkennen ist. Luftdruckänderungen zeigen sich in einer SLP-Abnahme südlich von Südafrika zu allen Jahreszeiten, gleichzeitig kann ein positiver Trend für die Region bei 90°E und 50°S berechnet werden.

Mit Ausnahme des Frühjahrs in der südlichen Hälfte des Untersuchungsraumes herrschen positive Temperaturtrends bei negativen Niederschlagstrends im Zeitraum 1960 bis 1990 vor. Diese Zunahmen sind auch bei der Betrachtung der Meeresoberflächentemperaturen erkennbar. Davon sind allerdings kleinere Areale mit ganzjährig negativen Trends auszunehmen. Die Verstärkung des Luftdruckes im

südlichen Indik setzt sich, nach Westen verlagert, fort. Werden an Stelle der Klimanormalperiode 1961 bis 1990 die jüngsten 30 Jahre des Untersuchungszeitraumes betrachtet, ändert sich das Bild regional deutlich, die großräumigen Trendmuster bleiben jedoch erkennbar. Es liegt in der Methode der Trendberechnung, dass die Klimatrends für den langjährigen Untersuchungszeitraum von 1901 bis 2003 nicht als einfache Aufsummation der 30-jährigen Trendmuster bestimmt werden können, daher ist eine differenzierte Betrachtung von Nöten. Langfristig ist eine generelle Erwärmung zu beobachten, ein Rückgang der sommerlichen Niederschläge und im zentralen Untersuchungsraum eine Niederschlagszunahme im Frühling. Eine stark überdurchschnittliche Erwärmung kennzeichnet den südlichen Atlantischen und Indischen Ozean. Zirkulationsdynamisch ergeben sich Änderungen durch einen Luftdruckrückgang in den hohen südlichen Breiten und einer Zunahme der mittleren Breiten bei gleichzeitiger Verstärkung der Aktionszentren der südlichen Ozeane.

Es konnte gezeigt werden, dass der Niederschlag eine hohe inter- und intra-annuelle Variabilität aufweist. Die Unterschiede in den Trendmustern aufeinanderfolgender Monate sind erheblich. Dies ist bei der Betrachtung eines Untersuchungsgebietes, das große aride Gebieten umfasst, auch nicht verwunderlich. Langfristige Trends lassen sich auf Grund der hohen raum-zeitlichen Variabilität kaum bestimmen, treten diese stellenweise auf, so sind sie meistens statistisch nicht signifikant. Eine zunehmende Trockenheit während der letzten Jahre ist aber durchaus als signifikanter Trend erkennbar. Dies steht auch im Einklang mit den Ergebnissen anderer Studien. Inwieweit diese Trends im Zusammenhang mit der anthropogen verstärkten globalen Erwärmung stehen, ist schwierig zu beantworten. Denn Nicholson (1996b, S. 84) sieht zahlreiche Parallelen in der Niederschlagsentwicklung des 19. und 20. Jahrhunderts, weshalb sie Rückschlüsse von der Niederschlagsentwicklung auf anthropogene Klimaeinflüsse für übereilt hält.

Insgesamt sind aber beim Niederschlag Einzelereignisse wichtiger für das Verständnis der veränderlichen Klimadynamik als langfristige Trends. Studien zu Extremereignissen können mit der hier vorliegenden Datenbasis mit einer monatlichen zeitlichen Auflösung nur eingeschränkt durchgeführt werden. In Kapitel 8 werden Aspekte zu Extremniederschlägen im Zusammenhang mit einer veränderlichen Meeresoberflächentemperatur dargelegt. Zunächst wird, nach einer knappen Beschreibung der verwendeten statistischen Verfahren, die atmosphärische Zirkulation auf Veränderungen während des Untersuchungszeitraumes untersucht. Diese Zirkulationsänderungen müssen vor dem Hintergrund der hier vorgestellten Trendmuster als Ursache derselben untersucht werden. In den folgenden Kapiteln werden weitere mögliche Ursachen für die eben aufgezeigten Trends im Klimasystem des südhemisphärischen Afrikas angesprochen.

7 Hauptkomponentenanalysen

Die Hauptkomponentenanalyse (engl. **P**roduct **C**omponent **A**nalysis, PCA) ist eine multivariate statistische Methode, die eine Dimensionsreduktion einer großen Ausgangsdatenmenge ermöglicht. Eine Vielzahl von Variablen soll durch eine wesentlich geringere Anzahl von unkorrelierten Faktoren (in diesem Fall: Hauptkomponenten) repräsentiert werden, die einen Großteil der Varianz der Ausgangsdaten erklären. Dabei wird eine Beziehung zwischen den Originalvariablen und den konstruierten abstrakten Größen, den Hauptkomponenten (**P**roduct **C**omponents, PCs), hergestellt. Die Hauptkomponentenanalyse findet seit 30 Jahren in zahlreichen Arbeiten der Klimaforschung Anwendung und hat sich als eine multivariate Methode zur Analyse der atmosphärischen Zirkulation etabliert (vgl. Preisendorfer 1988, Schönwiese 2000, Kap. 12, S. 204ff., Bahrenberg et al. 1992, S. 198-229, von Storch & Zwiers 1999, Kap. 13).

Jede standardisierte Originalvariable V_i ($i=1, \dots, n$) lässt sich danach als Linearkombination der Hauptkomponenten PC_j ($j=1, \dots, m$) darstellen.

$$V_i = \sum_{j=1}^m l_{ij} PC_j + R_i$$

V: Originalvariable

PC: Hauptkomponente

i=1, ... n (Anzahl der Variablen)

l: Ladungen (Gewichtungskoeffizient von PC_j für V_i)

m: Anzahl der Hauptkomponenten ($m \leq n$)

R: Restglied (nicht erklärte Varianz)

Zunächst wird eine Korrelationsmatrix aller Eingangsvariablen berechnet. Wahlweise ist dies auch über eine Kovarianzmatrix möglich. Die Unterschiede beider Ansätze werden bei Washington und Todd (1999) ausführlich diskutiert³¹. In einem weiteren Schritt wird aus den Ausgangsvariablen eine Gruppe gebildet, deren Variablen untereinander hoch korrelieren. Damit soll sichergestellt werden, dass die Variablen in ähnlicher Weise variieren und daher den gleichen Sachverhalt unter-

³¹ „Whether correlation or a covariance-matrix-based analysis gives a better representation of the “physical modes” depends strongly on the spatial structure of the physical modes” (Dommenget & Latif 2002, S. 224).

schiedlich darstellen. Die einzelnen Hauptkomponenten sollen nicht miteinander korrelieren und stochastisch unabhängig voneinander sein, d.h. orthogonal zueinander stehen. Die resultierenden Hauptkomponenten repräsentieren dann in verdichteter Form die wesentlichen Charakteristika der Ausgangsvariablen. Dabei werden Muster, welche deren räumliche (bzw. zeitliche) Varianz am besten wiedergeben, dargestellt.

Als Variablen werden zunächst die Bodenluftdruckdaten der jeweiligen Monate herangezogen. Die Gitterpunkte (bzw. bei Temperatur und Niederschlag Gitterboxen) bilden dann die Ereignisfälle, man spricht vom analytischen t-Modus (t=„time“) des Verfahrens. Werden dagegen die Raumeinheiten (die Gitterpunkte, -boxen) als Variablen gewählt und die Zeitreihe des Klimaelementes als Ereignisfälle, spricht man von einer s-modalen (s=„space“) Analyse. Sie bildet Variationszentren ab, d.h. Repräsentanten von Raumeinheiten, die eine Zeitreihe gut repräsentieren. Diese werden in Kapitel 7.2 vorgestellt. Als eine Voraussetzung bei der Durchführung einer Hauptkomponentenanalyse auf der Basis einer Korrelationsmatrix wird bisweilen eine höhere Anzahl von Einzelfällen als Variablen gefordert.

Die **Hauptkomponentenladungen** (component loadings) stellen, soweit nicht auf der Basis einer Kovarianzmatrix gerechnet wird, die Korrelationen zwischen Hauptkomponente und Ausgangsvariablen dar und erlauben beim s-modalen Durchführungsmodus die räumliche Verortung der Hauptkomponenten; im t-modalen Modus lassen sie sich als Zeitkoeffizienten darstellen. Die Summe der quadrierten Ladungen aller Variablen einer Hauptkomponente gibt ihren Eigenwert an. Dieser Eigenwert geteilt durch die Anzahl der Variablen ergibt den Varianzerklärungsanteil der Hauptkomponente. Die Kommunalität ist die Summe der quadrierten Ladungen aller Hauptkomponentenladungen auf einer Variablen. Sie gibt für jede Variable an, welcher Anteil ihrer Varianz insgesamt durch die Hauptkomponenten erklärt wird.

$$\text{Eigenwert von PC}_j: \quad \lambda_j = \sum_{i=1}^n l_{ij}^2$$

$$\text{Kommunalität von V}_i: \quad k_i = \sum_{j=1}^m l_{ij}^2$$

Die Summe aller Kommunalitäten dividiert durch die Gesamtvarianz ergibt den Varianzerklärungsanteil aller Hauptkomponenten an der Gesamtvarianz aller Variablen.

Die **Hauptkomponentenwerte** (component scores) werden aus Hauptkomponentenladungen und den Ausgangsdaten berechnet. Die originalen Wertereihen der Variablen sind nun durch standardisierte Wertereihen der Hauptkomponenten ersetzt.

Meist werden Hauptkomponentenanalysen mit einem zusätzlichen Verfahren erweitert, um die inhaltliche Interpretierbarkeit einzelner Hauptkomponenten zu verbessern. Es wird eine sog. „Rotation“ durchgeführt. Das Ziel der Rotation ist es (im z.B. s-modalen Fall), ein klares Muster der Ladungen zu erhalten, d.h. Hauptkomponenten, die für einige Variablen hohe Ladungen, für andere wiederum niedrige Ladungen aufweisen (Mestas-Nuñez 2000). Bei einer Rotation bleibt der Gesamtvarianzerklärungsanteil der rotierten Hauptkomponenten erhalten. Allerdings ändert sich die Verteilung der einzelnen Varianzerklärungsanteile auf die einzelnen Hauptkomponenten dahingehend, dass den ersten PCs weniger und den folgenden mehr Bedeutung zukommt. Eine rotierte Analyse ist insgesamt gegenüber leichten Veränderungen der Eingangsdaten robuster und kann eindeutiger physikalisch interpretiert werden, da jede rotierte Hauptkomponente eine Gruppe hoch korrelierter Variablen repräsentiert (Richman 1986, Kawamura 1994). Damit lassen sich die rotierten Faktoren gut zu einer Regionalisierung heranziehen, wobei eine Region in eine begrenzte Anzahl homogener Subregionen, die miteinander nicht korreliert sind, eingeteilt wird (vgl. Kap. 7.2). Allerdings ist es nicht immer klar, ob überhaupt eine Rotation durchgeführt werden soll: "nevertheless, the opinion in the community is divided on the subject of rotation" (Prohom et al. 2003, S. 275). Zwar kann eine Rotation zu kohärenteren und stabileren Mustern führen, die sich zu einer Regionalisierung eignen und die klimatologische Interpretierbarkeit erleichtern. Andere Kriterien, wie die Sensitivität der Ergebnisse im Hinblick auf vorausgehende Normalisierungen, treten dabei in den Hintergrund. Schließlich muss berücksichtigt werden, dass es verschiedene Kriterien gibt, nach denen die Hauptkomponenten rotiert werden können (von Storch & Zwiers 1999). Bei orthogonalen Rotationen bleibt im Gegensatz zu schiefwinkligen Rotationsverfahren die Orthogonalität der Hauptkomponenten erhalten. Am weitesten verbreitet ist die auch in dieser Arbeit verwendete orthogonale Varimax-Rotation der Hauptkomponenten. Einzelheiten zur Rotation von Hauptkomponenten und deren Interpretation in klimatologischen Fragestellungen erläutert Richman (1986), Fragen bezüglich der Orthogonalität rotierter empirischer Moden werden bei Mestas-Nuñez (2000) diskutiert.

Extraktionskriterien

Die Bestimmung der Anzahl an Hauptkomponenten (Extraktion) ist ein schwieriges Feld. Das Ziel ist es, eine möglichst geringe Anzahl mit einem möglichst hohen Varianzerklärungsanteil zu erhalten. Schließlich sollen die ausgewählten Hauptkomponenten auch immer im Hinblick auf die klimatologische Interpretation sinnvolle Muster ergeben.

Die Extraktion der Hauptkomponenten erfolgt so, dass auf die erste Hauptkomponente ein möglichst hoher Erklärungsanteil entfällt. Die nach Abzug der ersten Hauptkomponente verbleibende Residualvarianz ermöglicht die Extraktion einer zweiten Hauptkomponente mit möglichst großem Anteil an der verbleibenden Varianz. Weitere Hauptkomponenten werden nach dem gleichen Verfahren extrahiert. Da die Hauptkomponenten immer aus der Residualvarianz extrahiert werden, sind sie nicht miteinander korreliert und damit „orthogonal“. Die zweite Hauptkomponente steht damit senkrecht zur ersten und gibt daher einen anderen Sachverhalt wieder. Diese Extraktion von Hauptkomponenten kann solange fortgeführt werden, bis die Gesamtvarianz der Eingangsvariablen zu 100% erklärt ist; dies ist erst bei ebenso vielen Hauptkomponenten wie Eingangsvariablen der Fall. Ein Moment subjektiver Entscheidung liegt in der Bestimmung der geeigneten Anzahl an Hauptkomponenten. Es gibt zahlreiche Möglichkeiten, das zu Grunde liegende Extraktionskriterium zu objektivieren, schließlich beeinflusst es doch erkennbar die Ergebnisse der jeweiligen Analyse (siehe z.B. Bahrenberg et al. 1992, Beck 2000). Die Bestimmung erfolgt aber erst nach einer Varimax-Rotation, da diese die Varianzanteile der einzelnen Hauptkomponenten etwas ausgleicht. Folgende Kriterien lassen sich anwenden:

- Der Scree-Test basiert auf der Auswertung einer graphischen Darstellung der in absteigender Wertfolge geordneten Eigenwerte. Diskontinuitäten im Verlauf deuten auf die Anzahl der zu extrahierenden PCs hin.
- Nach dem Kaiser-Kriterium werden alle Hauptkomponenten extrahiert, die einen Eigenwert > 1 aufweisen. Dies bedeutet, dass die betreffende PC einen größeren Varianzanteil auf sich vereinigt als jede einzelne standardisierte Variable, mithin einen höheren Informationsgehalt aufweist. Bei einer großen Variablenzahl, die in den vorliegenden Untersuchungen meist vorhanden ist, kann dieses Kriterium jedoch dazu führen, dass auch Hauptkomponenten mit einem sehr geringen Gesamtvarianzerklärungsanteil extrahiert werden.
- Es kann der Gesamtvarianzerklärungsanteil (z.B. 95%) festgelegt werden, bis zu welchem PCs extrahiert werden. Dabei bleibt das Problem bestehen, mit welcher Anzahl von PCs die Analyse gerechnet werden soll.
- Die Höhe der erklärten Varianz der letzten Hauptkomponente soll einen bestimmten Schwellenwert überschreiten (beispielsweise 5%).

- Ein „Dominanzkriterium“ besteht darin, die Hauptkomponenten auszuwählen, die mindestens auf eine Variable maximal laden (d.h. die im Vergleich zu den übrigen Hauptkomponenten höchste Ladung aufweisen) und standardisiert über 1 liegen. Dies ist insofern für die s-modale Analyse von Bedeutung, weil damit jede extrahierte Hauptkomponente noch mindestens einen Gitterpunkt auf der Karte als „Variationszentrum“ repräsentiert. Es werden zum einen die Ladungen für jede Hauptkomponente über alle Variablen, zum anderen die Ladungen der Variablen über alle Hauptkomponenten standardisiert. Es resultierten pro Hauptkomponentenladung zwei Werte, die Aussagen über die Bedeutung der jeweiligen Hauptkomponente zulassen. Je höher die standardisierten Ergebnisse ausfallen, desto größer ist die Bedeutung der jeweiligen Hauptkomponente im Gitterfeld bzw. im Vergleich mit anderen Hauptkomponenten (Jacobeit 1993). Eine Erweiterung dieses Kriteriums um signifikante Unterschiede zwischen der größten und zweitgrößten Ladung findet sich bei Philipp et al. (2007).

7.1 Grundlegende atmosphärische Zirkulationsmuster

Mit den Ergebnissen der t-modalen Hauptkomponentenanalysen werden die räumlichen Verteilungsmuster der Hauptkomponentenwerte dargestellt. Dabei lassen sich die Ergebnisse aus den Analysen der Luftdruckdaten als grundlegende atmosphärische Strömungskonfigurationen interpretieren. Die entsprechenden Zeitkoeffizienten, die Hauptkomponentenladungen, zeigen die Intensität, mit der ein bestimmtes Muster in einem entsprechenden Zeitabschnitt wirksam war.

Die Hauptkomponentenanalysen wurden korrelationsbasiert und varimax-rotiert einzelmonatlich für die Luftdruckdaten unterschiedlicher Gebietsausschnitte zwischen 20°N und 60°S gerechnet. Zunächst muss jedoch der Untersuchungsraum abgegrenzt werden. Es gibt zahlreiche Untersuchungen über den Einfluss der Größe des Untersuchungsgebietes auf die Ergebnisse (siehe z. B. Bahrenberg et al. 1992, Beck 2000, Cai & Whetton 2001). Bei der Abgrenzung einer adäquaten räumlichen Bezugseinheit ist „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, meist schon fernab gelegene Signale in ihrer differenzierenden Kennzeichnung [...] gestört werden“ (Jacobeit 1989, S. 161). Beyer (2001) verwendet den Ausschnitt von 20°N bis 50°S und 80°W bis 100°E, „unter der Annahme, dass in diesem Bereich die für namibische Niederschläge wesentlichen atmosphärischen Prozesse ablaufen“ (S. 45). In der südlichen Begrenzung sind die subtropischen Druckverhältnisse mit den Antizyklonen über dem südlichen Indik und Atlantik erfasst, die Nordgrenze von 20°N beinhaltet die tropische Zirkulation, die

gesamte innertropische Konvergenzzone. Um sicher zu gehen, dass die Wahl des Raumes nicht allzu sehr das Ergebnis beeinflusst, wurden die Analysen für verschiedene Gebietsausschnitte durchgeführt. Ein sehr eng umgrenzter Raum erstreckt sich von 20°N bis 40°S und von 20°W bis 60°E. Eine weitere Variante untersucht den Raum von 20°N bis 60°S und von 120°W bis 120°E, schließlich wird noch der Ausschnitt 20°N bis 60°S und 60°W bis 120°E sowie von 20°N bis 50°S und 120°W bis 120°E analysiert.

Die Extraktion der Hauptkomponenten kann bei diesen Analysen leicht vollzogen werden, da bei jeder Analyse ein abrupter Rückgang des Varianzerklärungsanteiles nach drei bis fünf Hauptkomponenten erfolgte. Die extrahierten Hauptkomponenten vereinigen dabei einen Varianzerklärungsanteil von über 95% auf sich.

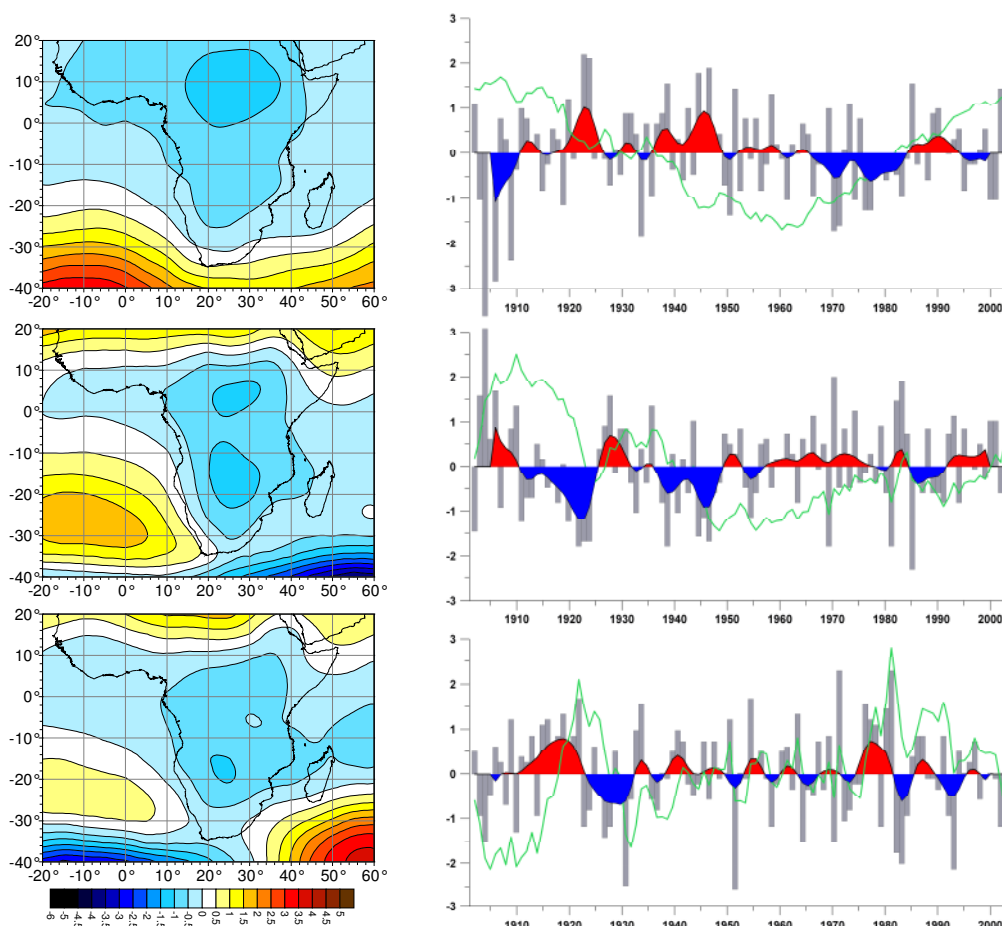


Abb. 7.1.1: Links: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 bis 3 (von oben nach unten) für den Januar 1901 bis 2003. Rechts sind die standardisierten Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenladungen, graue Balken) der extrahierten Hauptkomponenten aufgetragen. Ergänzend zu den Ladungen sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die standardisierten kumulativen Anomalien an.

Aus einer ersten Analyse mit entsprechend kleinräumigem Gebietsausschnitt konnten drei, in Abbildung 7.1.1 dargestellte, Hauptkomponenten mit Varianz-erklärungsanteilen von 38,1%, 35,0% sowie 24,4% extrahiert werden. Damit lassen sich 97,5% der gesamten SLP-Varianz für den Januar mit diesen Mustern erklären. Im ersten Muster ist eine nach Süden verlagerte Hochdruckbrücke erkennbar, im zweiten ein südhemisphärisch ausgebildetes kontinentales Tief und in der letzten PC eine deutlich verstärkte Hochdruckzelle über dem südwestlichen Indischen Ozean. Die Hauptkomponentenladungen zeigen eine hohe Variabilität, aber keine langfristigen Trends.

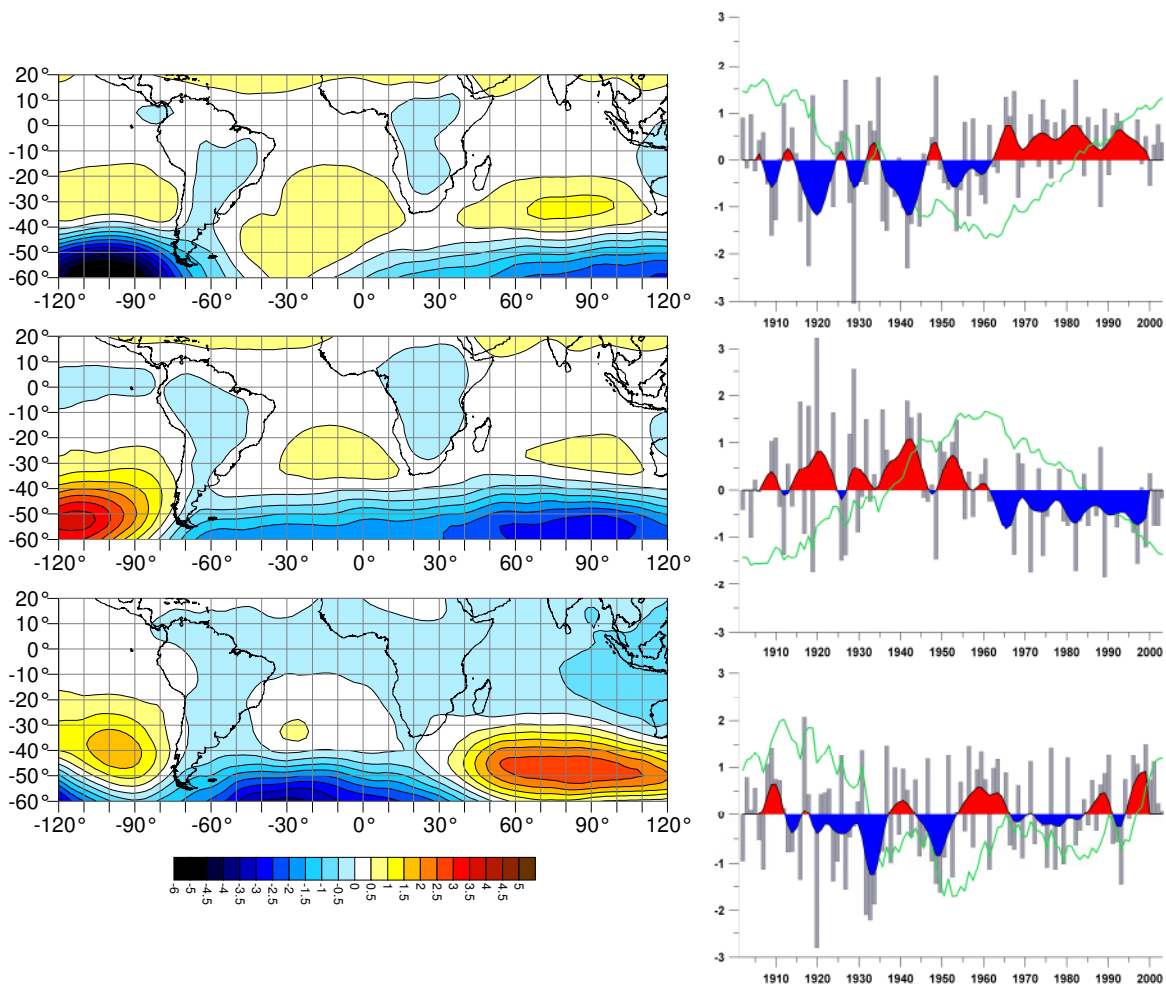


Abb. 7.1.2: Links: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 bis 3 (von oben nach unten) für den Januar 1901 bis 2003. Rechts sind die standardisierten Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenladungen, graue Balken) der extrahierten Hauptkomponenten aufgetragen. Ergänzend zu den Ladungen, sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die standardisierten kumulativen Anomalien an.

Eine Ausweitung des Untersuchungsraumes nach Osten / Westen bis 120°E / 120°W verstärkt den Einfluss der Bellingshausensee, wo ein atmosphärisches Aktionszentrum das Luftdruckgeschehen dominiert. Die hohe SLP-Variabilität südlich von 50°S hat zur Folge, dass sich in den niederen Breiten kaum noch Luftdruckgradienten ausbilden. Auch hier konnten für den Januar drei Hauptkomponenten mit einem Varianzerklärungsanteil von 45,7%, 38,0% und 12,8% extrahiert werden. Die Betrachtung der Zeitkoeffizienten der entsprechenden Muster zeigt einen ausgeprägten Trend der ersten und zweiten Hauptkomponente. Um 1960 erfolgt mit klarem Vorzeichenwechsel ein Bruch in der Zeitreihe. Das erste Muster zeigt eine Verstärkung der subtropischen Antizyklonen über dem Südatlantik und Südindik seit Mitte des 20. Jahrhunderts (Abb. 7.1.2).

Insgesamt hat die Größe des Untersuchungsraumes schon einen erkennbaren Einfluss auf die Resultate der Hauptkomponentenanalyse. Es wird deutlich, dass die hohe Variabilität des Luftdrucks in den mittleren und hohen südlichen Breiten die niederen Breiten völlig überdeckt. Der erste Untersuchungsausschnitt von 20°E bis 60°W ist offensichtlich zu klein, um die großräumige Dynamik adäquat zu erfassen. Insbesondere die subtropisch-randtropischen Hochdruckgebiete, die ganz wesentlich das Klima im südlichen Afrika steuern, werden dabei nicht ausreichend berücksichtigt. Daher werden zur Interpretation der Zirkulationsänderungen ausschließlich die Resultate aus den großräumigeren Analysen herangezogen, die sich allerdings nur bis 50°S erstrecken. Der letztlich ausgewählte Gebietsausschnitt erstreckt sich von 20°N bis 50°S und von 70°W bis 120°E. Damit gehen in die Analyse 103 Monate (1901-2003) als Variablen und 585 Gitterpunkte aus dem 5°x5° aufgelösten Gitterfeld als Ereignisfälle ein.

Es werden im Folgenden die hauptkomponentenanalytisch bestimmten „Zirkulationsmuster“ einzelner Monate dargestellt. Dabei können nicht alle Monate separat beschrieben werden, nur ausgesuchte Monate, die sich markant vom Folge- monat unterscheiden, werden vorgestellt. Besondere Berücksichtigung verdienen dabei die Ladungen der Muster, die Hinweise auf eine langfristige Variabilität und Trends liefern. Dabei werden vorrangig die ersten beiden und damit im Varianzerklärungsanteil wichtigsten Hauptkomponenten angesprochen. Die weiteren Hauptkomponenten charakterisieren dagegen eher markante Einzelfälle zirkulationsdynamischer Anomalien.

Im Sommer ist das für diese Jahreszeit typische Zirkulationsmuster auf der zweiten Hauptkomponente für den Dezember ausgebildet: die Hochdruckzellen über dem südlichen Atlantik und im südlichen Indik haben sich, gegenüber ihrer winterlichen Position, nach Süden verlagert; über dem südlichen Afrika hat sich ein

kontinentales Hitzetief ausgebildet. Abbildung 7.1.3 zeigt die ersten beiden PCs für den Dezember. Gegenüber dem Vormonat haben sich die Positionen der Muster vertauscht: Im November liegt das erste Dezembermuster auf der dritten, das zweite auf der ersten Hauptkomponente.

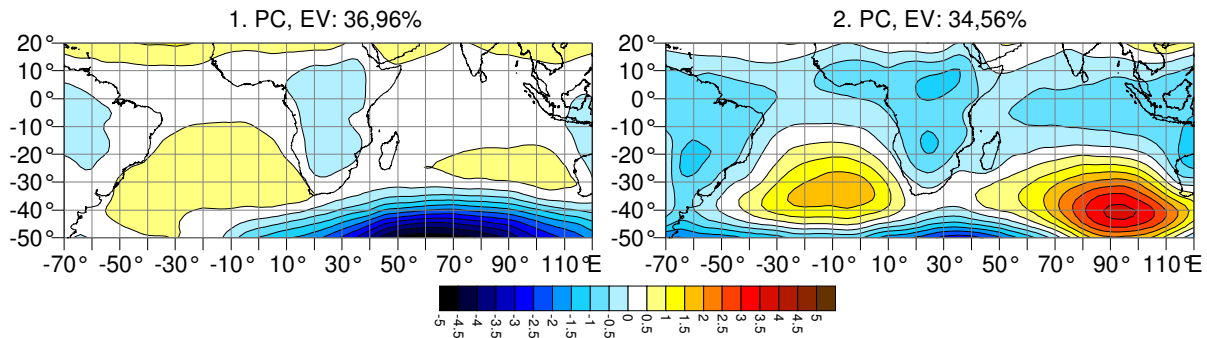


Abb. 7.1.3: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 und 2 für Dezember 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben.

Ein wichtiger Modus in der atmosphärischen Zirkulation der Südhemisphäre ist die Antarktische Oszillation (AAO). Die AAO stellt ein Maß für die Zonalität der Zirkulation dar und wird im folgenden Kapitel 8 ausführlich beschrieben.

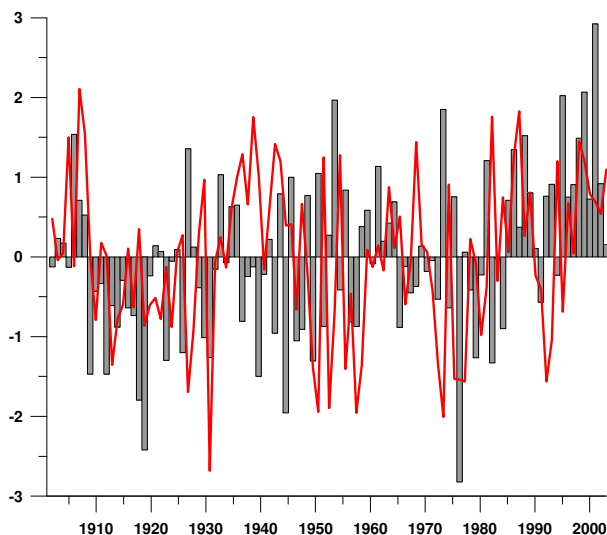


Abb. 7.1.4: Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponente 2 für Dezember 1901 bis 2003 (graue Balken), zusätzlich sind die Werte des Antarktischen Oszillationsindex angegeben (rote Kurve).

Die Bedeutung der AAO wird daraus ersichtlich, dass sie maßgeblichen Einfluss auf die ersten beiden Hauptkomponenten hat. Diese erklären, je nach Monat, 54,5% (Februar) bis zu 76% (September) der SLP-Varianz. Das erste Dezember-Muster korreliert mit -0,66, das zweite mit 0,68 mit dem Antarktischen Oszillationsindex (AAOI), dies ist in Abbildung 7.1.4 dargestellt. Generell sind die Korrelationen aller weiteren Monate des AAOI mit den Zeitkoeffizienten der ersten beiden PCs hochsignifikant ($S_i=95\%$) und liegen um 0,5 (zwischen 0,4 und 0,6, positiv bzw. negativ).

Im **Januar** ist die Dominanz ausgeprägter Hochdruckgebiete über dem südlichen Atlantischen und Indischen Ozean in der räumlichen Darstellung der ersten Hauptkomponente erkennbar. Gegenüber dem Dezember haben sich die Muster der ersten und zweiten PC vertauscht (EV: 38,4% und 35,8%). Ein fast ebenso wichtiges Muster lässt sich auf der 2. PC mit einer starken zonalen Zirkulation mit einer weit nach Norden vorgestoßenen Tiefdruckfurche festmachen. Im dritten Muster ist die Hochdruckbrücke weit nach Süden verlagert, so dass sich über dem südlichen Afrika ein Tief ausbilden kann. Die letzte extrahierte PC verdeutlicht eine ausgeprägte meridionale Zirkulation südlich von 40°S (Abb. 7.1.5).

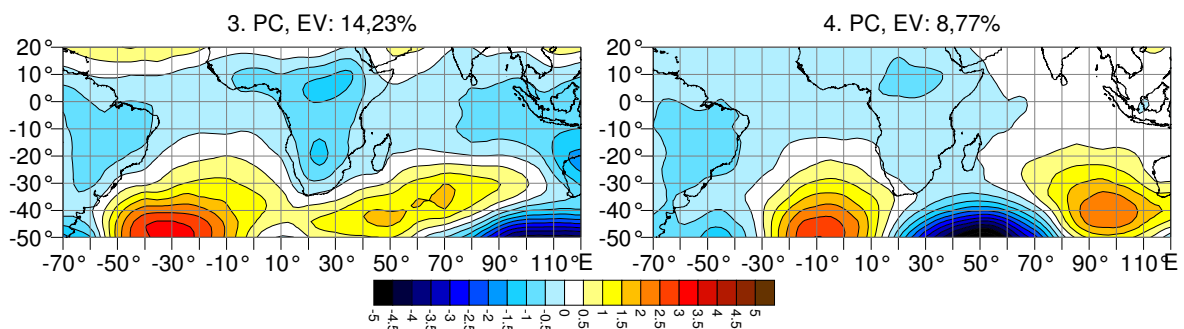


Abb. 7.1.5: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 3 und 4 für Januar 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben.

Der Verlauf der standardisierten Ladungen in Abbildung 7.1.6 zeigt für die vierte Hauptkomponente einen auffälligen Trend. Die dominante Tiefdruckfurche (2. PC) verliert als Zirkulationsmuster seit den 1960er Jahren stark an Bedeutung zu Gunsten einer stark nach Südwesten abgedrängten Südatlantikhochdruckzelle. Die erste und dritte Hauptkomponente können zwar längere Phasen positiver und negativer Ladungen darstellen, insgesamt ist die niederfrequente Variabilität aber nicht so ausgeprägt. Auffällig ist das Jahr 1934 in den Zeitkoeffizienten der 3. PC mit

einem Wert von 4,2. Dieser Monat mit einer Ladung von 0,73 repräsentiert offenbar am besten das Muster der dritten Hauptkomponente. An Hand dieses Einzelmonats kann dann überprüft werden, inwiefern die statistisch gewonnenen Ergebnisse reale Zirkulationsmuster widerspiegeln. Eine Differenzenkarte in Abbildung 7.1.7 illustriert, dass in diesem markanten Einzelfall der bodennahe Luftdruck bei 50°S und 30°W bzw. 50°E um 7hPa bis 9hPa über dem langjährigen Durchschnitt lag. Die atmosphärischen Aktionszentren waren wesentlich verstärkt und gleichzeitig nach Süden verlagert.

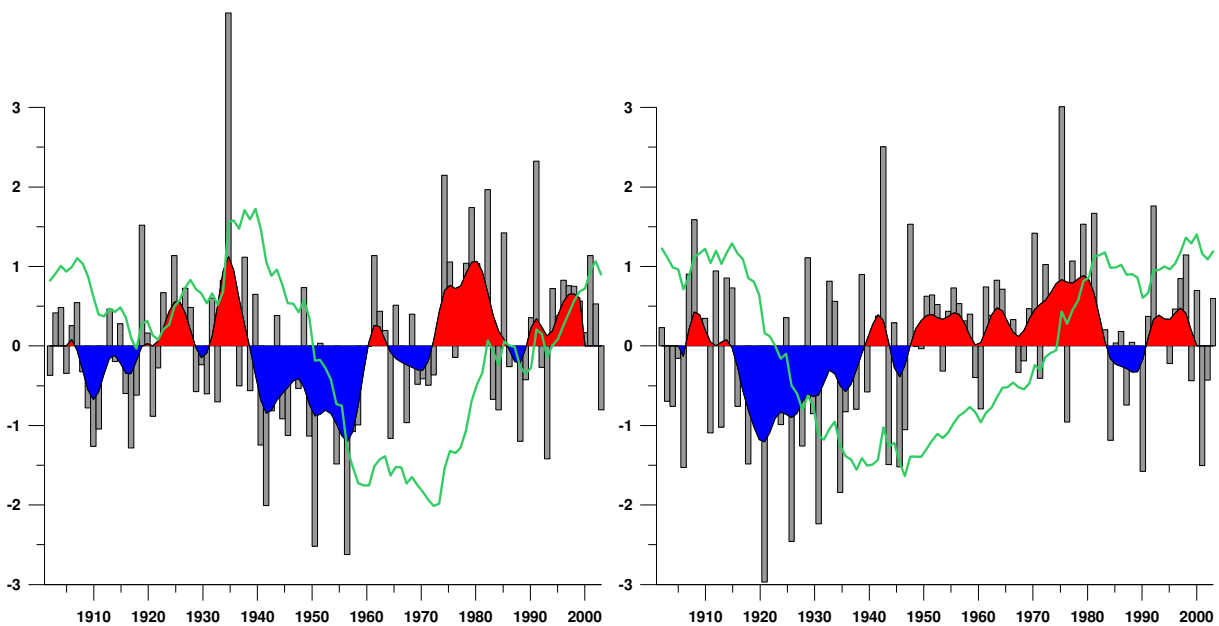


Abb. 7.1.6: Standardisierte Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 3 (links) und 4 (rechts) für Januar 1901 bis 2003, zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.

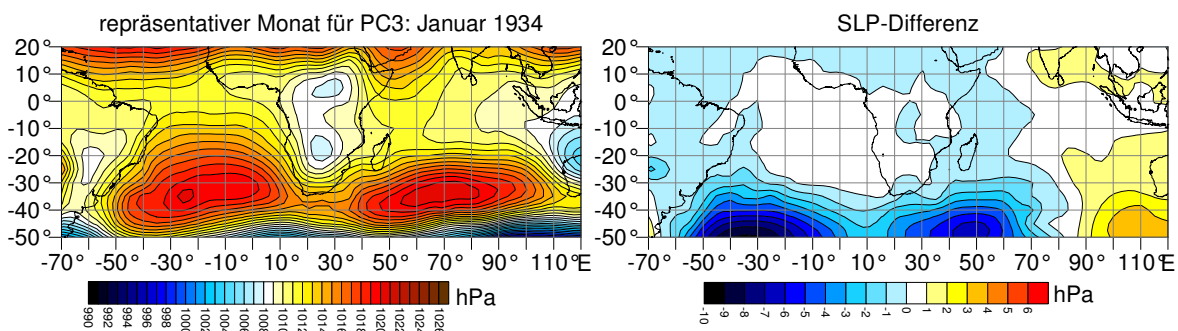


Abb. 7.1.7: SLP-Feld für Januar 1934 (links). SLP-Differenz des langjährigen (1901-2003) Januar-Mittelwertes vom Januar 1934.

Für den **Februar** lassen sich fünf PCs extrahieren, wobei die letzte mit einem Varianzerklärungsanteil von 1,7% nur noch eine sehr geringe Bedeutung hat und maximale Ladungen zu Beginn des Untersuchungszeitraumes aufweist. Das erste Muster entspricht weitgehend dem ersten des vorherigen Monats (siehe Abb. 7.1.8).

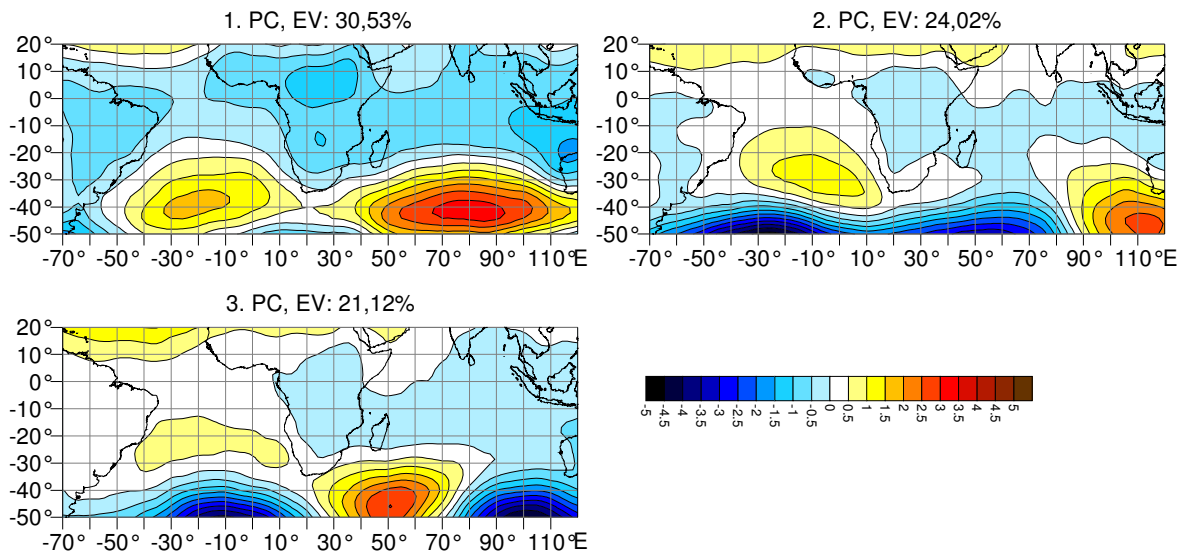


Abb. 7.1.8: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 bis 3 für Februar 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben.

Allerdings unterscheidet sich der zeitliche Verlauf desselben erheblich. Im Februar ist, wie Abbildung 7.1.9 zeigt, ein sehr deutlicher ansteigender Trend im Verlauf der kumulativen Anomalien auszumachen. Seit Mitte der 1960er Jahre dominieren positive Werte, während im Zeitraum von 1910 bis etwa 1960 eine ausgeprägte negative Phase zu erkennen ist. Das zweite zonale Muster hingegen hat in den letzten Dekaden nur eine sehr untergeordnete Rolle gespielt. Dies kann man als eine Abschwächung der Zonalzirkulation zu Gunsten einer stärker meridionalisierten interpretieren. Als Trend lässt sich eine Intensivierung der südindischen Hochdruckzelle erkennen. Dieser Trend konnte schon in Kapitel 6 aufgezeigt werden, in den dort vorgestellten Analysen setzte er allerdings schon früher ein.

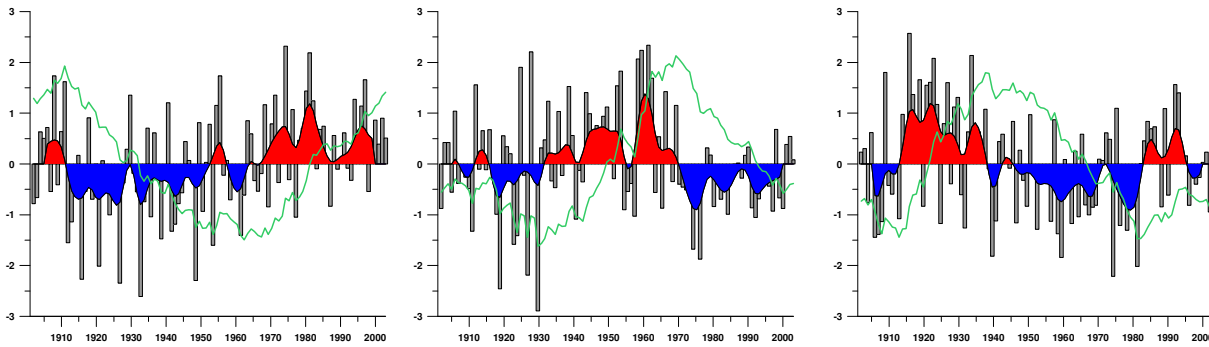


Abb. 7.1.9: Standardisierte Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 (links), 2 (Mitte) und 3 (rechts) für Februar 1901 bis 2003, zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.

Für den Monat **März** konnten fünf PCs extrahiert werden. Das erste, dominante Muster war schon für die Monate Januar und Februar erkennbar. Der zeitliche Verlauf entspricht dem des Monats Februar.

In den Trendanalysen der Lufttemperatur konnte gezeigt werden, dass der März sich sehr viel stärker erwärmt hat als die übrigen Monate (vgl. Kap. 6). Der Niederschlag zeigt vorrangig zurückgehende Trends, wobei es regional zu deutlichen Niederschlagszunahmen zwischen 1901 bis 1930 kam. Luftdrucktrends verdeutlichen den SLP-Anstieg im südlichen Bereich der subtropisch-randtropischen Hochs, während für die erste CLINO eine Abnahme über dem südlichen Atlantik berechnet werden konnte. Dabei dominierte die zweite PC, die erste zeigt sich im langfristigen Trend und ist mit dem AAOI hoch korreliert (0,65). Auf deutliche Änderungen im Verlauf der atmosphärischen Zirkulation verweisen die Ladungen der ersten beiden PCs für den März. Während im ersten Muster seit Anfang der 1970er Jahre positive Werte sehr stark vorherrschen, steht das zweite Muster unter umgekehrten Vorzeichen. Hier gab es insbesondere in den 1920er Jahren eine Phase, in der dieses Muster von größerer Bedeutung für die Zirkulationsdynamik ist. Das weite Ausgreifen der Westwindzone nach Norden bei gleichzeitig abgeschwächter Passatzirkulation zog eine entsprechende Temperaturabsenkung mit ansteigenden Niederschlägen nach sich. Allerdings konnte gerade die Kapprovinz keinen ansteigenden Trend im Niederschlag aufweisen. Dies könnte daran liegen, dass die stark positiven Ladungen nicht über die gesamte CLINO auftreten, sondern nur zwischen 1915 und 1925 (nicht dargestellt).

Für den **April** wurden vier PCs extrahiert. Gegenüber den Vormonaten hat sich das Zirkulationsmuster deutlich verändert: Die erste PC in Abbildung 7.1.10 zeigt einen schwach ausgebildeten Hochdruckgürtel, der sich zwischen 20°S und 35°S

durch den gesamten Untersuchungsraum erstreckt. Südlich schließt sich eine ausgeprägte Tiefdruckfurche an. Insgesamt ist die herbstliche Zirkulation sehr zonal ausgebildet, aber auf Grund relativ geringer Druckgradienten negativ mit dem AAOI korreliert (-0,55). Das zweite Muster beschreibt eine deutlich meridionalere Struktur, mit Hochdruckgebieten über dem südlichen Atlantik und Indik, die sich deutlich nach Süden verlagert haben.

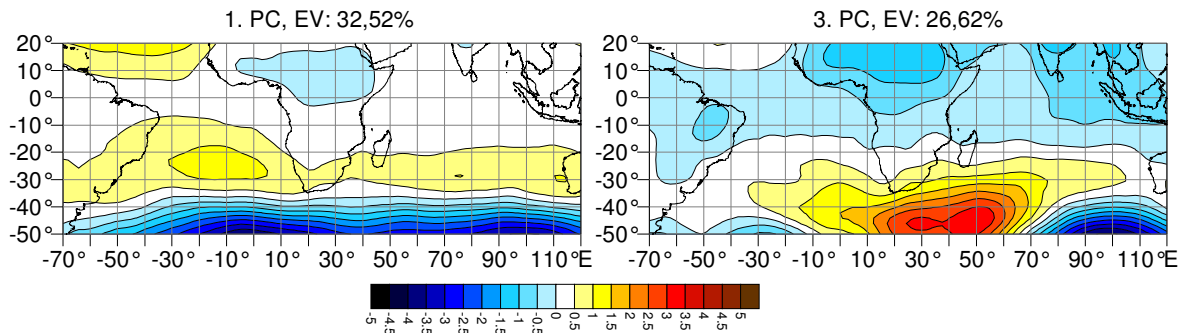


Abb. 7.1.10: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 und 3 für April 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben.

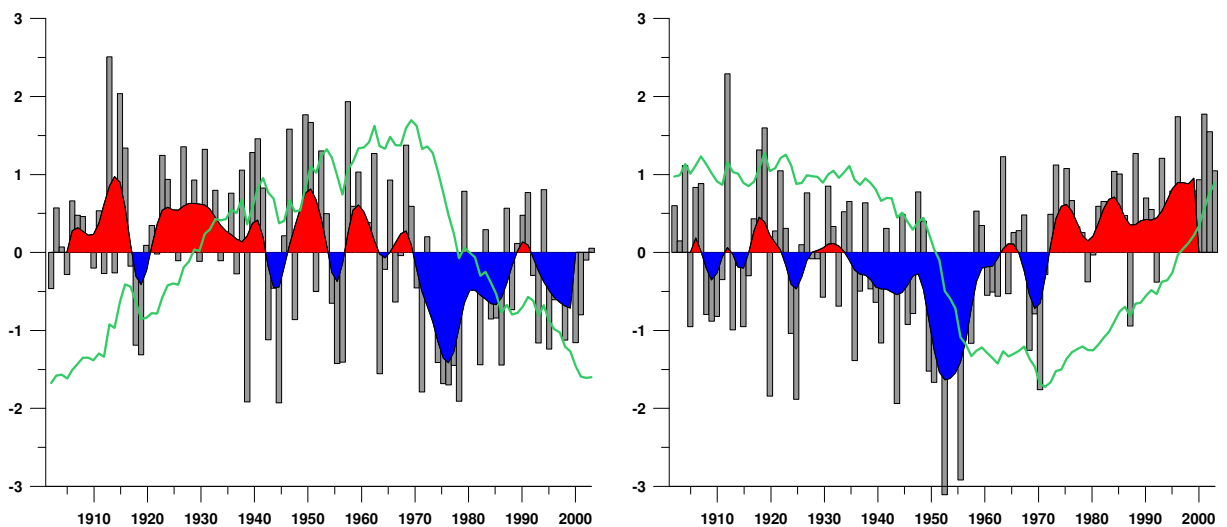


Abb. 7.1.11: Standardisierte Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 (links) und 3 (rechts) für April 1901 bis 2003, zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) in rot im positiven und in blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.

Das dritte Muster spiegelt das SLP-Trendmuster aus Abbildung 6.31 wider. Der starke Trend kann auch dem Verlauf der standardisierten Ladungen in Abbildung 7.1.11 entnommen werden. Der verstärkte Hochdruckeinfluss kann als eine Ursache für den stark positiven Temperaturtrend im südlichen Afrika angesehen werden. Starke signifikant negative Temperaturtrends zwischen 1931 und 1990 erklären sich damit aus den negativen Ladungen der dritten Hauptkomponente, das heißt in dieser Periode war dieses Muster nur sehr schwach vertreten, entsprechend stärker jedoch das erste, in dem der Einfluss der Westwinddrift deutlicher ausgeprägt ist.

Im Winter, der in Abbildung 7.1.12 am Beispiel des Junimusters dargestellt ist, hat sich eine Hochdruckbrücke über dem südlichen Afrika ausgebildet. Verbunden mit einem deutlichen atmosphärischen Aktionszentrum über dem südöstlichen Indischen Ozean ist das erste Muster beschrieben. Dieses Muster hat vor allem in den 1970er und 1980er Jahren die Juni-Zirkulation dominiert. Allerdings zeigen die Ladungen in Abbildung 7.1.13 eine hohe Variabilität und keinen deutlichen Trend.

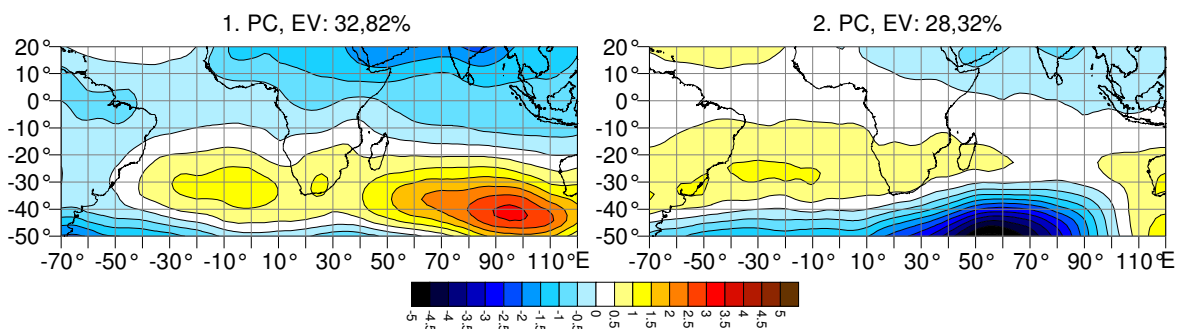


Abb. 7.1.12: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 und 2 für Juni 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben.

Eine abgeschwächte Hochdruckbrücke mit Tiefdruckeinfluss aus dem subpolaren Raum bei 60°E zeigt die zweite Hauptkomponente (Abb. 7.1.12). Eine stark nach Süden abgedrängte Hochdruckbrücke im dritten Muster (nicht dargestellt) hat offenbar in den letzten Jahren an Bedeutung verloren. Allerdings gab es in den 1960er Jahren schon einmal eine Phase, in der dieses Muster nicht das dominierende war, sondern das zweite. Dies wird in der folgenden Abbildung verdeutlicht.

Der Frühling ist insgesamt, bezogen auf die Hauptkomponentenladungen, durch eine hohe Variabilität, aber keine langfristigen Trends gekennzeichnet. Zwar lassen sich einzelne Anomaliephasen für Zirkulationsmuster aufzeigen, die niederfrequente

Variabilität ist aber nicht so stark ausgeprägt wie in den anderen Jahreszeiten. Nur im Oktober lassen sich längere Anomaliephasen (Abb. 7.1.16), der in Abbildung 7.1.14 dargestellten Hauptkomponentenmuster, verdeutlichen. Das erste und zweite Muster beschreibt einen positiven bzw. negativen Zusammenhang mit dem AAOI mit Korrelationskoeffizienten von 0,53 und -0,50. Die negativen Ladungen der ersten PC stehen im Einklang mit dem SLP-Trendmuster für die Periode 1901 bis 1930, in der sich negative Trends für die ozeanischen Antizyklonen gezeigt haben bzw. mit der folgenden CLINO, die unter umgekehrten Vorzeichen stand.

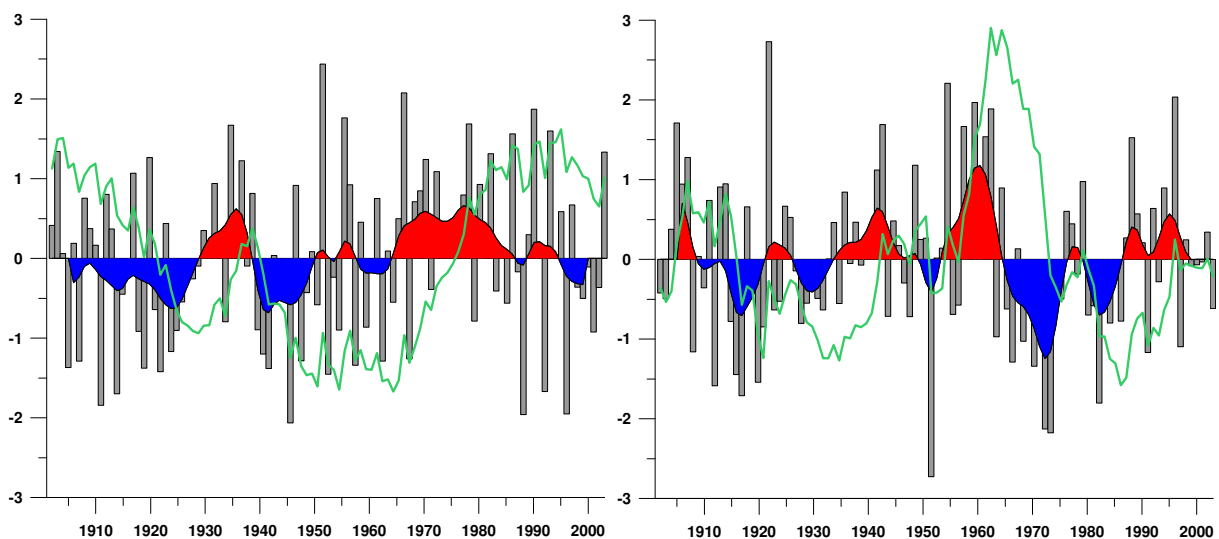


Abb. 7.1.13. Standardisierte Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 (links) und 2 (rechts) für Juni 1901 bis 2003, zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) in rot im positiven und in blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.

In den Zeitreihen zur dritten PC für den Oktober (Abb. 7.1.16) ist das Jahr 1963 mit einer standardisierten Ladung von 2,9 auffällig. Aus Abbildung 7.1.15 wird ersichtlich, dass in diesem Monat die südatlantische Antizyklone erheblich gegenüber dem durchschnittlichen SLP-Wert abgeschwächt war. Die Passate über dem südlichen Atlantik waren entsprechend schwächer ausgeprägt; dies hatte einen verringerten Kaltwassermassenauftrieb im Benguelastrom zur Folge. Daraus konnte sich dann ein sog. Benguela Niño entwickeln. Dieses Phänomen wird im folgenden Kapitel 8 näher beleuchtet.

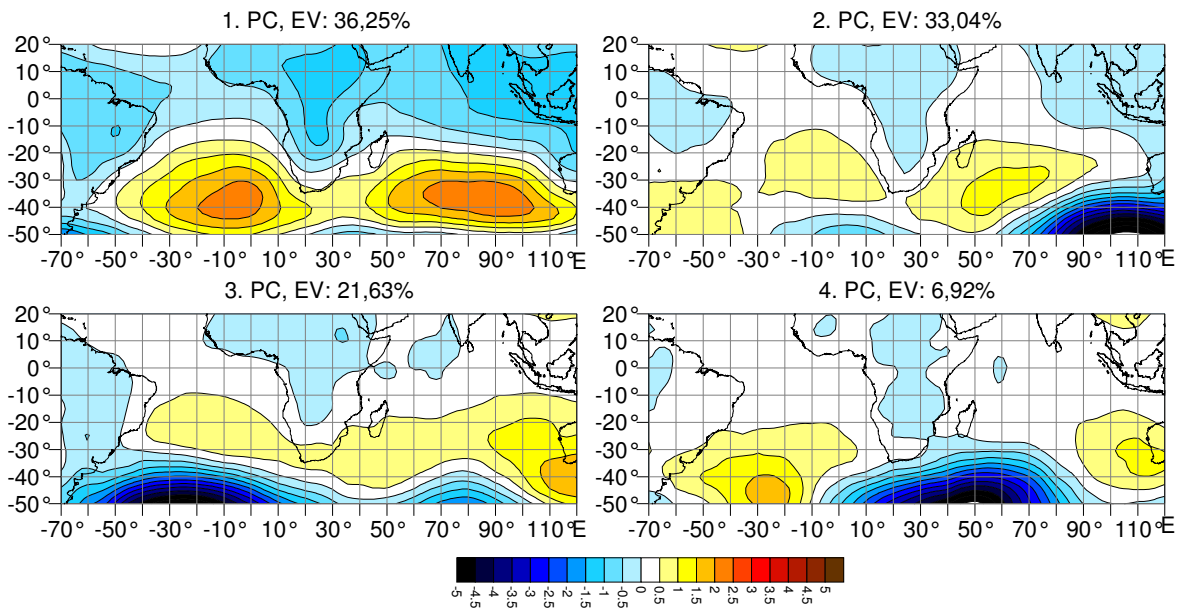


Abb. 7.1.14: Scores der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 bis 4 für Oktober 1901 bis 2003. Oberhalb der Abbildungen ist der erklärte Varianzanteil (EV) der jeweiligen Hauptkomponente angegeben.

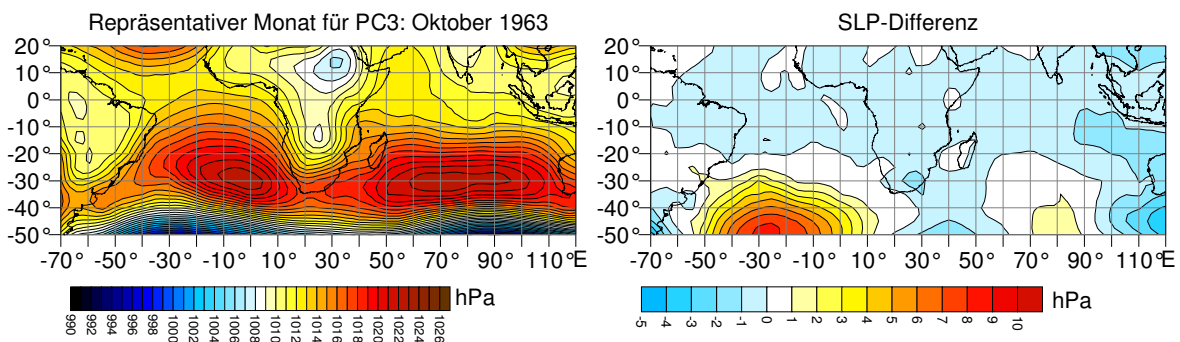


Abb. 7.1.15: SLP-Feld für Oktober 1963 (links). SLP-Differenz des langjährigen Oktober-Mittelwertes vom Oktober 1963.

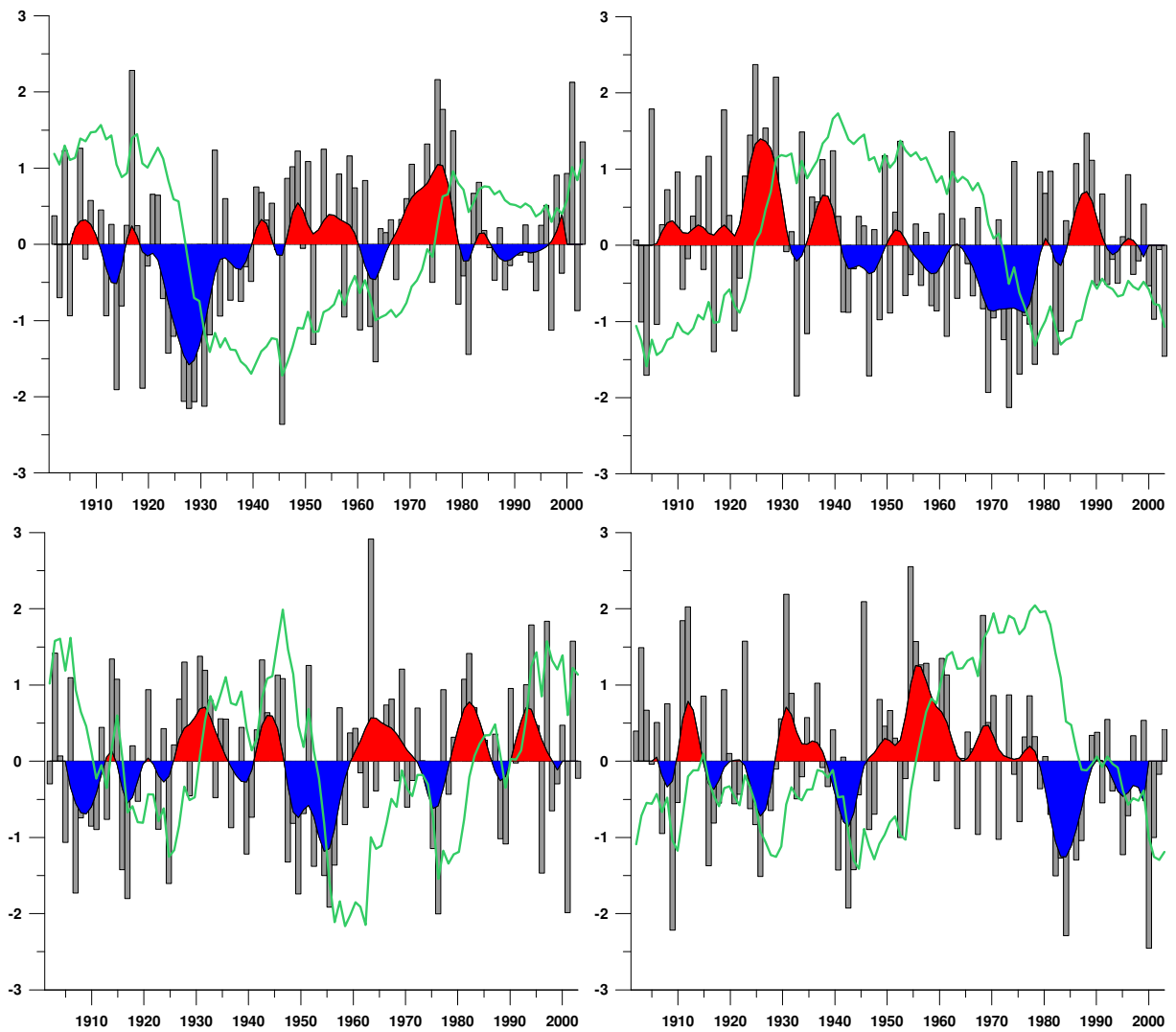


Abb. 7.1.16. Standardisierte Ladungen der t-modalen SLP-Hauptkomponenten 1 (oben links) bis 4 (unten rechts) für Oktober 1901 bis 2003, zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.

7.2 Regionalisierung auf der Basis s-modaler Hauptkomponentenanalysen

Für die vorliegende Arbeit wurden einzelmonatliche sowie ganzjährige s-modale Hauptkomponentenanalysen mit den Niederschlags-, Temperatur-, Luftdruckdaten und den Daten zur Meeresoberflächentemperatur berechnet. Im s-modalen Modus gehen die Raumeinheiten (die Gitterpunkte bzw. Gitterfelder) als Variablen in die PCA ein, die Monate oder Jahre bilden dann die Ereignisfälle. Die Ergebnisse der s-modalen Analysen zeigen die Varianz der Elemente der Gitterpunkte über den Zeitraum von 103 Jahren, sie lassen sich daher nicht (wie im t-modalen Fall) als Druckmustersverteilung ansprechen, vielmehr wird dadurch ein „Variationszentrum“ mit zentraler Bedeutung für die entsprechende Hauptkomponente dargestellt. Dabei sind es die Ladungen, die sich als „Variationszentren“ interpretieren lassen. In diesen dominiert, verglichen mit dem gesamten Untersuchungsraum, ein bestimmter zeitlicher Variabilitätsmodus. Die Bildung solcher Variationszentren kann als eine Art Regionalisierung betrachtet werden. Denn die räumliche Darstellung der höheren Ladungen der Ladungsmatrizen, die aus Korrelationskoeffizienten zwischen Originalvariablen und Hauptkomponenten bestehen, ermöglicht die Lokalisation des Kerns und des Haupteinzugsgebietes eines Variationszentrums. Die Lage dieser Variationszentren kann entweder die stärksten Druckgradienten oder die höchsten positiven bzw. negativen Anomalien anzeigen. Jeder Punkt des Untersuchungsgebietes wird dabei von einem oder mehreren Variationszentren beeinflusst.

Bei Hauptkomponenten mit einem relativ geringen Varianzerklärungsanteil lassen sich oft keine klaren Regionen darstellen. Hier zeigen die Ladungsmuster teilweise mehrere dispers verteilte Kerne oder Bereiche mit schwacher Ladung über einen großen Raum verteilt. Daher wird bei der Extraktion der PCs das Dominanzkriterium (s.o.) erweitert um die Ladung an den Gitterpunkten mit Beträgen $\geq 0,7^{32}$ bzw. $\geq 0,5$ beim Niederschlag. Dadurch soll sichergestellt werden, dass nur aussagekräftige Hauptkomponenten bestimmt werden. Auf dieser Basis lassen sich dann die wichtigsten, großräumigen und inhaltlich bedeutsamen Regionen hervorheben. Um möglichst gut abgrenzbare und damit gut interpretierbare Regionen zu erhalten, ist eine Rotation notwendig. Es wird, analog zu den t-modalen Analysen, eine Varimax-Rotation durchgeführt.

³² Ein Gitterpunkt mit einer Ladung von 0,7 ist schließlich fast doppelt so bedeutsam in der Varianzerklärung (49%) wie ein Gitterpunkt mit einer Ladung von 0,5 (25%).

Die Zeitkoeffizienten beschreiben die zeitliche Entwicklung des entsprechenden Klimaelementes des betrachteten Variationszentrums. Negative Zeitkoeffizienten lassen sich als Fälle mit unterdurchschnittlichen bzw. anomal negativen Klimawerten interpretieren. Positive Zeitkoeffizienten stehen dagegen für überdurchschnittliche bzw. anomal positive Werte. Dabei kann gezeigt werden, dass „die zum Gebietsmittel zusammengefasste ursprüngliche Niederschlagsvariation [...] durch die Zeitreihe der Hauptkomponentenwerte sehr gut reproduziert [wird]. Die Höhe der einzelnen Niederschlagsanomalien wird im hauptkomponentenanalytischen Verfahren jedoch aufgrund des Einflusses der Ladungen herabgesetzt“ (Hertig 2004, S. 21).

Zur Konstruktion regionaler Klimaindizes könnte neben den Hauptkomponentenwerten auch ein einfacher regionaler Mittelwert herangezogen werden oder ein ladungsgewichteter. Alternativ ließen sich auch die Zeitreihen heranziehen, die maximal positiv auf der entsprechenden Hauptkomponente laden, dabei gehen allerdings Teilinformationen, die zur Bildung der Region führten, verloren; schließlich sind auch die maximalen Ladungen nicht immer sehr hoch. Als Nachteil der Zeitkoeffizienten (standardisierte Scores) kann ein höherer Abstraktionsgrad als bei der Verwendung reiner Gebietsmittel angeführt werden. Allerdings werden tatsächliche Schwankungen der einzelnen Regionen schon in den Trendanalysen für die jeweiligen Klimaelemente beschrieben. Das Ziel der hier durchgeführten s-modalen Hauptkomponentenanalysen ist jedoch nicht, eine optimale Regionalisierung zu erhalten, sondern vielmehr eine Dimensionsreduktion zu erzielen, d.h. die Menge der insgesamt untersuchten Variablen soll reduziert und eine Beseitigung linearer Abhängigkeiten erzielt werden, dass die Variablen dann weitgehend stochastisch unabhängig voneinander vorliegen. Dies ist ein vorbereitender Schritt für weiterführende Kanonische Korrelationsanalysen und einfache Korrelationsanalysen bzw. Zeitreihenuntersuchungen, die in den Kapiteln 8 und 9 dargestellt werden.

Die folgenden Abbildungen zeigen jeweils nur die höheren Hauptkomponentenladungen der einzelnen Hauptkomponenten. Generell hat jede Hauptkomponente zu jedem Gitterpunkt einen bestimmten Korrelationskoeffizienten, der in einer einzelnen Graphik nicht für alle Hauptkomponenten übersichtlich dargestellt werden kann. Alternativ hätten, analog zu den Abbildungen der t-modalen Analysen, Kartendarstellungen einer jeden Hauptkomponente aufgezeigt werden müssen.

7.2.1 Temperaturregionen

In der kartographischen Darstellung der Temperaturregionen in Abbildung 7.2.1 wird auf eine unmittelbare Grenzziehung zwischen den Regionen verzichtet, vielmehr werden die maximalen Ladungen einer jeden Region dargestellt. Es werden jeweils nur die Hauptkomponenten dargestellt, die eine maximale Ladung $\geq 0,7$ aufweisen. Die Kerne der jeweiligen Region lassen sich anhand der Gebiete maximaler Ladungen erkennen. Generell lassen sich pro Monat zwischen fünf (August) und neun (Januar, März) Temperaturregionen ausgliedern. Madagaskar ist durchweg als eine eigenständige Temperaturregion erkennbar. Über alle Monate hinweg bleiben folgende Regionen jeweils klar abgrenzbar:

Das Kongobecken, das ostafrikanische Hochland, die Kalahari und Südafrika. Die Kapregion mit ihrem eigenen mediterranen Klima ist am deutlichsten im Januar regionsbildend wirksam.

Die ersten drei PCs vereinigen zwischen 30% und 40% der gesamten Varianz auf sich. Im Winter ist der Anteil entsprechend höher, da sich die gesamte Varianz aller PCs auf nur wenige PCs verteilt. Stellenweise sind auch Gitterfelder mit nur sehr geringen Ladungen erkennbar. Die geringen Ladungen im Juli im Raum Angola erklären sich aus einer Überschneidung der angrenzenden Hauptkomponenten. Hier ist eine klare Regionsbildung nicht möglich und die Gitterfelder verteilen sich in ihren maximalen Ladungen auf die angrenzenden PCs. Im Dezember verhält es sich mit den geringen Ladungen im Osten des Untersuchungsgebietes ebenso.

Offensichtliche Inhomogenitäten in den PIK-CRU-Daten zeigen sich westlich von 15°W und nördlich von 5°S . Hier sind in einigen Monaten lokal sehr abrupte Änderungen der Ladungen erkennbar; besonders deutlich wird dies im Februar und Mai. Dies erschwert es, räumlich homogene Temperaturregionen zu bestimmen. Diese Unstimmigkeiten im Datensatz wurden auch in den Trendanalysen in Kapitel 6 deutlich.

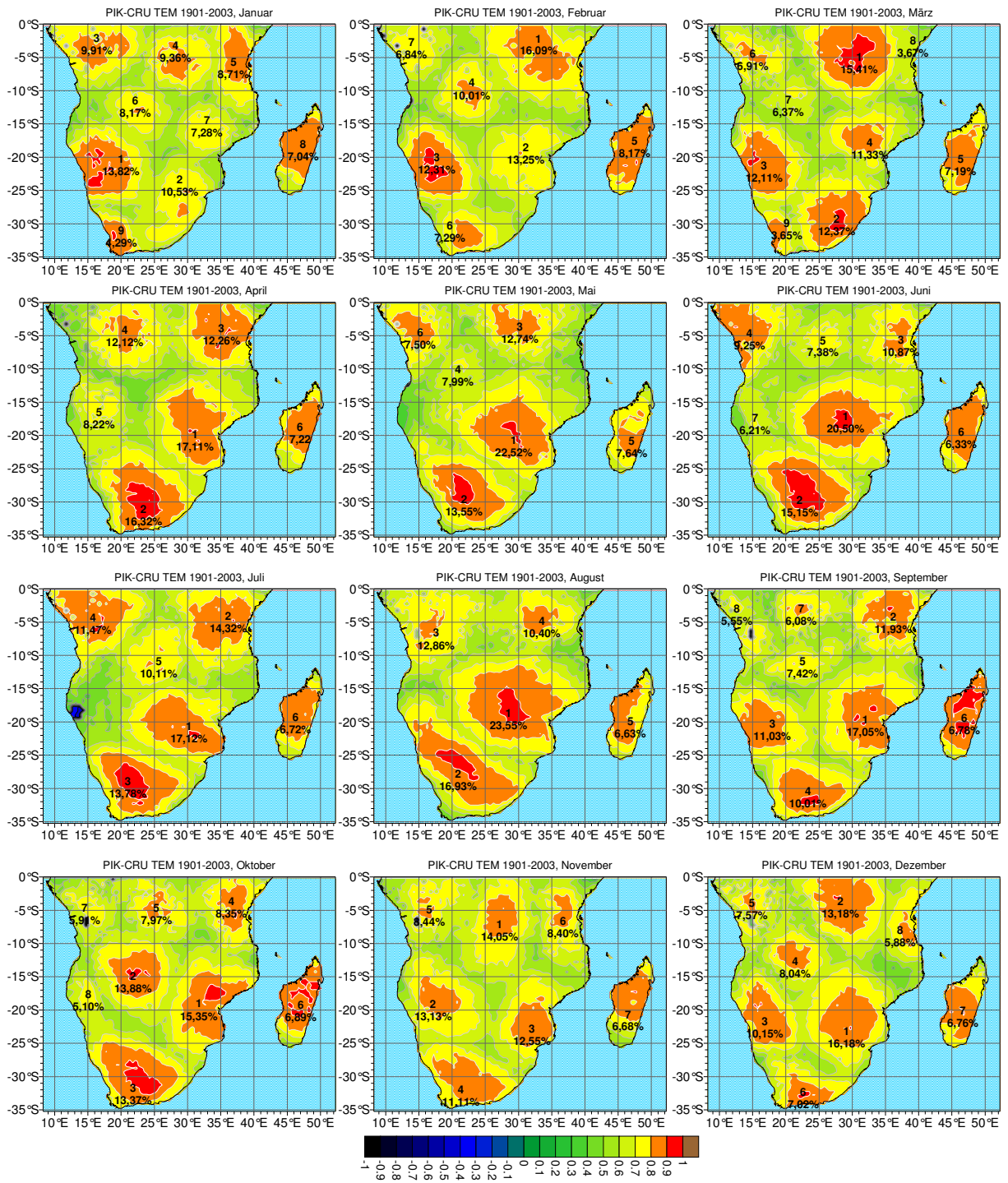


Abb. 7.2.1: Temperaturregionen. Dargestellt sind die maximalen Ladungen einer jeden extrahierten s-modalen Hauptkomponente. Die Kerne der jeweiligen Region lassen sich anhand der Gebiete maximaler Ladungen erkennen (siehe Text). Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.

Die Zeitkoeffizienten (Scores) der s-modalen Hauptkomponenten können die Temperaturtrends, die in Kapitel 6 ausführlich beschrieben wurden, nachzeichnen. Abbildung 7.2.2 zeigt dies am Beispiel für die Region 2 (östliches Südafrika) im März

auf. Der langfristige Trend ist hier maximal bei 2,9K, ein kontinuierlicher Anstieg lässt sich den standardisierten kumulierten Scores seit Mitte des Untersuchungszeitraumes entnehmen. Die einzelnen Werte selbst sind bis Ende der 1940er Jahre fast nur negativ, während in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraumes positive Werte dominieren. Analog lässt sich für die weiteren Regionen ein Verlauf der Zeitkoeffizienten darstellen, der ganz grob den Temperaturverlauf widerspiegelt. Markant ist dabei der Verlauf für Madagaskar im Oktober. Bei der Berechnung langfristiger Temperaturtrends haben sich hier Rückgänge von über 1,5K gezeigt (Abb. 6.28). Dieser abnehmende Trend wird durch hohe positive Werte im ersten Drittel des 20. Jahrhunderts hervorgerufen. Der Bruch in der Zeitreihe erfolgt hier um 1940.

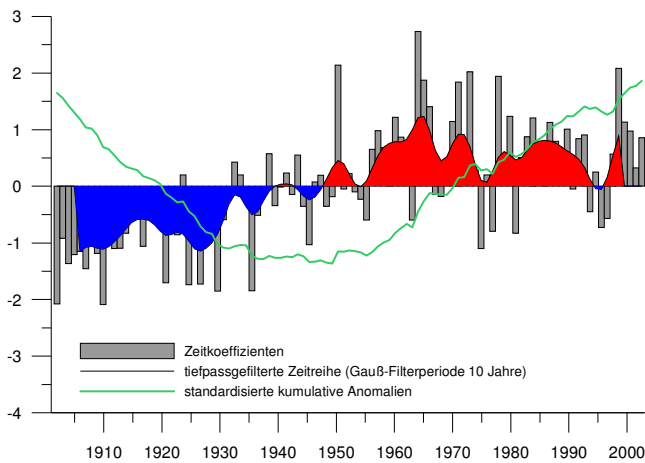


Abb. 7.2.2: Zeitkoeffizienten der Temperatur-Region 2 (östliches Südafrika) im März. Dargestellt sind die standardisierten s-modalen Scores, tiefpassgefilterte Werte (positiv: rot unterlegt, negativ: blau unterlegt) sowie kumulative Werte.

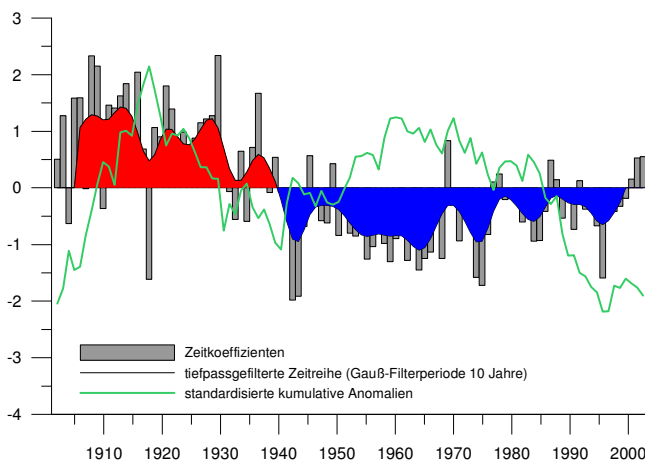


Abb. 7.2.3: Zeitkoeffizienten der Temperatur-Region 6 (Madagaskar) im Oktober. Dargestellt sind die standardisierten s-modalen Scores, tiefpassgefilterte Werte (positiv: rot unterlegt, negativ: blau unterlegt) sowie kumulative Werte.

7.2.2 Niederschlagsregionen

Bei der Bildung der Niederschlagsregionen zeigt sich, dass bei sämtlichen Extraktionen einzelne Hauptkomponenten in ihren maximalen Ladungen oberhalb des Schwellenwertes von 0,5 räumlich dispers über den Untersuchungsraum verteilt sind. Unabhängig von der Anzahl der extrahierten PCs, zeigt sich für jede der mit bis zu 25 PCs gerechneten Analysen, dass immer einige Gitterboxen getrennt vom räumlichen Schwerpunkt der PC liegen. Eine eindeutige Regionsbildung auf der Basis maximaler Ladungen $\geq 0,5$ ist daher nicht möglich. In den Sommerregengebieten lassen sich für die trockenen Wintermonate keine sinnvolle Regionen ausgliedern. Die in diesen Gebieten maximal ladenden Hauptkomponenten werden in den weiteren Analysen auch nicht berücksichtigt. Für den Südsommer 1948 bis 1998 ermittelt Philipp (2004) 19 Niederschlagsregionen mit einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse auf der Basis der CRU05-Daten³³. Dabei gelingt es ihm, räumlich kohärente Muster zu erzeugen. Dies ist jedoch bei einer einzelmonatlichen Analyse mit der vorliegenden Datenbasis nicht möglich. Eine weitere Ursache dafür könnte, neben der generell hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität des Niederschlages, im Datensatz selbst liegen. Trotz der Verbesserungen des PIK-CRU-Datensatzes gegenüber den ursprünglichen CRU05-Daten bleiben die Werte einiger Gitterboxen in ihrem zeitlichen Verlauf fragwürdig.

Da der Niederschlag räumlich variabler ist als die Temperatur, kann der Schwellenwert der Ladung von 0,7 nicht angewendet werden, sonst bliebe der erklärte Varianzanteil aller extrahierten PCs nur knapp über 50%. Daher wird die Schwelle auf 0,5 abgesenkt. Dieser Schwellenwert fand auch in den Arbeiten von Unganai und Mason (2001) Verwendung. In ihrer Studie wird eine varimax-rotierte s-modale Hauptkomponentenanalyse berechnet, um vier homogene Niederschlagsregionen in Simbabwe abzugrenzen. Zur Extraktion der Hauptkomponenten wird der Scree-Test herangezogen, ergänzt um eine subjektive Einschätzung über die Sinnhaftigkeit zusätzlicher Hauptkomponenten. Schließlich treten entlang dieser 0,5 Isokorrelate kaum Überlappungen unter den Regionen auf, was eine gute Regionalisierung sicherstellt. Zur Bestimmung regionaler Niederschlagsindizes werden dann die Stationsdaten innerhalb einer Region gemittelt. Dabei lässt sich eine nördliche, eine südwestlich, südöstlich und eine zentral südliche Region ausgliedern. Insgesamt kann dabei ein Varianzerklärungsanteil von über 70% erzielt werden.

³³ Eine vergleichbare Analyse liegt der Arbeit von Jury et al. 2007 zu Grunde. Darin wird der Niederschlag südlich von 15°N für das südliche Afrika (1948-1998) regionalisiert.

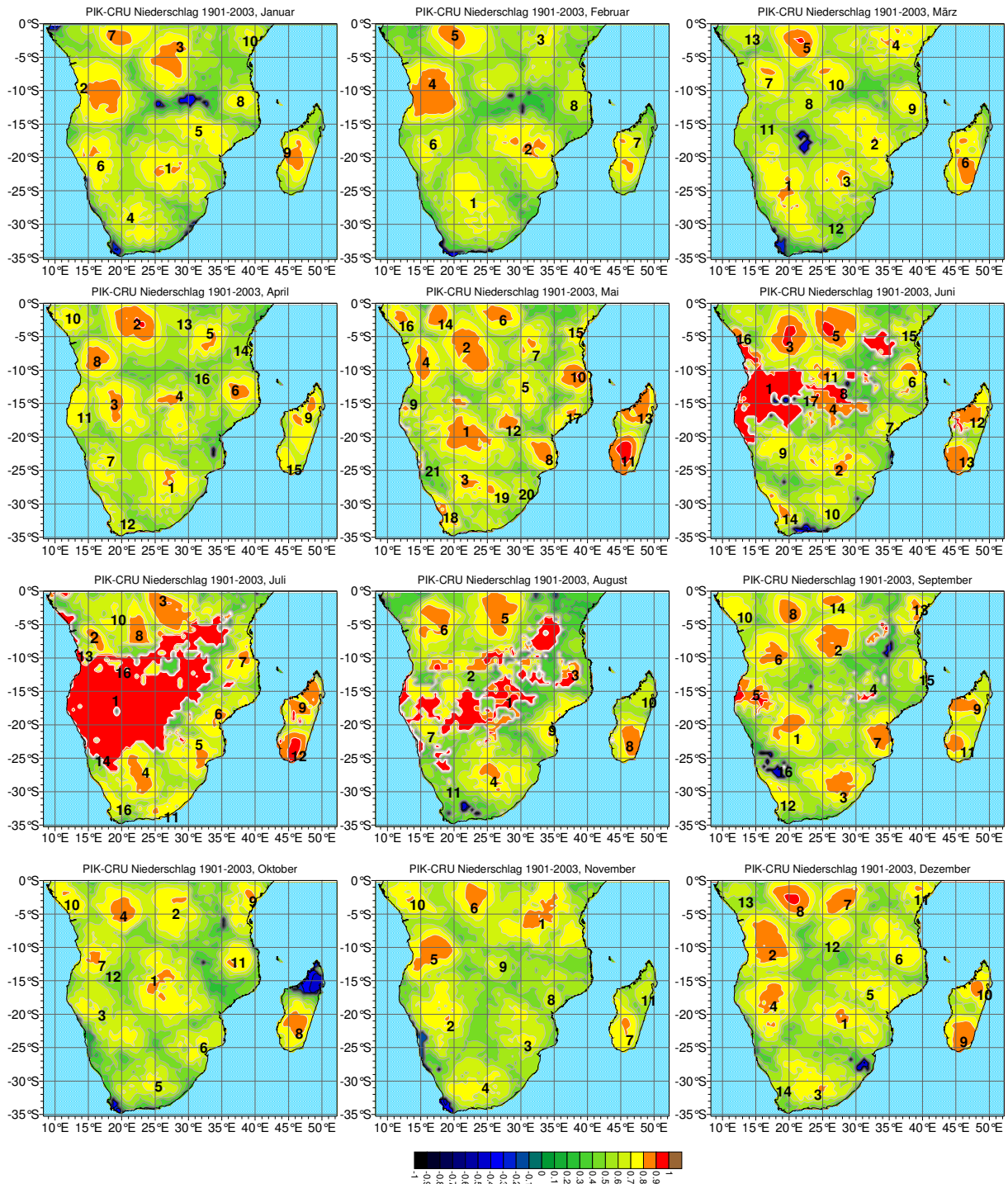


Abb. 7.2.4: Niederschlagsregionen. Dargestellt sind die maximalen Ladungen jeder extrahierten s-modalen Hauptkomponente. Die Kerne der jeweiligen Region lassen sich anhand der Gebiete maximaler Ladungen erkennen (siehe Text). Die Nummer der Hauptkomponente ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.

Nach Berechnung s-modaler PCAs wurden in der vorliegenden Arbeit aus einer Hauptkomponente die Gitterboxen ausgewählt, welche die höchsten Ladungen auf der entsprechenden Hauptkomponente aufweisen. Diese Felder markieren eine Region (Abb. 7.2.4). Schwierigkeiten bereiten allerdings die langen Trockenphasen, in denen kaum Niederschlag fällt. Dies wird in der Analyse für den Juli besonders deutlich, wo mit den extrahierten PCs 75,8% der Niederschlagsvarianz erklärt werden können (Tab. 7.2.1). Die erste Hauptkomponente erklärt dabei schon über 24% der Niederschlagsvarianz, ist aber durch sehr geringe Niederschlagssummen und stellenweise nur episodischen Niederschlag gekennzeichnet. Die großräumigen Areale mit Ladungen $>0,9$ fallen in diese trockenen Gebiete, die nur schwer inhaltlich angesprochen werden können. Alternativ hätten sämtliche Hauptkomponentenanalysen unter Ausschluss der entsprechenden Gitterboxen berechnet werden können, doch wäre der subjektive Einfluss nicht geringer, da das Problem bestehen bleibt, bis zu welchem Niederschlagsschwellenwert die Gitterboxen Berücksichtigung in der Analyse finden. Analog trat dieses Problem bei der Berechnung von Niederschlagstrends auf (siehe Kap. 6).

Tab. 7.2.1: Varianzerklärungsanteile der extrahierten Niederschlagshauptkomponenten der jeweiligen Monate. In der letzten Zeile ist der Gesamtvarianzerklärungsanteil angegeben.

PC	Jan	Feb	Mär	Apr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Okt	Nov	Dez
1	8,31%	8,68%	9,04%	7,98%	9,03%	9,08%	24,14%	8,15%	6,46%	9,26%	10,64%	6,77%
2	7,88%	8,62%	7,94%	6,61%	7,08%	6,80%	7,57%	7,60%	6,37%	6,00%	6,95%	6,66%
3	7,09%	7,89%	6,76%	6,61%	5,63%	5,77%	4,80%	7,33%	5,96%	5,95%	6,48%	6,26%
4	6,23%	7,78%	6,75%	6,57%	4,41%	5,76%	4,78%	7,18%	5,51%	5,41%	5,69%	6,24%
5	5,96%	5,52%	4,74%	5,26%	4,15%	5,62%	4,00%	6,35%	4,98%	4,55%	5,29%	6,16%
6	5,92%	5,18%	4,48%	4,96%	3,63%	3,75%	3,87%	5,27%	4,87%	4,52%	5,00%	6,06%
7	4,65%	4,12%	4,35%	4,47%	3,60%	3,63%	3,87%	4,81%	4,75%	4,50%	4,38%	5,94%
8	4,49%	3,77%	4,16%	3,95%	3,47%	3,56%	3,48%	4,37%	4,06%	4,36%	4,31%	4,17%
9	3,87%		3,48%	3,61%	3,43%	3,44%	3,09%	4,09%	3,77%	3,82%	4,12%	3,43%
10	3,30%		3,32%	3,09%	3,27%	3,26%	2,97%	3,10%	3,14%	3,32%	4,10%	3,42%
11			2,73%	2,90%	3,23%	3,10%	2,77%	2,73%	2,98%	3,29%	2,66%	3,05%
12			2,59%	2,63%	2,98%	3,08%	2,63%		2,92%	2,70%		2,35%
13			2,21%	2,50%	2,66%	2,94%	2,30%		2,91%			2,27%
14				2,46%	2,48%	2,88%	2,23%		2,78%			2,07%
15				2,28%	2,44%	2,60%	2,03%		2,62%			
16				1,85%	2,39%	2,40%	1,31%		2,24%			
17					2,32%	1,90%						
18					2,25%							
19					2,20%							
20					2,12%							
21					1,57%							
Σ	57,70%	51,57%	62,56%	67,72%	74,32%	69,55%	75,84%	60,97%	66,29%	57,70%	59,62%	64,86%

7.2.3 SLP-Regionen

Eine Regionalisierung von SLP-Daten liegt der Arbeit von Beyer (2001) zu Grunde. Aus einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse für den Luftdruck im 1000hPa Niveau für die Jahre 1968 bis 1997 werden für die Monate November bis März jeweils 18 bis 19 Hauptkomponenten mit einem gesamten Varianzerklärungsanteil von etwa 78% extrahiert. Dabei werden die Variationszentren auch durch die 0,7 Iso-korrelatenlinie abgegrenzt. Als Ereignisfälle finden allerdings 4-mal täglich aufgelöste Daten Eingang in die Untersuchung. Der Untersuchungsraum selbst wird mit 20°N, 50°S, 80°W und 100°E begrenzt. Die dabei herausgearbeiteten wesentlichen Variationszentren lassen sich auch in dieser Analyse, mit anderen SLP-Daten und einem weitaus längerem Zeitraum, bestätigen. Die Luftdruckregionen wurden in der vorliegenden Arbeit nach dem Dominanzkriterium abgegrenzt, ergänzt um die Bedingung, dass die maximale Ladung der Hauptkomponente mindestens bei 0,7 liegt.

Die Variationszentren des Luftdrucks spiegeln Regionen mit starken Druckgradienten bzw. hohen positiven oder negativen Anomalien wider. So sind (sub-)tropische und außertropische Zirkulationsverhältnisse durch die höheren Hauptkomponentenladungen mit Zentren im äquatorialen Atlantik, dem nördlichen Indik und mit Zentren im Südatlantik und Südindik in der vorliegenden Analyse gut vertreten. Dies wird in den Abbildungen 7.2.7 verdeutlicht. Die subtropische Zirkulation, gesteuert durch die Hochdruckzentren über dem südlichen Atlantik und dem südlichen Indik, lässt sich bei allen Analysen gut herausarbeiten. Direkt über dem afrikanischen Kontinent liegt selten der Kern einer Hauptkomponente, dies bedeutet, dass die Luftdruckvariation über dem Subkontinent durch mehrere angrenzende Hauptkomponenten dargestellt wird.

Zunächst wurden die Analysen, analog zu den t-modalen PCAs, über verschiedene Gebietsausschnitte aber jeweils den gesamten Untersuchungszeitraum durchgeführt. Ein erster Ausschnitt erstreckt sich von 60°W bis 60°E und von 20°N bis 40°S (Abb. 7.2.5), ein erweiterter von 60°W bis 120°E und von 20°N bis 50°S (Abb. 7.2.6). Unabhängig von der Größe des Untersuchungsraumes lassen sich die markanten „Variationszentren“ deutlich beschreiben. Die Betrachtung atmosphärischer Variationszentren verdeutlicht in allen Monaten die Dominanz des ENSO-Systems mit einem Ladungsschwerpunkt im Raum von Indonesien. Weitere bedeutsame Zentren liegen über dem tropischen und südlichen Atlantik und dem südlichen Indischen Ozean, kleinere Variationszentren sind in der nördlichen Grenze der subpolaren Tiefdruckrinne erkennbar. Hier ist besonders der Raum der Drakestraße hervorzuheben. Auffällig ist, dass sich über dem südlichen Afrika nur im

August und September, dem späten Südwinter, ein atmosphärisches Variationszentrum darstellen lässt, das bei dieser großräumigen Analyse noch von Bedeutung ist.

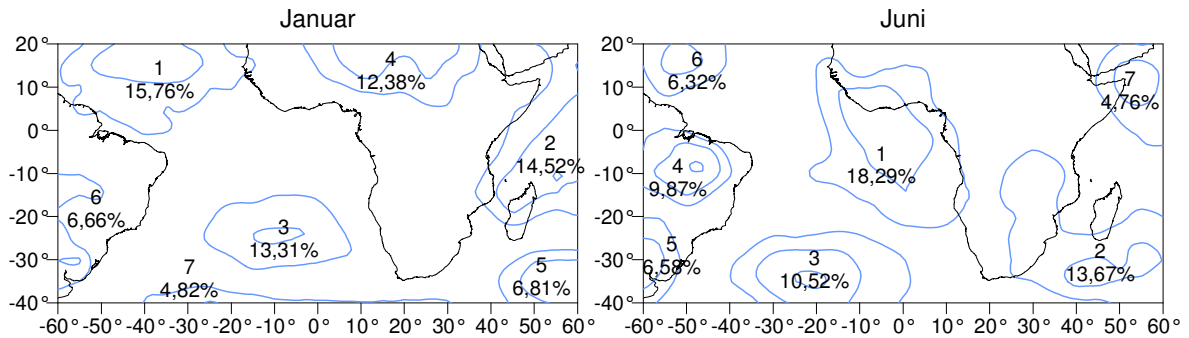


Abb. 7.2.5: Atmosphärische Variationszentren, resultierend aus einer s-modalen SLP-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für den Januar (linke Abbildung) und den Juni (rechte Abbildung). Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.

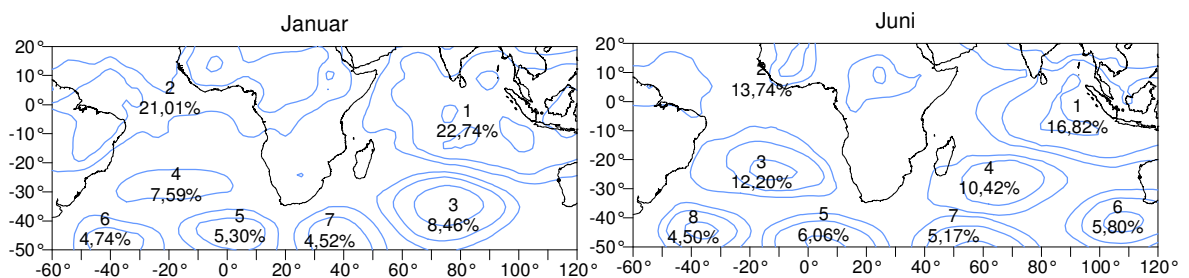


Abb. 7.2.6: Atmosphärische Variationszentren im erweiterten Gitterfeldausschnitt, resultierend aus einer s-modalen SLP-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für den Januar (linke Abbildung) und den Juni (rechte Abbildung). Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.

Um diese Variationszentren näher bestimmen zu können, wurde schließlich für die weiterführenden Analysen der Raum von 20°N bis 50°S und von 70°W bis 120°E herangezogen. Damit gehen jeweils 585 Gitterpunkte als Variablen in die Analysen ein. Folglich liegen hier mehr Variablen als Fälle (jeweils 103 Monate) vor, dies ist unter rein statistischen Gesichtspunkten sicherlich als nicht optimal zu bewerten. Jedoch zeigen Analysen mit einer reduzierten Anzahl an Gitterpunkten keinen nennenswerten Unterschied zum vorliegenden Resultat, so dass das Vorgehen inhaltlich gerechtfertigt werden kann. Denn auch vorherige Analysen mit unter-

schiedlich großen Gebietsausschnitten unterstreichen die Stabilität der vorliegenden Ergebnisse. - Die Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten liegt zwischen fünf und zehn. In den Übergangsjahreszeiten werden die meisten PCs extrahiert. Die ausgewählten Muster erklären in allen Monaten über 60% der Gesamtvarianz des bodennahen Luftdrucks. In den Abbildung 7.2.7 und 7.2.8 sind die Ergebnisse dieser Analysen dargestellt. Dabei werden jeweils nur die maximalen Ladungen der extrahierten Hauptkomponenten abgebildet.

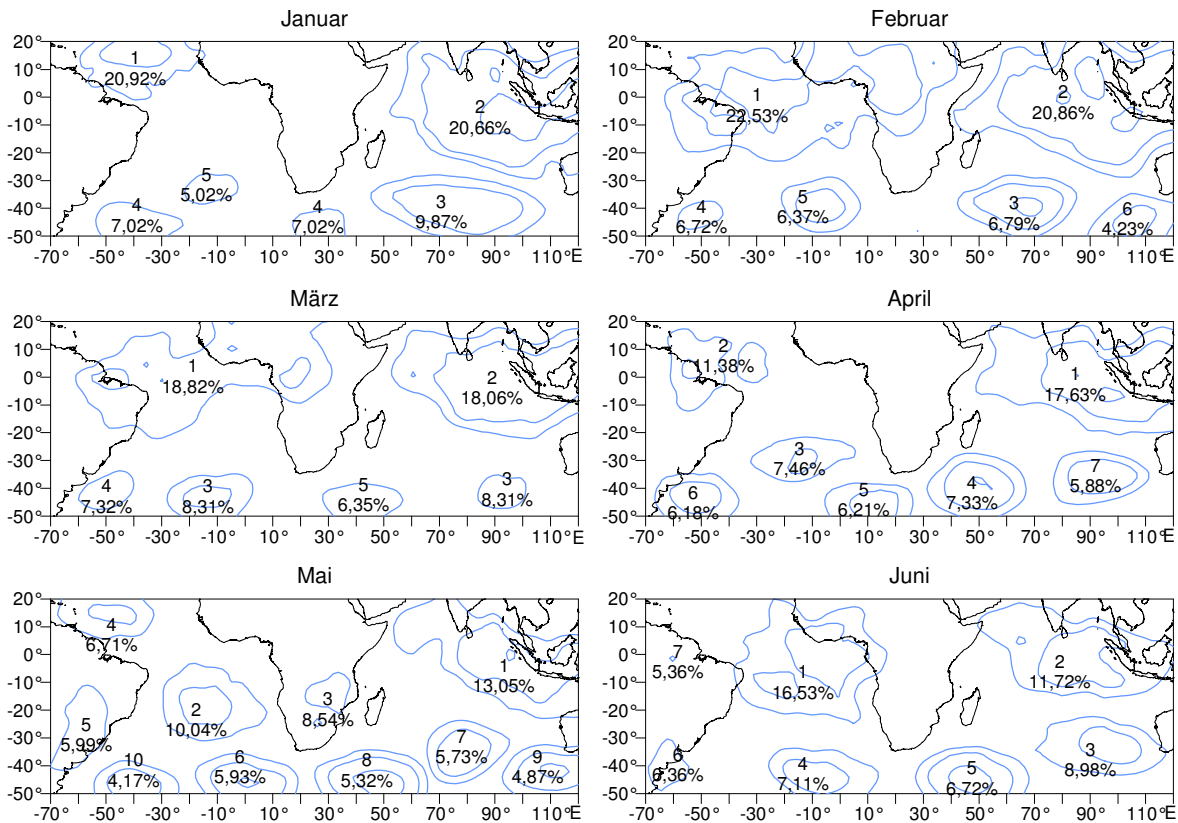


Abb. 7.2.7: Atmosphärische Variationszentren, resultierend aus einer s-modalen SLP-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Januar (links oben) bis Juni (rechts unten). Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.

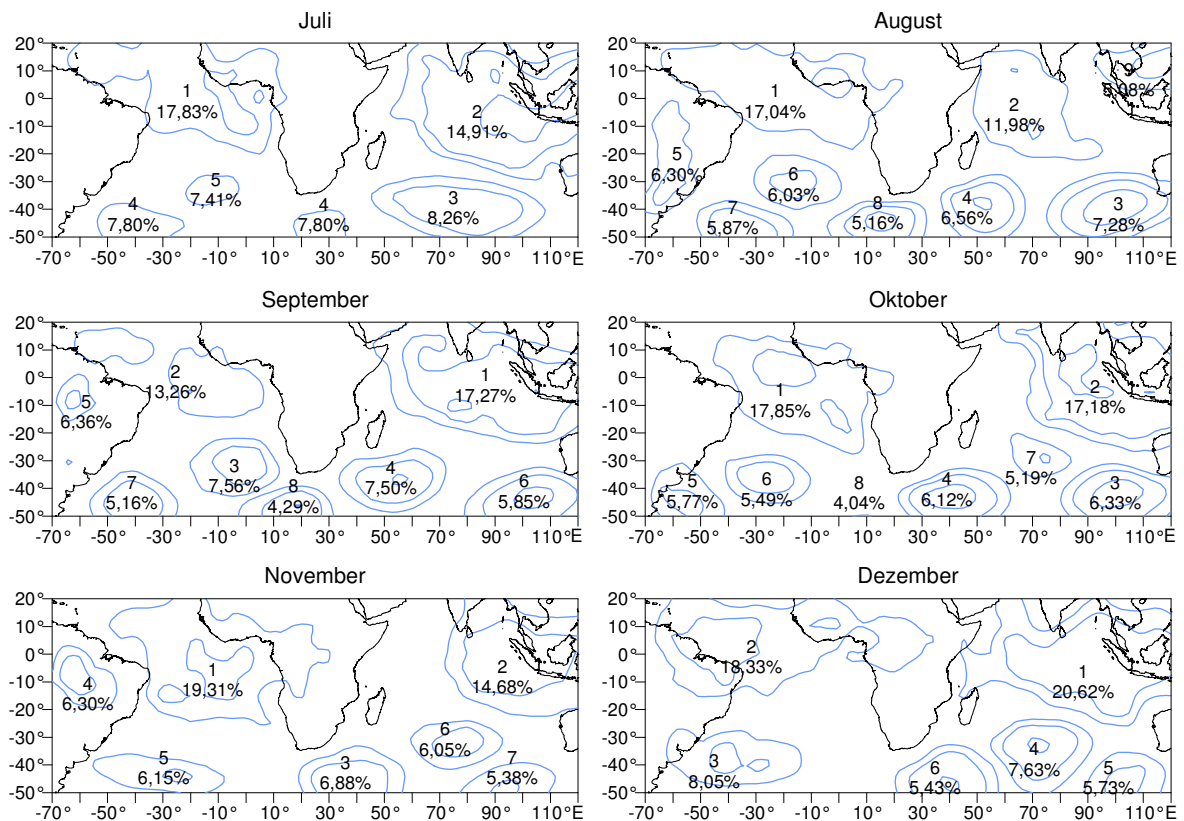


Abb. 7.2.8: Atmosphärische Variationszentren, resultierend aus einer s-modalen SLP-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Juli (links oben) bis Dezember (rechts unten). Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.

Die einzelmonatliche Betrachtung des Luftdrucks zeigt, dass die dominanten Variationszentren, unabhängig von der jeweiligen Jahreszeit, in jedem Monat auftreten. Dabei sind in erste Linie die Zentren über dem tropischen Atlantischen Ozean und dem tropischen Indischen Ozean anzuführen. In dessen östlichen Ausläufer ist es ein stark ENSO-gesteuertes Variabilitätszentrum. In jedem Monat (der Mai bildet dabei eine Ausnahme) bilden sie, in wechselnder Reihenfolge, die ersten beiden Hauptkomponenten und erklären teilweise über 40% der gesamten Varianz. Ein jahreszeitlicher Verlauf der beiden Hauptkomponenten lässt sich zeigen: im Winter liegen sie generell etwas weiter im Norden als im Sommer. Erkennbar sind auch die subtropisch-randtropischen Hochdruckgebiete über dem südlichen Atlantischen und Indischen Ozean, wobei die maximalen Ladungen meist an deren südlichen Ausläufern auftreten. Eine Häufung relativ kleinräumiger Zentren erhöhter Luftdruckvariabilität erstreckt sich in den mittleren Breiten zwischen 30°S und 50°S. Hier dominiert der Einfluss der zirkumpolaren Westwinde, der subpolaren Tiefdruckfurche.

7.2.4 SST-Regionen

Zahlreiche Studien untersuchen die Variabilität der Meeresoberflächentemperatur auf unterschiedlichen Zeitskalen. In diesem Zusammenhang werden auch einige PCAs und EOFs berechnet. Eine globale (70°N bis 65°S, mit einer Gewichtung nach der geographischen Breite) rotierte PCA mit den GISST2.3b-Daten von 1970 bis 2000 zeigen Camberlin et al. (2004) auf. Mit einem erklärten Varianzanteil von 12,4% illustriert die erste PC das ENSO-System mit maximalen Ladungen im östlichen und zentralen äquatorialen Pazifik. Ebenfalls hohe Ladungen treten im nordwestlichen Indischen Ozean auf, im Atlantik hingegen nicht. Die zweite PC (9,1%) verdeutlicht die Variabilität im nördlichen und äquatorialen Ostindik und dem Atlantik der entsprechenden Breitenlage. Die SSTs des Atlantiks scheinen auf der Basis verschiedener Hauptkomponentenanalysen von Camberlin et al. (2004) kein eigenständiges Verhalten darzulegen, sie sind vielmehr an die Variabilität anderer ozeanischer Regionen gekoppelt. Dies kontrastiert mit anderen beobachtungsdatengestützten Analysen, die im Atlantik ein unabhängiges SST-Muster aufzeigen (Kawamura 1994, Moron et al. 1995, Mestas-Nuñez & Enfield 1999).

Um robuste EOF-Muster zu erhalten, wird in der Arbeit von Cai und Whetton (2001) die globale EOF mit SST-Daten (1880-1997) in unterschiedlichen Varianten berechnet; mit Breitenkreisgewichtung der Eingangsdaten, mit bzw. ohne Daten aus den hohen nördlichen und südlichen Breiten, mit einer anfänglichen Entfernung des Langzeittrends bzw. des ENSO-Zyklus aus den Daten. Dabei zeigt sich das erste EOF-Muster (ein SST-Trendmuster) als so robust, dass es in allen Varianten die höchste Bedeutung hat. Eine rotierte EOF globaler SSTs für den Zeitraum 1946 bis 1988 liegt der Arbeit von Shinoda und Kawamura (1996) zu Grunde. Dabei werden fünf Muster mit Erklärungsanteilen von jeweils über 2,5% extrahiert. Auf der ersten EOF ist das ENSO-Muster erkennbar. Die zweite und dritte EOF verdeutlicht dagegen die Variabilität im südhemisphärischen Atlantischen bzw. im Indischen Ozean.

Da die SST-Variabilität im folgenden Kapitel nochmals aufgegriffen wird und gesondert für den Atlantik, Indik und Pazifik besprochen wird, kann an dieser Stelle auf eine ausführlichere Darstellung zum aktuellen Forschungsstand verzichtet werden. Es genügt eine kurze Darstellung der eigenen Ergebnisse in den Abbildungen 7.2.9 und 7.2.10.

Die Regionalisierung der HadISST-Daten erfolgte analog der Regionsbildung bei den Luftdruckdaten: Auf der Basis der Ladungen $\geq 0,7$ wurden Variationszentren ausgegliedert. Die Regionalisierung der SST-Daten erfolgte getrennt für die einzelnen

Ozeane zwischen 20°N und 60°S sowie in einer umfassenden Analyse für den gesamten Ausschnitt von 70°W bis 120°E. Die nördliche Grenze bei 20°N liegt beispielsweise auch den Analysen von Landman und Mason (1999b) zu Grunde.

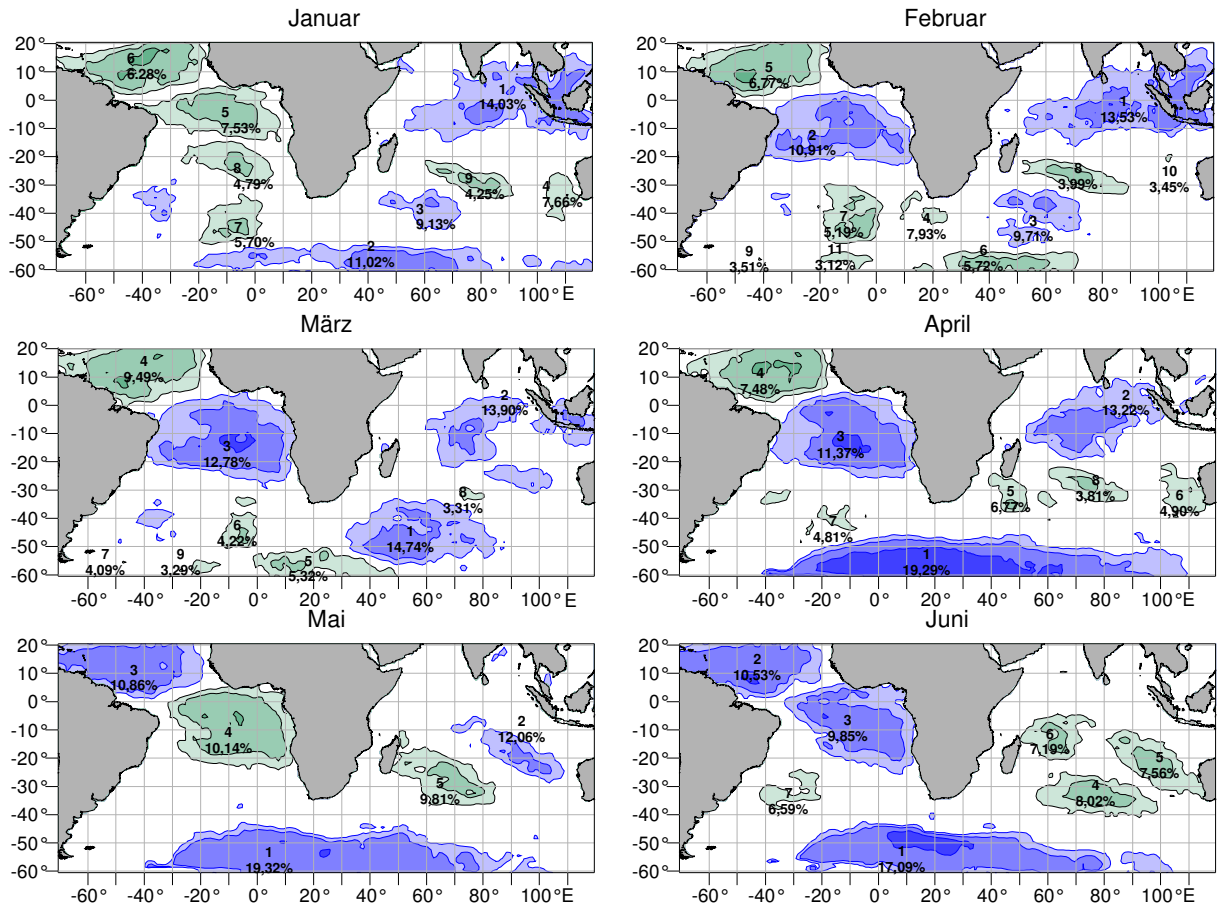


Abb. 7.2.9: Regionen der Meeresoberflächentemperatur, resultierend aus einer s-modalen SST-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Januar (links oben) bis Juni (rechts unten). Die ersten drei PCs sind jeweils blau unterlegt, die folgenden grün. Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.

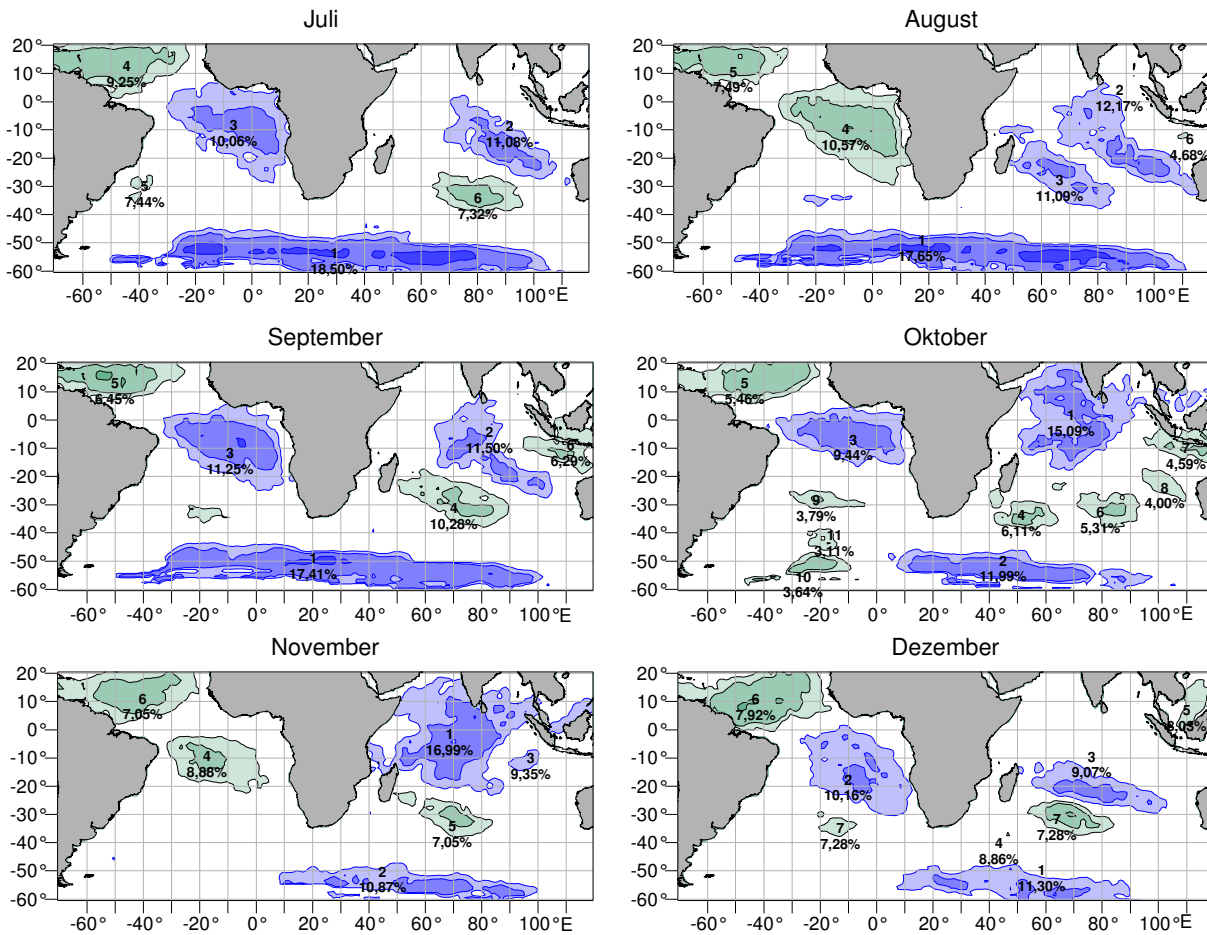


Abb. 7.2.10: Regionen der Meeresoberflächentemperatur, resultierend aus einer s-modalen SLP-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Juli (links oben) bis Dezember (rechts unten). Die ersten drei PCs sind jeweils blau unterlegt, die folgenden grün. Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzerklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.

Die Betrachtung ozeanischer Variationszentren in den Abbildungen 7.2.9 und 7.2.10 verdeutlicht in allen Monaten die Dominanz des tropischen Atlantiks und des indischen Monsunsystems auf die SST-Variabilität. Weitere bedeutsame Zentren liegen im südlichen Atlantik und südlichen Indischen Ozean, ein ausgedehntes Variationszentrum ist im Bereich der subpolaren Tiefdruckrinne erkennbar.

Ergänzend zu den hier dargestellten Analysen wurden PCAs gesondert für den Atlantischen und Indischen Ozean durchgeführt. Die Resultate sind Bestandteil des folgenden Kapitels, in dem interne Variationen im Klimasystem ausführlich dargelegt werden.

7.3 Zusammenfassung

Dieses Kapitel vereinigt unter einer gemeinsamen Methode, der Hauptkomponentenanalyse, zwei unterschiedliche klimatologische Aspekte, welche aus der Anwendung der t-modalen bzw. der s-modalen Hauptkomponentenanalyse resultieren.

Die in Kapitel 7.1 vorgestellten einzelmonatlichen t-modalen varimax-rotierten Hauptkomponentenanalysen verdeutlichen ein sehr differenziertes Bild über die zeitliche Entwicklung dominanter Luftdruckmuster. In bisherigen Studien finden Hauptkomponentenanalysen vorrangig Anwendung zur Untersuchung von Zusammenhängen der Meeresoberflächentemperatur mit dem Niederschlag (vgl. Kapitel 8). Reine Zirkulationsanalysen über diesen langen Zeitraum, analog den hier vorgestellten, liegen bislang nicht vor. Die einzelmonatlichen Analysen erschweren einerseits verallgemeinernde Aussagen über Schwankungen der atmosphärischen Zirkulation andererseits sind sie für diese Arbeit notwendig, um die einzelmonatlich vorliegenden Trendkarten (Kap. 6) in die großräumige Klimadynamik einordnen zu können. Aus den hier vorgestellten t-modalen SLP-Hauptkomponenten lassen sich Zirkulationsmuster ableiten, welche in ihrem zeitlichen Verlauf die in Kapitel 6 vorgestellten Trendkarten zirkulationsdynamisch erklären können. Insbesondere die Betrachtung der Zeitkoeffizienten (Hauptkomponentenladungen) ermöglicht die Bestimmung von Phasen mit unterschiedlicher Zirkulationsdynamik (beispielsweise Abb. 7.1.11) beziehungsweise das Auftreten von extremen Einzelfällen (Abb. 7.1.16).

Das Ziel der in Kapitel 7.2 vorgestellten s-modalen Hauptkomponentenanalysen liegt darin, den folgenden Berechnungen komprimierte Daten der vorhandenen Klimaelemente zur Verfügung zu stellen. Als Vorstufe für weiterführende Analysen, wurde die s-modale Variante hier ausschließlich dafür eingesetzt, die Varianzinformation der entsprechenden Variablenkollektive zu verdichten, ohne dass dabei die gewonnenen inhaltlichen Informationen im Vordergrund der Betrachtung stehen. Daher kann eine weitere Erörterung und klimatologische Ansprache der Ergebnisse hier unterbleiben. Tabelle 7.2.2 listet zusammenfassend für alle durchgeführten s-modalen PCAs die Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten auf; deren Zeitkoeffizienten fließen ein in die Analysen, die in den folgenden beiden Kapiteln vorgestellt werden.

Tab. 7.2.2: Anzahl der auf der Basis einer s-modalen Hauptkomponentenanalyse gewonnenen Regionen der betrachteten Klimaelemente für die jeweiligen Monate.

Monat	Niederschlag	Temperatur	SLP	SST Atlantik	SST Indik	SST Atlantik + Indik
Januar	10	9	5	7	8	9
Februar	8	7	6	8	6	11
März	13	9	5	8	10	9
April	16	6	7	7	5	8
Mai	21	6	10	7	6	5
Juni	17	7	7	4	6	7
Juli	16	6	5	5	7	6
August	11	5	8	6	7	6
September	16	8	8	7	7	5
Oktober	12	8	8	9	6	11
November	11	7	7	9	6	6
Dezember	14	8	6	6	8	7

8 Interne Einflüsse auf Klimaschwankungen im südhemisphärischen Afrika

Als Ursache für Klimaschwankungen können zahlreiche Faktoren angeführt werden. In einem Klimasystem lassen sich diese einerseits in natürliche und anthropogene unterscheiden andererseits in interne und externe Faktoren (vgl. Kap. 1.2). Dieses Kapitel fokussiert auf interne Schwankungen und Wechselwirkungen im Klimasystem des Untersuchungsraumes. Dabei wird zunächst der Einfluss aus den hohen südlichen Breiten auf das Klima im südhemisphärischen Afrika diskutiert (Kap. 8.1). Anschließend werden ozeanische Einflüsse gesondert für den Indischen Ozean (Kap. 8.2.1), den Pazifischen Ozean (8.2.2) sowie den Atlantischen Ozean (Kap. 8.2.3) betrachtet. Dabei wird auf Warmwasserereignisse im südöstlichen Atlantischen Ozean, auf sog. Benguela Niños, näher eingegangen. Der aktuelle Forschungsstand wird zu Beginn der jeweiligen Kapitel kurz referiert und anschließend in die eigenen Analysen eingebunden. Abschließend erfolgt in Kapitel 8.3 eine knappe Zusammenschau der hier dargestellten Inhalte. Den inhaltlichen Analysen vorangestellt ist eine Darstellung zur kanonischen Korrelationsanalyse. Dieses multivariate statistische Verfahren findet gerade bei der Bestimmung gekoppelter Analysen, etwa von SSTs und Niederschlag, Anwendung und liegt den folgenden Untersuchungen zu Grunde.

Kanonische Korrelationsanalyse

Die Kanonische Korrelationsanalyse (**CCA**, **C**anonical **C**orrelation **A**nalysis) wird spätestens seit den richtungweisenden Arbeiten von Nicholls (1987) sowie Barnett und Preisendorfer (1987) intensiv in der statistisch orientierten Klimaforschung eingesetzt (z.B. Livezey & Smith 1999, Beck 2000, Dünkeloh & Jacobbeit 2003, Paeth & Friederichs 2004, Xoplaki et al. 2003). Diese Methode wird insbesondere zum Downscaling von Klimaelementen wie Temperatur oder Niederschlag verwendet oder auch zur Vorhersage und Prognose (Klopper 1998, Landman & Mason 1999a, Beyer 2001, Hertig 2004). - Die CCA, die erstmals von Hotelling (1936) beschrieben wurde, bestimmt einen multivariaten Zusammenhang zwischen zwei oder mehr Variablengruppen (X, Y). Der Zusammenhang wird durch Linearkombinationen aus der Variablengruppe X und Linearkombinationen aus der Variablengruppe Y ermittelt. Eine ausführliche Darstellung der Methode findet man etwa in von Storch (1999), von Storch und Zwiers (1999, Kap. 14) und etwas knapp gehalten auch bei Schönwiese (2000), so dass im Folgenden eine knappe Übersicht genügen soll.

Die CCAs wurden in der vorliegenden Arbeit nicht mit den Originalvariablen selbst berechnet, sondern mit den Zeitkoeffizienten (Scores) der varimax-rotierten s-modalen PCAs, die auf die originalen Gitterfelder aller zur Verfügung stehender Klimaelemente angewendet wurden (siehe dazu Kap. 7.2). Dadurch wird erreicht, dass ein statistisch unabhängiger Datensatz in die CCA eingeht, gleichzeitig wird die Information verdichtet und das Hintergrundrauschen in den Daten unterdrückt. Es soll damit verhindert werden, dass Paare kanonischer Muster berechnet werden, die nur noch jenes „Rauschen“ beschreiben. Zusätzlich lassen sich die Erklärungsanteile der gekoppelten Musterpaare durch den vorherigen Einsatz einer PCA optimieren (siehe hierzu auch Barnett & Preisendorfer 1987, von Storch & Zwiers 1999).

Die statistischen Voraussetzungen für die korrekte Anwendung einer CCA liegen in einer metrischen Skalierung der Eingangsdaten, der Normalverteilung derselben. Es wird eine lineare Variablenbeziehung unterstellt, keine Multikollinearität ist eine weitere Voraussetzung und die Homoskedastizität. Die graphische Veranschaulichung von Variablenpaaren durch Streudiagramme dient zur Kontrolle, ob Heteroskedastizität oder Nicht-Linearität vorliegt. Die Normalverteilung der Daten wurde mit dem Lilliefors-Test überprüft. Dieser stellt eine Variante des Kolmogorow-Smirnow-Tests dar, die Anwendung findet, wenn Mittelwert und Varianz aus den Stichprobenwerten geschätzt werden müssen (Sachs 2004, S. 429). Die Normalverteilung bei einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95% ist dabei bei einigen Zeitreihen, insbesondere des Niederschlages, nicht gegeben. Insgesamt aber sind in dieser Untersuchung die statistischen Anforderungen zur Durchführung einer CCA für fast alle Eingangsvariablen erfüllt.

Die kanonische Korrelation ermöglicht die Erfassung mehrerer linearer Zusammenhänge zwischen den gewählten Variablengruppen, bzw. den entsprechenden Hauptkomponenten. Die Zusammenhänge werden durch die sog. kanonischen Variablenpaare (X_1 , Y_1) beschrieben. Zunächst werden aus den standardisierten Matrixdaten X und Y Linearkombinationen errechnet. Es wird die maximale Korrelation zwischen den Variablen X und Y durch die kanonischen Variablen X_1 und Y_1 gesucht. Die kanonische Variable X_1 wird aus der Variablengruppe X so extrahiert, dass sie mit der aus der Variablengruppe Y extrahierten kanonischen Variable Y_1 maximal korreliert. Es werden folglich jene Muster ausgewählt, deren Zeitreihen maximal korrelieren. X_1 und Y_1 bilden dann zusammen die erste kanonische Korrelation bzw. das kanonische Variablenpaar erster Ordnung. Daran schließen sich die zweite, dritte und weitere kanonische Korrelationen an. Das zweite Paar ist mit dem ersten nicht korreliert, es weist die höchste Korrelation der verbleibenden Paare auf. Aus den jeweiligen Restvariablen werden die folgenden kanonischen Variablen bestimmt. Es lassen sich maximal so viele kanonische

Variablenpaare finden, wie im kleineren Datensatz Variablen vorhanden sind. Dabei nimmt die „Stärke“ des linearen Zusammenhangs mit den kanonischen Korrelationen höherer Ordnung ab, d.h. der Korrelationskoeffizient wird kleiner. Der **kanonische Korrelationskoeffizient** illustriert die Stärke und Richtung des multivariaten Zusammenhanges.

Zur Bestimmung der signifikanten kanonischen Musterpaare wird hier der Test nach Rao herangezogen (Rao 1973, Dünkeloh & Jacobeit 2003, Hertig 2004). Der Test erfolgt anhand der Prüfgröße Rao's F für die Bestimmung der kanonischen Korrelation höchster Ordnung, bis zu der alle kanonischen Korrelationen signifikant sind. Getestet wird der F-Wert auf die Nullhypothese auf Basis einer bestimmten Irrtumswahrscheinlichkeit. Mit der hier gewählten Irrtumswahrscheinlichkeit von 5% erhält man je nach Monat eine sehr unterschiedliche Anzahl von signifikanten Ladungsmusterpaaren.

Die **kanonische Variablen (Scores)** geben die zeitliche Gewichtung zu jedem Ladungsmuster an. Aus den standardisierten Zeitkoeffizienten lässt sich, analog wie bei einer PCA, die Bedeutung der jeweiligen Musterpaare in den einzelnen Zeitabschnitten entnehmen.

Die **kanonische Ladung** gibt die räumliche Ausprägung (den Zusammenhang zwischen kanonischen Variablen und den Originaldaten) wieder. Die Ladungen geben das Gewicht an, mit der eine Originalvariable X bzw. Y an der Zusammensetzung (Linearkombination) der kanonischen Variablen X1 bzw. Y1 beteiligt ist. Durch eine Interpolation der Korrelationskoeffizienten zwischen den Gitterpunkten bzw. Gitterboxen erhält man ein anschauliches Ladungsmuster sog. Isokorrelaten, Isolinien gleicher Korrelationskoeffizienten. Die räumlich voll aufgelösten kanonischen Ladungsmusterpaare beschreiben den multivariaten Zusammenhang zwischen der Variabilität der betrachteten Variablengruppen X und Y. Die Bedeutung einer einzelnen kanonischen Variablen bezüglich der gesamten Variation der Originalvariablen in der zugehörigen Variablengruppe X oder Y wird durch den Varianzerklärungsanteil einer kanonischen Variablen beschrieben. Dieser berechnet sich aus dem Quotienten der Summe der quadrierten Korrelationskoeffizienten einer kanonischen Variablen und der Gesamtvarianz (bei standardisierten Originalvariablen verteilt sich diese gleichmäßig auf die Anzahl der Variablen).

Als Ergebnis einer CCA erhält man für die beiden analysierten Variablengruppen kanonische Musterpaare, die sowohl wesentliche Varianzanteile in der entsprechenden Variablengruppe erklären als auch den jeweils maximal möglichen Zusammenhang zwischen den beiden Gruppen repräsentieren. Das zu einem

kanonischen Variablenpaar gehörende kanonische Ladungsmusterpaar entsteht durch die räumliche Darstellung der Korrelationskoeffizienten. Die Ladungsmatrix enthält jedoch lediglich die Zusammenhänge zwischen der kanonischen Variablen und den Hauptkomponenten der entsprechenden Klimaelemente. Um eine volle räumliche Auflösung der Daten zu erhalten, wird eine Rücktransformation durch eine Korrelation der standardisierten originalen Variablenfelder X und Y mit den Werten der kanonischen Variablen vorgenommen. Im Ergebnis erhält man für alle originalen Gitterpunkte bzw. Gitterboxen je einen Korrelationskoeffizienten, die in räumlicher Darstellung das Ladungsmuster ergeben. Daraus lässt sich dann der räumliche Zusammenhang der Variabilität der betrachteten Klimaelemente entnehmen. Jeder Gitterpunkt der Variablengruppe X ist unabhängig von seiner räumlichen Lage mit jedem Gitterpunkt der Variablengruppe Y innerhalb eines Musterpaares korreliert.

Die meisten Musterpaare werden von einer Primärkopplung bestimmt. Darunter versteht man den stärksten Zusammenhang im Variationsverhalten zwischen zwei meist nahe beieinander liegenden bestimmten Regionen der jeweiligen Klimaelemente. Erst die Zusammenhänge räumlich entfernter Regionen bestimmen die sog. Fernkopplungen. - Besitzt eine Region im Feld der Variablen X stark positive Korrelationskoeffizienten und eine Region im Feld der Variablen Y ebenfalls positive Korrelationskoeffizienten, so sind diese Regionen hinsichtlich ihrer Variation positiv gekoppelt (Positivkopplung). Eine Negativkopplung liegt vor, wenn die Vorzeichen der Korrelationskoeffizienten unterschiedlich sind, das heißt die Regionen verhalten sich hinsichtlich ihres Variationsverhaltens entgegengesetzt. Neben den Kopplungen zwischen X und Y lassen sich bei den Ladungsmustern gleichzeitig Kopplungen innerhalb des Musters einer Variablen erkennen. Insgesamt lassen sich den Ladungsmusterpaaren zwar Aussagen zur Stärke und Gerichtetheit der Zusammenhänge der Variablengruppen X und Y entnehmen; über inhaltliche Zusammenhänge und dynamische Mechanismen eines Zusammenhangs ist damit jedoch noch keine Aussage getroffen.

8.1 Außertropische Einflüsse auf das Klima im südhemisphärischen Afrika

Einflüsse der atmosphärischen Zirkulation der hohen südlichen Breiten auf den Niederschlag im südlichen Afrika wurden bislang kaum untersucht.³⁴ Insbesondere Studien über einen länger als 50-jährigen Zeitraum fehlen bisher gänzlich.

8.1.1 Antarktischer Oszillationsindex

Der Southern Hemisphere Annular Mode (SAM) ist das dominante atmosphärische Zirkulationsmuster der Südhemisphäre. Der SAM wird auch als Antarctic Oscillation (AAO³⁵), bzw. High Latitude Mode bezeichnet (Thompson & Wallace 2000). Der Antarktische Oszillationsindex (AAOI) lässt sich als Differenz der standardisierten SLP-Breitenmittel von 40°S und 65°S berechnen (Gong & Wang 1999). Nach Thompson und Wallace (2000) wird die AAO durch die führende EOF der monatlichen 850hPa Geopotential-Anomalien südlich von 20°S bestimmt. Carvalho et al. (2005) definieren in ihrer Studie zu Telekonnektionen der AAO mit den Tropen, die AAO nach den von der NOAA³⁶ zur Verfügung gestellten Daten über die führende EOF täglicher Anomaliedaten von 1979 bis 2000 im 700hPa Geopotentialniveau zwischen 20°S und 90°S. Meneghini et al. (2007) berechnen einen „regionalen“ AAOI auf der Basis der Formel von Gong und Wang (1999), bezogen auf den Raum 90°E bis 180°E. Dabei liegen die Korrelationen des Regionalindex mit dem AAOI je nach Jahreszeit zwischen 0,69 und 0,87. Marshall (2003) zieht Stationsdaten zur Berechnung eines SAM-Index seit 1958 heran.

Der AAOI dient zur Beschreibung der Zonalität in der atmosphärischen Zirkulation der südlichen Breiten, vergleichbar dem NAOI der Nordhemisphäre. Die Antarktische Oszillation erklärt über 50% der Varianz des bodennahen Luftdrucks über der Antarktis (Gong & Wang 1999). Ein hoher (niedriger) AAOI (bzw. SAM Index) steht für starke (schwache) Westwinde. Positive SAM Index Werte zeigen einen hohen Luftdruck in den mittleren Breiten und einen anomal niedrigen in den hohen südlichen Breiten an. Daran gekoppelt sind verstärkte Westwinde zwischen 15-30°S und zwischen 45-60°S und abgeschwächte in den mittleren Breiten zwischen 30-

³⁴ “To date, there are no studies that explicitly consider its [AAO] impact on South Africa” (Reason & Rouault 2005, S. 1).

³⁵ Bisweilen findet man auch die Abkürzung AO, dies sollte aber vermieden werden, um keine Verwechslungen mit der Arctic Oscillation (AO) aufkommen zu lassen.

³⁶ National Oceanic & Atmospheric Administration

45°S (Meneghini et al. 2007). Die AAO ist zwischen Oktober und Dezember am stärksten ausgebildet, wenn sie sich bis in die Stratosphäre erstreckt (Thompson & Wallace 2000). In der Hoch-Index Phase der AAO ist neben dem Luftdruck auch die Lufttemperatur in den mittleren Breiten höher. Die feuchte Luft kann durch oberflächennahe Erwärmung zu konvektiven Niederschlägen führen. Ein negativer AAOI hat entsprechend gegenteilige Auswirkungen: SLP und Lufttemperatur sind in den mittleren Breiten niedriger, die Luft ist trockener und kälter, es fällt weniger Niederschlag (Meneghini et al. 2007, S. 112).

Eine Rekonstruktion der AAO für den Zeitraum 1878 bis 2000 präsentieren Jones und Widmann (2003). Sie können zeigen, dass auch vor der anthropogenen Einflussnahme auf das Klima eine hohe Variabilität vorhanden war, denn ein starker Anstieg trat, ähnlich wie in den letzten Dekaden, auch Ende des 19. Jahrhunderts auf. Dabei können sie ebenfalls eine Hochphase der AAO in den 1960er Jahren verdeutlichen (vgl. auch Jones & Widmann 2004). Marshall (2003) zeigt die stärksten jahreszeitlichen Trends des SAM-Index seit 1958 für den Sommer und Herbst, die geringsten für das Frühjahr. Die Ursachen für den Trend des SAMs sind Bestandteil umfassender Debatten: Der starke Trend kann mit dem stratosphärischen Ozonverlust im Zusammenhang stehen (Thompson & Solomon 2002, Gillett & Thompson 2003) oder der veränderten Treibhausgaskonzentration (Kushner et al. 2001, Cai et al. 2003).

Jüngste Klimaänderungen der Südhemisphäre zeigen sich in einer verstärkten zonalen Zirkulation vor allem in den Sommermonaten (Hurrell & van Loon 1994, 1998, Thompson & Solomon 2002). Diese Änderungen schlagen sich im SAM nieder. Thompson und Solomon (2002) weisen darauf hin, dass diese Änderung konsistent mit dem stratosphärischen Ozonverlust ist. Sie argumentieren, dass sich in Folge des Ozonverlustes im Frühjahr ein verstärkter stratosphärischer Polarwirbel bildet. Diese Anomalien in der Stratosphäre setzten sich bis in die frühen Sommermonate in die Troposphäre durch. Der westwärtige Impuls wird dabei in die Troposphäre vermittelt. Zunächst führt ein stratosphärischer Ozonrückgang zu einer Abkühlung, durch eine verringerte Absorption der ultravioletten Strahlung. Dieser Effekt ist im November am größten, wenn das Sonnenlicht wiederkehrt. Ein bis zwei Monate nach der maximalen Abkühlung folgt eine Verstärkung der Westwinde. Auch Arblaster und Meehl (2006) führen die Änderungen der letzten Dekaden im SAM auf einen intensivierten Polarwirbel zurück. Ein Klimamodelllauf (mit dem Parallel Climate Model, einem globalen gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell) gibt Hinweise darauf, dass die Ozonänderungen den größten Anteil des Trends in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts erklären können. Der Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen ist allerdings ein weiterer notwendiger Faktor, um den SAM-

Trend erklären zu können. Während ein vulkanismusbedingter Einfluss den Luftdruck über der Antarktis erhöht und in den mittleren südlichen Breiten erniedrigt, wie in Kap. 9.2 gezeigt wird, haben die anderen Forcingfaktoren eine gegenteilige Auswirkung und verstärken damit die südhemisphärische Zonalzirkulation.

Meneghini et al. (2007) untersuchen den Einfluss der SAM auf den Niederschlag in Australien in einem 45-jährigen Zeitraum (1958-2002) und berechnen dazu Pearson-Korrelationen zwischen dem AAOI und Niederschlagsdaten. Diese Analysen führen sie für unbehandelte Daten durch und solche, die um den langzeitlichen Trend bereinigt wurden. Positive Korrelationen geben einen Hinweis, auf überdurchschnittlich hohe Niederschläge, die im Zusammenhang mit einem positiven AAOI auftreten. Die Korrelationskoeffizienten übersteigen dabei nur in relativ kleinräumigen Arealen 0,4. Die betragsmäßig höchsten Korrelationskoeffizienten sind negativ und finden sich im südlichen Australien. Die aktuellen negativen Niederschlagstrends im Süden Australiens lassen sich, zumindest teilweise, auf den Trend des SAM zurückführen (Meneghini et al. 2007).

Zusammenhänge der AAO mit dem Niederschlag in Afrika wurden in wenigen Studien thematisiert: Philipp (2004) kann eine Fernkopplung der Antarktischen Oszillation mit den hochsommerlichen Niederschlägen im äquatorialen Afrika aufzeigen. Zusammenhänge mit dem Sommerniederschlag können auch Jones und Widmann (2003, Fig. 8, S. 3519) herausstellen, dazu berechnen sie Korrelationen der trendbereinigten AAO (NCEP-Daten 1948 bis 1998)³⁷ mit dem südhemisphärischen Niederschlag (CRU05-Daten). Die Werte sind generell gering, zeigen aber in den Sommermonaten November, Dezember und Januar positive Werte für Südafrika und negative für die Kapregion.

Reason und Rouault (2005) untersuchen Kopplungen der AAO mit dem Winterniederschlag im westlichen Südafrika zwischen 1948 und 2004. Für das westliche Südafrika finden sie eine inverse Beziehung zwischen dem SAM und extremen Winterniederschlägen. Eine ansteigende Intensität des sommerlichen SAM führt zu einer verstärkten Westwindzirkulation bei 60°S verbunden mit veränderten meridionalen Winden im Bereich Patagoniens und der Antarktischen Halbinsel. Reason und Rouault (2005) korrelieren die trendbereinigte AAO mit einem regionalen Niederschlagsindex für den Winter. Zwar sind die Korrelationskoeffizienten auch hier relativ gering (0,3 bzw. 0,4 zwischen 1964 und 2004), doch können sie feststellen, dass zwischen 1948 und 2004 sechs der sieben feuchtesten Winter in einer negativen Phase der AAO stattfanden. Und sechs der acht

³⁷ NCEP: National Centers for Environmental Prediction

trockensten Winter mit einer positiven AAO-Phase zusammenfielen. Verlagerungen im subtropischen Jet und Änderungen im Feuchtefluss im Südatlantik werden als ursächliche Mechanismen dafür angeführt. Kompositenanalysen mit den feuchtesten Wintern mit einer negativen AAO verdeutlichen den niedrigen Luftdruck über dem SW-Atlantik - einer hervorgehobenen Zykloneseregion – und Tiefdruckregionen im westlichen Südindik. Während feuchter Winter sind auch die Antizyklonen im südlichen Atlantik und Indik abgeschwächt. Damit nimmt die Luftmassensubsidenz über dem Kontinent ab, und Zyklonen können weiter nach Norden eindringen. Der von Reason und Rouault (2005) herausgestellte Zusammenhang von AAO und Niederschlag im südlichen Afrika lässt sich auf den langzeitlichen Niederschlagstrend anwenden: Ein ansteigender Trend der AAO kann die in Kapitel 6 vorgestellten negativen Niederschlagstrends im südwestlichen Afrika mit erklären.

Auf der Basis des HadSLP2-Datensatzes konnte der AAOI einzelmonatlich für den Zeitraum 1850 bis 2004 berechnet werden. Abbildung 8.1.1 illustriert den Verlauf in den Monaten Januar, April, Juli und Oktober; dabei wird generell ein starker Anstieg in den letzten Dekaden deutlich. Der AAOI war in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts relativ niedrig und in den 1980er-Jahren erkennbar höher. Die vorliegenden Zeitreihen in Abbildung 8.1.1 zeigen Trendmuster, die weitgehend mit jenen auf Stationsdaten basierenden von Marshall (2003) übereinstimmen. Der SLP-Trend zwischen 40°S (ansteigend) und 65°S (abnehmend) zeigt sich darin seit Mitte der 1970er Jahre verstärkt und statistisch signifikant (Marshall 2003). Aus dem langzeitlichen, ansteigenden Trend des AAOI kann auf eine verstärkt zonale Strömung seit Mitte der 1970er-Jahre geschlossen werden. Trendanalysen mit den SLP-Daten, die in Kapitel 6 vorgestellt wurden, bestätigen den Anstieg des AAOI: bei 50°S ist eine SLP-Zunahme um 2-3hPa berechnet worden, dagegen eine weitaus größere Abnahme südlich von 55°S (vgl. Abb. 6.31).

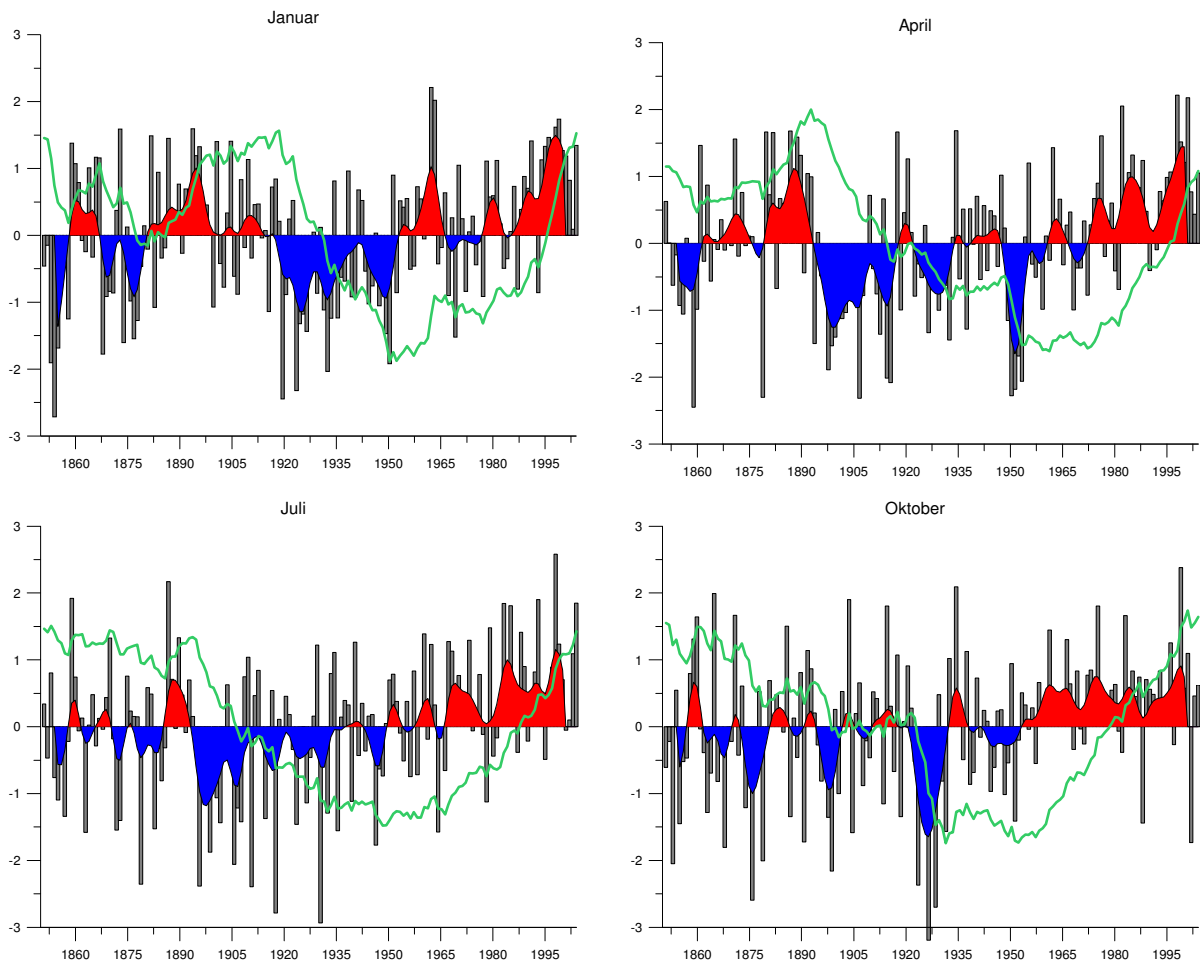


Abb. 8.1.1: Antarktischer Oszillationsindex berechnet mit den HadSLP2-Daten für den Zeitraum 1850 bis 2004 für die Monate Januar, April, Juli und Oktober. Dargestellt sind zusätzlich gefilterte Werte (10-jähriger Gauß-Tiefpassfilter - positiv: rot unterlegt, negativ: blau unterlegt) sowie kumulative Anomalien (grüne Kurve).

Der Einfluss des AAOI auf das Klima im südlichen Afrika wird zunächst mit einer einfachen Korrelationsanalyse dargestellt. Der zweidimensionale lineare Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient nach Pearson lässt sich bekanntlich wie folgt berechnen:

$$r_{ab} = \frac{\sum_{i=1}^n a_i b_i - (1/n) \sum_{i=1}^n a_i \sum_{i=1}^n b_i}{\sqrt{[\sum_{i=1}^n a_i^2 - (1/n)(\sum_{i=1}^n a_i)^2][\sum_{i=1}^n b_i^2 - (1/n)(\sum_{i=1}^n b_i)^2]}}$$

- r: Korrelationskoeffizient
- n: Stichprobenumfang
- a_i, b_i : Datenwerte (i: Laufindex)

Für die Berechnung der statistischen Signifikanz sollten einige Voraussetzungen erfüllt sein, um einen zuverlässigen Schluss von der Stichprobe auf die Grundgesamtheit zu gewährleisten: Bei diesen Analysen sollte der Stichprobenumfang mindestens 30 Werte umfassen, innerhalb der Stichproben a_i und b_i sollten die Daten von einander unabhängig sein, eine annähernde Normalverteilung der Daten ist eine weitere Voraussetzung³⁸. Diese kann jedoch bei den Niederschlagsdaten nicht immer erfüllt werden. Für die inhaltliche Ansprache der Ergebnisse ist dies jedoch nicht so relevant, da vergleichende Analysen mit dem Rangkorrelationskoeffizienten nach Spearman Zusammenhänge in ähnlicher Größenordnung aufzeigen (ausführlich dazu: Schönwiese 2000, 163ff.). Der Zusammenhang zwischen den Stichproben muss linear sein. Es muss aber berücksichtigt werden, dass im Klimasystem nicht nur lineare Zusammenhänge bestehen. Bei nicht-linearen Zusammenhängen kann dann nur der lineare Anteil erfasst werden, dies ist dann konsistent zu anderen statistischen Methoden in der vorliegenden Arbeit, die sich auch auf lineare Zusammenhänge stützen (vgl. lineare Trends in Kap. 6).

In den Ergebnisdarstellungen werden jeweils nur Zusammenhänge berücksichtigt, die mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95% statistisch signifikant sind.

Zeitreihenfilterung

Bei der rein statistischen Problembetrachtung von Zusammenhangsanalysen wird deutlich, dass die Langfristvariabilität und Trends mitunter maßgeblichen Einfluss auf Korrelationsrechnungen haben können. Treten in den betrachteten Stichproben Trends oder Sprünge auf, so resultiert daraus ein höherer Korrelationskoeffizient.

Um eine Zeitreihen von ihrem Trend zu bereinigen, wird oft die Trendgerade (bestimmt durch eine lineare Regression) von den entsprechenden Originaldaten subtrahiert. Eine weitere Möglichkeit liegt in einer Hochpassfilterung, die niedrige Frequenzen und damit lineare Trends unterdrückt und hohe Frequenzen hervorhebt. Dazu kann eine Gaußfilterung, eine Waveletfilterung oder ein Differenzenfilter angewendet werden. Eine ausführliche Darstellung unterschiedlicher Verfahren zur Zeitreihenfilterung findet sich bei Philipp (2004, S. 105ff.). Dabei kann allerdings auch gezeigt werden, dass sich nach einer Hochpassfilterung der Daten positive Korrelationskoeffizienten deutlich erhöhen können. Auf Probleme, die auftreten, wenn eine Zeitreihe vor der Berechnung von Korrelationen gefiltert wird, weisen Coughlin und Tung (2006) hin: Zwar lassen sich gegebenenfalls nach einer Zeitreihenfilterung höhere Korrelationskoeffizienten erzielen, doch geht dies nur auf

³⁸ Die Normalverteilung der Zeitreihen wurde mit dem Lilliefors-Test überprüft (vgl. S. 168).

Kosten der gefilterten Informationen. Die inhaltliche Schwierigkeit besteht nun darin, im Vorfeld der Untersuchung schon zu entscheiden, dass dieser Informationsverlust gerechtfertigt ist. So wurde an der Studie von Friis-Christensen und Lassen (1991) zu solar-klimatischen Kopplungen als Kritik angeführt, dass die Eingangsdaten in dieser Studie nicht trendbereinigt waren. Bei einer Korrelation mit trendbereinigten Daten ohne Gewichtung lässt sich (bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit) keine signifikante Korrelation mehr finden (Benestad 2002, S. 213, bzw. Fig. 8.4). Trotzdem korrelieren Solanki und Krivova (2003) in ihrer Studie zu solar-klimatischen Kopplungen 11-jährig gemittelte Solardaten und entsprechende globale Temperaturdaten. Benestad (2002) verdeutlicht den Einfluss der Filtertechnik auf Ergebnisse von Korrelationsanalysen: er nimmt die nordhemisphärische Mitteltemperatur und die Anzahl der Sonnenflecken als Datenbasis. Die Korrelationskoeffizienten bewegen sich dabei zwischen 0,1 bei ungefilterten Daten und 0,5 für 11-jährig tiefpassgefilterte Werte. Benestad (2000) kann dabei aber keiner Analysevariante eindeutig den Vorzug geben. Auch Jones et al. (2003) nutzen in ihrer Studie zu Einflüssen extremer Vulkanausbrüche auf das Klima Europas methodisch beide Varianten, ohne eine zu favorisieren: Sie entfernen einerseits vorher den Trend der Zeitreihen, andererseits führen sie analoge Analysen ohne entsprechende Vorbehandlungen durch. Meneghini et al. (2007) führen ihre Korrelationsrechnungen (zwischen dem Antarktischen Oszillationsindex und dem Niederschlag in Australien) sowohl mit den Rohdaten als auch mit den entsprechenden Daten - reduziert um den linearen Trend - durch. Dabei stellen sie fest, dass: "in most seasons, the correlation patterns [...] are very similar regardless of whether the data are detrended" (S. 114). Der Unterschied ist also zum einen gering und zum anderen kann nicht wirklich inhaltlich begründet werden, welcher Variante der Vorzug zu geben ist. Dagegen bereinigen Reason und Rouault (2005) den AAOI um den Zeitreihentrend, bevor sie diese Werte mit einem winterlichen Niederschlagsindex für Südafrika korrelieren ($r=0,3$). Als Grund für dieses Vorgehen wird angeführt, dass die AAO einen hohen positiven Trend in den letzten Dekaden zeigt, der Niederschlag hingegen nicht. In einem weiteren Schritt filtern sie, um die niederfrequente Variabilität zu verdeutlichen, beide Zeitreihen mit einem gleitenden Mittelwert und können damit den Korrelationskoeffizienten auf 0,6 erhöhen.

Da in dieser Arbeit gerade Langfristvariationen im Fokus der Untersuchungen stehen, wurde bei den folgenden Korrelationsanalysen auf eine vorherige Zeitreihenfilterung verzichtet. Dies gilt auch für die in Kapitel 9 vorgestellten Berechnungen. Daher muss bei der inhaltlichen Ansprache der Ergebnisse berücksichtigt werden, dass die Korrelationskoeffizienten evtl. trendbedingt erhöht sind.

Abbildungen 8.1.2 und 8.1.3 stellen die statistischen Zusammenhänge zwischen dem Niederschlag im südhemisphärischen Afrika und dem AAOI für den Zeitraum 1901 bis 2003, 1901 bis 1930 sowie für 1974 bis 2003 dar. Dabei werden nur die Monate bzw. Jahreszeiten dargestellt, die einen nennenswerten Zusammenhang aufweisen. Der negative Zusammenhang zwischen dem AAOI und dem Winterniederschlag lässt sich ganz deutlich am Monat Juli für die beiden 30-jährigen Zeiträume ablesen. Zusammenhänge zwischen dem Sommerniederschlag und dem AAOI zeigen sich deutlich in Südafrika, wo Korrelationen von über 0,4 erreicht werden. Damit entspricht die Höhe der Korrelationskoeffizienten denen der Arbeit von Jones und Widmann (2003), wo allerdings ein wesentlich kürzerer Zeitraum zu Grunde liegt. Negative Korrelationen liegen bei knapp -0,4 im Februar für den Raum Angola. Die Winterregengebiete der Kapregion korrelieren negativ mit der AAOI, während die Sommerregengebiete Südafrikas positiv daran gekoppelt sind. Eine verstärkte Zonalzirkulation kann daher die sommerliche Konvektion über dem Kontinent unterstützen. Allerdings wirkt sich diese Kopplung, trotz ansteigendem AAOI, nicht auf zunehmende Niederschläge aus, auch wenn im westlichen Südafrika für den Zeitraum 1901 bis 2003 eine leichte Niederschlagszunahme verzeichnet werden kann (vgl. Dezember in Abb. 6.29).

Generell sind die Zusammenhänge des AAOI mit den südwestafrikanischen Winterniederschlägen geringer als die Resultate von Reason und Rouault (2005) vermuten lassen. Es können trotzdem signifikante, negative Korrelationen aufgezeigt werden, die Hinweise darauf geben, dass ein negativer AAOI mit erhöhten Niederschlägen verbunden ist. Um zu verstehen, wie die Klimasignale aus den hohen südlichen Breiten den afrikanischen Subkontinent erreichen, ist es hilfreich den AAOI mit Zeitreihen, welche die Variabilität der atmosphärischen Zirkulation repräsentieren, zu korrelieren. Dazu werden die hauptkomponentenanalytisch gewonnenen Zeitkoeffizienten (standardisierte Scores aus den s-modalen Analysen, vgl. Kap. 7.2) herangezogen. Maximale positive Korrelationskoeffizienten werden in der ersten Jahreshälfte mit den Scores für Hauptkomponenten mit dem Ladungsschwerpunkt im Bereich des Maskarenenhochs erzielt ($r=0,4$ bis $0,6$). Im Juli ist es das St. Helena Hoch ($r=0,4$), im September sind beide Hochdruckgebiete durch die hohen südlichen Breiten beeinflusst. Ansonsten dominieren die Kopplungen mit den SLP-Variabilitätszentren im südlichen Indischen Ozean. Damit lassen sich statistisch bis zu 35% der SLP-Variabilität über dem südlichen Indischen Ozean aus der Luftdruckvarianz im subpolaren bis polaren Raum erklären.

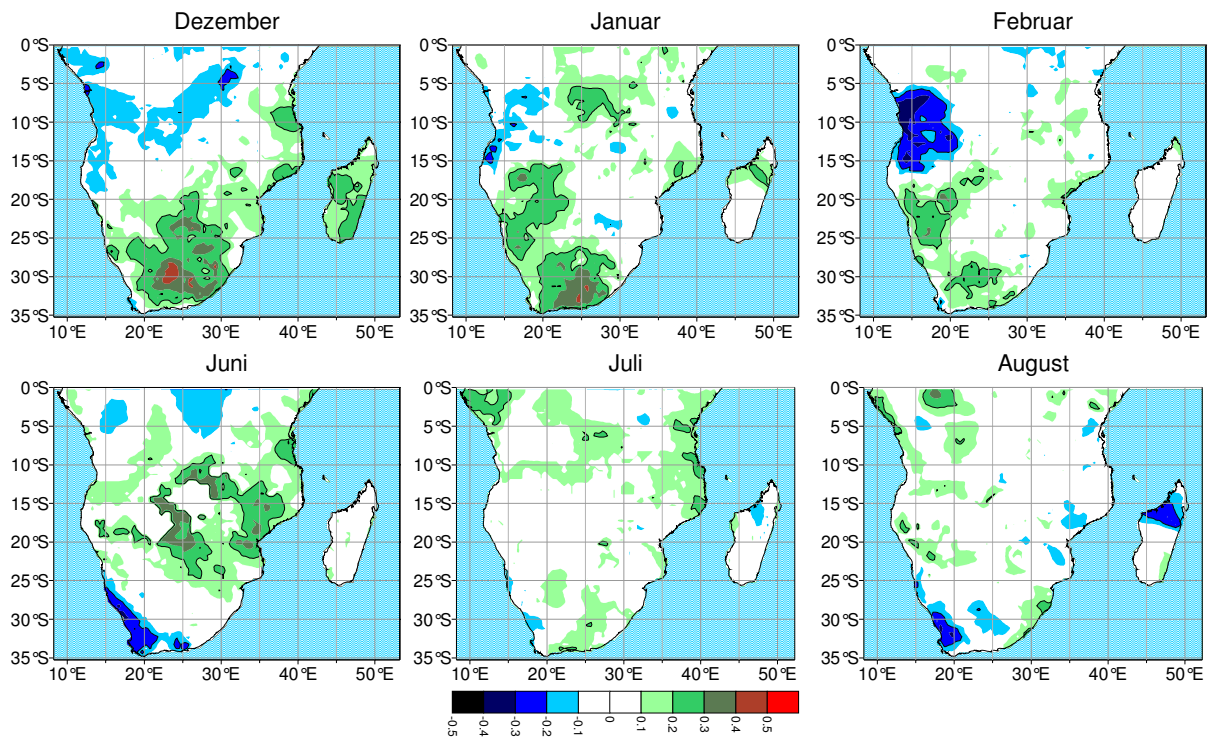


Abb. 8.1.2: Korrelationskoeffizienten berechnet zwischen dem AAOI und dem Niederschlag (PIK-CRU-Daten) für Sommer- und Wintermonate (1901-2003).

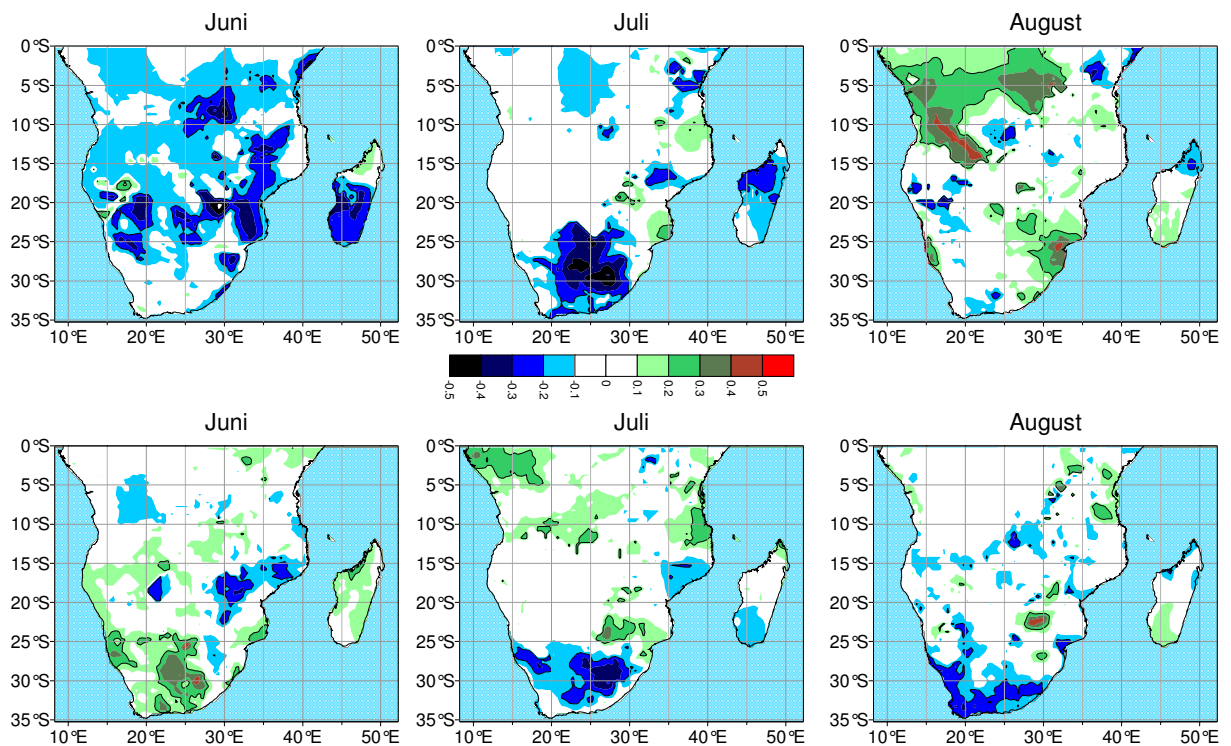


Abb. 8.1.3: Korrelationen zwischen dem Winterniederschlag (PIK-CRU-Daten) und dem AAOI 1901 bis 1930 (obere Abb.) bzw. 1974 bis 2003 (untere Abb.).

Die positiven Korrelationskoeffizienten weisen damit auf folgende Kopplung hin: ein hoher (niedriger) AAOI ist an hohe (niedrige) Werte der atmosphärischen Aktionszentren gekoppelt. Damit lässt sich die Ursachenkette schematisch wie folgt darstellen: niedriger AAOI → abgeschwächte atmosphärische Aktionszentren über den südlichen Ozeanen → erhöhte Winterniederschläge im südlichen Afrika.

8.1.2 Trans-Polar Index

Der wichtigste außertropische, südhemisphärische Zirkulationsindex auf der Basis von Stationsdaten ist der Trans-Polar Index (TPI) (Pittock 1984, Jones et al. 1999). Er wird definiert über die standardisierte Druckdifferenz zwischen Hobart (43°S, 147°E, Tasmanien) und Stanley (52°S, 58°W, Falklandinseln). Der Index wurde von Pittock (1980) erstmals für die Jahre 1931 bis 1960 berechnet und wird von Jones et al. (1999) in einer aktualisierten Zeitreihe zur Verfügung gestellt. Der TPI charakterisiert Änderungen hemisphärischen Ausmaßes in der Westwindströmung und dient als Maß für die Variabilität einer atmosphärischen Welle der Zahl 1. Der TPI beschreibt die Druckgegensätze zwischen Südamerika und der Ostantarktis. Er kennzeichnet die Tendenz der zirkumpolaren Tiefdruckfurche nach Norden auszuweichen. Positive Werte zeigen ein Ausweichen nach Südamerika; ein positiver TPI zeichnet sich dadurch aus, dass im australischen Raum die subtropischen Hochdruckgebiete und die Westwinde weiter nach Süden ausweichen. Damit gehen höhere Temperaturen im neuseeländischen Raum (nur im Sommer) und tiefere Temperaturen über dem südlichen Südamerika (während aller Jahreszeiten) einher. Im Gegensatz dazu verlagern sich im südamerikanisch-südafrikanischen Raum die subtropisch-randtropischen Hochs und die Westwindzone weiter in die niederen Breiten mit entsprechend erhöhten Niederschlägen (Pittock 1984). Negative TPI-Werte kennzeichnen ein Ausweichen der zirkumpolaren Tiefdruckfurche nach Australien. Damit verbunden ist ein erniedrigter Luftdruck über Neuseeland und ein erhöhter über dem südlichen Südamerika.

Villalba et al. (1997) weisen darauf hin, dass die Stationen, die zur Berechnung des TPI herangezogen werden, nicht optimal gewählt wurden. Der TPI ist, über das gesamte Jahr betrachtet, nicht sehr stabil, da der Korrelationskoeffizient des bodennahen Luftdrucks der beiden Stationen großen Schwankungen unterliegt. Daher bilden Villalba et al. (1997) aus dem Mittel fünf verschiedener Stationen von Neuseeland und drei südwestatlantischer Stationen einen alternativen Index und rekonstruieren den Sommer-TPI (STPI) seit dem Jahr 1750.

Eine Neuberechnung des TPI wird auch von Allan und Ansell (2006) auf der Basis des HadSLP2-Datensatzes vorgenommen; dieser TPI korreliert mit dem stationsbasierten Index allerdings nur mit 0,72.

Änderungen des jahreszeitlichen Verlaufs des TPI untersuchen Jones et al. (1999). Dabei können sie einen leichten Anstieg des TPI von 1958 bis 1976 aufzeigen. Insgesamt dominiert aber eine hohe interannuelle Variabilität gegenüber langzeitlichen Trends. Jones et al. (1999) zeigen signifikante Korrelationen der Temperaturen im südlichen Südamerika mit dem TPI für Sommer und Herbst auf. Signifikante Korrelationen mit dem neuseeländischen Raum lassen sich nur für den Sommer finden. Insgesamt tritt der TPI besonders im Sommer, wenn diese Fernkopplung stabil ist, markant zu Tage.

Abbildung 8.1.4 illustriert den Verlauf des TPI für den Zeitraum 1901 bis 2003 am Beispiel des Monats April. In der Zeitreihe zeigt sich deutlich die von Villalba et al. (1997) angesprochene hohe interannuelle Variabilität. Die Variabilität hat in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraumes erkennbar abgenommen.

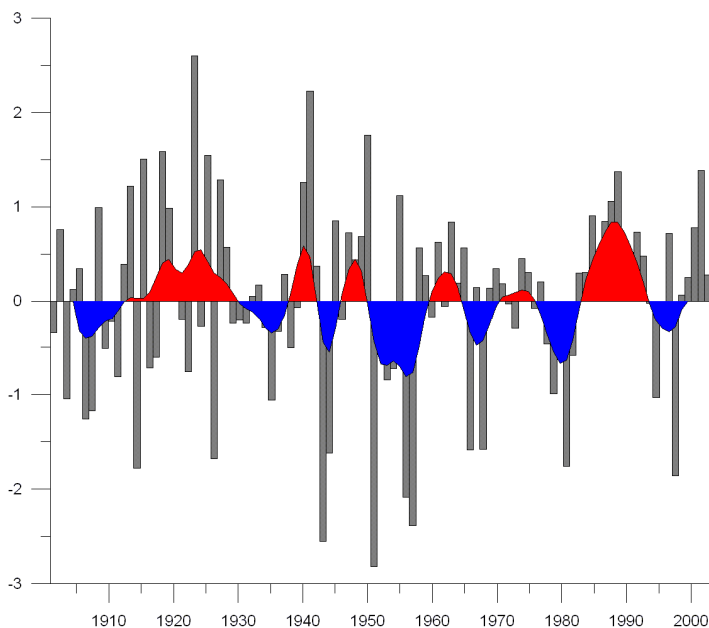


Abb. 8.1.4: Standardisierter Trans-Polar Index für April 1901 bis 2003. Tiefpassgefilterte Werte (10-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) sind in blau (negativ) bzw. rot (positiv) unterlegt.

Korrelationsrechnungen des TPI mit dem monatlichen Niederschlag über Afrika zeigen insgesamt nur recht geringe Werte, die 0,4 nicht überschreiten. Trotzdem kann im Herbst eine positive Kopplung des TPI mit dem Niederschlag im Südwesten des Untersuchungsgebietes verdeutlicht werden: Abbildung 8.1.5 zeigt dies für den April, den Monat, der maximale statistische Zusammenhänge erkennen lässt.

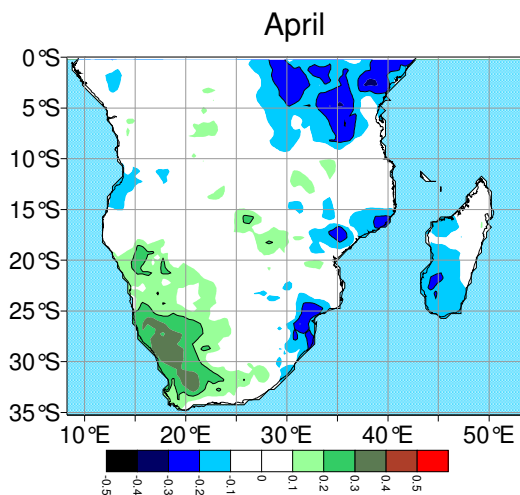


Abb. 8.1.5: Korrelationen zwischen dem TPI und dem Niederschlag (PIK-CRU-Daten, April 1901-2003).

Die positiven Niederschlagstrends, die in Kapitel 6 für den Zeitraum 1901 bis 2003 für April im Südwesten des Untersuchungsraumes aufgezeigt werden konnten (vgl. Abb. 6.29), lassen sich auf positive Korrelationen mit dem TPI zurückführen. Dies kann auch mit dem ersten gekoppelten Musterpaar der CCA aufgezeigt werden. Hier liegen maximal positive Korrelationen des Niederschlags mit dem bodennahen Luftdruck bei 50°S und 15°E vor (nicht dargestellt). Diese Kopplung war insbesondere zwischen 1960 und 1985 stark ausgeprägt; was sich in den positiven April Niederschlagstrends zwischen 1961 und 1990 niederschlägt (vgl. Kap. 6, Abb. 6.21).

Positive Niederschlagskorrelationen lassen sich generell am deutlichsten für den Sommer und Herbst aufzeigen. Dann sind die Westwinde bei einem hohen TPI außergewöhnlich weit nach Süden verlagert und die sommerliche Konvektion kann Niederschläge induzieren.

Die Korrelationsrechnungen mit der winterlichen Lufttemperatur zeigen eine positive Kopplung mit maximalen Zusammenhängen des TPI mit der Region bei 16°S, 23°E. Dieses Kopplungszentrum lässt sich auch den Ergebnissen der CCA entnehmen: Das dritte gekoppelte Musterpaar zeigt eine Positivkopplung mit der südatlantischen Region nahe den Falklandinseln. Für den Januar ist diese räumliche Fernkopplung erst auf dem vierten gekoppelten Musterpaar erkennbar (nicht dargestellt). Korrelationskarten in Abbildung 8.1.6 zeigen einen negativen Zusammenhang von TPI und Lufttemperatur im Sommer und einen positiven im Winter. Im Winter können zyklonale Störungen, welche die Südspitze des Kontinents passieren, an der Ostküste zu deutlichen Kälteeinbrüchen führen. Niedrige Sommertemperaturen können daher mit einem positiven TPI einher gehen.

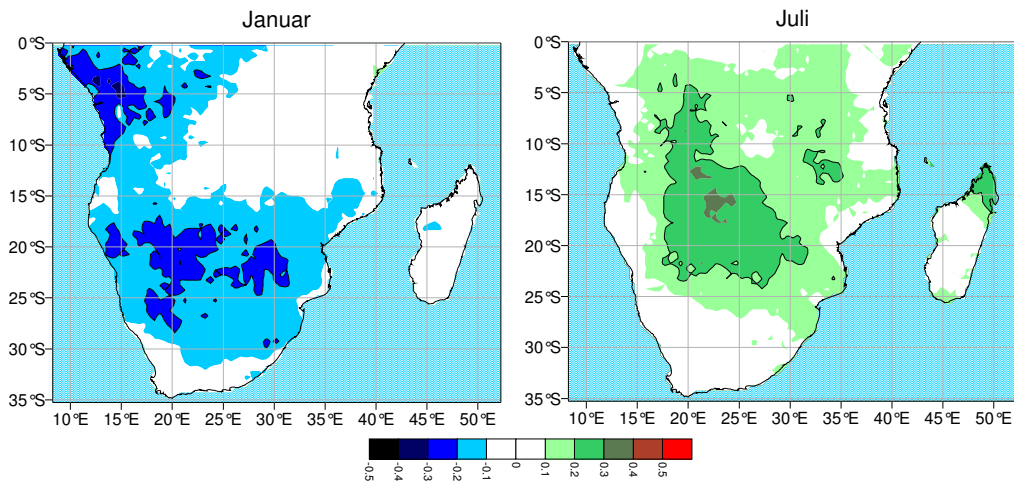


Abb. 8.1.6: Korrelationen des TPI mit der Lufttemperatur (PIK-CRU-Daten) für Januar (linke Abb.) und Juli (rechte Abb.) 1901 bis 2003.

Einfache Korrelationsrechnungen des TPI mit den Zeitkoeffizienten, resultierend aus den s-modalen Hauptkomponentenanalysen für den Luftdruck, die in Kapitel 7.2.3 dargestellt wurden, ergeben signifikante Korrelationen für den Winter (Juni - 0,55 mit PC 6, Juli -0,52 mit PC 3 und August -0,42 mit PC 7). Im September ergeben sich Werte von $r=0,42$ (mit PC 6, Ladungsschwerpunkt bei 45°S , 100°E) und $-0,46$ (PC 7, Ladungsschwerpunkt bei 45°S , 40°W). Damit sind gerade die beiden Pole des TPI bei Hobart und Stanley charakterisiert. Die negativen Korrelationen ergeben sich mit dem Raum vor dem südöstlichen Südamerika, den Falklandinseln.

Generell sind die SLP-Korrelationen im Winter deutlich höher als im Sommer, wenn sich die polaren Zirkulationssysteme weit nach Süden zurückgezogen haben. In den Septemberkorrelationen wird die hemisphärische Luftdruckschaukel verdeutlicht: das Aktionszentrum südwestlich von Australien korreliert positiv (0,42 bzw. 0,28 im Oktober), das östlich von Südamerika gelegene negativ ($-0,46$ bzw. $-0,38$ im Oktober) mit dem TPI. Ebenso tritt im April ein negativer Zusammenhang von $r=0,6$ mit dem SLP-Variabilitätszentrum mit einem Kern bei 45°S und 45°W auf. Daraus wird aber ersichtlich, dass der TPI insgesamt eher das Klima von Südamerika und Australien beeinflusst, als das südafrikanische. Trotzdem ist die hohe negative Korrelation mit der Antizyklone über dem südlichen Indischen Ozean im Juni ($-0,55$, PC 6) und Juli ($-0,52$, PC 3) auffällig und eine Beeinflussung der Passatwinde ist damit durchaus wahrscheinlich; werden diese abgeschwächt können Störungen aus dem subpolaren Raum leichter in das Innere des afrikanischen Kontinents eindringen und entsprechende Kälteanomalien bewirken.

8.2 Die Bedeutung der Ozeane im Klimasystem

In diesem Kapitel werden Kopplungen der Atmosphäre mit den Ozeanen in ihrem zeitlichen Verlauf näher bestimmt. Der mittelbare und unmittelbare Einfluss der Ozeane auf das Klima ist unbestritten und wird in einer Übersicht von Bigg et al. (2003) ausführlich zu verschiedenen Aspekten der Atmosphäre-Ozean-Kopplung dargelegt.

Die Variabilität der Meeresoberflächentemperatur auf unterschiedlichen Zeitskalen ist in zahlreichen Studien für unterschiedliche Ozeanbecken untersucht worden. Landman und Mason (1999b) berechnen eine varimax-rotierte s-modale PCA für sommerliche SST-Daten des Indischen und Pazifischen Ozeans für unterschiedliche Zeitabschnitte der Sommermonate eines 50-jährigen Untersuchungszeitraumes. Es kann gezeigt werden, dass die SST-Variabilität im Pazifik sehr deutlich gegenüber jener im Indischen Ozean dominiert (vgl. auch Kawamura 1994). Eine ausführliche Zusammenschau von Studien zum langzeitlichen Verhalten der ozeanischen Oberflächentemperaturen findet sich in Moron et al. (1998). Diese Untersuchungen gelten auch dem Aufdecken von dekadischen Oszillationen, die im Atlantik und im Indischen Ozean zu erkennen sind. Ein Problem stellt dabei meist die Kürze der vorhandenen Daten dar, die maximal 10 bis 15 Realisationen der Zyklen erlauben.

Auf einer globalen Skala können Moron et al. (1998) kein kohärentes Bild einer dekadischen Oszillation finden. Sie verwenden in ihrer Analyse monatliche SST-Daten des UK Meteorological Office für den Zeitraum 1901-1994. Zunächst werden s-modale PCAs berechnet, deren Zeitkoeffizienten dann in eine multivariate Singular-spectrum Analyse (einer Spektralanalyse) einfließen. Ihre Analysen werden global und getrennt für einzelne Ozeanbecken durchgeführt. Für den Atlantischen Ozean erhalten Moron et al. (1998) fünf PCs, die 29% der gesamten SST-Varianz erklären, eine gesonderte Analyse für den Südatlantik ergibt nur zwei PCs mit einem Gesamtvarianzerklärungsanteil von 27%. Diese PCs repräsentieren den äquatorialen und südlichen Atlantik. Aus der Analyse mit SST-Daten des Indischen Ozeans können Moron et al. (1998) fünf s-modale PCs (33% erklärte Varianz) extrahieren. Neben diesen regionalen Analysen berechnen sie eine globale PCA mit anschließender Zeitreihenuntersuchung und stellen fest, dass sich das SST-Trendmuster abrupt in den 1970er Jahren änderte, der interhemisphärische Kontrast verändert sich; die Südhemisphäre erwärmt sich sehr viel stärker als die Nordhemisphäre, die sich teilweise abkühlt.

Diese SST-Trendmuster waren Bestandteil von Kapitel 6 und wurden dort einzelmonatlich vorgestellt. Im Folgenden liegt der Schwerpunkt der Darstellung auf den Kopplungen der Ozeane mit dem Klima im südlichen Afrika. Zunächst wird die SST-Variabilität kurz dargestellt, für eine ausführliche Präsentation sei auf die Klima-Atlanten von Lindau et al. (2001) für den Atlantik bzw. von Hastenrath und Lamb (1979a,b) für den Indik verwiesen.

Alexander et al. (2002) untersuchen SST-Kopplungen der einzelnen Ozeanbecken untereinander bezogen auf ENSO-Fernkopplungen. Die SST-Ko-Variabilität des Atlantischen und Indischen Ozeans wird von Fauchereau et al. (2003b) für den Zeitraum 1950 bis 1999 auf der Basis einer Singulärwertzerlegung (Singular value decomposition, SVD) untersucht. Dabei zeigt das erste Muster maximale Korrelationen zwischen dem südöstlichen Atlantik und dem südöstlichen Indischen Ozean im Sommer. Die Korrelation liegt zwischen den ozeanischen Mustern bei 0,57 und ist mit 99% Sicherheitswahrscheinlichkeit signifikant. ENSO bildet dabei das wichtigste globale Signal, das 20% der SST-Variabilität im Atlantik und 17% derselben im Indik erklärt. Auch Kopplungen des südlichen tropischen Atlantiks mit dem westlichen tropischen Pazifik können aufgezeigt werden (Jury et al. 2002, Mélice & Servain 2003). Eine unmittelbare Korrelation der SSTs (zwischen 1950 und 2004) in der Atl3-Region (4°S-4°N, 20°W-0°E) mit den ostpazifischen SSTs besteht jedoch nicht (Wang 2006).

Diese Zusammenhänge der Meeresoberflächentemperatur des Indischen und des Atlantischen Ozeans wurden in der vorliegenden Arbeit mit einer CCA für einen deutlich längeren Zeitraum näher zu charakterisieren versucht. Als Eingangsdaten wurden die Scores der s-modalen PCAs herangezogen. Das gekoppelte Musterpaar der ersten kanonischen Korrelation zeigt ein hohes Maß an Übereinstimmung im Muster der beiden Ozeane mit den in Kapitel 6 vorgestellten Trendmustern der Meeresoberflächentemperatur. Dieses Ladungsmusterpaar beschreibt offensichtlich den langfristigen Trend der SSTs, der in Abbildung 6.30 vorgestellt wurde. Das dritte Muster (nicht dargestellt) ähnelt dem dritten von Fauchereau et al. (2003b) vorgestellten Muster. Es kann mit den hier durchgeführten Analysen gezeigt werden, dass das Muster von Fauchereau et al. (2003b) auch über einen sehr viel längeren Zeitraum Bestand hat. In Abbildung 8.2.1 kann dies am Beispiel für den Januar verdeutlicht werden: Das gekoppelte Ladungsmusterpaar der zweiten kanonischen Korrelation der Variablen des Gitterfeldes der SST-Daten für den Atlantik einerseits und den Pazifik andererseits zeigt die Koppelung positiver Ladungskoeffizienten des westlichen Indischen und westlichen Atlantischen Ozeans bei etwa 40°S. Die Zeitkoeffizienten der SST-Muster in Abbildung 8.2.2 verlaufen entsprechend des hohen kanonischen Korrelationskoeffizienten sehr ähnlich und zeigen einen deutlich

ansteigenden Trend seit Mitte der 1960er Jahre. Weiter lässt sich ein Bruch im Verlauf der Werte um 1980 mit seither durchweg positiven Werten und einem weiterhin ansteigenden Trend erkennen.

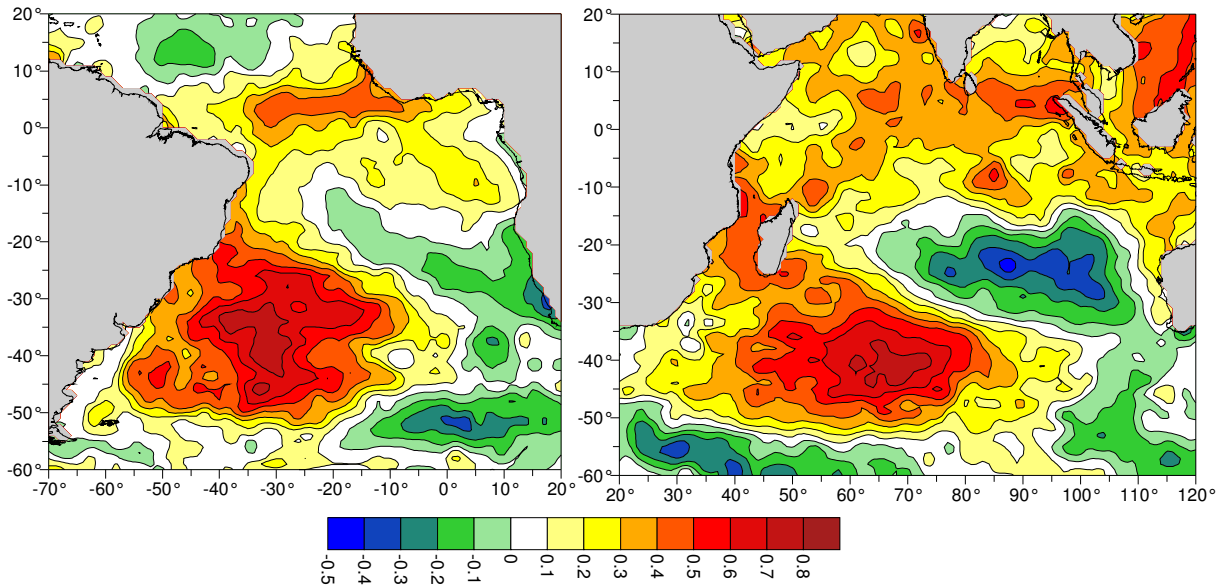


Abb. 8.2.1: Zweites Ladungsmusterpaar der kanonischen Korrelationsanalyse der SST-Daten für den Atlantik einerseits und den Indik andererseits für Januar 1901-2003. Der kanonische Korrelationskoeffizient liegt bei 0,86, der Varianzerklärungsanteil bei 17,5% (linke Abb.) bzw. 12,3% (rechte Abb.).

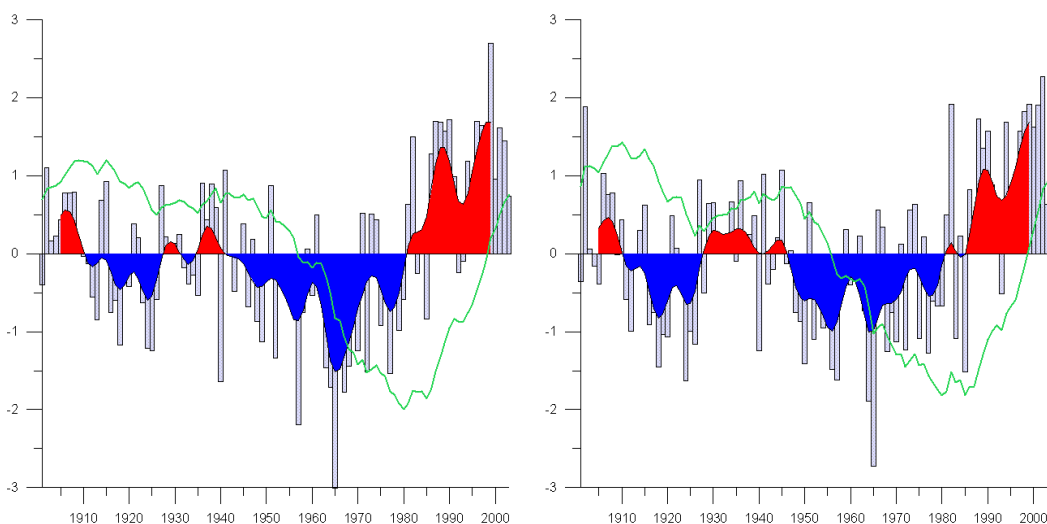


Abb. 8.2.2: Zeitkoeffizienten des zweiten gekoppelten Musterpaares aus Abbildung 8.2.1. Gefilterte Werte (10-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) sind blau (negative Werte) bzw. rot (positive Werte) unterlegt. Die grüne Kurve stellt kumulative Anomalien dar.

Dieses Beispiel verdeutlicht in den Abbildung 8.2.1 und 8.2.2, dass für eine umfassende Analyse langzeitlicher Klimavariabilität auch detailliert die zeitliche Entwicklung der SST-Ko-Variabilität für unterschiedliche Ozeanbecken untersucht werden müsste. Dies kann im Rahmen der vorliegenden Studie nicht umfassend geleistet werden; um trotzdem der ozeanbecken-spezifischen Variabilität gerecht zu werden, erfolgen die weiteren Analysen gesondert für einzelne Ozeane (Indik, Pazifik, Atlantik) und eben nicht nur als Gesamtbetrachtung der SST-Daten. Diese Analysen wurden zwar ebenfalls durchgeführt, finden aber keinen unmittelbaren Niederschlag in diesem Kapitel, das ansonsten erheblich an Umfang, nicht jedoch an inhaltlicher Erkenntnis zunehmen würde. - Zunächst wird der Indische Ozean in seinem Einfluss auf das Klima im südhemisphärischen Afrika betrachtet (Kap. 8.2.1), es folgt eine Betrachtung des Pazifischen Ozeans (Kap. 8.2.2) und des Atlantischen Ozeans (Kap. 8.2.3).

8.2.1 Indischer Ozean

Der Indische Ozean spielt eine bedeutende Rolle für die Niederschlagsvariabilität Ostafrikas und des südlichen Afrikas. Ein konzeptionelles Modell zu SST-Einflüssen auf den südafrikanischen Sommerniederschlag stellen Rocha und Simmonds (1997b) vor. Dabei unterstreichen sie das Zusammenwirken von positiven und negativen SST-Anomalien sowohl im Indik als auch Pazifik. Abbildung 8.2.3 zeigt schematisch, wie ein solcher Zusammenhang herzustellen ist.

Mason (1995) untersucht Einflüsse von SST-Anomalien auf den Niederschlag im südlichen Afrika. Die Zufuhr von latenter und sensibler Wärme in die Atmosphäre südöstlich von Südafrika wird durch Temperaturzunahmen im Agulhasstrom verstärkt. Dadurch kann sich die außertropische Zyklogenese in diesem Raum verstärken. Diese SST-Wärmeanomalien bedingen folglich einen erhöhten Feuchte-transport zum afrikanischen Kontinent, gleichzeitig kann die niederschlags-generierende Konvektion verstärkt werden. Beide Faktoren führen zur Entstehung der TTT-Systeme, die verstärkt Niederschlag bringen (Mason 1995, Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 238f.).

Bevor diese Kopplungen von Niederschlag und Meeresoberflächentemperatur näher bestimmt werden, muss zunächst die SST-Variabilität dieses Ozeans charakterisiert werden: Im Unterschied zum Atlantik und Pazifik ist der Indik nach Norden durch Landmassen begrenzt. Als Konsequenz des Tiefs über Indonesien dominieren in diesem Ozean äquatoriale Westwinde; es kann sich keine äquatoriale Auftriebszone entwickeln. Insgesamt bewirken die umgebenden Landmassen, dass

der Jahresgang der Temperatur im Indik stärker ausgeprägt ist als im Atlantik und Pazifik. Schließlich unterscheidet sich der Indische Ozean von den anderen großen ozeanischen Becken auch durch die jahreszeitlich wechselnde intensive Monsunzirkulation, die den gesamten nördlichen Ozean dominiert. Die daraus resultierenden Änderungen in der Oberflächentemperatur lassen sich aus Abbildung 2.1 entnehmen. Neben der Monsunzirkulation spielt die die subpolare Tiefdruckfurche zwischen 50°S und 60°S eine weitere wichtige Rolle in der SST-Variabilität. Die Ladungsschwerpunkte der s-modalen PCAs der einzelmonatlichen SST-Daten verdeutlichen in Abbildung 8.2.4 diese Zentren. Je nach Monat kann über 40% der SST-Varianz anhand dieser Muster erklärt werden.



Abb. 8.2.3: Ein konzeptionelles Modell für SST-Einflüsse auf den südafrikanischen Sommerniederschlag (Rocha & Simmonds 1997b, Fig. 17, S. 288).

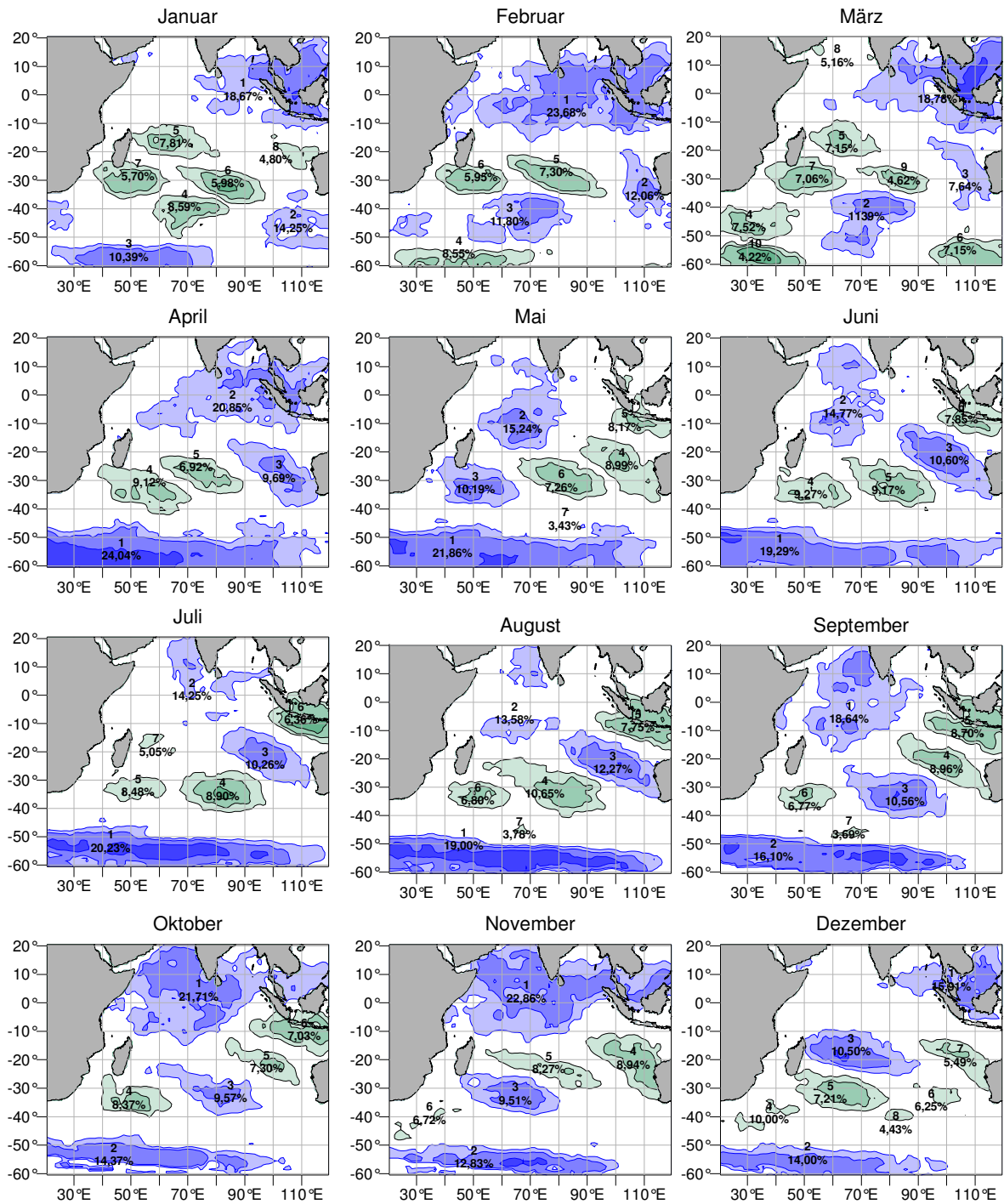


Abb. 8.2.4: Regionen der Meeresoberflächentemperatur, resultierend aus einer s-modalen SST-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Januar (links oben) bis Dezember (rechts unten). Die ersten drei PCs sind jeweils blau unterlegt, die folgenden grün. Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.

Bei der einzelmonatlichen Betrachtung der SST-Variabilität des Indischen Ozeans zeigt sich das dominante Variationszentrum im nördlichen Ozean, im monsunbeeinflussten Gebiet (Abb. 8.2.4). Als ebenso bedeutsames Variabilitätszentrum zeigt sich der subpolare Raum zwischen 50°S und 60°S. Dort liegt, mit Ausnahme der Monate Januar bis März, das erste oder zweite Variationszentrum. Die Zeitkoeffizienten für das subpolare Variabilitätszentrum zeigen sehr starke Trends, die mit den berechneten SST-Trends korrespondieren. Auffällig ist auch der Verlauf der standardisierten Zeitkoeffizienten für das Variationszentrum im zentralen südlichen Indik. Hier zeigt sich generell Mitte der 1970er Jahre ein Umschwung zu dominant positiven Werten. Dies lässt sich Abbildung 8.2.5 für den August entnehmen. Möglicherweise ist darin ein Einfluss des Wechsels im Pazifischen Ozean hin zu einem wärmeren Regime um 1976 zu sehen (Miller et al. 1994, Landman & Mason 1999b).

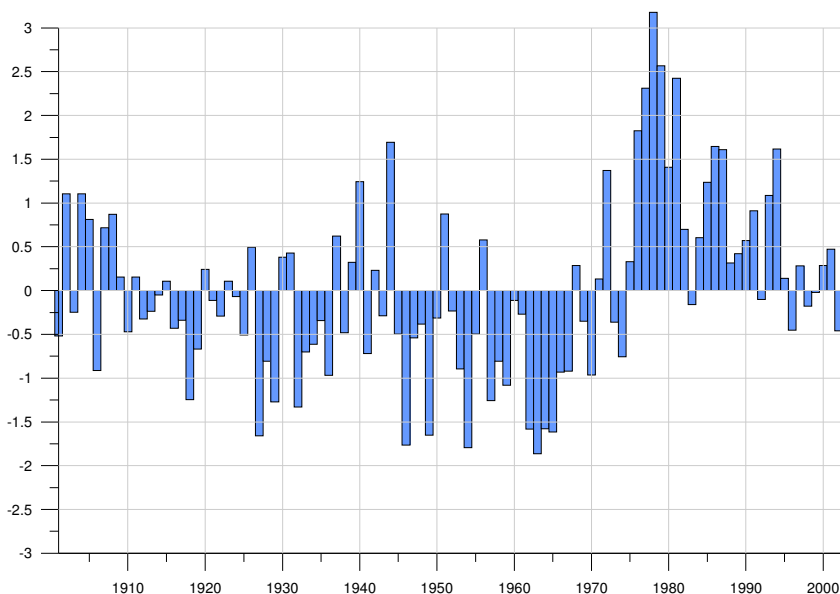


Abb. 8.2.5: Standardisierte Zeitkoeffizienten der 4. PC der s-modalen SST-Hauptkomponentenanalyse für August 1901 bis 2003 (Variabilitätszentrum im zentralen südlichen Indik).

Indian Ocean Dipole

Seit Saji et al. (1999) bezüglich der SSTs im Indischen Ozean einen sogenannten Dipole Mode Index (DMI) beschrieben haben, hat eine intensive Diskussion um die reale Existenz dieser Dipolmuster und um deren Entstehung eingesetzt. In statistischer Hinsicht wird über die physische Realität v.a. des Indischen aber auch des Atlantischen Dipols kontrovers diskutiert (Behera et al. 2003a, 2003b, Dommenget & Latif 2002, 2003). Ein Dipol zeichnet sich durch eine negative Korrelation zwischen beiden Polen auf: Steigt der Wert des einen Pols, sinkt der des

anderen. Dommengeset und Latif (2002, 2003) unterstreichen, dass EOF-basierte Analysen alleine keine Aussage über die physische Existenz von Dipolmustern in den SSTs erlauben: "We only pointed out that the existence of a dipole cannot be confirmed based on an EOF or varimax analysis" (Dommengeset & Latif 2003, S. 1094). Denn auf der Basis einer EOF- bzw. hauptkomponentenanalytischen Zerlegung von SST- oder SLP-Daten werden häufig Dipole im Klimasystem beschrieben, beruhen doch diese Methoden darauf, Variabilitätsmodi auszugliedern, die sich in Raum und Zeit zueinander orthogonal verhalten. Gerade diese Orthogonalität im Raum ist allerdings mit der physikalischen Natur von Variabilitätszentren nicht in Einklang zu bringen. Dabei ist es sehr strittig, welchen physikalischen Gehalt diese zunächst rein arithmetischen Konstrukte haben (Hastenrath 2002). Denn in dem in sich gekoppelten Klimasystem gibt es eben keine von einander völlig unabhängigen Muster. Trotzdem nehmen diese Dipole in der wissenschaftlichen Literatur einen breiten Raum ein. Daher muss zunächst auf einige Studien zu Dipolmustern in den Oberflächentemperaturen des Indischen Ozeans eingegangen werden.

Der von Saji et al. (1999) vorgestellte Dipole Mode Index errechnet sich aus den SST-Unterschieden des westlichen (50-70°E, 10°S-10°N) und des östlichen (90-110°E, 0-10°S) Indischen Ozeans. In Abgrenzung zu diesem Dipol (Indian Ocean Dipole, IOD) in den Tropen ist ein südlich gelegener zu sehen. Eine EOF-Zerlegung der GISST2.b-Daten für 1958 bis 1998 weist für die zweite EOF ein "subtropical dipole pattern" (SDP) mit einer NE-SW-Erstreckung auf (12% Varianzerklärungsanteil). Behera und Yamagata (2001) sehen im SDP ein lokales Phänomen ohne direkte Steuerung durch das pazifische ENSO-System. Ein Index aus der Differenz des westlichen (55-65°E, 37-27°S) und östlichen (90-100°E, 28-18°S) subtropischen Indischen Ozeans dient nach Behera und Yamagata (2001) als "subtropical dipole index" (SDI). Suzuki et al. (2004) berechnen den SDI als Differenz der Gebietsmittel von 50°E-80°E, 42°S-30°S (westliches Gebietsmittel) und 75°E-105°E, 29°S-17°S (östliches Gebietsmittel). Positive SDI-Ereignisse treten im Sommer und besonders ausgeprägt im Februar auf. Niedrige SSTs im östlichen Ozean (an der Küste Australiens) und erhöhte im westlichen (südlich von Madagaskar) sind kennzeichnend für diese Temperaturkonstellation während eines sommerlichen positiven SDP-Ereignisses. Das Abkühlen der SSTs im Osten des Ozeanbeckens wird durch verstärkte Evaporation hervorgerufen. Damit sind stärkere Winde entlang des östlichen Endes des Subtrophenhochs, das sich verstärkt und leicht nach Süden abgedrängt wird, verbunden. Diese Kaltwasseranomalien schwächen insgesamt die Konvektion der ITCZ ab (Behera & Yamagata 2001). Ein positiver SDI ist an erhöhte Niederschläge im südlichen Afrika gekoppelt, denn verstärkte Südostwinde transportieren einen Feuchteüberschuss in den südafrikanischen Raum. Dagegen ist

ein negativer SDI mit einer verstärkten nordwestlichen Strömung in der unteren Atmosphäre verbunden, welche die maritime ITCZ verstärkt und damit die maritime Niederschlagsbildung forciert. Diese Zirkulationsänderungen werden auch mit Daten der höheren Atmosphäre untersucht: Liu et al. (2007) verdeutlichen, wie sich die Anomalien der IOD-Ereignisse bis in die höhere Atmosphäre durchpausen. Auf der Basis der NCEP/NCAR-Reanalyse-Daten für den Zeitraum 1958 bis 2002 werden fünf Jahre mit positivem (1961, 1967, 1977, 1983, 1994) und sechs Jahre mit negativem IOD (1958, 1960, 1974, 1989, 1992, 1993) bestimmt. Daraus werden anschließend für die Monate September, Oktober und November (die Monaten, in denen die IOD-Ereignisse maximal erkennbar sind) Kompositen für Geopotentialdaten des 200hPa-Niveaus berechnet. Während positiver IODs sind Negativanomalien über dem zentralen südlichen Indik und positive über dem südlichen Afrika erkennbar.

Strittig ist weiterhin, ob sich diese Dipolmuster im Indischen Ozean als eine Reaktion auf Änderungen im Pazifik im Zusammenhang mit El Niños ergeben oder ob es sich dabei um einen eigenständigen Modus handelt, wie Yamagata et al. (2003) unterstreichen. Auch Ashok et al. (2003) sehen den IOD als ein eigenständiges Glied eines gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Systems im Indischen Ozean und belegen dies anhand von Korrelationsrechnungen für den Zeitraum 1871 bis 1998. Weiterführende Zeitreihenanalysen zeigen, dass IOD-Ereignisse und El Niños unterschiedliche spektrale Maxima aufweisen. Im Gegensatz dazu stehen die Ergebnisse von Allan et al. (2001), wo jahreszeitenspezifische Kopplungen des IOD mit dem ENSO-System aufgezeigt werden können. Baquero-Bernal et al. (2002) untersuchen die SSTs des Indischen Ozeans auf der Basis von Beobachtungsdaten (1949-1998) und mit Hilfe gekoppelter globaler Klimamodelle. Dabei stellen sie heraus, dass die beobachtete Dipolstruktur der SSTs nur im Kontext von ENSO erklärt werden kann, auch wenn eine ähnliche Struktur - unabhängig von ENSO - durch oberflächennahe Wärmeflussanomalien generiert werden kann. Der SST-Dipol ist daher ein rein atmosphärisch gesteuertes Muster und schließt nicht notwendigerweise eine weitere ozeanische Dynamik mit ein. Die ozeanischen Reaktionen im Indik auf einen El Niño bestehen im Allgemeinen in erhöhten SSTs im gesamten Ozeanbecken. Diese Reaktion ist insbesondere im Nordwinter ausgeprägt, weniger im Nordherbst, der Jahreszeit, in welcher die IOD-Muster am deutlichsten auftreten. Die Reaktion auf pazifische Warmereignisse in den Monaten September bis November zeigt sich dann allerdings in einem Dipolmuster mit kalten Anomalien östlich von 80°E und warmen SSTs westlich davon (Baquero-Bernal et al. 2002). Die Einflüsse des Pazifiks auf den Indik zeigen auch Chowdary und Gnanaseelan (2007) in einer jüngeren Arbeit auf. Für diese SST-Unterschiede im westlichen und östlichen Indischen Ozean lassen sich zirkulationsdynamische Ursachen ansprechen: Südlich

des unmittelbar monsunbeeinflussten Strömungssystems schließt sich der ostwärtsgerichtete Wyrтки Jet³⁹ an. Dieser bildet sich als Äquatorial Jet zweimal im Jahr insbesondere während der Monsunübergangsmonate (Apr., Mai und Sep., Okt.); er ist mit starken ostwärtigen Transporten verbunden und schwankt in seiner Intensität erheblich. Der Jet ist räumlich eng begrenzt (etwa 500 km) und verläuft symmetrisch um den Äquator, am stärksten ist er zwischen 60°E und 90°E. Diese Atmosphäre-Ozean-Kopplungen über den Wyrтки Jet können die Entstehung dieser SST-Unterschiede im Indischen Ozean erklären helfen, denn die Auswirkung der Winde liegt in der Verlagerung warmen Oberflächenwassers nach Osten bei gleichzeitigen Änderungen des Meeresspiegels und der maximalen Tiefe der Durchmischungsschicht (Rao 1989, zitiert in Schott & McCreary 2001, S. 18). Ein Dipolmuster der SSTs bildet sich jedoch vornehmlich dann aus, wenn sich der Wyrтки Jet abschwächt und die Thermokline im östlichen Indik erniedrigt, im westlichen Indik dagegen ansteigt. Vor der Küste Sumatras kommt es dann zu einem Wassermassenauftrieb.

Die Einflüsse der SSTs im Indischen Ozean auf den Niederschlag im südlichen zentralen Afrika zeigen Behera und Yamagata (2001) mit einfachen Korrelationsrechnungen für die Jahre 1979 bis 1998. Positive Werte mit dem Kern maximaler Korrelationen im Bereich des Maskarenenhochs und negative Werte mit dem gesamten äquatorialen und östlichen Indischen Ozean lassen sich aufzeigen. Die IOD-Einflüsse beziehen sich nicht nur auf Afrika, sondern auch den Mittelmeerraum, Australien und Brasilien (Saji & Yamagata 2003). Camberlin et al. (2001) verdeutlichen Kopplungen der ostafrikanische Niederschläge mit SSTs im westlichen Indik. Saji und Yamagata (2003) zeigen globale Niederschlags- und Temperaturtelekonnektionsmuster im Zusammenhang mit dem IOD auf. Für die Jahre 1958 bis 1999 werden korrelations- und regressionsanalytisch Zusammenhänge bestimmt. Dabei lassen sich anomal hohe Lufttemperaturen und Niederschläge über den Gebieten westlich des Indischen Ozeans darstellen. Hohe Korrelationen sind auch mit Südafrika vorhanden: Positive IOD-Ereignisse sind gekoppelt an hohe Lufttemperaturen und reduzierte Niederschläge. Während dieser Zeit zeigt die Troposphäre eine Walker-Zellenanomalie über dem Äquator und eine starke Modifizierung der monsunalen Westwinde. Saji und Yamagata (2003) verdeutlichen anhand von Niederschlagskompositen (für die Monate Oktober bis Dezember) aus ENSO- und IOD-Ereignissen den SST-Einfluss auf Ostafrika. 11 ENSO-unabhängige IOD-Ereignisse zeigen erhöhte Niederschläge im gesamten östlichen Afrika bis etwa 15°S. Auch ENSO-Kompositen zeigen die Niederschläge in Ostafrika auf. Werden allerdings nur die ENSO-Ereignisse berücksichtigt, die in keinem Zusammenhang mit dem IOD stehen, ist kein Einfluss auf den OND-Niederschlag im südlichen oder

³⁹ Wyrтки beschrieb 1973 erstmals diesen Jet.

östlichen Afrika mehr erkennbar. Dagegen sind IODs, ob sie mit ENSO im Zusammenhang stehen oder nicht, immer an Niederschlagsanomalien in (Ost-) Afrika gekoppelt.

Mölg et al. (2006) nutzen ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean Modell, um die klimatische Situation im Indischen Ozean der vergangenen 200 Jahre nachzuvollziehen. Dabei wird ein zonaler Modus im Indischen Ozean (Indian Ocean Zonale Mode, IOZM) bestimmt, welcher bekanntlich die Niederschläge in Ostafrika maßgeblich beeinflusst und als Dipolstruktur der Meeresoberflächentemperatur oben beschrieben wurde. Hohe Niederschläge betreffen dann die kurze Regenzeit in Ostafrika zwischen Oktober und Dezember. In diesem Mechanismus ist eine Ursache dafür zu suchen, dass die Niederschläge in diesen Monaten eine weitaus höhere interannuelle Variabilität aufweisen als in der langen Regenzeit von März bis Mai (Muatai & Ward 2000, zitiert in: Mölg et al. 2006). Die Ergebnisse dieser Modellstudie zeigen, dass DMI-Ereignisse Mitte des 19. Jahrhunderts weitaus häufiger auftraten als im 20. Jahrhundert (15 Ereignisse 1820-1880, 9 im 20. Jahrhundert). Allerdings kann das verringerte Auftreten dieser DMI-Ereignisse nicht unmittelbar an verringerte Niederschläge im Oktober bis Dezember gekoppelt werden. Es sind wohl eher die Extremniederschläge, die weniger häufig auftreten. Die ostafrikanischen Niederschläge der Monate März bis Mai sind dagegen stärker von ENSO-Ereignissen beeinflusst, wie in Kapitel 8.3 näher ausgeführt wird (Indeje et al. 2000).

In Erweiterung zu bisherigen Arbeiten kann in der vorliegenden Studie auf einen deutlich längeren Zeitraum mit Beobachtungsdaten zurückgegriffen werden. Die smodalen PCAs der SST-Daten des Indischen Ozeans in Abbildung 8.2.1 zeigen in der zweiten Jahreshälfte maximale Ladungen einer PC im westlichen und einer anderen im östlichen Ozeanbecken. Dies bestätigt zunächst die aus der Forschungsliteratur bekannten unterschiedlichen Variabilitätsmodi im tropischen Indik. Ausgeprägte Negativphasen des IOD lagen in den 1920er, ab Mitte der 1940er und in den 1960er Jahren. Diese Jahre können mit den Zeitkoeffizienten der sechsten Hauptkomponente für den Oktober gut wiedergegeben werden, wobei positive Werte den negativen IOD darstellen. In Abbildung 8.2.6 ist die Zeitreihe dargestellt, diese korreliert mit $-0,66$ mit den entsprechenden IOD-Werten. Dabei lässt sich klar aufzeigen, dass die IOD-Ereignisse in den letzten Dekaden an Intensität zugenommen haben. Dies ist jedoch kein Widerspruch zu der Arbeit von Mölg et al. (2006), wo eine Häufung solcher zonalen Muster im Indik im 19. Jahrhundert beschrieben wird und relativ zu diesem Zeitraum sind diese Ereignisse im 20. Jahrhundert seltener. Seit Anfang der 1970er Jahre sind diese Dipolmuster in Ausprägung und Häufigkeit auffällig. Dabei konnte in Abbildung 6.30 gezeigt werden,

dass gerade im östlichen äquatorialen Indik der Anstieg der SSTs vergleichsweise gering ist und kaum über dem natürlichen Rauschen liegt, so dass hier offenbar nicht einfach der langfristige Trend widerspiegelt wird.

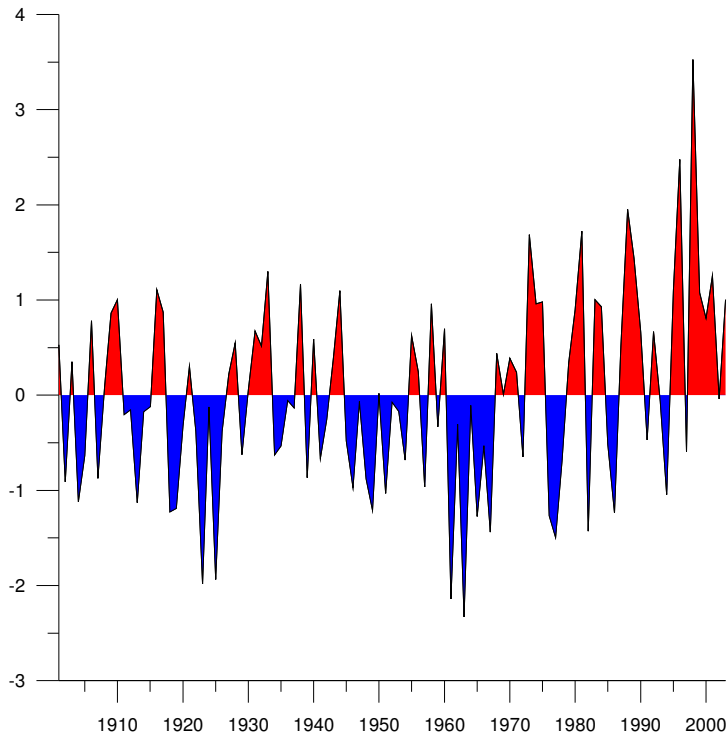


Abb. 8.2.6: Zeitkoeffizienten (standardisierte Scores) der sechsten s-modalen Hauptkomponente der Oktober SST-Daten 1901 bis 2003. Der Ladungsschwerpunkt dieser PC liegt im östlichen tropischen Indik.

Die hohen SST-Niederschlagskorrelationen für Ostafrika in der Hauptregenzeit bezeichnen einen wichtigen Faktor, der die positiven Niederschlagstrends für diesen Raum erklären kann. Die negativen Korrelationen mit Südafrika korrespondieren gut mit den dort (stellenweise vorhandenen) negativen Niederschlagstrends. In Abbildung 8.2.7 ist diese positive Kopplung des IODs mit dem Niederschlag Ostafrikas für den Zeitraum 1901 bis 2003 klar erkennbar, gleichzeitig werden negative Korrelationen südlich von 15°S deutlich; besonders ausgeprägt im November.

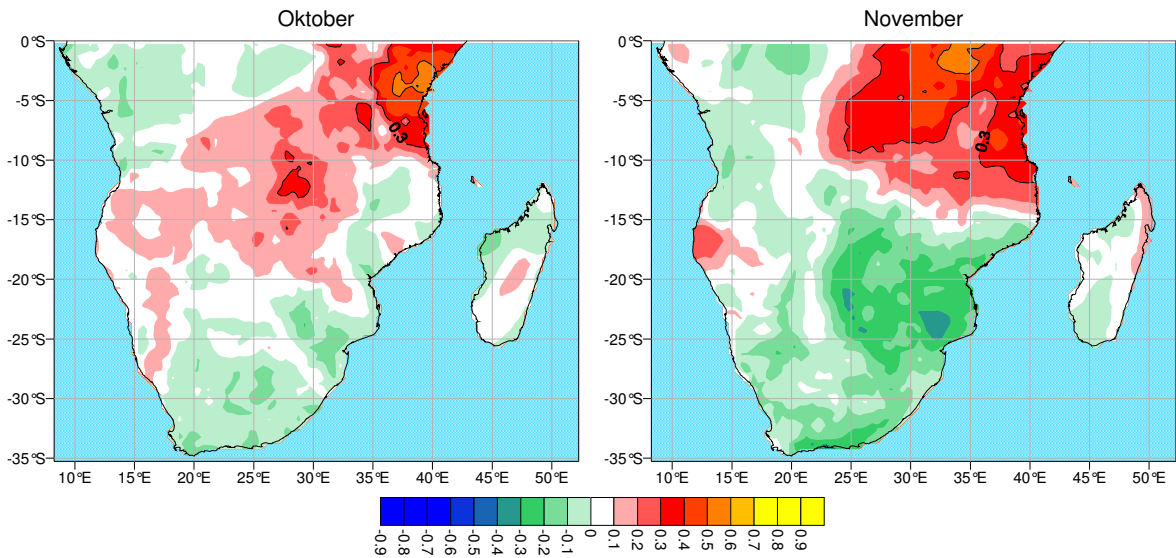


Abb. 8.2.7: Korrelationen des monatlichen Niederschlages für Oktober und November und dem IOD von 1901 bis 2003.

Weiterführende Kanonische Korrelationsanalysen können im ersten kanonischen Musterpaar, von insgesamt sechs berechneten, in Abbildung 8.2.8 die Positivkopplung ostafrikanischer Niederschläge im Oktober mit den Meeresoberflächentemperaturen im nordwestlichen Indischen Ozean bestätigen:

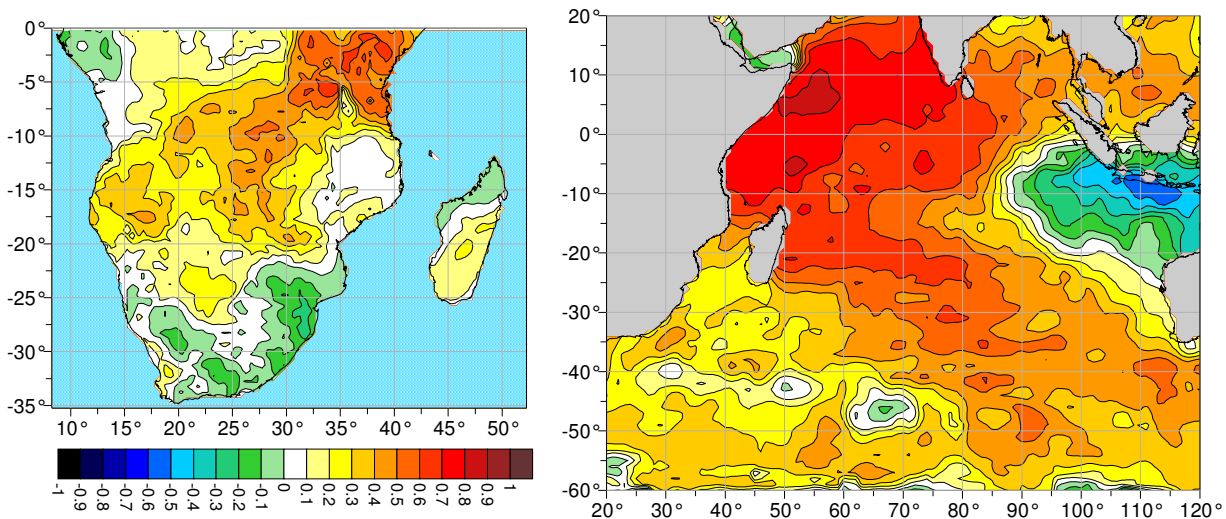


Abb. 8.2.8: Erstes kanonisches Variablenpaar für Niederschlag (linke Abb.) und SSTs (rechte Abb.) für Oktober 1901 bis 2003. Der kanonische Korrelationskoeffizient liegt bei 0,67, der Varianzklärungsanteil bei 16,7% (linke Abb.) bzw. 8,3% (rechte Abb.).

Als weiteres Resultat der CCA zeigt sich bei der Betrachtung der kanonischen Scores, dass das erste gekoppelte Musterpaar insbesondere während der jüngsten Dekaden an Bedeutung gewonnen hat (Abb. 8.2.9). Das zweite Musterpaar (nicht dargestellt) zeigt die Situation eines negativen IOD mit einer Positivkopplung der SSTs des östlichen Indischen Ozeans mit dem Niederschlag im Raum Südafrika.

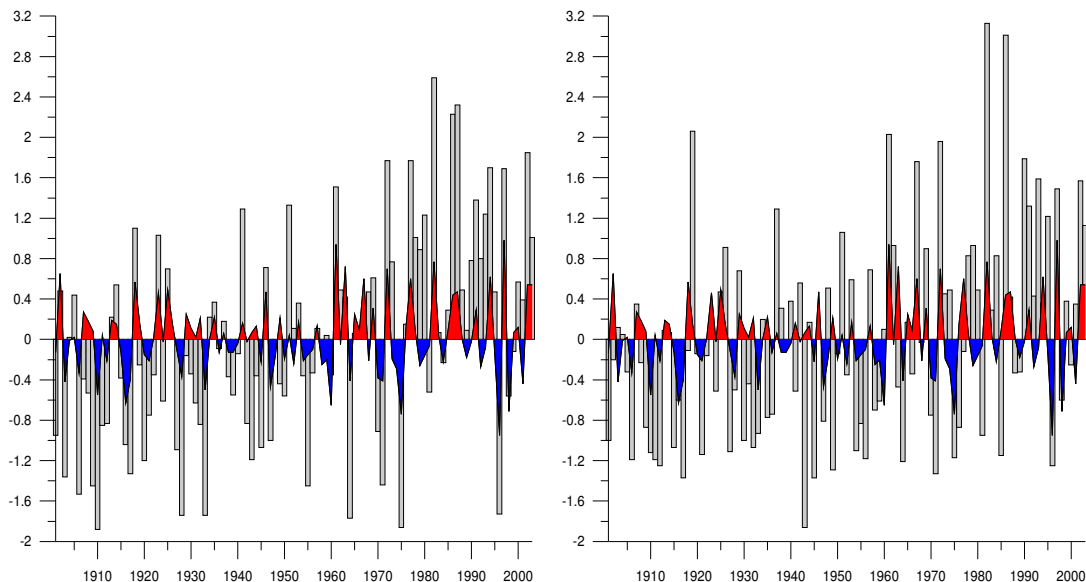


Abb. 8.2.9: Zeitkoeffizienten des ersten gekoppelten Musterpaares aus Abbildung 8.2.8. Die rot (positive Werte) und blau (negative Werte) unterlegte Kurve zeigt den IOD-Index an.

Nicht nur der IOD nimmt unmittelbar Einfluss auf den afrikanischen Niederschlag, sondern auch weitere Meeresregionen. Paeth und Friederichs (2004) können, auf der Basis einer CCA für die Jahreszeit Dezember bis März im zweiten gekoppelten Musterpaar eine starke Positivkopplung der ostafrikanischen Niederschläge mit dem nordwestlichen Indischen Ozean aufzeigen. Allerdings ist in ihrer Studie eine Negativkopplung mit dem Kongobecken erkennbar, die in den hier vorliegenden Ergebnissen nicht zu Tage tritt. Wobei der Untersuchungsraum von Paeth und Friederichs allerdings nur Niederschlagsdaten von Afrika nördlich von 10°S umfasst. Weitere Kopplungen bestehen zwischen dem Sommerniederschlag in Südafrika und den SSTs im südwestlichen Indischen Ozean. Auf die Bedeutung erhöhter SSTs im Bereich des Agulhasstromes hat schon Mason (1995) hingewiesen. Im ersten gekoppelten Dezember-Musterpaar, dargestellt in Abbildung 8.2.10, lässt sich dies verdeutlichen, wobei das Beispiel für den Dezember generell charakteristisch ist für die sommerliche SST-Niederschlagskopplungen. Die Positivkopplungen im Bereich der SSTs erstrecken sich in der vorliegenden Analyse auf ein größeres Gebiet zwischen 30°S und 40°S mit maximalen Korrelationen bei 60°E.

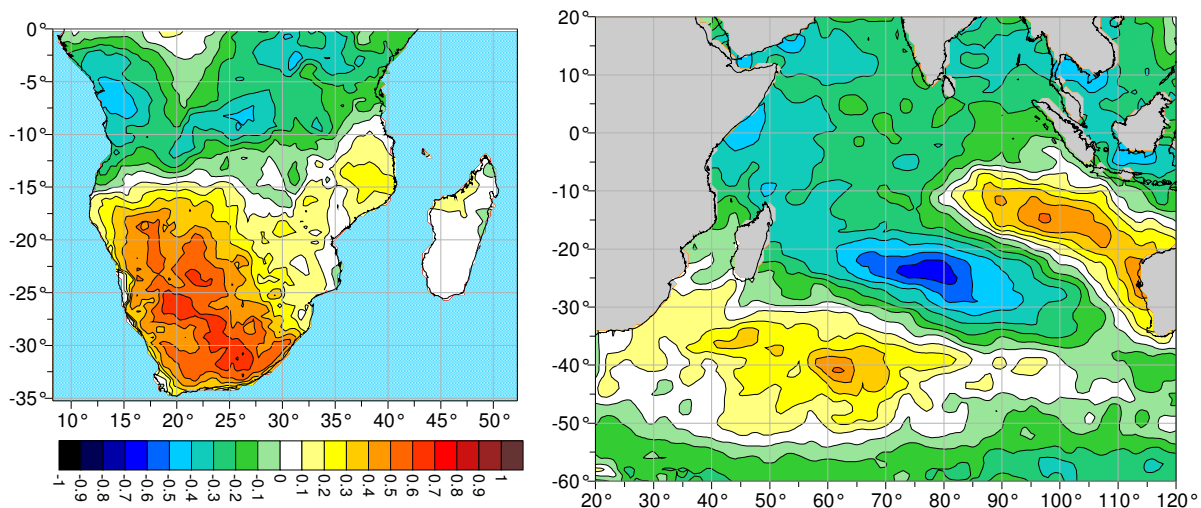


Abb. 8.2.10: Erstes kanonisches Variablenpaar für Niederschlag (linke Abb.) und SSTs (rechte Abb.) für Dezember (1901-2003). Der kanonische Korrelationskoeffizient beträgt 0,49, der Varianzklärungsanteil 12,5% (linke Abb.) bzw. 11,3% (rechte Abb.).

Das erste Musterpaar zeigt im zeitlichen Verlauf (nicht dargestellt) eine markante multidekadische Variabilität. Auffällig sind hohe Werte um 1950 und dann wieder seit Anfang der 1980er Jahre, während das erste Drittel des 20. Jahrhunderts durch geringe bzw. negative Werte bestimmt wird. Im Verlauf der Zeitkoeffizienten kann eine Erklärung zu den Niederschlagstrendmustern aus Kapitel 6 gefunden werden: die zeitliche Entwicklung der Muster verdeutlicht hohe positive Werte zwischen 1950 und 1960, dem Zeitraum, der durch ansteigende Niederschlagstrends im Raum von Südafrika gekennzeichnet ist (vgl. Abb. 6.17, wo allerdings nur Trends für den Zeitraum 1931-1960 dargestellt sind). Langfristig betrachtet zeigen sich allerdings negative Trends, die aus einer schwächeren SST-Niederschlagskopplung in diesem Raum herrühren könnten.

Ein Umbruch in der SST-Niederschlagskopplung (vgl. Landman & Mason 1999b) lässt sich im vierten Februar-Muster und im ersten März-Muster in Abbildung 8.2.12 aufzeigen. Warmwasseranomalien im tropischen westlichen Indik sind an erhöhte Niederschläge in Angola und Ostafrika und verringerte im gesamten Afrika südlich von 15°S gekoppelt (Abb. 8.2.11). Dieser Zusammenhang verliert Mitte der 1970er Jahre stark an Bedeutung, auch eine Positivkopplung der SSTs des südwestlichen Indischen Ozeans mit dem südafrikanischen Niederschlag bricht in diesem Zeitraum abrupt ab. Für den anschließenden Zeitraum werden verstärkt Einflüsse von El Niños diskutiert (vgl. Fauchereau et al. 2003a), die im nächsten Kapitel dargestellt werden.

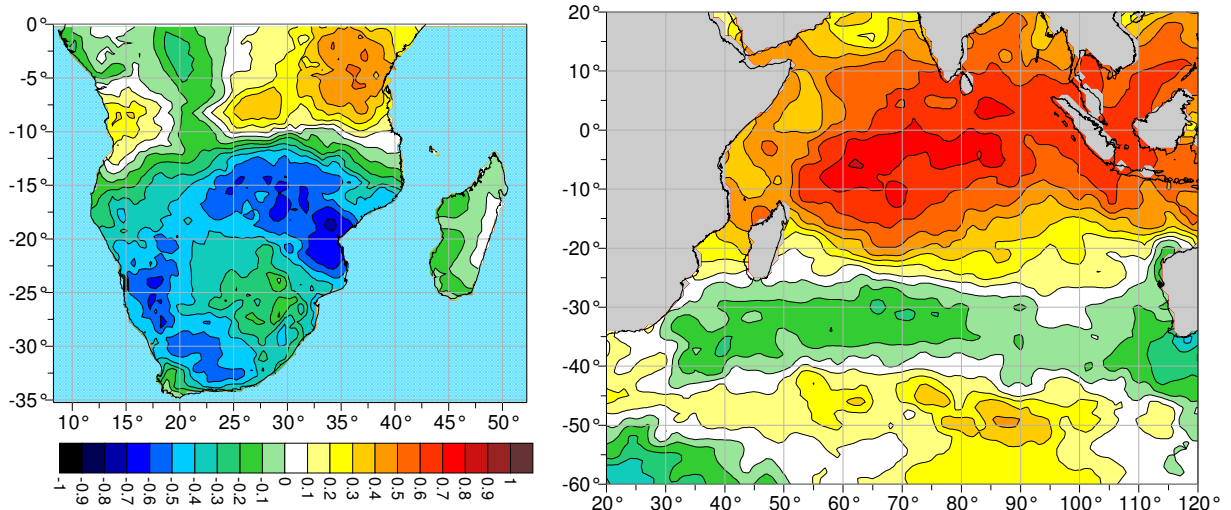


Abb. 8.2.11: Erstes kanonisches Variablenpaar für Niederschlag (linke Abb.) und SSTs (rechte Abb.) für März (1901-2003). Der kanonische Korrelationskoeffizient beträgt 0,67, der Varianzklärungsanteil 17,3% (linke Abb.) bzw. 9,7% (rechte Abb.).

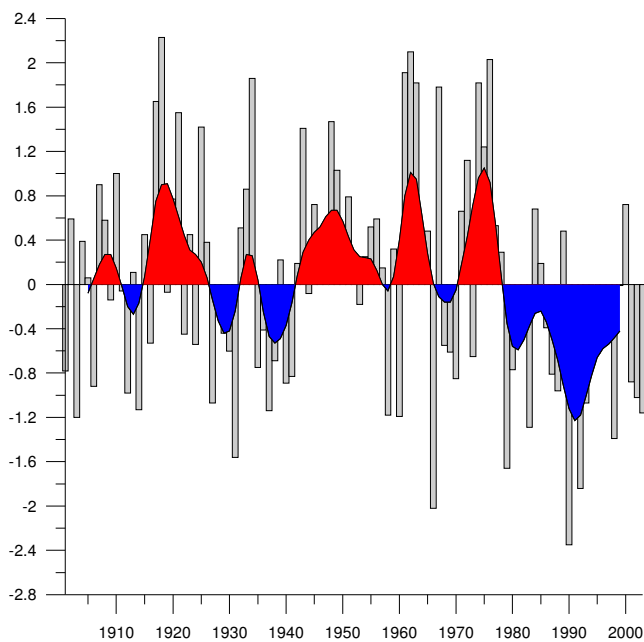


Abb. 8.2.12: Zeitkoeffizienten des ersten kanonischen SST-Musters aus Abb. 8.2.11 für März 1901-2003.

Die gekoppelten Musterpaare für SSTs und Niederschlag, resultierend aus den kanonischen Korrelationsanalysen für den Winter, sind generell weniger aussagekräftig als für die übrigen Jahreszeiten, fällt doch der meiste Niederschlag im Sommer und die Winterregengebiete im Südwesten Afrikas werden stärker durch die Variabilität der Meeresoberflächentemperatur im Atlantischen Ozean beeinflusst (vgl. Kap. 8.2.3).

8.2.2 Pazifischer Ozean

Das global wirkungsmächtigste atmosphärisch-ozeanische Zirkulationsmuster stellt ohne Zweifel das El Niño Southern Oscillation (ENSO) System dar. Globale Auswirkungen von El Niño Ereignissen sind lange bekannt und auch für das südliche Afrika ausführlich dokumentiert. Im Folgenden werden die wichtigsten Gesichtspunkte zusammenfassend dargestellt (vgl. Latif 2003, Sheinbaum 2003, Wang & Picaut 2004, Wang 2005). Eigene Analysen beschränken sich auf zwei Darstellungen zum Zusammenhang von El Niños mit dem Niederschlag im südlichen Afrika. Zusätzlich wird die Pacific Decadal Oscillation betrachtet und mögliche Fernkopplungen mit dem südhemisphärischen Afrika werden diskutiert (Kap. 8.2.2.2).

Der Southern Oscillation Index (SOI) ist als Maß für die Stärke der Luftdruckschwankung zwischen Tahiti (149°W, 17°S) und Darwin (Australien, 131°E, 12°S) eingeführt worden. Eine Beschreibung der zeitlichen Variabilität des SOI findet sich beispielsweise bei Trenberth und Shea (1987). Während eines El Niño Ereignisses hat der SOI einen stark negativen Wert. Entsprechend stehen in Abbildung 8.2.13 negative Werte für El Niño Ereignisse und hohe positive Werte für La Niña Ereignisse. Zwischen 1880 und 1920 war die Südliche Oszillation stark ausgeprägt, Mitte der 1920er Jahre bis etwa 1950 dagegen eher schwach. Mitte 1970er erfolgte ein abrupter Bruch in den SSTs und der winterlichen Zirkulation über dem Nord-Pazifik. Diese jüngere Temperaturzunahme wird von einigen Autoren auf eine Erwärmung im Pazifik seit 1976 zurückgeführt. Dieser Umschwung im globalen Klimasystem, der erstmals bei Quinn und Neal (1984,1985, zitiert in Zhang et al. 1997, S. 1004) erwähnt wurde, manifestiert sich in SST- und SLP-Änderungen im Pazifik. Dies schlägt sich in einem seither dominant negativem SOI und einem stark gehäuften Auftreten von El Niños nieder (Trenberth & Hurrell 1994). Vergleichbare Umstellungen im Klimasystem konnten eben in der SST-Niederschlagskopplung zwischen dem Indischen Ozean und dem südlichen Afrika aufgezeigt werden (vgl. Abb. 8.2.12).

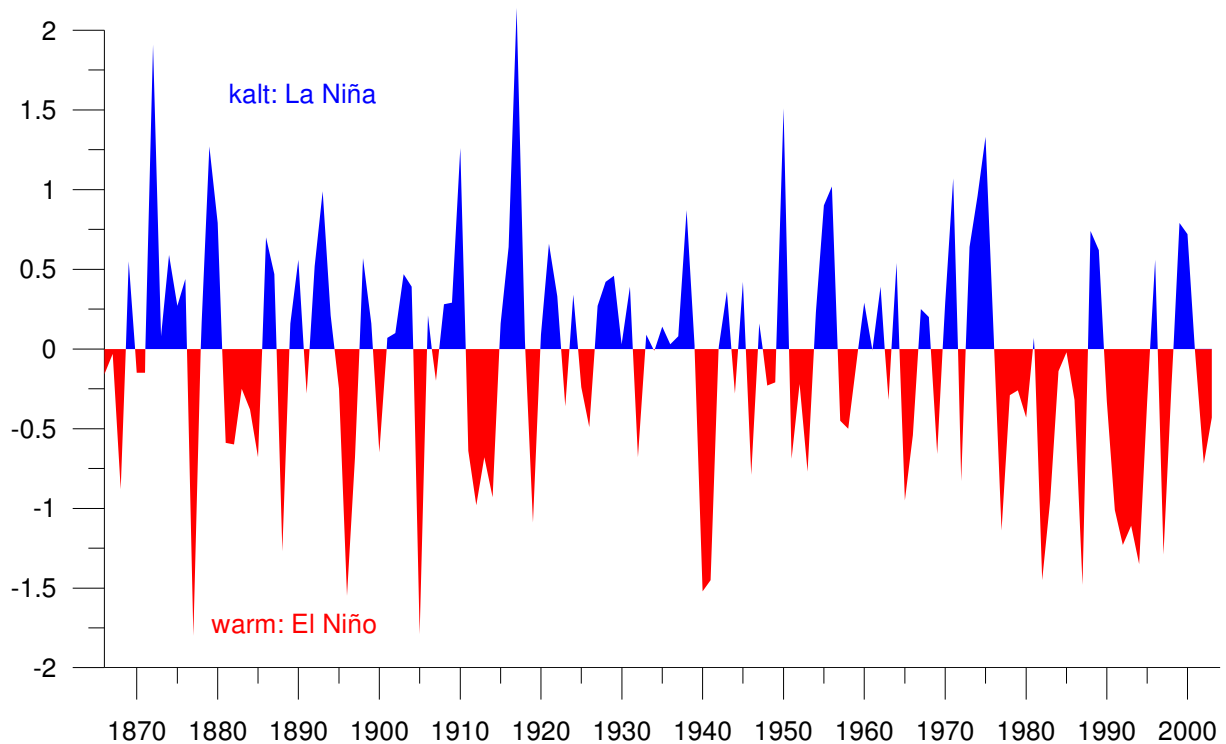


Abb. 8.2.13: Zeitliche Entwicklung des Southern Oscillation Index (SOI). Datenquelle: <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/soi.htm>.

Das heutige Verständnis zur Entstehung von El Niño Ereignissen fundiert im Wesentlichen in den Arbeiten von Bjerknes (1969) und später von Wyrтки (z.B. 1975). Bjerknes unterstreicht die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre, indem er eine Kopplung zwischen dem ozeanischen Teil, dem El Niño und dem atmosphärischen, der Southern Oscillation, aufzeigt. Positive SST-Anomalien fallen dabei mit negativen SOI-Anomalien zusammen (vgl. Abb. 8.2.13, Diaz & Markgraf 2000, Diaz et al. 2001). D.h. El Niños sind an abgeschwächte Passate über dem Pazifik gekoppelt: Ein initiale Temperaturerhöhung im Ostpazifik verringert den zonalen Temperaturgradienten im Pazifik, da normalerweise der Westpazifik deutlich wärmer ist als der Ostpazifik. Daraus resultieren verringerte atmosphärische Druckgradienten, die zu einer Abschwächung der Passate führen. Als Folge dessen verringert sich der windinduzierte Auftrieb kalter Tiefenwässer im Ostpazifik. Damit ist eine positive Rückkopplung eingeleitet, da die veränderten SSTs die Druckgradienten und damit letztlich die Passatströmung weiter abschwächen. An diese atmosphärischen Änderungen sind ozeanische gekoppelt. Wyrтки (1975) beschreibt die El Niño Entstehung auf der Basis wandernder Kelvinwellen⁴⁰, die durch ein

⁴⁰ Dabei handelt es sich nicht um „echten“ Meereswelle, sondern Anomaliefortpflanzungen im Meer, die sich als Anomalien der Thermoklinenlage sowie in geringen Änderungen des Meeresspiegels ausdrücken.

Abschwächen der Passate im Westpazifik induziert werden. Von dort bewegen sie sich ostwärts, bis sie an der Küste den Auftrieb kalter Tiefenwässer abschwächen, wodurch eine Zunahme der Meerestemperaturen eingeleitet wird. Die Kelvinwellen werden an der Küste reflektiert und laufen dann nördlich bzw. südlich des Äquators als langsame Rossbywellen zurück nach Westen. Am westlichen Pazifikrand werden diese Wellen reflektiert und bewegen sich erneut als Kelvinwelle nach Osten, bis an die Küste Südamerikas. Dort bewirken sie nun eine Verstärkung des Auftriebs kalter Tiefenwässer (Wang & Picaut 2004). – Dieser Wellenmechanismus, der sog. "delayed action oscillator", wird erstmals von Suarez und Schopf (1988) vorgestellt. Mit einer gewissen zeitlichen Verzögerung nach einem El Niño erreichen die Kelvinwellen wieder den Ostpazifik, wo sie die SSTs modifizieren, so dass sich die anfänglichen Anomalien abschwächen und schließlich im Vorzeichen umkehren. Damit wird eine Umkehr der Warm- bzw. Kaltphasen eingeleitet. Die Bedeutung der Kelvinwellen liegt in der Kopplung zwischen den Windveränderungen im Westpazifik und den SST-Änderungen im Osten des Ozeans. Instabile Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre führen dann zu einem Anwachsen dieses Signals. Die Phasenumkehr wird also schon während eines Extremzustandes eingeleitet. - Dabei muss berücksichtigt werden, dass die Intensität der ENSO-Ereignisse sehr variabel ist. In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts waren sie relativ schwach, ebenso im Zeitraum 1920 bis 1960, mit Ausnahme des lang andauernden El Niños zwischen 1939 und 1942 und im Zeitraum von 1911 bis 1915. Seit den späten 1960er Jahren ist wieder ein deutlicher Anstieg in der Intensität erkennbar. Seit den späten 1970er Jahren hat sich das ENSO-System zum dominanten Auftreten von El Niños verändert (vgl. Abb. 8.2.13, Allan & D`Arrigo 1999, Allan 2000).

8.2.2.1 ENSO-Einflüsse auf das Klima im südhemisphärischen Afrika

Die klimatischen Einflüsse pazifischer El Niño-Ereignisse auf das südliche Afrika werden in vielen Arbeiten ausführlich beschrieben (z.B. Nicholson 1997, Mason & Jury 1997, Mason & Tyson 2000, Mason 2001, Jury et al. 2002, Reason & Rouault 2002, Jury 2006) und wurden in Kapitel 3 kurz dargestellt. Es wird deutlich, dass Dürren in Südafrika oft im Zusammenhang mit El Niños auftreten. Lindesay und Vogel (1990) untersuchen die Beziehung von ENSO und Dürren in Südafrika für einen frühen Zeitraum; von 20 moderaten bis sehr intensiven Dürren zwischen 1820 und 1900 fallen 11 mit einem durchschnittlichen bis starken El Niño zusammen, weitere sechs mit einem schwachen. Maximale Auswirkungen haben El Niños im Sommer, wenn die tropische Zirkulation den größten Einfluss auf das Klima des südhemisphärischen Afrikas hat und der El Niño eine stabile Reifephase erreicht hat. Zehn regional gemittelte Niederschlagszeitreihen für den Zeitraum 1901 bis 1990

werden von Nicholson und Kim (1997, S. 371, Fig. 23) analysiert. Dazu werden 24-monatige Niederschlagskompositen für El-Niño-Ereignisse gebildet, beginnend jeweils sechs Monate vor Einsetzen der maximalen Erwärmung im Pazifik. Daraus wird ersichtlich, dass, bei großen regionalen und saisonalen Unterschieden, maximale Einflüsse im äquatorialen Afrika und im südöstlichen Afrika auftreten. Kruger (1999) untersucht ENSO-Einflüsse auf den Sommerniederschlag Südafrikas zwischen 1950 und 1997 für acht Niederschlagsregionen in Anlehnung an die Arbeit von Mason (1998) mit einem erheblich erweiterten Datensatz von 510 Niederschlagsstationen. Es kann verdeutlicht werden, dass der spezifische El Niño, respektive La Niña-Impakt auf den Niederschlag dergestalt modifiziert wird, dass in feuchten Perioden der niederschlagshemmende Einfluss von El Niños abgeschwächt wird. Trockene Perioden haben hingegen einen negativen Einfluss auf die niederschlagsfördernden La Niña-Ereignisse, so dass auch während dieser Zeit die Niederschläge gering bleiben. Extremereignisse treten gewöhnlich dann auf, wenn ein El Niño während einer Phase unterdurchschnittlicher Niederschläge eintritt und Überflutungen lassen sich beobachten, wenn ein La Niña in einer feuchten Phase auftritt. Es kann verdeutlicht werden, dass während Phasen mit überdurchschnittlichen Niederschlägen nur ein moderater El Niño Einfluss in Südafrika erkennbar ist, so dass die Niederschläge sogar immer noch überdurchschnittlich bleiben können. In Phasen unterdurchschnittlicher Niederschlagsbildung gibt es während La Niñas sogar einen negativen Effekt auf die verstärkte Niederschlagsbildung, die gewöhnlich im Zusammenhang mit La Niñas steht. Insgesamt sind die Korrelationen im späten Sommer räumlich kohärenter als im frühen. Auch Misra (2003, S. 2411, Fig. 2) kann mit Niederschlagskompositen über pazifische Warm- bzw. Kalt ereignissen die bekannten Muster einer Niederschlagsreduktion im südlichen Afrika während El Niño Phasen und erhöhte Niederschläge während La Niñas aufzeigen.

Eine jüngere Arbeit von Indeje et al. (2000) verdeutlicht die Kopplungen zwischen dem ostafrikanischen Niederschlag und der Südlichen Oszillation. Camberlin et al. (2001) führen die starken Korrelationen des ENSO-Signals mit der Niederschlagsvariabilität während der kurzen Regenzeit Ostafrikas auf die mit der Konvektionstätigkeit im Ostküstenbereich verknüpfte Variabilität der Walker-Zirkulation über dem Indischen Ozean zurück. Gleichzeitig sehen die Autoren schwächere Hinweise auf eine damit verbundene entgegen gesetzte zonale Zirkulations-Zelle zwischen dem Kongo-Becken und Ostafrika.

Eine weitere regionale Studie legen Unganai und Mason (2001) vor. Sie untersuchen die sommerliche Niederschlagsentwicklung und -verteilung in Simbabwe zwischen 1920 und 1996 basierend auf Daten von 60 Klimastationen.

Während warmer ENSO-Ereignisse ist der Niederschlag gegenüber dem Durchschnitt meist reduziert. Mason (2001) unterstreicht eine Niederschlagsabnahme in Südafrika bei gleichzeitigen Zunahmen in Ostafrika. Als wichtigster Mechanismus dafür werden, wie schon in Kapitel 3 knapp erwähnt wurde, Änderungen der Walker-Zirkulation angeführt. Shinoda und Kawamura (1996) beschreiben diese sogar als eine Umkehr der Walker-Zirkulation an der Ostküste Afrikas. Eine weitere Studie, von Reason et al. (2005), ist noch etwas kleinräumiger angelegt. Darin wird auf die sommerliche Niederschlagsvariabilität der Limpoporegion im nördlichen Südafrika (22-25°S, 27-32°E) zwischen 1979 und 2002 fokussiert. Auch dabei müssen zur Erklärung der Niederschlagsvariabilität Fernkopplungen mit dem pazifischen ENSO-System herangezogen werden. So besteht eine robuste inverse Beziehung zwischen den SSTs der Niño3.4-Region⁴¹ und dem Niederschlag der Limpoporegion. Seit 1986 hat sich diese verstärkt. Die stärksten Dürren in diesem Raum traten während der El Niños von 1982/83, 1991/92 und 1997/97 auf, wobei Hochdruckanomalien im östlichen Südafrika die Ausbildung der niederschlagsbildenden TTT-Systeme unterdrückten. Hohe Niederschläge brachten dagegen die La Niña Jahre 1995/96 und 1999/00. Ebenso war es in den Jahren 1980/81, als allerdings kein markantes La Niña-Ereignis ausgebildet war, überdurchschnittlich feucht (Reason et al. 2005). Mulenga et al. (2003) untersuchen die ENSO-unabhängige Ausbildung von sommerlichen Dürren im nordöstlichen Südafrika auf der Basis von drei Einzelfallstudien der Jahre 1951/52, 1967/68 und 1981/82. Gemeinsam ist den nicht-ENSO-induzierten Dürren ein atmosphärischer Einfluss aus den mittleren Breiten, insbesondere eine verstärkte Zufuhr kalter und trockener Luftmassen aus dem Süden. Weiterhin sind bei diesen Dürreereignissen kaum Änderungen der SSTs in den umgebenden Ozeanen zu erkennen. Insgesamt sind die nicht-ENSO-induzierten Dürren in ihrem Habitus wesentlich variabler und daher entsprechend schwieriger zu prognostizieren als jene, welche mit pazifischen El Niños im Zusammenhang stehen.

Fernkopplungen des Sommerniederschlages in Südafrika, Namibia und Simbabwe untersucht Jury (1996). Hochtroposphärischen Zonalwindanomalien, im Zusammenhang von ENSO-Ereignissen über dem äquatorialen Atlantik, beeinflussen die Anordnung westlicher Wellen vor der Südwestküste des südlichen Afrikas und damit die Niederschlagsmenge. Ein weiterer atmosphärischer Signaltransport erfolgt über die stehende Welle der Südhemisphäre. Eine äquatorwärtige Verlagerung der Westwinde im frühen und polwärtige Verlagerung im späten Sommer und ein Abschwächen der Wellenamplitude erfolgt während El Niños

⁴¹ Der Niño3.4-Index bezieht sich auf einen Wert der Meeresoberflächentemperatur, gemittelt über die Region von 5°S bis 5°N und von 120°W bis 170°W.

(Lindesay 1988). Die Westwinde über dem südlichen Afrika bringen erheblich weniger Feuchte als die Luftmassen aus dem Indischen Ozean und sind daher generell charakteristisch für trockene Perioden in diesem Raum (Mason & Tyson 2000).

Diese atmosphärischen Reaktionen auf einen El Niño erfolgen vermittelt über veränderte SSTs im tropischen Indischen Ozean (Nicholson 1997, Nicholson & Kim 1997, Rocha & Simmonds 1997a,b). Denn neben der atmosphärischen Höhenströmung berücksichtigt Jury (1996) auch die SST-Variabilität. So kann er im Januar SST-Niederschlagskorrelationen von -0,6 eines südafrikanischen Gebietsindex mit den SSTs im Bereich des nördlich-zentralen Indischen Ozeans aufzeigen. Diese Muster sieht er als eine Reaktion der SSTs auf ENSO-Ereignisse an. Die Korrelationen mit den SSTs des Atlantiks sind wesentlich niedriger und räumlich enger begrenzt. Der tropische Indische Ozean erwärmt sich etwa drei Monate nach auf einen El Niño (Nicholson 1997). Der erhöhte Wärmefluss labilisiert die Atmosphäre und schwächt die Druckgradienten zum Kontinent hin ab. Dies resultiert in einem Abschwächen des östlichen Feuchteflusses auf den Kontinent und führt zu einer verstärkten Konvektion über dem Ozean (Mason 1995, Rocha & Simmonds 1997a). Einige Arbeiten von Nicholson (z.B. Nicholson et al. 1997, 2000, 2001a,b, 2003) thematisieren ENSO-Einflüssen auf den Niederschlag in Afrika. In ihrer Arbeit von 1997 glaubt Nicholson auf der Basis von Kompositenanalysen, dass sich der ENSO-Einfluss (im Zeitraum 1948 bis 1988) auf den Niederschlag über die SSTs im tropischen Atlantik und Indischen Ozean vermittelt verfolgen lässt. Der Signaltransport erfolgt also nicht primär über die Atmosphäre, vielmehr über veränderte SSTs. Auch Jury (2006) fokussiert in seiner Untersuchung zu El Niños zwischen 1950 und 1999 auf Änderungen im Atlantischen Ozean. Denn der Transport des ENSO-Signals in das südhemisphärische Afrika kann auch über den Atlantik erfolgen (Tyson 1986, S. 182ff., Fig. 9.4, 9.5, ausführlich dazu: Philipp 2004, Kap. 3). Die ENSO-Fernkopplung mit dem Niederschlag im südhemisphärischen Afrika lässt sich über weitere Mechanismen begründen. Eine ablandige Verschiebung des aufsteigenden Astes der lokalen Walkerzirkulation wird generell als Ursache für die ENSO-bedingte Trockenheit im südlichen Afrika angesehen (vgl. Kap. 3, Reason & Rouault 2002). Dadurch wird nicht nur die winterliche tropische Konvergenzzone abgeschwächt, sie kann gleichzeitig nicht mehr so weit nach Süden vordringen. Ein abgeschwächtes Maskarenenhoch mit einer daraus folgenden reduzierten Passatströmung und eine Südverlagerung der Passate führen schließlich zu einem reduzierten Feuchtetransport nach Südafrika (vgl. Tyson 1986, Jury 1996). Das Zentrum maximaler Konvektion und maximalen Niederschlages verlagert über den Ozean, denn die hohen SSTs in den tropischen Ozeanen verlagern die Konvektion weg vom afrikanischen Kontinent auf das Meer (Reason et al. 2000). Während einer

SOI Niedrigphase erfolgt somit eine Verlagerung der Wolkenbänder in den Bereich des Indischen Ozeans. Camberlin et al. (2001) führen die Niederschlagsdefizite auf eine Ostverlagerung des Mittelbreitenhöhentrogs über Südafrika im Zuge eines El Niño zurück. Dagegen schreibt Philipp zu den Ergebnissen seiner Analysen (2004, S. 359): „Das Erklärungsmodell einer Verursachung der ENSO-abhängigen Niederschlagsanomalien über den Signaltransportweg ausgeprägter SST-Anomalien im Indischen Ozean kann [...] nicht bestätigt 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.“ Neben diesen troposphärischen Kopplungen zeigen Jury et al. (1994) den Einfluss des ENSO-Systems auf das südliche Afrika im Zusammenhang mit der stratosphärischen Quasi Biennial Oscillation (QBO). Dabei stellen sie einen Zusammenhang von ENSO, QBO und Niederschlag in Madagaskar heraus (vgl. Kap. 9.1.3.3).

Insgesamt könnte die Anzahl der Studien zu ENSO-Einflüssen auf den Niederschlag in Südafrika dazu verleiten, diese Einflüsse zu überschätzen, erklären sie doch nur etwa 20% (bis 25%) der Niederschlagsvariabilität (Lindesay 1988, zitiert in: Mason 2001, S. 336, Tyson & Preston-Whyte 2000, S. 234). Weiter muss berücksichtigt werden, dass nicht jedes ENSO-Ereignis entsprechenden Dürren zur Folge hat. So hatte beispielsweise der sehr starke El Niño von 1997/98 keine Dürre im südlichen Afrika zur Folge, da der Indische Ozean die pazifischen Signale modifizierte (Landman & Mason 1999b, Mason 2001). Dube und Jury (2003) untersuchen die Dürre von 1992/93 in KwaZulu-Natal, einem Sommerregengebiet an der Ostküste Südafrikas. Diese Dürre trat unabhängig von einem El Niño oder QBO-Einflüssen auf; im Gegenteil, die SSTs im zentralen Indischen Ozean lagen unter dem Durchschnittswert und die pazifischen SSTs hatten nach dem 1991/92 El Niño wieder ihre durchschnittlichen Werte erreicht. Erst südlich von 20°S traten überdurchschnittlich hohe SSTs auf. Die Lufttemperaturen lagen während des Sommers 1992/93 lokal bei über 2°C über dem Mittel. Dagegen sehen Rouault und Richard (2003) diese Dürre im Zusammenhang mit einem vorhergehenden El Niño.

Tsonis et al. (2005) unterstreichen, dass bei global zunehmenden Temperaturen die Häufigkeit von El Niños zu, die von La Niñas hingegen abnimmt. Daran gekoppelt sind die jeweils globalen Auswirkungen, der negative Niederschlagstrend in weiten Teilen des südlichen Afrikas muss daher als eine Konsequenz häufigerer El Niños angesehen werden und es ist sehr wahrscheinlich, dass sich unter Bedingungen des anthropogen verstärkten Treibhauseffektes, dieser Trend fortsetzt. Denn schon seit 1970 können Richard et al. (2000) auf der Basis von numerischen Modell-

experimenten und statistischen Korrelationsanalysen eine leichte Zunahme in der Bedeutung der ENSO-Telekonnektion in Südafrika ausmachen. Ein Niederschlagsindex für den zentralen südlichen Teil des Untersuchungsraumes korreliert mit dem SOI im Zeitraum 1946-1994 mit $r = 0,3$. Der geringe Wert erklärt sich daraus, dass der nördliche Teil der Region vor 1970 negativ und später positiv mit dem SOI korreliert. - Zukünftige ENSO-Telekonnektionsmuster untersuchen Camberlin et al. (2004) mit Hilfe gekoppelter Atmosphäre-Ozean-Modelle. Für die von ihnen ausgewiesene Region südöstliches Afrika (25° - 40° E, 30° - 20° S) scheint sich die ENSO-Niederschlagskorrelation im Verlaufe der nächsten 100 Jahre zu verstärken (basierend auf dem SRES B2 Emissionsszenario), dagegen wird für Ostafrika eine Abschwächung simuliert. Diese Tendenz für das südliche Afrika stellen Richard et al. (2001) auch auf der Basis von beobachtungsgestützten Niederschlagsdaten heraus. Sie stellen eine Abnahme in der Anzahl der TTT-Systeme fest, die für einen Großteil des Niederschlages verantwortlich sind.

In der vorliegenden Studie kann der ENSO-Einfluss auf die Klimaänderungen im südlichen Afrika nur knapp abgehandelt werden, zum einen liegen hierzu schon umfassende Studien vor (s.o.), die klimatischen Auswirkungen sind weitgehend bekannt und allenfalls im Signaltransport sind noch einige Aspekte unklar. Allerdings sind eigenständige Studien dazu im Umfang und Anspruch nur in einer eigenständigen Arbeit auf der Basis anderer Datensätze zu leisten. Die vielfach beschriebenen Niederschlagskopplungen mit dem SOI zeigen sich bereits in einfachen Korrelationsrechnungen. Ostafrika korrelierte negativ mit dem SOI, die Sommerregengebiete des südlichen Afrikas positiv. Das bedeutet in Ostafrika erhöhte Niederschläge während eines ENSO-Ereignisses und gegenüber dem Durchschnitt verringerte Niederschläge weiter im Süden.

Eine zeitliche Betrachtung der SOI-Niederschlagskorrelationen erhellt, dass diese im Betrachtungszeitraum von 1961 bis 1990 maximal sind und, zumindest in Südafrika, auch hochsignifikant sind. Dies lässt sich der Darstellung in Abbildung 8.2.14 entnehmen. Zwischen 1974 und 2003 zeigt sich gegenüber jeder Periode keine Änderung im Korrelationsmuster. In den ersten drei Dekaden seit 1901 sind diese Kopplungen sogar komplett verschwunden. Für die Periode 1931 bis 1960 ergibt sich kein konsistentes Bild. Diese hohe räumliche und zeitliche Variabilität der SOI-Niederschlagskorrelationen verdeutlichen auch Richard et al. (2000), denn die Höhe der Korrelationskoeffizienten schwankt zwischen den einzelnen Monaten erheblich. Die maximale Höhe der Korrelationskoeffizienten bestätigt die oben zitierte Angabe von Lindesay (1988), dass statistisch nur bis zu 25% der Niederschlagsvariabilität über ENSO zu erklären sind.

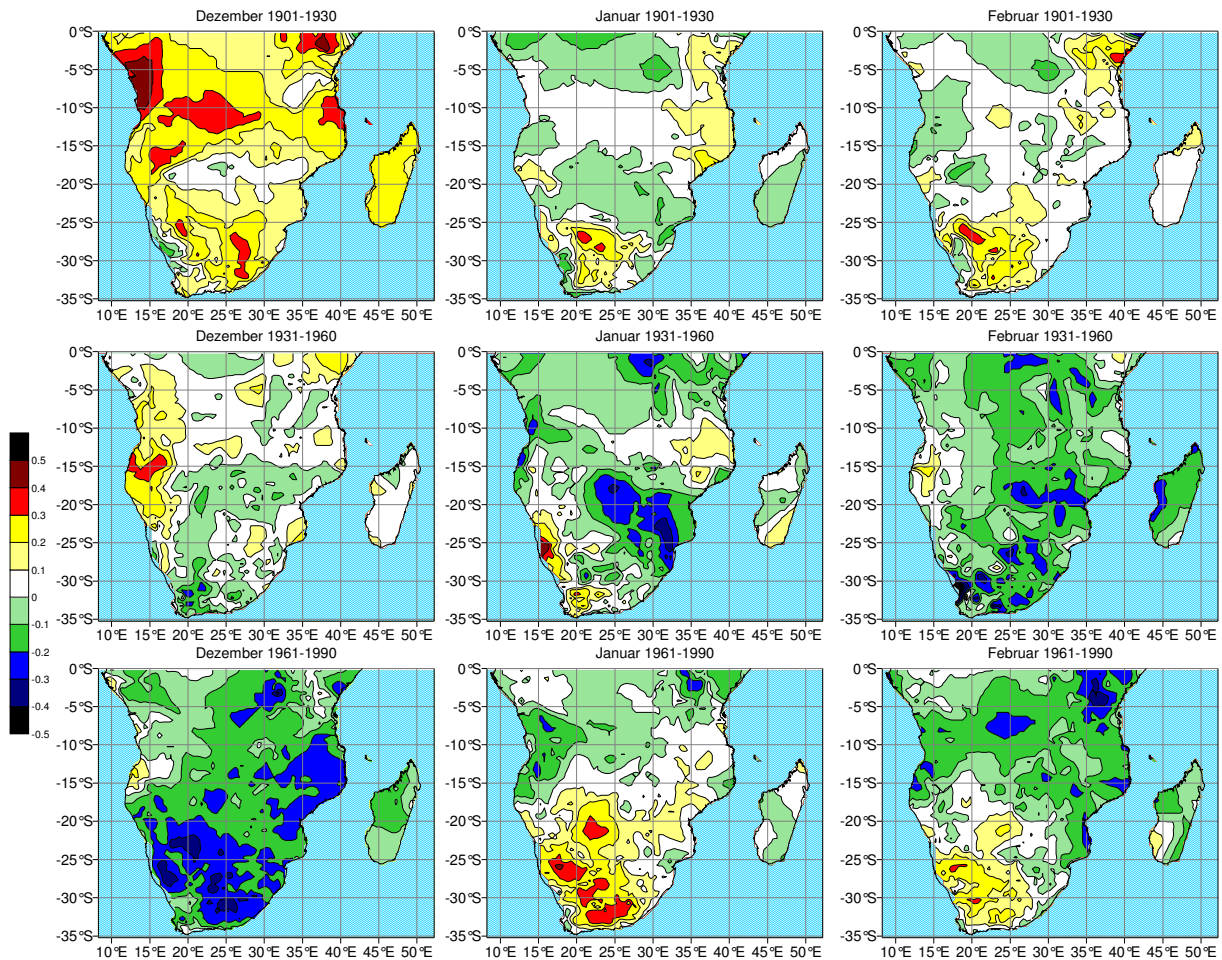


Abb. 8.2.14: Lineare Pearson-Korrelationen des SOI mit dem Niederschlag für die Monate Dezember, Januar und Februar für die Zeiträume 1901-1930 (obere Abb.), 1931-1960 (mittlere Abb.) und 1961-1990 (untere Abb.).

Ergänzend zu diesen, in ihrer inhaltlichen Aussagekraft sehr eingeschränkten Korrelationskarten wurden Kompositen gebildet, denn die Instationarität in der Kopplung zwischen ENSO und dem Niederschlag lässt dabei verdeutlichen: Für den Sommer wurden für die jeweils in den Trendanalysen schon beschriebenen 30-jährigen Perioden Niederschlagskompositen für El Niño Jahre und La Niña Jahre zusammengestellt (Abb. 8.2.25). Die Definition von El Niños und La Niñas orientiert sich dabei an dem SOI, wobei 0,5 als Schwellenwert zur Kompositenbildung herangezogen wurde (Abb. 8.2.13). Die Differenz beider Kompositen zeigt für den Zeitraum 1974 bis 2003 das vielfach beschriebene Muster erhöhter Niederschläge im ostafrikanischen Raum und verringerte im südlicheren.

Allerdings kann eine deutliche interannuelle Variabilität herausgestellt werden, insbesondere im südlichen Tansania und in Madagaskar sind die ENSO-Einflüsse auf den Niederschlag sehr variabel. Auffällig sind auch erhöhte Sommer-

niederschläge im Zusammenhang mit El Niños in Samibia während der Jahre 1931 bis 1960, die im Februar dann in der jüngsten 30-jährigen Untersuchungsperiode in Niederschlagsrückgänge umschlagen. Darin könnte sich der verstärkte ENSO-Einfluss auf den südafrikanischen Niederschlag widerspiegeln.

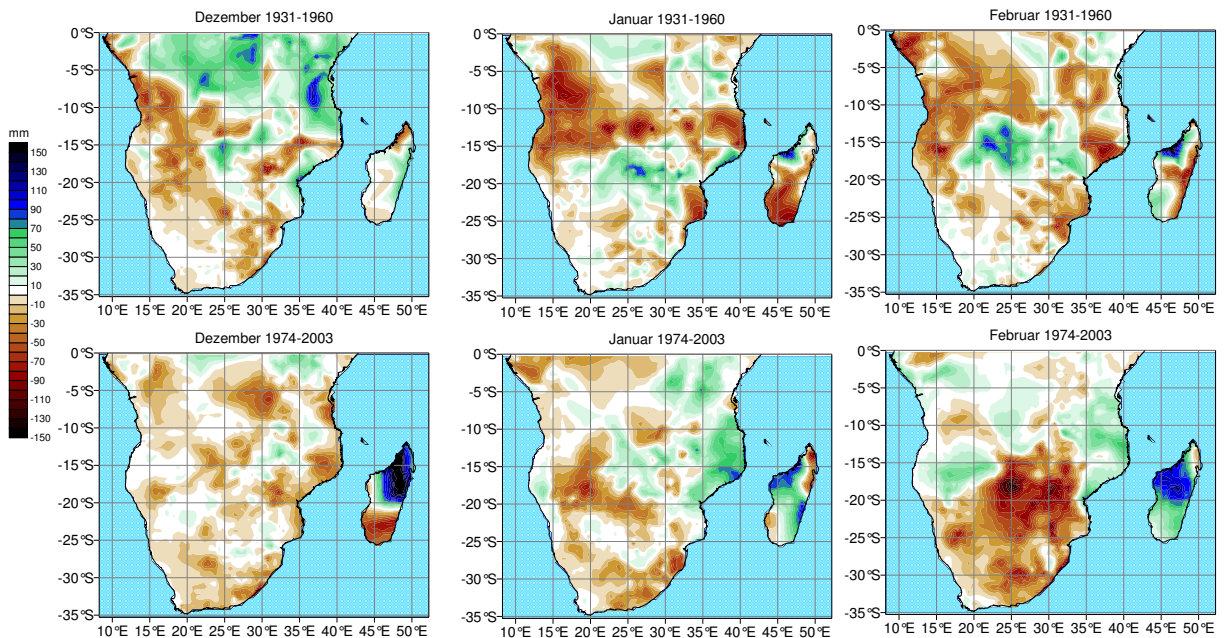


Abb. 8.2.15: Differenz aus Niederschlagskompositen der Sommermonate für El Niño und La Niña Jahre (siehe Text) für die Zeiträume 1931-1960 (obere Abb.) und 1974-2003 (untere Abb.).

8.2.2.2 Die Pacific Decadal Oscillation

Die Pacific Decadal Oscillation (PDO) bezeichnet eine großräumige relativ abrupte Änderung der Meeresoberflächentemperatur im Pazifik auf einer dekadischen Zeitskala (Mantua & Hare 2002). Ein solcher Wechsel von kalten zu warmen Phasen fand 1925, 1947 und 1977 statt. Während einer positiven Phase sind der tropische Pazifik und der Ostpazifik warm, der Westpazifik zusammen mit den Polarregionen hingegen kalt. Die negative Periode bezeichnet eine einfache Umkehr dieser Verhältnisse. Der zeitliche Verlauf der PDO wird generell als standardisierte Zeitkoeffizienten der führenden Hauptkomponente monatlicher SST-Anomalien im Nordpazifik (nördlich von 20°N) dargestellt (vgl. Abb. 8.2.16).

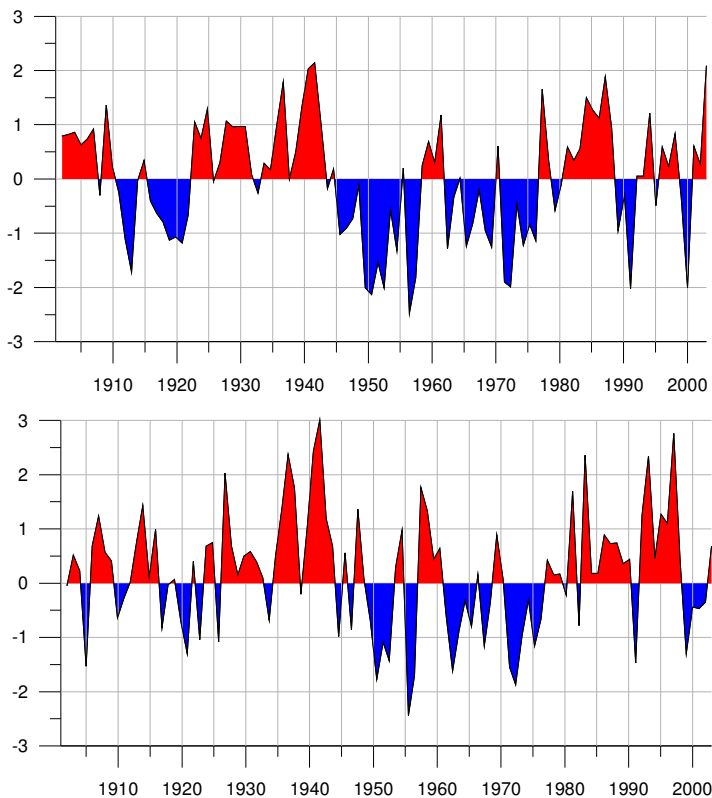


Abb. 8.2.16 PDO-Index, dargestellt als standardisierte Zeitkoeffizienten der führenden PC monatlicher SST-Anomalien im Nordpazifik (nördlich von 20°N) für Januar (obere Abb.) und Juni (untere Abb.) (Datenquelle: <http://jisao.washington.edu/pdo/PDO.latest>; Okt. 2007).

Während klimatische Auswirkungen der PDO auf die Nordhemisphäre bekannt sind, ist die Südhemisphäre diesbezüglich relativ wenig untersucht. Klimatische Auswirkungen während einer positiven Phase zeigen sich in Südostasien mit erheblichen Dürren, gleichzeitig sind El Niños stärker ausgeprägt als während negativer Phasen. Reason und Rouault (2002) untersuchen Kopplungen des Pazifiks mit dem Sommer- und Winterniederschlag Südafrikas, ohne explizit die PDO zu thematisieren. Dabei stellen sie heraus, dass eine Warm- (Kalt-) phase der interdekadischen SST-Variabilität im Pazifik und Indik mit verringerten (zunehmenden) Niederschlägen in Südafrika verbunden ist. Der bodennahe Luftdruck zeigt dabei großräumig eine Positivanomalie, die sich von Australien über den Indischen Ozean bis Afrika erstreckt. Über dem Pazifik hingegen herrschen Negativanomalien vor. Dies entspricht einem typischen Muster, das bei unterdurchschnittlichen Niederschlägen in Südafrika vorherrscht, da es offenbar eine Verlagerung des absteigenden Astes der lokalen Walker-Zelle nach Osten unterstützt (vgl. Reason & Mulenga 1999).

Die vorliegenden Untersuchungen zum Einfluss der PDO auf das Klima im südhemisphärischen Afrika beschränken sich auf einfache Zusammenhangsanalysen.

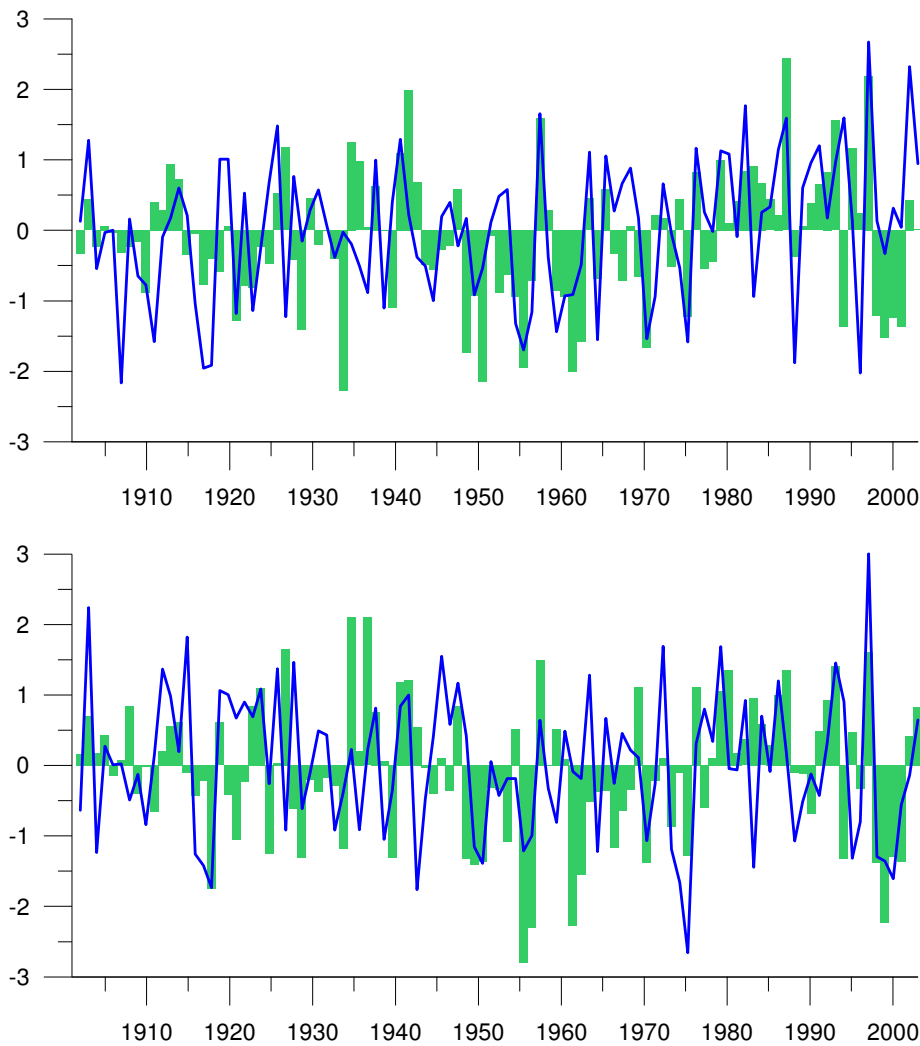


Abb. 8.2.17: Standardisierte Scores der s-modalen varimax-rotierten Hauptkomponenten für den Monat September (1.PC obere Abb.) und Oktober (2.PC untere Abb.) dargestellt in der blauen Kurve. Die grünen Balken zeigen der Verlauf des PDO-Index.

Es kann gezeigt werden, dass die Korrelationen des PDO-Index mit den Luftdruckzeitreihen relativ hoch ausfallen. Für September und Oktober liegen sie für die erste PC bei 0,43 bzw. 0,41 für die zweite PC im Oktober, jeweils basierend auf den Zeitkoeffizienten der in Kapitel 7.2 vorgestellten Analysen. Diese PCs beschreiben das Aktionszentrum im nordöstlichen Indischen Ozean mit einem Varianzklärungsanteil von knapp über 17%. Dabei zeigt sich im zeitlichen Verlauf, dass die Korrelationen angestiegen sind; so lagen sie für den Oktober zwischen 1901 und 1930 bei 0,25 (1931-1960, $r=0,48$, 1961-1990, $r=0,33$) und zwischen 1974 und 2003 bei 0,58.

Mit einem Einfluss der PDO auf die Passate im Indischen Ozean ist eine Kopplung mit dem Niederschlag im südlichen Afrika gegeben. Korrelationsrechnungen zeigen

in Abbildung 8.2.18 Zusammenhänge der PDO mit dem Niederschlag mit maximalen signifikanten Korrelationskoeffizienten von 0,40 September und 0,41 im Oktober (Si=95%). Dies widerspricht den Resultaten von Reason und Rouault (2002), die eine Negativkopplung von Niederschlag und pazifischen SSTs ausmachen.

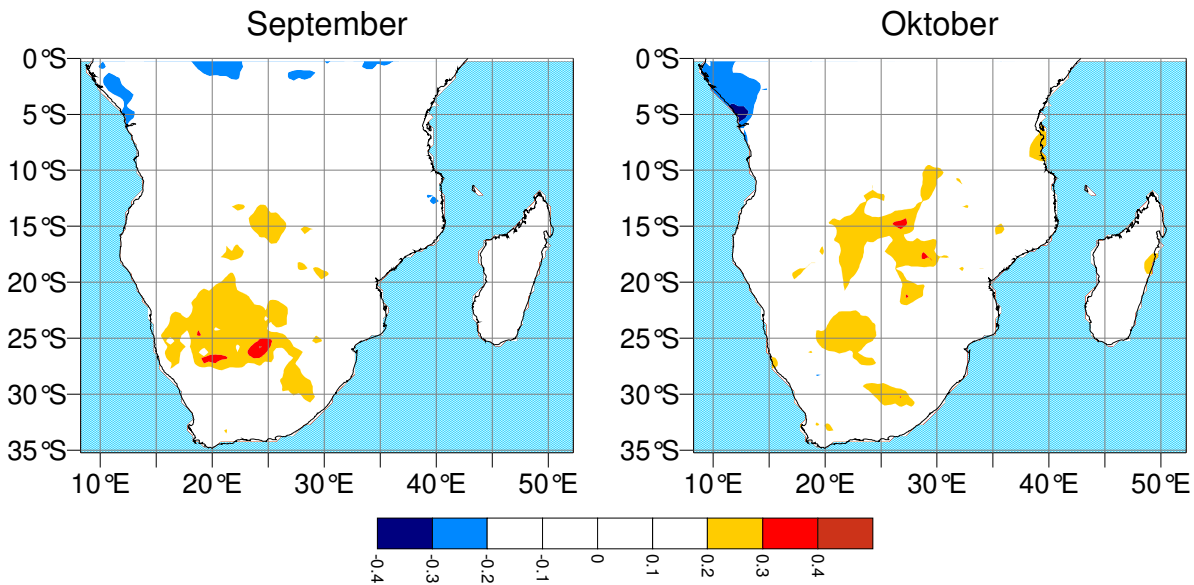


Abb. 8.2.18: Korrelationen zwischen dem PDO-Index und dem September (linke Abb.) bzw. Oktober (rechte Abb.) Niederschlag zwischen 1901 und 2003.

Der Einfluss der PDO auf den Niederschlag ist insgesamt zu gering, als dass er sich in den Ergebnissen der CCAs wiederfinden lassen könnte. Allenfalls im zweiten gekoppelten Musterpaar für den September korrelieren die Zeitkoeffizienten mit dem PDO-Index mit -0,4 (nicht dargestellt). Dabei sind jedoch nur sehr geringe Kopplungen mit dem Niederschlag im südlichen Afrika erkennbar.

8.2.3 Atlantischer Ozean

Bei einer globalen Betrachtung ist der südliche Atlantische Ozean einzigartig, da dies das einzige ozeanische Becken ist, das Wärmeenergie nach Norden über den Äquator transportiert. Dies unterstreicht die Bedeutung des südlichen Atlantiks für das globale Klimasystem. Einen Überblick über das ozeanische Strömungssystem im südlichen Atlantik liefern Stramma und England (1999). Die Meeresoberflächentemperaturen zeigen einen ganzjährigen Ost-West-Gradienten im südlichen Atlantik vom kalten Benguelastrom bis zum warmen Brasilstrom. Bezüglich der SSTs kann ein starker jahreszeitlicher Wechsel aufgezeigt werden, der auf die Verlagerung der

ITCZ zurückgeführt werden kann. Die jährliche Temperaturamplitude am Äquator beträgt 2°C bis 4°C. Die ITCZ-Verlagerung bewirkt einen meridionalen Temperaturgradienten, der sich in vergleichbarer Form im Pazifik nicht finden lässt. Die oberflächennahe Ozeanzirkulation wird dominiert von einem windgesteuerten antizyklonalen subtropischen Wirbel, der sich im Zusammenwirken des Benguelastromes im Südosten, der südlichsten Ausläufer des Südäquatorialstromes, des Brasilstromes und des Südatlantikstromes manifestiert. Die Südgrenze dieses Systems wird über die südatlantische subtropische Front bzw. Konvergenz definiert. Südlich dieser Konvergenzzone schließt sich im Westen der Malvinas- bzw. Falklandstrom an, der mit dem warmen Brasilstrom konvergiert, an der südöstlichen Flanke des Ozeanbeckens trifft der warme Agulhasstrom auf den Benguelastrom.

8.2.3.1 Tropischer Atlantischer Dipol und Atlantik (El) Niños

Da die direkten klimatischen Auswirkungen von SST-Änderungen im tropischen Atlantik weniger das südliche Afrika betreffen, wird der tropische Atlantik hier nur kurz charakterisiert. Die Hauptmuster der SST-Variabilität im tropischen und südlichen Atlantik werden für unterschiedliche zeitliche Dimensionen von Venegas et al. (1997, 1998), Tourre et al. (1999), Vauclair und du Penhoat (2001), Enfield und Mestas-Nuñez et al. (2001), Sterl und Hazeleger (2003), Palastanga et al. (2002), Robertson et al. (2002) und vielen anderen aufgezeigt. Dabei kann immer wieder ein Dipolmuster mit einer ausgeprägten interdekadischen Variabilität in einer Nord-Süd-Orientierung im tropischen Atlantik identifiziert werden (vgl. Servain 1991, Enfield et al. 1999). Dieses Muster wird in den angeführten Studien ausführlich als (tropischer) Atlantischer Dipol diskutiert. Sein positiver Modus ist durch überdurchschnittlich hohe SSTs im nördlichen tropischen Atlantik und niedrigere SSTs im südlichen tropischen Atlantik charakterisiert (Servain 1991). Ein positiver Indexwert, die sog. Warmphase, ist verbunden mit einem Abschwächen der Nordostpassate und negativen SLP-Anomalien über dem nördlichen tropischen Atlantik, dagegen sind im südlichen Bereich negative SST-Anomalien gekoppelt an intensivierete Südostpassate und positiven SLP-Anomalien. Dieser SST-Index steht im Zusammenhang mit dem Niederschlag im südlichen Afrika, denn Jury und Mélice (2000) zeigen eine Kopplung des tropischen Atlantikdipols mit dem Niederschlag in Durban, südöstliches Südafrika, auf. Für den Zeitraum 1964 bis 1998 ähnelt der Dipol Index nach Servain (1991) dem Verlauf der Änderungen im Jahresniederschlag von Durban.

Die interannuelle Variabilität im tropischen Atlantik wird von Vauclair und du Penhoat (2001) mit EOF-Analysen für SST-Daten von 1979 bis 1999 untersucht. Das erste Muster (22% Varianzerklärungsanteil) charakterisiert den meridionalen Nord-

Süd-Kontrast mit maximalen Werten im Bereich der Auftriebswässer. Das zweite Muster (17,5%) repräsentiert die Erwärmung im gesamten Ozeanbecken (maximale Werte vor der Küste Mauretaniens) als Trendmuster. Diese Muster konnten auch in der Studie von Servain (1991) aufgezeigt werden.

Diese Aktionszentren des tropischen Atlantiks werden auch als voneinander unabhängige Zentren angesehen, denn ein tropischer Atlantischer Dipol wird von einigen Autoren in seiner physischen Existenz hinterfragt (Mestas-Nuñez & Enfield 1999, Dommenges & Latif 2002, 2003). Einen weiteren Diskussionspunkt bildet die Frage, ob die Variabilitätsmodi im nördlichen und südlichen tropischen Atlantik aneinander gekoppelt sind (Sterl & Hazeleger 2003) oder voneinander unabhängig sind (Mestas-Nuñez & Enfield 1999, Dommenges & Latif 2000). Daher werden von Palastanga et al. (2002) EOF-Analysen für den Raum von 30°N bis 30°S berechnet, sowohl rotierte als auch unrotierte EOF-Analysen zeigen auf der führenden Hauptkomponente ein Dipolmuster über den Äquator hinweg. Der Dipol ist auf einer dekadischen Zeitskala als physikalisch real anzusprechen, nicht jedoch auf einer intraannuellen bis interannuellen Skala. Abschließend konstatieren Palastanga et al. (2002, S. 15): "The tropical Atlantic dipole does not appear to be a physical pattern of the SST variability at interannual time scales".

Mélice und Servain (2003) können aufzeigen, dass zu den SSTs im südlichen tropischen Atlantik statistisch Fernkopplungen mit der Meereisgrenze im Ross Gebiet der Antarktis bei 170°W und dem SOI bestehen. Allerdings können sie auf Grund des relativ kurzen Untersuchungszeitraumes von 1964 bis 1998 keinen schlüssigen Mechanismus im Signaltransport aufzeigen. Sie analysieren dabei die SST-Variabilität im tropischen Atlantik und zeigen einen SST-Gradienten für den nördlichen (28°N–5°N) und den südlichen tropischen Atlantik (5°N–20°S). Die Grenze bei 5°N entspricht der mittleren Lage des thermischen Äquators bzw. der ITCZ. Andreoli und Kayano (2003) untersuchen Dipolmuster der Meeresoberflächentemperatur im tropischen Atlantik für den Zeitraum 1856-1991 auf der Basis der räumlich 5°x5° aufgelösten Kaplan-SST-Anomalien. Die Daten werden mit einem Filter belegt, um zunächst die dekadische Variabilität zu unterdrücken, dadurch verkürzt sich dann der Untersuchungszeitraum auf Januar 1871 bis Dezember 1976. Eine EOF-Analyse kann drei Hauptvariabilitätsmodi herausarbeiten: ein inter-hemisphärisches Dipolmuster, das für die dekadische Variabilität im Atlantik eine hervorgehobene Bedeutung hat und 34,4% der SST-Varianz erklärt und ein Zonalmuster auf der zweiten EOF, das immer noch 24,3% der gesamten SST-Varianz erklärt. Eine in der zeitlichen Dimension erweiterte EOF-Analyse verdeutlicht, wie sich aus dem zonalen Muster das inter-hemisphärische entwickelt und umgekehrt. Auch nach Bigg et al. (2003) lassen sich im Atlantik zwei unter-

schiedliche interne Variabilitätsmuster unterscheiden: Zum einen ein Dipol mit entgegen gesetzten SST- und SLP-Anomalien beiderseits des Äquators und ein äquatoriales Muster mit SST-Anomalien im östlichen äquatorialen Atlantik, das sich als ein dem pazifischen El Niño vergleichbares Phänomen beschreiben lässt (Latif et al. 1996, Latif & Groetzner 2000). - Wang (2002) kann für den Zeitraum 1950 bis 1999 11 signifikante Warmwasserereignisse ausmachen, in denen SST-Anomalien von 0,7°C über mindestens einen Monat beobachtet wurden. Hier lassen sich maximale SST-Anomalien im östlichen äquatorialen Atlantik aufzeigen, die als "Atlantic equatorial mode" bzw. "Atlantik Niño" bezeichnet werden und in der zweiten Jahreshälfte maximale Werte erreichen. Ruiz-Barradas et al. (2000) präsentieren eine Untersuchung zur Entwicklung Atlantischer Niño Ereignisse mit Hilfe einer Kombination ozeanischer und atmosphärischer Reanalyse-Daten für den Zeitraum 1958 bis 1993. Dabei stellt sich heraus, dass während eines Warmereignisses der Warmwasserüberschuss entweder aus dem nordwestlichen oder südwestlichen Becken kommt, als Reaktion auf eine Abschwächung der Passatwinde. Auch hier zeigt sich wieder eine Kopplung von Atmosphäre und Ozean, denn durch die erhöhten SSTs erfolgt auch eine südliche Verlagerung des Gebietes maximaler Konvektion.

Insgesamt ist die unterschiedlichen Interpretationen der Dipolmuster das Resultat verschiedener Datengrundlagen, Filtertechniken, Methoden und unterschiedlich großer Gebietsausschnitte. Doch nicht nur im tropischen Atlantik, auch im südlichen Atlantik lassen sich Dipolmuster aufzeigen. Die Variabilität des südlichen Atlantiks während der letzten Dekaden wird in den Arbeiten von Venegas et al. (1997) sowie von Sterl und Hazeleger (2003) diskutiert. Sterl und Hazeleger (2003) untersuchen Kopplungen von SST und SLP mit Hilfe von SVD-Analysen für den Zeitraum 1949 bis 2000. Sie zeigen in ihrer ersten SST-EOF ein Muster mit maximalen Werten entlang der Küste Südafrikas und von dort an das nordöstliche Brasilien. Hier zeigt sich ein 5-jähriger spektraler Peak. Vergleichbare Muster lassen sich in der Studie von Venegas et al. (1997) finden. Das dominante Bild der südatlantischen SST-Variabilität wird durch ein Dipolmuster charakterisiert mit Zentren im nordöstlichen und südwestlichen Teil des Ozeanbeckens, verbunden mit einer SLP-Anomalie im zentralen südlichen Atlantik, die ein Abschwächen bzw. Verstärken der subtropischen Antizyklone bedeutet. Ein weiteres dominantes Zentrum der SST-Variabilität liegt im zentralen südlichen Atlantik.

Die Variabilität Meeresoberflächentemperatur im atlantischen Ozean verdeutlichen die s-modalen varimax-rotierten Hauptkomponentenanalysen auf der Basis der HadISST-Daten: Insgesamt schlägt sich in den einzelmonatlichen Analysen die Dominanz jeweils eines Variationszentrums im nördlichen und im südöstlichen

tropischen Atlantik in allen Monaten nieder. Die Variationszentren werden während fast aller Monate von den ersten beiden Hauptkomponenten eingenommen. Es wird erkennbar, dass die Variationszentren über alle Monate hinweg in einer ähnlichen Position lokalisiert sind, allerdings sind sie, in Abhängigkeit von der jeweiligen Anzahl der extrahierten Hauptkomponenten, teilweise auf unterschiedlichen Hauptkomponenten repräsentiert. Dieses Muster wird in der Literatur ausführlich als (tropischer) Atlantischer Dipol diskutiert, wie eben dargelegt wurde.

Die in der Forschung diskutierten räumlichen Verteilungsmuster der SST-Variabilität lassen sich generell gut reproduzieren. So zeigen die vorliegenden Analysen mit Ausnahme des Dezembers für jeden Monat die erste Hauptkomponente im Bereich des Atlantischen Niños. Der Varianzerklärungsanteil liegt zwischen knapp 14% und über 21%. Damit wird die hohe Bedeutung des östlichen tropischen Atlantik für die SST-Variabilität des gesamten Ozeanbeckens unterstrichen. Der Verlauf der Zeitkoeffizienten der ersten Hauptkomponente verdeutlicht einen ansteigenden Trend bzw. einen Umschwung zu nahezu durchgehend positiven Werten in den jüngsten 20 Jahren des Untersuchungszeitraumes.

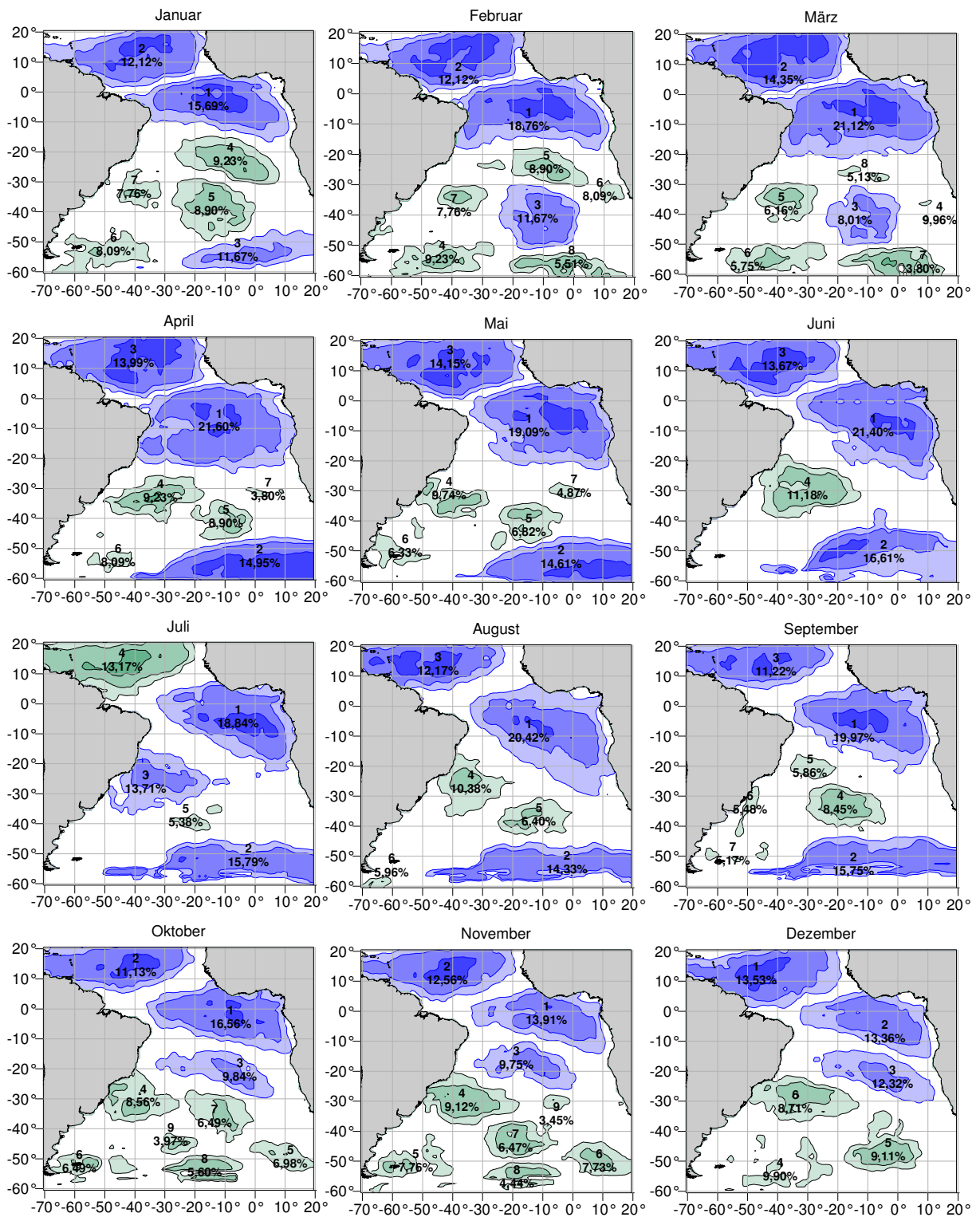


Abb. 8.2.19: Regionen der Meeresoberflächentemperatur, resultierend aus einer s-modalen SST-Hauptkomponentenanalyse, ausgedrückt in Ladungen $\geq 0,7$ (die blauen Isolinien bezeichnen die Werte 0,7 und 0,8 bzw. (sofern vorhanden) als innerste Linie 0,9) für die Monate Januar (links oben) bis Dezember (rechts unten). Die ersten drei PCs sind jeweils blau unterlegt, die folgenden grün. Die Nummer der Hauptkomponente mit dem jeweiligen Varianzklärungsanteil ist im Kern der einzelnen Variationszentren angegeben.

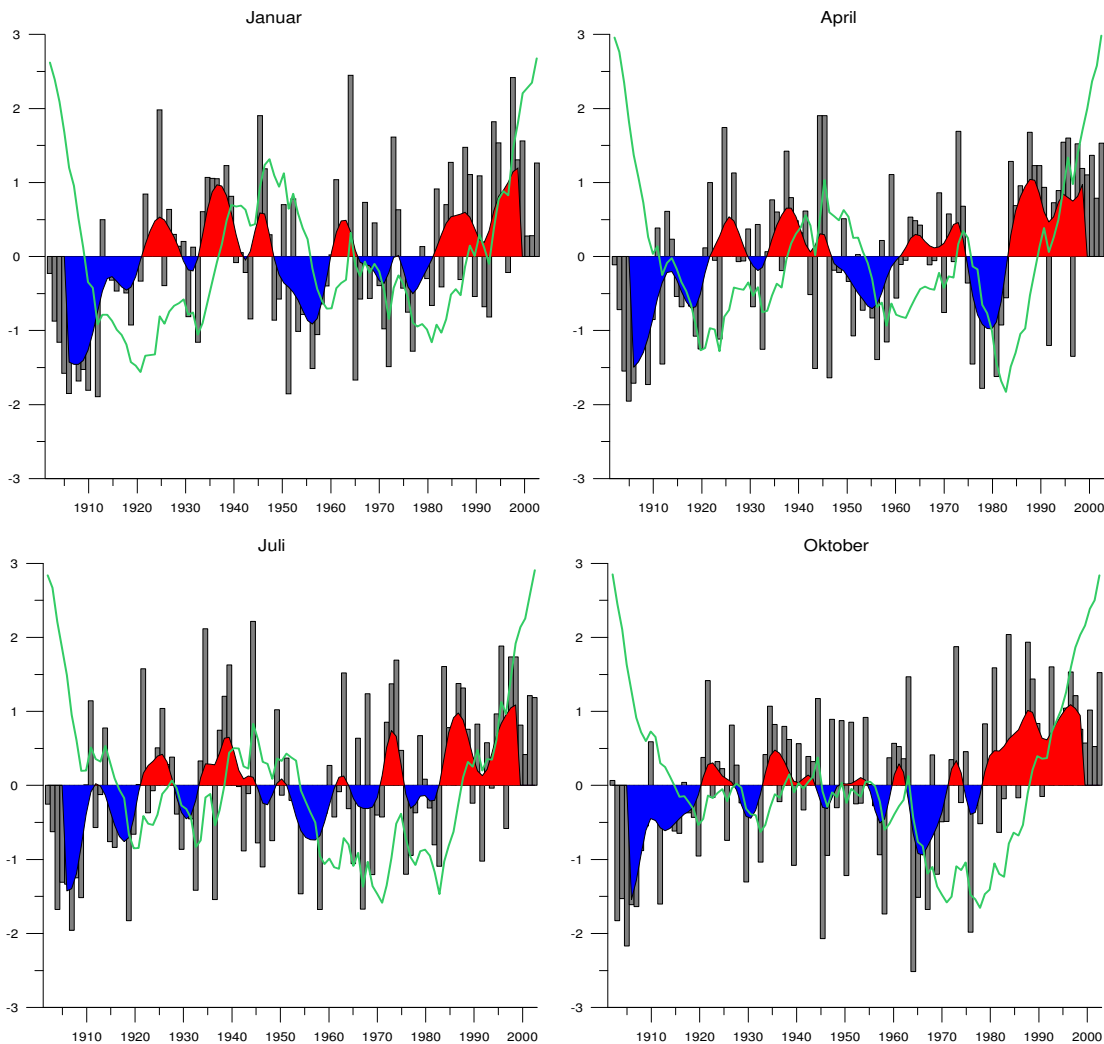


Abb. 8.2.20: Standardisierte Scores der ersten s-modalen Hauptkomponente für die Monate Januar, April, Juli und Oktober. Zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) in rot im positiven und in blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.

Die Zeitkoeffizienten der ersten Hauptkomponenten illustrieren die Dominanz dieses Modus seit etwa 1980. Darin spiegelt sich natürlich auch der allgemeine SST-Anstieg wider, der im östlichen tropischen Atlantik besonders ausgeprägt ist (vgl. Abb. 6.26). Im Winter gewinnt ein Muster mit maximalen Ladungen im südlichen Atlantischen Ozean bei 55°S an Bedeutung. Dies spiegelt die jahreszeitliche Verlagerung der subpolaren Tiefdruckfurche wider und ist gleichzeitig ein Gebiet sehr starker Erwärmung. Die Zeitkoeffizienten mit einem ganz offensichtlichen Bruch in der Zeitreihe um 1943 sind dabei als Ausdruck der Datenprobleme zu sehen (vgl. Abb. 8.2.21).

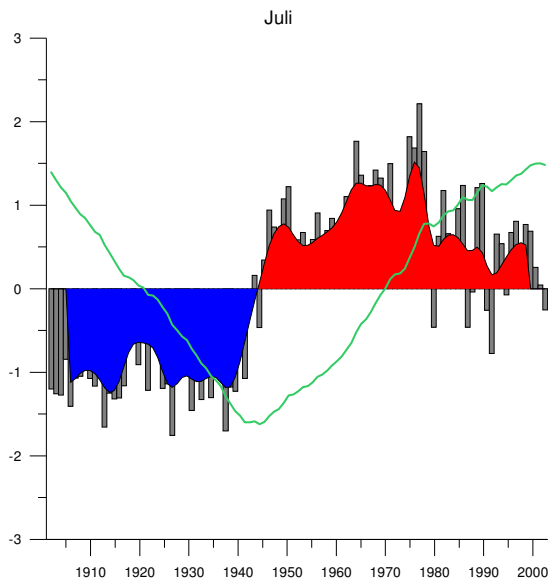


Abb. 8.2.21: Standardisierte Scores der zweiten s-modalen Hauptkomponente für den Juli 1901-2003. Zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.

8.2.3.2 Die Atlantic Multidecadal Oscillation

Die Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) ist eine multidekadische Oszillation im nordhemisphärischen Atlantik. Enfield et al. (2001) definieren die AMO als räumlich gemittelter Wert der Meeresoberflächentemperaturen im Atlantik nördlich des Äquators. Auf einer dekadischen Zeitskala wechseln lang andauernde positive mit negativen Phasen. In der positiven Phase ist der Nordatlantik wärmer, in der negativen Phase kälter als im langjährigen Durchschnitt. Bislang sind die klimatischen Auswirkungen der AMO nur unzureichend untersucht. Einflüsse auf den indischen Sommerniederschlag, den sommerlichen Niederschlag im Sahel und die Hurrikanaktivität im Atlantik stellen Zhang und Delworth (2006) vor. Sutton und Hodson (2005) zeigen Differenzen von Warm- und Kaltphase bezogen auf verschiedene Klimaelemente für den Nordsommer. Der Untersuchungsraum endet dabei allerdings bei 10°N. Erkennbar sind aber die verringerten Sahelniederschläge, während sie im westlichen Afrika südlich des Äquators leicht erhöht sind. Knight et al. (2006) stellen weitere klimatische Auswirkungen der AMO vor. Die Basis ihrer Untersuchung bildet das HadCM3-Klimamodell mit einer Simulation über 1400 Jahre. Die AMO lässt sich dabei als ein interner Parameter der Klimavariabilität darstellen. Die Kopplungen mit dem Niederschlag im nordöstlichen Brasilien, der Sahelzone, der Hurrikanaktivität im Atlantik sowie dem sommerlichen Klima in Nordamerika und Europa lassen sich dabei ähnlich wie aus beobachtungsgestützten Studien darstellen.

Auch wenn sich der Untersuchungsraum der vorliegenden Studie nur bis 20°N erstreckt, kann die erste s-modale Hauptkomponente (hier am Beispiel Dezember)

sehr deutlich als AMO-Muster angesprochen werden. Es werden dabei die Kaltphasen von 1901 bis 1925 und von 1970 bis 1990 sehr deutlich als negative Werte der Zeitkoeffizienten erkennbar. Die AMO erklärt an der einzelmonatlichen Gesamtvarianz generell über 10% und gehört damit zu den wichtigsten Variabilitätsmodi bezüglich der Meeresoberflächentemperatur. Für Dezember liegt der Anteil bei 13,5%. Die Wendepunkte zwischen negativer und positiver Phase liegen bei dieser Zeitreihe zwischen den Jahre 1929/1930, 1970/1971 und zwischen 1994 und 1995.

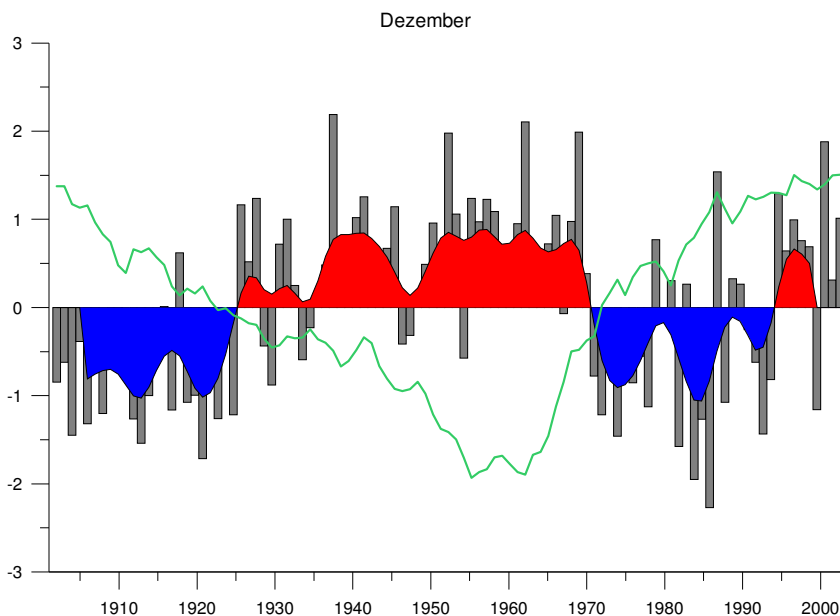


Abb. 8.2.22: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Scores) der ersten varimax-rotierten, s-modalen SST-Hauptkomponente für Dezember 1901-2003. Zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) in rot im positiven und in blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.

Korrelationsrechnungen der AMO, definiert als Scores der s-modalen PCA, mit dem Dezemberrückenschlag zeigen in Abbildung 8.2.23 ein klares räumliches Muster: negative Kopplungen im äquatorialen Raum, positive für Tansania und allgemein das Gebiet zwischen 5°S und 12°S, südlich schließt sich ein Raum mit negativen Korrelationskoeffizienten an. In Südafrika herrschen dann wieder positive Kopplungen vor. Die AMO ist damit an die Niederschlagsrückgänge in Westafrika gekoppelt. Bei der Lufttemperatur sticht der Raum nördlich von 10°S und westlich von 25°E mit signifikanten ($S_i=95\%$) negativen Korrelationen hervor. Positive dominieren entlang der Küste Namibias und Südafrikas.

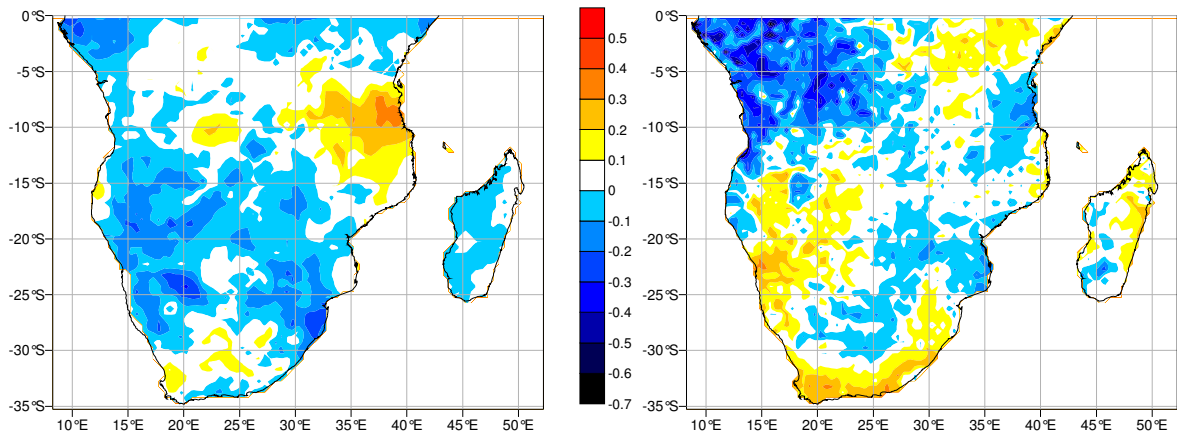


Abb. 8.2.23: Korrelationen der Dezember-AMO (definiert als Scores der s-modalen PCA) mit dem Niederschlag (linke Abb.) und der Lufttemperatur (rechte Abb.) zwischen 1901 und 2003.

Ergebnisse der Kanonischen Korrelationsanalyse der SST-Daten für den Atlantik und den Niederschlag verdeutlichen eine ausgeprägte Positivkopplung des südöstlichen Atlantiks mit dem südwestlichen Südafrika im ersten Musterpaar. Zwar ist der kanonische Korrelationskoeffizient mit 0,52 relativ gering und auch die Varianzklärungsanteile liegen nur bei 12,5% für die SSTs, doch lassen die Zeitkoeffizienten in ihrem Verlauf sehr deutlich das AMO-Muster erkennen (Abb. 8.2.24).

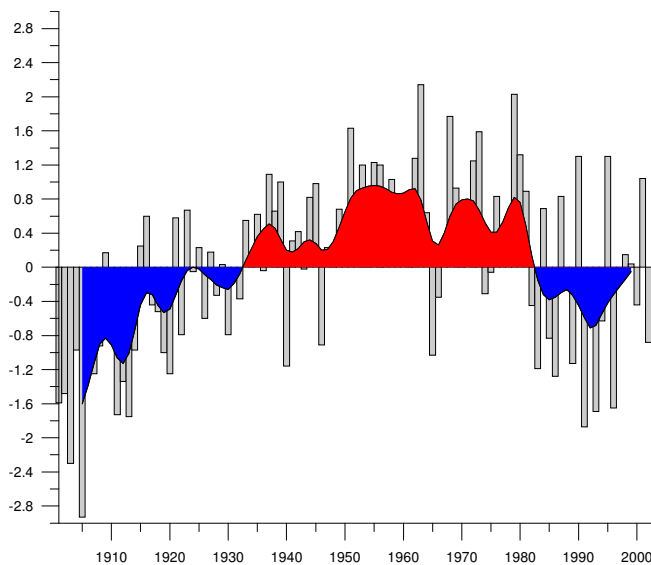


Abb. 8.2.24: Standardisierte Zeitkoeffizienten (10-jähriger Gauß-Tiefpassfilter, positive Werte sind rot, negative blau unterlegt) des ersten gekoppelten Ladungsmusterpaares für Dezember 1901-2003 für SST-Daten.

8.2.3.3 Der Benguela Strom

Der kalte Benguelastrom erstreckt sich von der Südspitze Afrikas bei 35°S entlang der 2300km langen Küste Südafrikas, Namibias und Angolas bis an die Angola-Benguela Front bei etwa 15-19°S. Die Lage der Front variiert im Jahresverlauf. Einzigartig am Benguela Strom ist, dass er sowohl pol- als auch äquatorwärts von warmen Meeresströmungen (Agulhas-, Äquatorialstrom) begrenzt wird. Dies unterscheidet ihn von den anderen kalten Meeresströmen an den kontinentalen Westseiten (ausführlich dazu Shannon & Nelson 1996). Aus folgender Abbildung ist die südöstliche Begrenzung durch die (leicht) erhöhten Temperaturen des Agulhasstromes zu entnehmen.

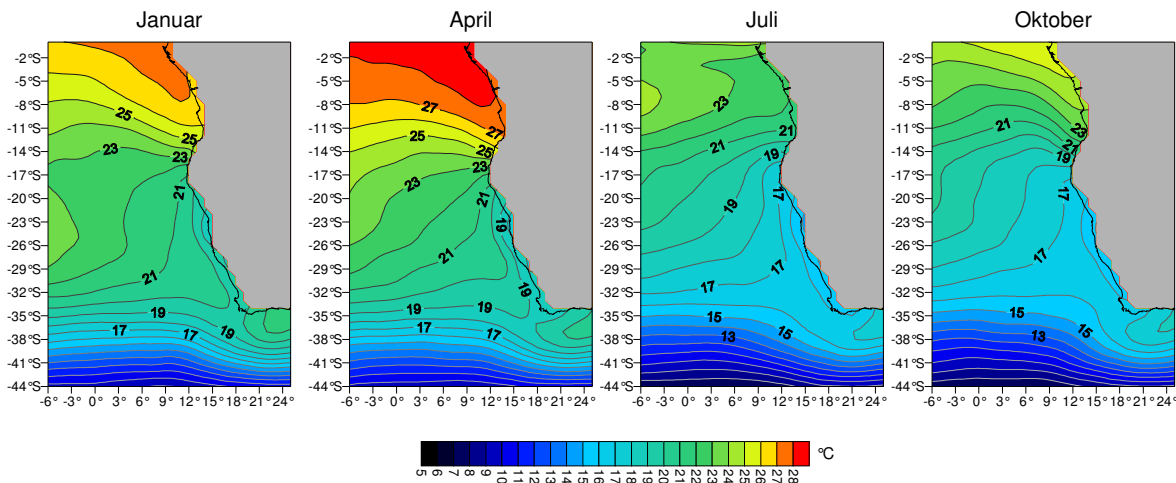


Abb. 8.2.25: Mittlere Meeresoberflächentemperaturen (HadISST-Daten 1901-2003) in °C im Benguelastrom für die Monate Januar, April, Juli und Oktober.

Der Benguelastrom nimmt seinen Anfang als nördliche Meeresströmung, die sich bei Lüderitz (27°S) ausweitet und eine westliche Komponente erhält. Der Auftrieb erstreckt sich entlang der Küste und reicht bis zu 200km vor der Küste. Generell wird die Intensität der Auftriebswässer durch die lokale Bathymetrie und das Windsystem gesteuert. Charakteristisch für den Benguela Strom ist eine hohe Variabilität mit Änderungen im Auftriebsregime innerhalb von Stunden bis zu Monate. Die dominante Auftriebszelle liegt vor Lüderitz und teilt den Meeresstrom in eine Nord- und eine Südhälfte (Shannon & Nelson 1996). Diese Kaltwasserauftriebstätigkeit kann als intensivste und beständigste Auftriebsregion der Erde bezeichnet werden (Bakun 1996, zitiert in Boyer et al. 2000, S. 826). Andere wichtige Auftriebszellen sind bei Cape Frio (18°S), Palgrave Point (20°S) und in der Conception Bay (24°S) ausgebildet (Boyer et al. 2000). Dort erreichen die Wassermassen aus einer Tiefe

von 250m bis 350m die Oberfläche. Als Hauptantriebskraft der Strömung und als Ursache des Auftriebs der Tiefenwässer (upwelling) müssen die südöstlichen Passatwinde angesprochen werden. Die Winde bewegen sich antizyklonal und werden durch die quasi-stationäre südatlantische Hochdruckzelle und das kontinentale Tief gesteuert. Kurzfristige Variabilität im SST-Feld wird durch ostwärtsziehende Zyklonen verursacht, die einen windinduzierten Auftrieb unterbinden. Die kalten Auftriebswässer bilden sich verstärkt im Frühling und Sommer, wenn die Passate über dem südlichen Benguelastrom beständig wehen. Die winterliche Nordverlagerung bringt den südlichen Benguelastrom zunehmend unter den Einfluss von Westwinden, die eine Ausbildung von Auftriebswässern nicht mehr forcieren. Auch zyklonale Störungen unterbinden einen windinduzierten Auftrieb.

Ein Großteil der Wassermassen des Benguelastromes kommt aus der Südatlantikströmung, kleinere aus dem Agulhasstrom und dem subantarktischen Oberflächenwasser (Boyer et al. 2000). Als Folge des ablandigen Ekman-Transportes entsteht eine erniedrigte Meeresoberfläche entlang der Küste, daraus resultiert ein Druckgradient zur Küste hin, der einen Wasserzustrom speist, wodurch der Auftrieb verstärkt wird.

Benguela Niños

Nachdem Anfang des 20. Jahrhunderts Warmwassereinbrüche, El Niños, im Pazifik beschrieben wurden, postulierte Schott einen ähnlichen Mechanismus für den Atlantik (1931, S. 249). Eine vergleichbare Beckenstruktur und Küstenlinien mit Auftriebswässern veranlassten ihn zu Analogieschlüssen. Neben dem äquatorialen Atlantik-Niño (s.o.) wurde inzwischen von zahlreichen Warmwasserereignissen im Benguelastrom berichtet. Starke Warmwassereinbrüche erfolgten 1934, 1950, 1963, 1984 und 1995. Einige dieser Ereignisse wurden von Shannon et al. (1986) als „Benguela Niño“ bezeichnet. Beim Auftreten von extrem niedrigen SSTs spricht man (ebenfalls in Analogie zur pazifischen Terminologie) von Benguela-Niñas (Florenchie et al. 2004).

Diese Warmwasserereignisse im südöstlichen Atlantik spielen eine große Rolle für die Ökologie, die Fischereiwirtschaft und generell den Küstenraum Namibias und Südafrikas. Während eines Benguela Niño treten – analog zu den Auswirkungen eines pazifischen El Niño - in Küstennähe starke Niederschläge und Überschwemmungen auf, während im Benguelastrom ein dramatisches Fischsterben einsetzt. Einen nennenswerten Impact auf das Ökosystem haben dabei die sog. Harmful Algal Blooms (HAB), die in diesem Zusammenhang auftreten können. Die fortschreitende Algenvermehrung - hier sind insbesondere Rotalgen anzuführen

(ausführlich dazu: Smayda 2000, S. 221, Tab. 1) - unterstützt durch Warmwasserzufuhr nach verstärktem Auftrieb, kann so stark sein, dass eine rötliche Verfärbung des oberflächennahen Wassers eintritt, sog. rote Tiden (red tides). Einige Spezies können sich toxisch auf ihre Umgebung auswirken und dabei zu einem Fischsterben führen oder über Aerosoltransport die menschliche Gesundheit beeinträchtigen. Daneben sind weitere wirtschaftliche Einbußen hinsichtlich des Tourismus anzuführen, da große Strandabschnitte mit verendeten Fischen bedeckt sein können (Smayda 2000). Diese toxischen Algenblüten haben in den letzten Dekaden weltweit erheblich an Bedeutung gewonnen. Teilweise ist dies durch natürliche Änderungen der Ökosysteme, teilweise aber auch durch anthropogene Eingriffe, insbesondere durch Nährstoffzufuhr, bedingt. Bisher ist allerdings noch unklar, inwieweit das Auftreten von HABs an Benguela Niños gekoppelt ist (Arntz et al. 2006).

Shannon und Taunton-Clark (1989) (zitiert in Shannon et al. 1996, S. 175f.) erwähnen Benguela-Niños in den Jahren 1934, 1949, 1963, 1984 sowie wahrscheinlich um 1910, Mitte der 1920er Jahre und zwischen 1972 und 1974. Taunton-Clark (1990) definiert Warm- und Kaltwasserereignisse für den Zeitraum 1906 bis 1985. Dabei lassen sich während einiger Jahre (1925, 1937, 1957, 1966, 1972 und 1977) die erhöhten SSTs nicht klar einem typischen Benguela-Niño zuordnen. Das starke Niederschlagsereignis von 1934 v.a. in Namibia wird auf der entsprechenden Anomaliekarte bei Nicholson et al. (1988) deutlich: die jährliche Niederschlagssumme lag über 45% über dem langjährigen Mittelwert. Die Niederschlagsanomalien in diesem Raum lagen entsprechend der Darstellungen bei Nicholson et al. (1988) auch in folgenden Jahren großräumig über 45% über dem Mittelwert: 1901, 1923, 1925, 1937, 1942, sehr deutlich dann 1950, 1953, 1954 und 1956, sehr ausgeprägt auch in den Jahren 1963, 1974 und 1976. Der Benguela Niño von 1984 ist in diesem Kartenwert allerdings nicht als Niederschlagsanomalie auszumachen. Ein weiteres Warmwasserereignis fand 1995 statt: Damals rückten die warmen Wassermassen aus dem Angolastrom polwärts vor. Es konnte bei 17°S eine positive Temperaturanomalie von 5K beobachtet werden (Florenchie et al. 2003, 2004). Die 1980er Jahre werden, mit dem Benguela Niño von 1984, in ihren ökologischen Charakteristika detaillierte bei Shannon et al. (1992) dargestellt. Der Benguela Niño von 1995 wird ausführlich von Gammelsrød et al. (1998) auf der Basis von Satellitendaten untersucht, derjenige von 2001 ist bei Rouault et al. (2003) beschrieben.

Benguela Niños erstrecken sich über einen Zeitraum von bis zu sechs Monaten und beginnen zumeist zu Jahresbeginn im Januar oder Februar. In einer grundlegenden Arbeit zeigten Shannon et al. (1986) anhand der Benguela Niños von

1934, 1963 und 1984, dass für die Genese eine starke Advektion äquatorialer und tropischer Wassermassen nach Osten und Süden entlang der Küste Namibias erfolgen muss. Insbesondere die plötzliche Abschwächung des Windstress' über dem äquatorialen Westatlantik vor der Küste Brasiliens ist eine notwendige Voraussetzung, damit sich eine große Menge warmer Wassermassen im tropischen Atlantik nach Osten verlagern kann. Dabei stellt sich heraus, dass während eines Warmereignisses der Warmwasserüberschuss entweder aus dem nordwestlichen oder dem südwestlichen Becken stammt, als Reaktion auf eine Abschwächung der Passatwinde. An die zunehmenden SSTs sind wiederum Änderungen der darüber anschließenden Atmosphäre gebunden. Entscheidend für die Ausbildung von Warmwasserereignissen ist also weniger der unterdrückte Auftrieb kalter Tiefenwässer, als vielmehr die Zufuhr warmer, tropischer Wassermassen aus dem Nordwesten. Damit liegt der Ursprung im westlichen tropischen Atlantik. Daher ist auch weniger ein weit nach Süden vorstoßender Angola-Strom dafür ursächlich, als vielmehr der Zufluss warmer, salzreicher Wassermassen aus dem Nordwesten. Hirst und Hastenrath (1983) postulieren ein Abschwächen der tropischen Ostwinde im westlichen Atlantik. Sie zeigen, dass ein abgeschwächter Windstress über dem westlichen äquatorialen Atlantik für 23% der SST-Variabilität vor der Küste Angolas verantwortlich ist, während lokale Windänderungen nur 9% der Varianz erklären. In ihrer Studie zu Niederschlagsanomalien an der angolanischen Küste bilden sie zunächst einen Niederschlagsindex aus den Daten von drei Stationen. Daraus lassen sich für den Zeitraum 1940 bis 1975 sechs anomale Feuchtjahre ausmachen (1948, 1953, 1954, 1958, 1964 und 1972). Zugehörige Feld-Kompositen zeigen hohe SST-Anomalien im gesamten tropischen Atlantik, während der Luftdruck großräumig im südlichen Atlantik abnimmt. Dass der Hauptantriebsmechanismus für einen Benguela Niño in Änderungen der Passatwinde vor der Küste Brasiliens zu suchen ist, können Florenchie et al. (2003) mit den Ergebnissen aus einer modellgestützten Studie zeigen. Anomalien in den Passaten des westlichen und zentralen äquatorialen Beckens lösen ostwärts wandernde Kelvinwellen aus, die Temperaturanomalien des Meerwassers zur Folge haben. Erreichen sie die Küste Afrikas wandern sie südwärts und tragen die SST-Anomalien in die Angola Benguela Front, wo die Thermokline die Oberfläche erreicht. SST-Anomalien zeigen sich an der Oberfläche ein bis zwei Monate nach dem Auftreten von Temperaturanomalien im Bereich der Thermokline.

Auf Grund einer besseren Datenverfügbarkeit basieren zahlreiche Studien auf Daten der letzten 30 bis 50 Jahre. Untersuchungen über einen längeren Zeitraum liegen von Hagen et al. (2005) vor. Dabei werden Klimaänderungen im südöstlichen Atlantik anhand des von Feistel (2003, zitiert in Hagen et al. 2005) entwickelten St.-Helena-Klima-Index (HIX) für 1893 bis 2001 beschrieben. Mittels dieses Index' lässt sich ein verstärkter Auftrieb kalter Tiefenwässer im Benguelastrom während des

Winters (Juli bis September) aufspüren. Der HIX ist positiv korreliert mit der geostrophischen küstenparallelen Komponente des Südostpassates zwischen St. Helena und Luanda. Positive Anomalien zeigen dabei eine Verstärkung der Regionalwinde und des küstennahen Auftriebs vor der Küste Namibias an. Auf einer multidekadischen Zeitskala zeigt der winterliche HIX einen ansteigenden Trend (verstärkter Südostpassat) von Beginn der Zeitreihe 1893 bis etwa 1930 und einen absinkenden Trend von 1930 bis Mitte der 1980er Jahre (abgeschwächter Südostpassat). Es wird deutlich, dass Spitzen und Tiefen der Zeitreihe mit Jahren verstärkten Auftriebs und Benguela Niños korrespondieren. Insgesamt ist der HIX gut geeignet, interannuelle Änderungen im nördlichen Benguelastrom nachzuvollziehen, dabei ist der Index auch mit physikalischen Phänomenen wie der Stärke des nördlichen Zweiges der Südostpassate und der meridionalen Position der Angola-Benguela-Front verbunden. Probleme bei der Untersuchung von langzeitlichem Verhalten der Benguela-Niños ergeben sich aus der Tatsache, dass die Datenlage es nicht erlaubt, die Ursachen der erhöhten SSTs zu identifizieren: liegen sie in entfernten Regionen oder sind sie lokaler Natur, induziert durch turbulenten Wärmefluss, den Strahlungshaushalt oder andere Parameter? Hagen et al. (2005) sprechen auf der Basis ihres Index' die Jahre 1984, 1993, 1996/97, und 1999 als solche mit Benguela-Niños an. Dagegen gab es einen verstärkten Auftrieb kalten Tiefenwassers 1982, 1985, 1990 und 1992.

Die unmittelbare Niederschlags-SST-Kopplung an der Westküste des südlichen Afrikas im Bereich des Benguelastromes in den Monaten März und April wird von Nicholson und Entekabi (1987) für die Jahre von 1948 bis 1972 herausgestellt. Generell sind die Warmereignisse dann besonders ausgeprägt, wenn die SSTs ihr jahreszeitliches Maximum (zwischen Februar und April) erreichen. Während dieser erhöhten SSTs ist die ITCZ gegenüber ihrer durchschnittlichen Position deutlich weiter nach Süden verlagert. Zwischen 5°S und 15°S ist der Niederschlag während der Warmwasserereignisse im gesamten Jahr überdurchschnittlich hoch. Südlich von 15°S in der Namib Wüste ist kein klares Niederschlagssignal auf erhöhte SSTs zu erkennen. Dies könnte an den generell niedrigeren SSTs liegen. Als Ursache für diese SST-Niederschlags-Kopplungen sehen die Autoren Änderungen im St. Helena Hoch: Ein Rückgang des dortigen Luftdrucks führt zu einer Abschwächung der Passate und damit auch der Auftriebswässer. Eine relativ homogene Reaktion des Niederschlages findet sich in der Region Angola/Namibia mit deutlich erhöhten Niederschlägen, südlich davon waren etwa 1995 negative Abweichungen zu erkennen. Rouault et al. (2003) zeigen dies anhand von vier Ereignissen (1984, 1986, 1995, 2001). Zusammenfassend stellen Rouault et al. (2003) fest, dass die Niederschläge an der Westküste dann verstärkt auftreten, wenn ein erhöhter Feuchtezufluss aus dem südwestlichen Indik stattfindet. Eine antizyklonale

Zirkulationskonfiguration schwächt den südöstlichen Feuchteabfluss und die Divergenz über dem Ozean hingegen ab.

Benguela Niños können der Reifephase eines El Niño folgen, wie dies 1984 der Fall war. Andere Benguela Warmwasserereignisse, 1934 oder 1963 (von Shannon et al. 1986 ausführlich beschrieben), hatten keinen pazifischen El Niño im Vorfeld aber entsprechende Auswirkungen auf die Niederschläge. Janicot et al. (2001) zeigen, dass warme ENSO-Ereignisse verstärkte Passate über dem tropisch-subtropischen Atlantik zur Folge haben, damit die Feuchtezufuhr nach Westafrika abschwächen. Der Einfluss von pazifischen El Niño Ereignissen auf das Benguelasystem beschreiben Preston-Whyte und Tyson (1988): Während El Niño Phasen schwächen sich die auftriebsfördernden Winde ganz im Süden des Benguelastromes ab, dagegen werden sie in La Niña Phasen verstärkt. Modellstudien von Hickey und Weaver (2004) geben Hinweise auf den Einfluss des Antarktischen Zirkumpolarstromes auf die klimatisch-ozeanische Variabilität im tropischen Atlantik auf dekadischer Zeitskala. Dabei kommt dem Benguelastrom als Bindeglied zwischen Tropen und Außertropen eine hervorgehobene Bedeutung zu, und die Erforschung von Benguela-Niños darf sich daher nicht auf die Sphäre des tropischen Atlantiks oder Pazifiks beschränken. Ebenso ist dabei auch die SST-Variabilität im Indischen Ozean zu berücksichtigen (Hermes & Reason 2005).

Die aus der bisherigen Forschung bekannten SST- und SLP-Muster lassen sich beispielhaft für die Benguela Niños von 1984 und 1995 verdeutlichen. In Abbildung 8.2.26 sind Anomalien des bodennahen Luftdrucks und des Niederschlages für die Monate Februar und April der Jahre 1984 und 1995 gegenübergestellt. Daraus wird ein abnehmender Luftdruck im Bereich des St. Helena Hochs (im Februar) ersichtlich. Dies deutet auf das Abschwächen der Passatzirkulation in diesem Raum hin. Gleichzeitig sind anomal hohe Niederschläge entlang der Ostküste des südlichen Afrika erkennbar. Allerdings sind diese zeitlich sehr variabel, so dass 1984 erst im April erhöhte Niederschläge auftraten, im Jahr 1995 schon im Februar.

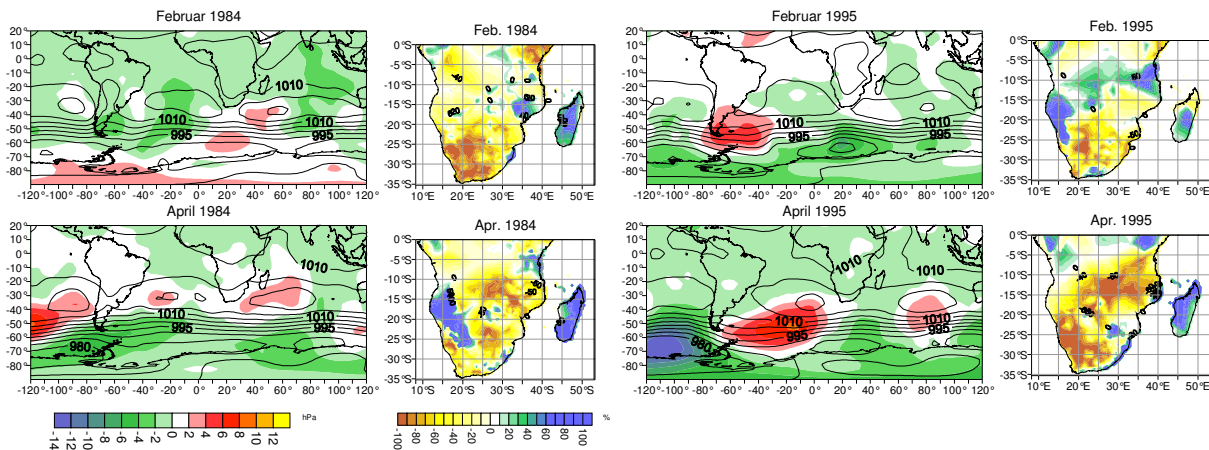


Abb. 8.2.26: SLP- und Niederschlagsanomalien (in Abweichungen vom Mittelwert 1961-1990) für den Februar (obere Abb.) und April (untere Abb.) 1984 (linke Abb.) und 1995 (rechte Abb.). Zu den Luftdruckanomalien ist noch ein SLP-Feld des entsprechenden Monats angegeben.

Die hohe zeitliche Variabilität des Benguela Niño Systems verdeutlichen auch die Zeitkoeffizienten der s-modal berechneten Hauptkomponenten, mit Ladungsschwerpunkt im Bereich des Benguelastromes (vgl. Abb. 8.2.19). Dies kann Abbildung 8.2.27 entnommen werden, gleichzeitig ist eine Dominanz positiver Werte in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraumes klar ausgeprägt. Die hohe Variabilität der Niederschläge und die relativ kurze Andauer der klimatischen Folgen von Benguela Niños, erschwert es generelle Aussagen zu treffen.

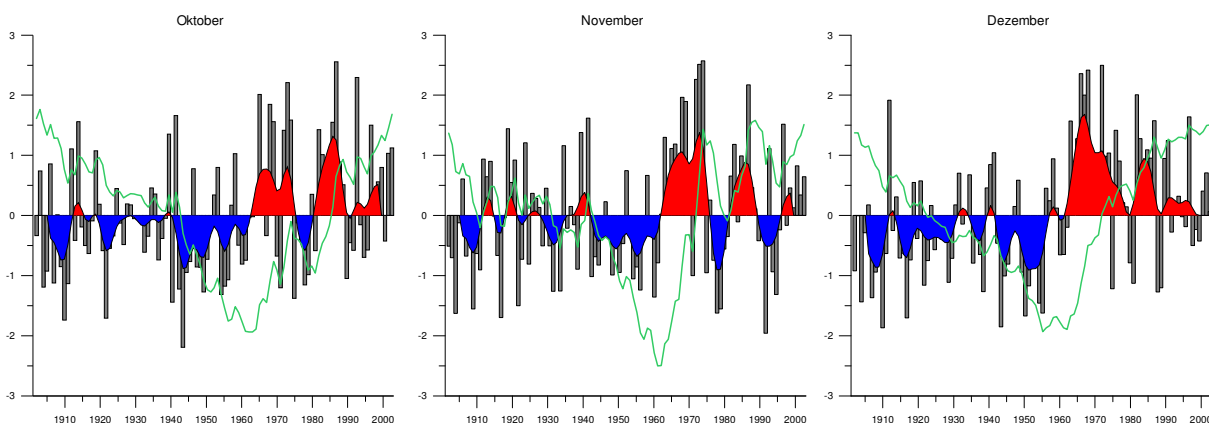


Abb. 8.2.27: Standardisierte Zeitkoeffizienten (Scores) der dritten varimax-rotierten, s-modalen SST-Hauptkomponente mit einem Ladungsschwerpunkt im Bereich des Benguelastromes für Oktober, November und Dezember 1901-2003. Zusätzlich sind gefilterte Werte (11-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) mit rot im positiven und blau im negativen Bereich angegeben. Die grüne Kurve gibt die kumulierten Werte an.

Für die weiteren Untersuchungen der Bengela Warmwasserereignisse wurde zunächst ein SST-Gebietsindex (15°S-20°S, 10°E-15°E, „Benguela Niño Index“) gebildet. Ein alternativer Index (10°S-20°S, 5°E-15°E) zeigt keine nennenswerten Unterschiede im Ergebnis. Aus der standardisierten Zeitreihe wurden Einzelfälle mit maximalen Werten größer als 1 zur Bildung von Kompositen herangezogen. Generell werden die Zeitreihen stark vom positiven SST-Trend überlagert (vgl. Abb. 6.30). Dies hat zur Folge, dass die früheren Benguela Niños – wie beispielsweise das Ereignis von 1934 nicht so deutlich in Erscheinung treten. Alternativ wurden die Analysen mit hochpassgefilterten Zeitreihen durchgeführt, um den langfristigen SST-Trend zu entfernen. Dabei zeigte sich allerdings, dass dann einige Warmwasserereignisse zu Beginn des Untersuchungszeitraumes auftreten, die in der Literatur als solche nicht belegt sind. Insgesamt lassen sich die dominanten Ereignisse von 1934, 1963, 1974, 1976, 1984 und 1995 klar darstellen: Erhöhte SSTs, stark überdurchschnittliche küstennahe Niederschläge und ein Nachlassen der Passatwinde über dem Atlantik werden deutlich. Daher werden die Auftriebswasser abgeschwächt und von Norden können warme Wassermassen in den Benguelastrom einströmen.

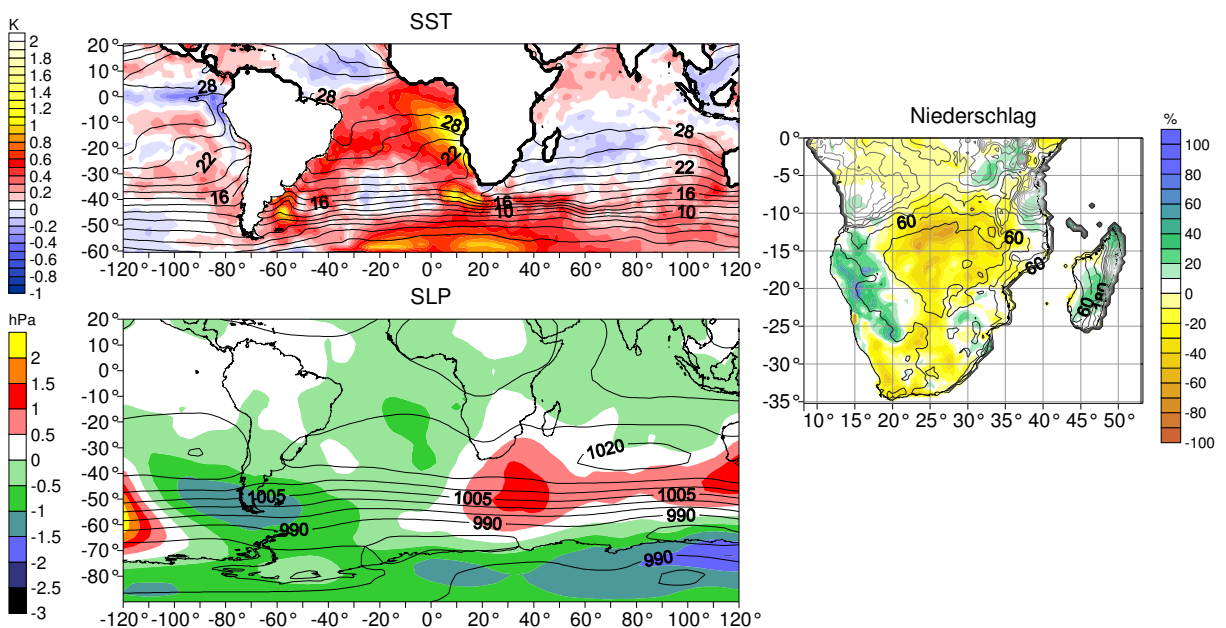


Abb. 8.2.28: April-Kompositen für SST, SLP und Niederschlag aus 11 Fällen für den Benguela Niño Index > 1 (in drei Folgemonaten), dargestellt in Isolinien. Abweichungen vom Mittelwert (1961-1990) sind farbig dargestellt.

Es konnte gezeigt werden, dass jeder Benguela Niño bezüglich der Niederschlagsverteilung eine eigene Charakteristik aufweist (vgl. Abb. 8.2.26), so dass auf

der Basis weiterführender kanonischer Korrelationsanalysen keine aussagekräftigen Kopplungsmuster des Niederschlages mit den SSTs des südöstlichen Atlantischen Ozean erzielt werden konnten. Einzelmonatliche gekoppelte Musterpaar können jeweils nur einige Benguela Niños erfassen. So zeigt sich im dritten Musterpaar für den September, dargestellt in Abbildung 8.2.29, das Ereignis von 1934, 1963 und 1984 sehr deutlich, jene von 1995 und 2001 jedoch im ersten gekoppelten Musterpaar (nicht dargestellt). Der Verlauf der Zeitkoeffizienten in Abbildung 8.2.30 verdeutlicht diese Dominanz der einzelnen Extremereignisse. Das zweite Musterpaar gibt eine Invertierung, v.a. der Zeitkoeffizienten, des ersten wieder.

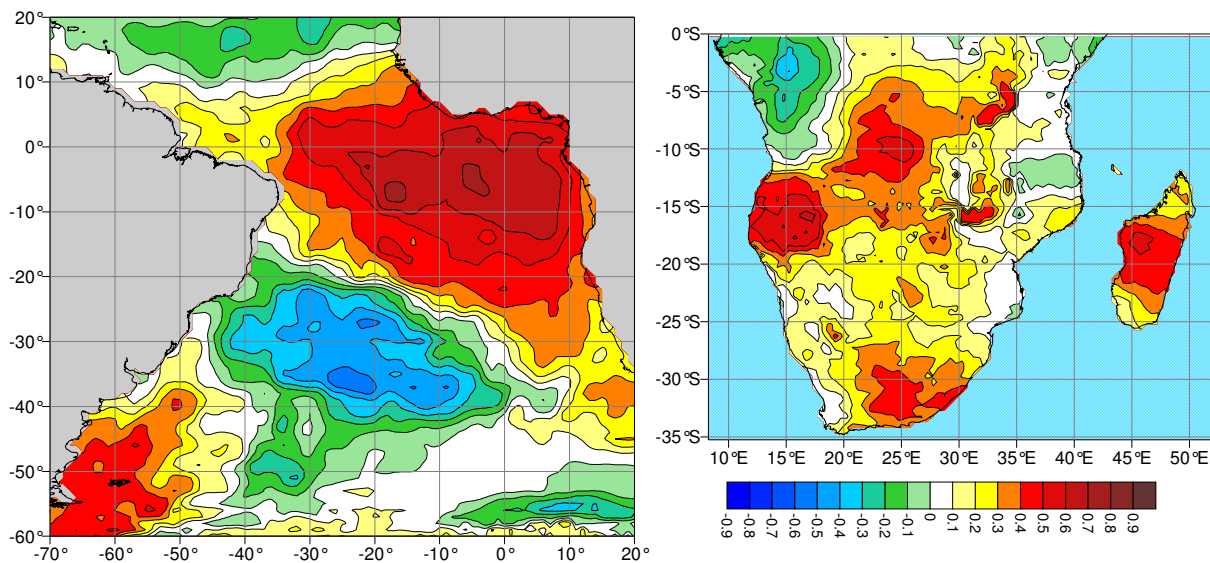


Abb.8.2.29: Drittes gekoppeltes Musterpaar für SSTs im Atlantik (linke Abb.) und Niederschlag (rechte Abb.) für September 1901 bis 2003. Die kanonische Korrelation beträgt 0,50. Die Anteile der erklärten Varianz 14,3% (SST) und 9,2% (Niederschlag).

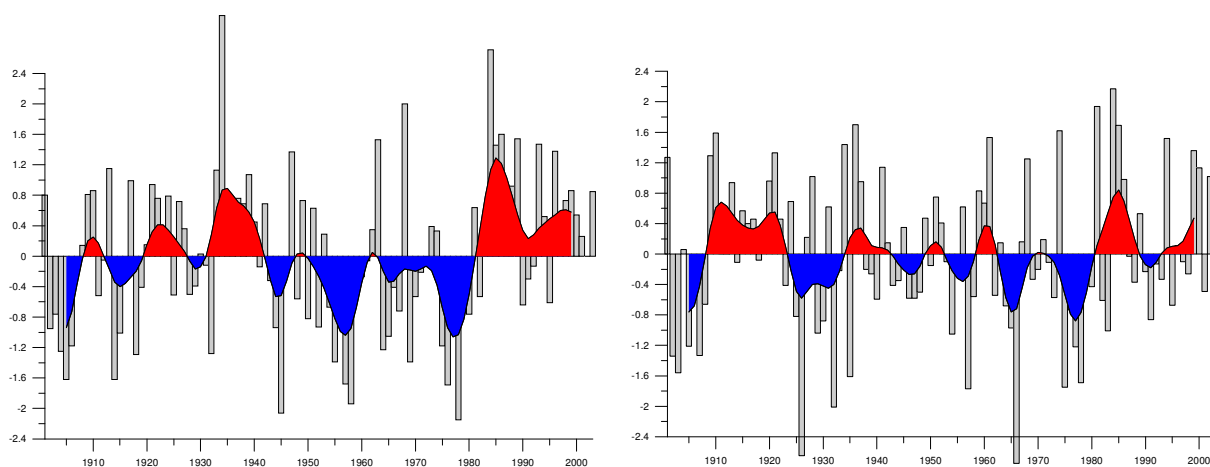


Abb. 8.2.30: Zeitkoeffizienten des dritten gekoppelten Musterpaares aus Abbildung 8.2.28. Gefilterte Werte (10-jähriger Gauß-Tiefpassfilter) sind blau (negative Werte) bzw. rot (positive Werte) unterlegt.

Ein nennenswerter Einfluss der Warmwasserereignisse auf die Lufttemperatur im südlichen Afrika lässt sich Abbildung 8.2.31 entnehmen. In Erweiterung zur Darstellung in Abbildung 8.2.28 sind in der folgenden Abbildung einzelmonatliche Kompositen zur Lufttemperatur aufgezeigt. Dabei wird sehr deutlich, dass während der Benguela Niños die Lufttemperatur über den angrenzenden Landflächen während der Übergangsjahreszeiten um bis zu 1K erhöht ist.

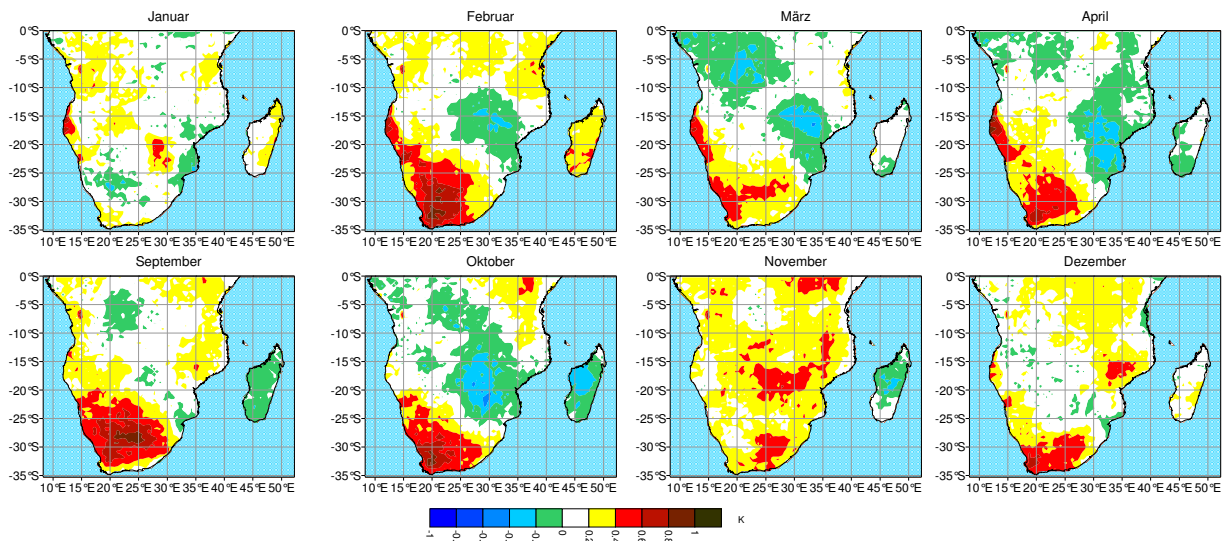


Abb. 8.2.31: Differenzen von Benguela Niño Kompositen und Werten des langjährigen Mittelwertes für die Lufttemperatur.

8.3 Zusammenfassung

Methodisch wurden in diesem Kapitel Kanonische Korrelationsanalysen und einfache Korrelationsrechnungen, ergänzt um Kompositendarstellungen angewandt. Bei der Betrachtung interner Kopplungen im Klimasystem konnten zunächst die bislang wenig untersuchten Einflüsse aus den hohen südlichen Breiten auf das Klima im südlichen Afrika herausgestellt werden. In einem weiteren Schritt wurde die Bedeutung der Meeresoberflächentemperatur für die Niederschlagsvariabilität näher analysiert. Dazu wurden die drei großen Ozeane gesondert betrachtet, ein Schwerpunkt der Analysen lag in den Untersuchungen zum Indischen und Atlantischen Ozean. Langperiodische Oszillationen im Klimasystem, wie die Pacific Decadal Oscillation oder die Atlantic Multidecadal Oscillation konnten in einen Zusammenhang mit der Niederschlagsvariabilität im Untersuchungsraum gebracht werden. Auf einer kürzeren Zeitskala wirken insbesondere einzelne Extremereignisse auf die Niederschlagsvariabilität. So sind in Ostafrika SST-Anomalien im Indischen

Ozean, die eine charakteristische Dipolstruktur aufweisen, von entscheidender Bedeutung für das Auftreten von Extremniederschlägen, vor allem während der Monate Oktober bis Dezember. Gleichzeitig wirken in diesem Raum Einflüsse des pazifischen ENSO-Systems: Während eines El Niños sind die Niederschläge in weiten Teilen Ostafrikas gegenüber dem Durchschnitt deutlich erhöht. Anders hingegen im südlichen Afrika; dort treten oftmals Dürren im Zusammenhang mit El Niños auf. Diese Zusammenhänge wurden fast ausschließlich als Zusammenfassung von bisherigen Forschungsergebnissen dargestellt.

Ausführlicher wurde indes die SST-Variabilität im Atlantik aufgezeigt. Auch hier lassen sich Dipolmuster belegen. Änderungen der Meeresoberflächentemperatur im östlichen Atlantik bewirken vor allem als Warmwasseranomalien, sog. Benguela Niños, das Auftreten von stark erhöhten Niederschlägen entlang der Küste Namibias und Südafrikas. Es konnte dabei gezeigt werden, dass jeder Benguela Niño bezüglich der Niederschlagsverteilung eine eigene Charakteristik aufweist. Generalisierende Aussagen werden dadurch erheblich erschwert.

Im folgenden Kapitel 9 wird nun die Betrachtung der Klimadynamik im südhemisphärischen Afrika erweitert um externe Einflüsse. Dabei werden ausführlich solare Aktivitätsänderungen sowie die Auswirkungen von großen Vulkanausbrüchen auf den Untersuchungsraum aufgezeigt.

9 Externe Einflüsse auf Klimaschwankungen im südhemisphärischen Afrika

Langfristige Klimaänderungen werden auf zahlreiche Ursachen zurückgeführt, so beispielsweise auf eine Wanderung des Sonnensystems durch die Galaxie (Shaviv 2003, Shaviv & Veizer 2003). Alle 140 Millionen Jahre durchquert unser Sonnensystem einen der vier Spiralarme der Galaxis. Damit verbunden ist eine veränderte kosmische Strahlung, die als auslösendes Moment von Eiszeiten angesehen werden kann. Die kosmische Strahlung, die die Erde erreicht, wird, wie weiter unten erläutert wird, maßgeblich durch die Solaraktivität gesteuert (Matthes 2003, S. 49). Die Studien von Shaviv (2003) und Shaviv und Veizer (2003) versuchen einen Zusammenhang der langfristigen Temperaturentwicklung auf der Erde mit einer veränderten kosmischen Strahlung zu erklären. Die Rekonstruktion der Strahlung erfolgt dabei auf der Basis von Meteoritenfunden. Während der letzten 545 Millionen Jahren lassen sich etwa 66% der globalen Temperaturschwankungen durch diesen Mechanismus erklären. In dieser Arbeit wird unterstrichen, dass nicht das Kohlendioxid als dominanter Faktor im Auslösen von Klimasprüngen angesehen werden kann. Dagegen zeigen Rahmstorf et al. (2004) die großen Unsicherheiten dieser Studien und der daraus gezogenen Schlüsse auf. Auf deutlich kürzerer, aber einer geologisch immer noch langen Zeitskala schlagen sich Änderungen der Solarstrahlung auf Grund von Änderungen der Orbitalparameter, den Milanković-Zyklen mit ca. 22 000, 41 000 und 100 000 Jahren nieder. Ebenso lassen sich Änderungen der globalen Ozeanzirkulation oder die Freisetzung von Methan, das in den Tiefen der Ozeane als Hydrat gebunden ist als wesentliche Faktoren beim Wechsel globaler Warm- und Kaltzeiten anführen (Ryskin 2003).

Charvatova und Strestik (2004) zeigen einen weiteren langfristig wirksamen, planetarischen Mechanismus auf, der Klimaänderungen auf der Erde hervorrufen kann. Die „*Solar Inertial Motion (SIM)*“ wird als eine wichtige Konstellation im Sonnensystem angesehen, die Auswirkungen auf das Klima der Erde haben kann. Die SIM wird durch die veränderliche Position der großen Planeten Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun hervorgerufen. Der Raum, in dem sich die Sonne dabei bewegt, beträgt immerhin 4,3 Solarradien. Dieser Modus kann sowohl die klimatischen Bedingungen auf der Erde als auch die Vulkanismustätigkeit beeinflussen. Zur Untermauerung der postulierten Zusammenhänge wurden Temperaturzeitreihen aus Europa spektralanalytisch untersucht. Dabei konnte eine Ähnlichkeit im Spektrum der Temperatur mit signifikanten Peaks bei 12,8, 10,4 und 7,8 Jahren und der SIM mit einer Periode zwischen 6 und 16 Jahren festgestellt werden, besonders dann, wenn der lange Zeitraum der letzten 179 Jahre betrachtet wird. Inzwischen liegen Analysen

von 19 Stationen zur Sommertemperatur Ägyptens vor, die einen möglichen Einfluss der SIM diskutieren (Hasanean & Abdel Basset 2006). Auf einer 100-jährigen Zeitskala sind andere Mechanismen wirksam, als auf einer längeren.

Zahlreiche, meist global angelegte Studien mit Klimamodellen versuchen die unterschiedlichen externen Einflussfaktoren für Klimaschwankungen der vergangenen Jahrzehnte bis Jahrhunderte zu quantifizieren (Shindell et al. 2003, Broccoli et al. 2003, IPCC 2007). Crowley und Kim (1999) untersuchen sogar die vergangenen 600 Jahre mit Hilfe eines Energiebilanzmodells. Es lassen sich 18-34% der niederfrequenten Temperaturänderungen in dem noch nicht vom Menschen massiv beeinflussten früheren Zeitraum mit vulkanischen und solaren Einflüssen erklären. Eine neuere Studie erweitert den Wert auf 41-64% (Crowley 2000). Den weit aus größten Einfluss auf Temperaturänderungen hat ganz offensichtlich der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt. Dieser Befund wird auch Jones und Mann (2004) in ihrem Überblickartikel zur globalen Klimaentwicklung der letzten Jahrtausende unterstrichen. Andronova und Schlesinger (2000) schreiben, dass die anthropogene Einflussnahme auf das Klima durch Treibhausgase 1765 und durch Sulfate Aerosole 1857 beginnt (nach Harvey et al. 1997, zitiert in Andronova & Schlesinger 2000). Nahezu alle Studien belegen deutlich den zunehmende anthropogenen Einfluss auf das Klima (Johns et al. 2003, IPCC 2007), wobei offen bleibt, welche Faktoren die globale Erwärmung bis Mitte der 1940er Jahre und welche die bis Mitte der 1970er Jahre anhaltende Abkühlung bewirkt haben.

Viele Studien versuchen, natürliche und anthropogene Signale in der globalen Temperaturzunahme zu trennen (z.B. Staeger et al. 2003 auf der Basis multivariater statistischer Verfahren). Studien, basierend auf Klimamodellen, zeigen, dass der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt der dominante Faktor bei der globalen Temperaturzunahme ist (Schlesinger & Ramankutty 1992, Crowley & Kim 1996, 1999). Crowley und Kim (1996) zeigen, dass auf einer dekadisch bis säkularen Zeitskala solar Einflüsse ein Drittel bis knapp über die Hälfte der Temperaturänderungen erklären können. Weitere Erklärungseinteile liegen im Vulkanismus und in stochastisch induzierten Temperaturänderungen (Crowley & Kim 1996). Auf der Basis transienter Klimasimulationen der letzten 1000 Jahre, deren Strahlungsantrieb sowohl mit variabler Sonnen- als auch mit Vulkanaktivität erfolgte, daneben wurden auch anthropogenen Einflüsse (Aerosole und Treibhausgase) berücksichtigt, wurde deutlich, dass 41% bis 64% der dekadisch-skaligen Temperaturänderungen auf Änderungen in der solaren Einstrahlung und der Vulkanaktivität zurückzuführen sind, der starke Temperaturanstieg in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts allerdings hauptsächlich auf den anthropogen verursachten Anstieg der Treibhausgase (Crowley 2000). Ähnliche Ergebnisse legten schon Lean et al. (1995) vor, indem sie

darlegten, dass die Hälfte der beobachteten Temperaturzunahme seit 1860 und ein Drittel der Erwärmung seit 1970 auf solaren Antrieb ursächlich zurückzuführen ist. Inzwischen deuten sowohl die solare Variabilität als auch die anthropogenen Einflussnahme auf eine zunehmende Erwärmung der Erde hin, daher ist der solare Anteil weiterhin von Bedeutung, da er den menschlichen verstärkt. Cubasch et al. (1997, zitiert in Benestad 2002, S. 218) schließen aus einer Studie mit einem globalen Klimamodell auf eine solar-induzierte Erwärmung seit 1970 um $0,16 \pm 0,09$ K, verglichen mit einer durch den anthropogenen Treibhauseffekt verursachten Erwärmung von $0,54 \pm 0,13$ K. Die solar induzierte Temperaturzunahme im jährlichen Mittel sowie im Sommer ist stärker auf die Subtropen zentriert, während sich die CO₂-induzierte Erwärmung gleichförmig verteilt. Broccoli et al. (2003) untersuchen globale Niederschlags- und Temperaturtrends mit Hilfe eines gekoppelten Atmosphäre-Ozean Modell für den Zeitraum 1865-1997. Sie zeigen deren unterschiedliche Beiträge (in K/100 Jahre) zur globalen Temperaturzunahme auf: Treibhausgase liegen bei 0,94, troposphärische Sulfataerosole bei -0,31, solarer Strahlungs-antrieb 0,23, und vulkanischer bei -0,35, jeweils für den Zeitraum 1900 bis 1997. Gemeinsam ist allen Studien der Hinweis auf einen zunehmenden Einfluss des anthropogen verstärkten Treibhauseffektes in den letzten 150 Jahren, der als dominanter (externer) Faktor für rezente Klimaschwankungen angesehen werden muss. Der solare Strahlungsantrieb wird, gerade durch zahlreiche indirekte Faktoren, in den Klimamodellen wahrscheinlich unterschätzt (Stott et al. 2003).

Der Treibhauseffekt ist zunächst ein ganz natürlicher Prozess, welcher erst Leben auf der Erde ermöglichte, in dem dadurch die globale Durchschnittstemperatur bei 15°C statt bei -18°C liegt. Der natürliche Treibhauseffekt ist daher auch kein externer Faktor im Klimasystem. Erst die anthropogene Verstärkung des Treibhauseffektes kann als ein externer Faktor betrachtet werden; dies aber auch nur, wenn der Mensch nicht als Bestandteil der Biosphäre, welche zu den internen Faktoren im Klimasystem gezählt wird, gilt (vgl. Kap. 1). Der Treibhauseffekt ist in seiner physikalischen Wirkungsweise inzwischen ziemlich gut verstanden und in Grundzügen auch einer breiten Öffentlichkeit bekannt. Der anthropogene Einfluss auf das Klima reicht wahrscheinlich 8000 Jahr zurück (Ruddiman 2003), massiv begann er allerdings erst in den letzten 150 bis 200 Jahren. Mit dem Einsetzen der Industriellen Revolution ist ein starker Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration von 280ppm auf inzwischen knapp über 380ppm zu beobachten. Im Gegensatz zum auf geologischen Zeitskalen ablaufenden natürlichen atmosphärischen Treibhauseffekt verläuft der anthropogene Treibhauseffekt in extrem kurzer Zeit. Die Veränderung der atmosphärischen Treibhausgaskonzentration der in den letzten 100 Jahren führte dominante zu einer Erhöhung der globalen Durchschnittstemperatur um 0,5-0,7K. Aus der Analyse von Eisbohrkernen lässt sich zeigen, dass diese hohe CO₂-

Konzentration in der Atmosphäre in der jüngeren Erdgeschichte einzigartig ist. Der größte Teil von bis zu 2/3 des Treibhauseffekts wird durch Wasserdampf (ohne Berücksichtigung der Effekte der Wolken) in der Atmosphäre verursacht. Kohlendioxid trägt ca. 9-26% zum Treibhauseffekt bei, Methan ca. 4-9%, und Ozon ca. 3-7%. Der anthropogene Eintrag von Spurengasen in die Atmosphäre muss differenziert betrachtet werden nach deren Treibhauspotential und nach der absoluten Menge. Das Treibhausgaspotential ist bei Fluorchlorkohlenwasserstoffen, Distickstoffoxid und Methan wesentlich höher als bei Kohlendioxid. Methan, mit einem Strahlungsantrieb von $0,48 \text{ W/m}^2$ ($\pm 15\%$) verursacht fast 20% des gesamten Strahlungsantriebes durch anthropogene Treibhausgase ($2,43 \text{ W/m}^2$, $\pm 10\%$) seit der Industrialisierung (IPCC 2001, S.220ff).

Die zeitliche Struktur der externen Einflussgrößen auf einer 100-jährigen Zeitskala ist entscheidend für deren Klimawirksamkeit: Vulkane werden episodisch wirksam, die Solaraktivität dominant zyklisch und der anthropogene Einfluss ist progressiv ansteigend. Diese Faktoren überlagern sich gegenseitig und werden durch klimasystem-interne Faktoren, die im vorherigen Kapitel dargestellt wurden, modifiziert. In der folgenden Übersicht werden die dominanten externen Einflussgrößen entgegen ihrer klimatischen Bedeutsamkeit behandelt: Zunächst ist der anthropogen verstärkte Treibhauseffekt Gegenstand unzähliger Studien, welche inzwischen zu einem umfassenden Prozessverständnis geführt haben. Es konnte auch gezeigt werden, dass dieser Prozess global wirksam ist und alle Teile der Erde beeinflusst. Signaltrennungen zwischen den einzelnen Faktoren auf das globale oder regionale Klima wurden in sehr vielen Studien sowohl basierend auf Klimamodellen als auch auf der Basis statistischer Analysen mit Beobachtungsdaten hinlänglich vorgenommen (s.o.), so dass in der vorliegenden Studie eine Beschränkung auf die Betrachtung von Solar- und Vulkanismus-Signalen damit zu rechtfertigen ist. Schließlich schlagen sich die Auswirkungen der globalen Erwärmung in den Ergebnissen aus Kapitel 6 deutlich nieder und sollen keinesfalls ignoriert oder auch nur relativiert werden.

Nach einer ausführlichen Beschreibung von Klimatrends im südhemisphärischen Afrika (Kapitel 6) wurden diese in die Variabilität der atmosphärischen Zirkulationsdynamik eingeordnet (Kapitel 7). Anschließend konnten, bezogen auf das Klimasystem, interne Faktoren in ihrem Einfluss auf die Klimavariabilität des Untersuchungsraumes diskutiert werden. Dabei stehen insbesondere die Meeresoberflächentemperaturen im Vordergrund (Kapitel 8). Im folgenden Kapitel müssen externe Faktoren Berücksichtigung finden. Dabei liegt der Schwerpunkt der Darstellung auf der Diskussion von klimatischen Auswirkungen solarer Aktivitätsänderungen (Kapitel 9.1) und des Vulkanismus (Kapitel 9.2).

Die vorgelegten Untersuchungen und die weitere Diskussion um externe Einflüsse auf das Klimasystem im südhemisphärischen Afrika beschränken sich dabei auf solare und vulkanische Signale. Solare Einflüsse werden mit einer ausführlichen Diskussion des Forschungsstandes behandelt. Dies liegt darin begründet, dass in diesem Bereich die Kenntnisse noch sehr gering sind.

Insbesondere innerhalb der Klimaforschung an geographischen Instituten sind Arbeiten zu solar-klimatischen Kopplungen kaum zu finden; es sind meist stärker physikalisch orientierte Arbeitsgruppen mit leistungsfähigen Klimamodellen, die sich mit diesem Thema beschäftigen. Es wird in diesem Kapitel zunächst eine etwas umfangreichere Übersicht zur Solaraktivität gegeben. Denn die Unsicherheiten bei der Bestimmung solarer Aktivitätsänderungen sind weiterhin sehr groß. Dies erschwert es erheblich, abzuschätzen, welchen Anteil die Sonne an Klimaschwankungen auf unterschiedlichen Zeitskalen hat. Daher ist es für das Verständnis von ursächlichen Zusammenhängen solarer Aktivitäts- und terrestrischer Klimaschwankungen unerlässlich, sich zunächst den Aufbau der Sonne und die Grundzüge solarer Aktivität zu vergegenwärtigen. Im Folgenden wird daher ein knapper Überblick zum Aufbau der Sonne (Kap. 9.1.1), zu den Parametern solarer Aktivität (Kap. 9.1.2) und zu Einflüssen solarer Aktivitätsänderungen auf die Atmosphäre der Erde (Kap. 9.1.3) gegeben. Nach der Zusammenfassung des bisherigen Forschungsstandes folgen eigene Analysen zu korrelativen Zusammenhängen der Solarstrahlung mit dem Klima im südhemisphärischen Afrika (Kap. 9.1.5). In einem weiteren Schritt werden Kompositen- und Zeitreihenanalysen vorgestellt (Kap. 9.1.6ff.). Die Zeitreihenanalysen umfassen Autokorrelationsanalysen, spektrale Varianz- und Waveletanalysen. Damit lassen sich Hinweise auf mögliche solare Einflüsse auf das Klimasystem im Untersuchungsraum aufzeigen.

9.1 Einflüsse der Solaraktivität auf das Klima

Die Sonnenbeobachtung spielt eine zentrale Rolle in der Mythologie und Wissenschaft praktisch aller antiken Kulturen. Sonnenflecken wurden im alten Griechenland ebenso wie im antiken China beobachtet. Um mit dem bloßen Auge beobachtet werden zu können, müssen die Flecken jedoch etwa 40 000km groß sein. Erst die Entwicklung des Teleskops im 16./17. Jahrhundert half, die Existenz von Sonnenflecken zweifelsfrei zu belegen und systematisch zu beobachten. In Europa setzte die Beobachtung durch Galileo Galilei (1564-1642), Christoph Scheiner (1575-1650) und Johannes Fabricius (1587-1615) ein. Seither hat eine intensive Diskussion über mögliche solar-klimatische Zusammenhänge eingesetzt. Ein historischer Abriss dazu findet sich bei Benestad (2002, Tab. 8.1, S. 186f. bzw. Kap. 2.3 und Kap. 8.2).

Schon früh wurde eine Übereinstimmung von Sonnenaktivität und Klima für die Zeit des Maunder Minimums erkannt. Es wurde festgestellt, dass das Fehlen von Sonnenflecken mit der sog. Kleinen Eiszeit in Europa zusammenfällt. Dagegen lässt sich eine Korrelation der mittelalterlichen Warmzeit mit einer maximalen Sonnenaktivität aufzeigen. Auf einer multidekadischen bis säkularen Zeitskala lassen sich solare Signale bei einer Vielzahl von Proxies finden. Als Grundlage dienen dabei meist Spektralanalysen, wobei ein Höchstwert bei etwa 11 Jahren dann als Beeinflussung durch die Sonne interpretiert wird. Ältere Arbeiten sind ausführlich bei Hoyt und Schatten (1997) aufgeführt. Solche Signale finden sich in Zeitreihen, basierend auf Baumringen (Kromer et al. 2001), Korallen (Cobb et al. 2001), tropischen und polaren Eisbohrkernen, limnischen Sedimenten, Stalagmiten oder den SSTs (Reid 1991). Während lange als gewiss gilt, dass längerfristige (auf einer säkularen Zeitskala) Klimaschwankungen in Erdbodennähe teilweise parallel zu entsprechenden Variationen der Sonnenaktivität ablaufen, sind diese Kopplungen auf einer mittleren, dekadischen Zeitskala umstritten. Kurzfristige Variationen, beispielsweise Forbush Ereignisse (s.u.), sind hingegen wieder deutlicher zu belegen, da für solche Zeiträume auch die entsprechenden räumlich und zeitlich hochaufgelösten Daten vorliegen.

Bei der Betrachtung solarer Einflüsse auf das Klima wurden schon früh Kopplungen der Sonnenflecken mit der Temperatur der Erdoberfläche beispielsweise von Wolf (1859, zitiert in Benestad 2002, S. 188) und Köppen (1873, zitiert in Köppen 1914) ausführlich diskutiert. Die vielbeachteten Arbeiten von Köppen (1873, 1914) haben dabei auf einer recht umfangreichen Datenbasis Korrelationen der Temperatur und Sonnenfleckenanzahl herausgestellt. Köppen arbeitete 1873 auf der Basis von 403 weltweit verteilten Stationsdaten, die er später deutlich erweiterte. Dabei zeigt sich für den Zeitraum 1874-1904 eine gute Übereinstimmung im Temperaturverlauf in den Tropen mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus. Allerdings konnten dabei keine afrikanischen Stationsdaten berücksichtigt werden. Köppen stellt u.a. eine erhöhte Temperatur in Zeiten von Sonnenfleckenminima und eine erniedrigte Temperatur bei Sonnenfleckenmaxima heraus. Jedoch sind die Gebiete mit einer Temperaturerhöhung im Maximum größer als die mit einer Erhöhung im Minimum.

Arctowski untersuchte in vielen Arbeiten zu Beginn des 20. Jahrhunderts solar-klimatische Kopplungen. Dabei definierte er „pleionen“ und „antipleionen“, Gebiete der Erde mit positiven Temperaturanomalien im Sonnenfleckenmaximum bzw. negativen im Minimum (Benestad 2002, S. 187, 190). Die Begrifflichkeit wurde von Clayton (1936) aufgegriffen und bezogen auf den griechischen Bedeutungsursprung von „pleion“ (\cong mehr) auf Baro-, Thermo- und Ombropleionen, Gebiete mit einem „Mehr“ an Druck Temperatur bzw. Niederschlag erweitert. Diese Zuordnungen

konnten sich jedoch nicht etablieren und – n.b. – so sind Pleionen heute eigentlich nur noch als eine ostasiatische Orchideengattung bekannt.

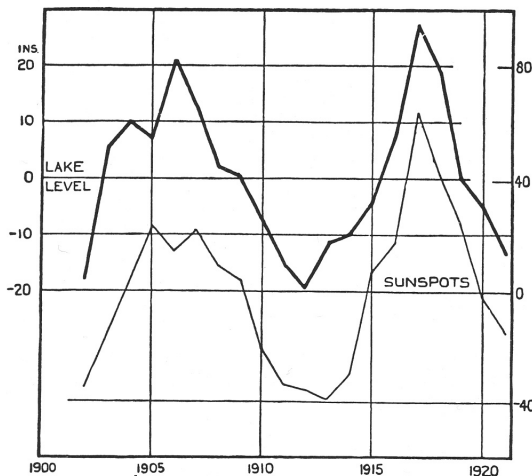


Abb. 9.1.1: Seespiegelstand des Viktoriasees und die Anzahl der Sonnenflecken von 1902 bis 1921 (Burroughs 2003, S. 8, Fig. 1.2 nach Shaw 1933).

Eine vielzitierte Arbeit legte Brooks 1923 vor. Darin zeigt er hohe Korrelationen mit dem Seespiegelstand des Viktoriasees und der Anzahl der Sonnenflecken zwischen 1902 und 1921 (siehe Abb. 9.1.1). Später, schon mit dem nächsten Sonnenfleckenmaximum von 1928, konnte mit einem erweiterten Beobachtungszeitraum gezeigt werden, dass sich dieser Zusammenhang nicht mehr aufrecht erhalten lässt. Diese Zeitreihen sollten in der Folge noch oft als Beispiel einer Scheinkorrelation abgedruckt werden (Hoyt & Schatten 1997, Burroughs 2003, S. 8)⁴². Dagegen sieht Yousef (2006) in den Seespiegelständen ein Abbild des solaren 80-120-jährigen Wolf-Gleissberg-Zyklus, ohne einen physikalischen Wirkungsmechanismus dafür anzuführen. Sollte hier jedoch ein klimatologischer Zusammenhang bestehen, ist damit eine prognostische Möglichkeit über die Entwicklung der Seespiegelstände gegeben.

Seit Mitte des 20. Jahrhunderts, mit dem Beginn der dynamischen Klimatologie auf der Basis Bjerknes Frontentheorie, wurden solar-terrestrische Zusammenhänge zunehmend skeptisch betrachtet. Zwischen den 1920er und 1980er Jahren gab es entsprechend wenige Arbeiten dazu. In den letzten Dekaden ist allerdings ein

⁴² Stager et al. (2005) können in ihrer Studie aufzeigen, dass die Korrelation des Seespiegels mit der Anzahl der Sonnenflecken zwischen 1890 und 1927 bei 0,85 lag, dann ging sie bis 1967 auf -0,35 zurück, seither lässt sich allerdings wieder eine positive Korrelation von 0,43 (1968 bis 2000) aufzeigen. Die Umkehr der Korrelation zwischen 1927 und 1968 wird auf Einflüsse des ENSO-Systems sowie des IOD (Indian Ocean Dipole) zurückgeführt. In einer jüngeren Arbeit verdeutlichen Stager et al. (2007), dass sich solare Signale auch in den Seespiegeln anderer ostafrikanischer Seen aufzeigen lassen. Gleichzeitig können positive Niederschlagsanomalien etwa ein Jahr vor dem Auftreten eines Sonnenfleckenmaximums aufgezeigt werden, welche zu den erhöhten Seespiegelständen führen.

verstärktes Forschungsinteresse, auch im Hinblick auf eine mögliche anthropogene Einflussnahme auf das Klima, zu beobachten. Inzwischen liegen zahlreiche Übersichten in Form von Büchern (Herman & Goldberg 1978, Hoyt & Schatten 1997, Benestad 2002, Pap & Fox 2004) und teilweise sehr ausführliche Artikel zu Einflüssen solarer Aktivitätsänderungen auf das Klima vor (z.B. Harrison & Shine 1999, Beer et al. 2000, Reid 2000, Pap et al. 2002, Rind 2002, Haigh 2003, Marsh & Svensmark 2003, de Jager 2005, Versteegh 2005, Foukal et al. 2006). Diese jüngeren Studien werden in Grundzügen nach einer Übersicht zum Aufbau der Sonne rekapituliert.

9.1.1 Der Aufbau der Sonne

Über den physikalischen Aufbau der Sonne liegen umfangreiche Studien vor. Der folgende Überblick beruht im Wesentlichen auf den Arbeiten von Giovanelli (1987), Lang (1996) und Benestad (2002).

Sterne werden in verschiedene Spektralklassen eingeteilt. Die Sonne gehört der Klasse G2, jener der gelben Sterne an. Sie hat einen Durchmesser von $1,39 \times 10^6$ km. Der Sonnenradius, der allerdings wellenlängenabhängig ist, entspricht 109 Erdradien. Die Sonne besteht zu 92,1% aus Wasserstoff, 7,8% aus Helium und 0,1% aus schwereren Elementen (Sauerstoff, Kohlenstoff, Stickstoff, Neon,...) und vollzieht eine Umdrehung (in einer differentiellen Rotation) von Ost nach West: innerhalb von 25 Tagen am Äquator, innerhalb von 27 Tagen in den mittleren Breiten und in 37 Tagen an den Polen. Die Sonnenmasse wird auf $1,989 \times 10^{30}$ kg geschätzt (Lang 1996, S. 22; Benestad 2002, S. 27). Dem mittleren Abstand der Sonne zur Erde von einer Astronomischen Einheit (1 AE = 149 597 870 km) entsprechend, benötigt das Sonnenlicht 8,32 Minuten, um diese Strecke zurückzulegen. Die Sonne baut sich aus verschiedenen Sphären auf:

Im Innern der Sonne, dem Sonnenkern, wird bei etwa 15 Millionen Kelvin Wasserstoff zu Helium fusioniert. Der extreme Gasdruck liegt bei einem 233 Mrd. fachen des irdischen Luftdruckes auf Meereshöhe, die Dichte im Sonnenkern liegt bei $151,3 \text{ g/cm}^3$ (Lang 1996, S. 21f.).

Auf den Kern folgt die Strahlungszone, die den größten Teil der Sonnenmasse ausmacht. Hier sinkt die Temperatur auf 0,5 bis 1,5 Millionen K ab. Der erhebliche Energietransport kann in diesem Umfang allerdings nicht alleine durch Wärmeleitung oder Konvektion erfolgen – es dominiert die Wärmestrahlung. Dabei wurde berechnet, dass die elektromagnetische Strahlung der Sonne, die heute die Erde

erreicht, vor 10 Millionen Jahren erzeugt worden ist (Gondolatsch et al. 1978, zitiert in Matthes 2003, S. 11). Lang (1996, S. 30) schreibt, dass im Mittel 170 000 Jahre nötig sind, um Strahlung von der Sonnenmitte zum Boden der Konvektionszone zu transportieren. In der folgenden Konvektionszone ist die Temperatur schon so weit verringert (auf 2 Mio. K), dass der Energietransport nur noch zum kleineren Teil als Strahlung, v.a. aber konvektiv erfolgt.

Die Photosphäre von nur wenigen hundert Kilometern Dicke, bildet die Sonnenoberfläche. Allerdings bezieht sich hier der Begriff „Fläche“ nur auf eine sichtbare Sonne, die Sonne selbst bildet ein Gaskontinuum, das nach außen immer dünner wird und daher auch über die Erde hinaus reicht. Auf der Photosphäre spielen sich die unmittelbar beobachtbaren Vorgänge ab. Die Temperatur liegt dort zwischen 4600 und 6000K, im Mittel bei 5780K. Das auffälligste Merkmal der Sonnenoberfläche bilden die Sonnenflecken (s.u.). Außerhalb der Sonnenflecken ist eine körnige Granulation ausgebildet. Diese stellt eine Auswirkung der Konvektion im äußeren Drittel der Sonne dar. Granulen sind unregelmäßige, zellenartige Merkmale mit einer Ausdehnung von etwa 1000km. Sie füllen die Sonnenoberfläche mit Ausnahme der Sonnenflecken aus und bilden die oberste Schicht von Konvektionszellen. Daher bleiben einzelne Granulen oft nur wenige Minuten erhalten, was eine andauernde Veränderung des Granulationsmusters zur Folge hat. Großräumigere Muster bilden dann die Supergranulen (etwa 30 000km Durchmesser), die sich in der violetten Kalziumlinie erkennen lassen und eine Lebensdauer von etwa einem Tag haben. Auf unterschiedlichen Größenskalen weisen auch magnetische Netzwerke Konvektionen auf. „Aktive Netzwerke“ oder „Aktive Bereiche“ bezeichnen Regionen von Faculae und Plages (s.u.), die sich entlang der Ränder von Konvektionszellen verstärken und abschwächen, insgesamt also Gebiete verstärkter magnetischer Aktivität darstellen. Faculae (Fackeln) erscheinen auf der Photosphäre, sie bilden helle Gebiete in der Nähe der Sonnenflecken. In kurzen Zeiträumen bis zu einigen Tagen dominiert das Abdunkeln der Sonnenflecken über die fackelinduzierte Aufhellung; auf einer langen Zeitskala kehrt sich das Verhältnis um.

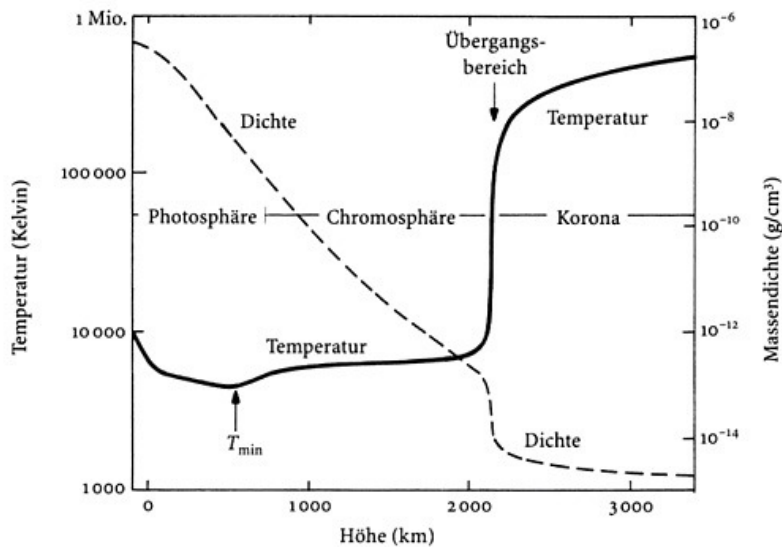


Abb. 9.1.2: Übergangsbereiche von Temperatur und Gas-Massendichte sind hier auf logarithmischem Maßstab als Funktion der Höhe in km für durchschnittliche ruhige Bereiche der Sonne aufgetragen (Lang 1996, S. 106, Abb. 6.8).

Die Chromosphäre ist mit 20 000K deutlich heißer als die Photosphäre, sie ist praktisch undurchsichtig und weist zahlreiche Spitzen, schmale Flammzungen - sog. Spikulen - auf, die stark vom Magnetfeld beeinflusst werden. Diese können bis etwa 10 000km Höhe aufsteigen und eine Breite von 500km aufweisen, sind aber nur wenige Minuten aktiv. Zahlreiche Fackelfelder sind auf der Chromosphäre erkennbar, die eng an starke Magnetfelder gekoppelt sind. Diese in monochromatischen Wasserstoff-alpha-Aufnahmen hell erscheinenden Merkmale der Chromosphäre werden nach dem französischen Wort für Strand Plages genannt (Lang 1996, S. 78). Daneben gibt es relativ kleine Gebiete mit einer hohen magnetischen Feldstärke, sog. magnetische Elemente oder Knoten. Fibrillen, langgezogene dunkle Objekte sind möglicherweise Spikulen in der Draufsicht, sie scharen sich um Aktivitätsgebiete - vergleichbar Eisenspänen um ein Magnetfeld.

Die äußerste Sphäre der Sonne bildet die helle Korona, welche die Sonne in einem Umfang von bis zu mehreren Sonnenradien umgibt. Deren Ausdehnung verläuft synchron mit dem 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus. Auch die Korona ist sehr viel heißer als die Photosphäre. Die Temperaturen liegen bei 1 000 000K, daher besteht die Korona nur noch aus Plasma. Abbildung 9.1.2 zeigt den Übergangsbereich von der Chromosphäre in die Korona, wo auf weniger als 100km ein sprunghafter Temperaturanstieg von 10^4K auf 10^6K erfolgt, der sich bislang nicht sicher erklären lässt.

Die Magnetfelder zwischen den Sonnenflecken reichen in weiten Bögen bis in die hohe Sonnenatmosphäre und tragen zur Aufheizung der Korona auf über eine Million Kelvin bei. Die Korona wird stark durch die Magnetfelder strukturiert.

Die koronalen Löcher sind weniger dichte Bereiche der Korona, die im Sonnenfleckenminimum häufiger auftreten. Sie geben daher auch kaum Röntgenstrahlung ab und sind auf entsprechenden Aufnahmen als dunkle Flächen zu sehen. Diese bilden an den Polen der Sonne den Ursprungsort des Sonnenwindes. Dieser Partikelstrom ist in den niedrigeren heliographischen Breiten langsamer. Durch den Partikelverlust halten die koronalen Löcher ihre Dichte weiter gering.

Der Sonnenwind bezeichnet kontinuierlich von der Sonne emittierte Partikel, die v.a. aus Protonen und Elektronen bestehen und mit etwa 400km/s (bis 800km/s) ihren Ursprungsort - die Korona - verlassen. Der durch den Sonnenwind verursachte Massenverlust der Sonne liegt nach Lang (1996, S. 120) bei 10^6 t pro Sekunde. Der Sonnenwind erzeugt eine riesige Plasmablase, die Heliosphäre, die auch Planeten mit einschließt. Die Heliopause bildet dann die Grenze zu interstellaren Gasen.

Flares sind plötzliche und kurz anhaltende Strahlungseruptionen mit extrem hohen Temperaturen, die kurzfristig sogar die des Sonnenkerns übersteigen können (Lang 1996, S. 131). Solche Sonnenausbrüche können Polarlichter auslösen und beeinflussen weiterhin das Erdmagnetfeld. Flares treten vor allem im Sonnenfleckenmaximum mit einer Anzahl von bis zu 25 pro Tag auf (Giovannelli 1987, S. 112).

Protuberanzen sind helle bis zu 100 000km hohe Ausbrüche von dichtem Wasserstoffgas, eine wichtige Quelle für energiereiche Partikelstrahlung von der Sonne. Protuberanzen und Filamente bezeichnen denselben Sachverhalt. Am Sonnenrand wird die Eruption, die sich nun gegenüber dem dunklen Weltraum abhebt, als Protuberanz bezeichnet, in der senkrechten Draufsicht werden sie als Filament bezeichnet und stellen sich als dunkle Erscheinungen auf der hellen Photosphäre dar.

Koronale Massenauswürfe bezeichnen gewaltige Massenauswürfe der Sonne, die sich als eine große schleifenähnliche Blase darstellen, sie ähneln den Flares, sind nur seltener und deutlich größer. Diese Form der Sonnenausbrüche dürfte die Hauptquelle für energiereiche Teilchen, welche die Erde erreichen, darstellen.

9.1.2 Parameter solarer Aktivität

9.1.2.1 Das Magnetfeld der Sonne

Der Begriff „solare Aktivität“ umfasst ein breites Spektrum von Phänomenen, wie der Anzahl der Sonnenflecken oder koronalen Störungen, die eng an das solare Magnetfeld gekoppelt sind. Ein Zusammenhang zwischen der solaren Aktivität und dem Magnetfeld wurde schon Mitte des 19. Jahrhunderts postuliert und konnte inzwischen für große Teile des Aktivitätsspektrums physikalisch plausibel dargestellt werden (Hoyt & Schatten 1997). Die wesentlichen beobachtbaren Auswirkungen des solaren Magnetfeldes schlagen sich im elfjährigen Zyklus der Sonnenflecken, der Beschränkung der Flecken auf bestimmte Breitengrade sowie deren äquatorialer Drift, dem Auftreten in bipolaren Gruppen, der langzeitlichen Variationen und dem Ausbleiben von Flecken über mehrere Zyklen (vgl. Maunder-Minimum) nieder. Magnetische Elemente von etwa hundert Kilometern Ausdehnung bilden, neben den Flecken, weitere Quellen des solaren Magnetfeldes, wo die Feldlinien an die Oberfläche gelangen.

Lockwood et al. (1999) sehen eine systematische Verstärkung des solaren Magnetfeldes um 100% während der letzten 100 Jahre. Das erdnahe interplanetare Magnetfeld zeigt, dass der magnetische Fluss der Sonne seit 1964 um den Faktor 1,4 zugenommen hat, seit 1901 hat dieser um den Faktor 2,4 zugenommen. Die Studie basiert auf dem aa-Index (s.u.), der als ein guter Proxy für Änderungen im erdnahen interplanetaren Magnetfeld angesehen werden kann.

Der einzige direkte Index zur Messung solarer Aktivitätsänderungen, der seit dem 19. Jahrhundert vorliegt, basiert auf der Anzahl der Sonnenflecken, bzw. der Sonnenfleckengruppen und den daraus abgeleiteten Indizes, wie eine 11-jährige Filterung der Daten oder die Sonnenfleckenzykluslänge. Dabei ist aber unbestritten, dass Sonnenflecken keinen optimalen Proxy für die Solaraktivität bei der Betrachtung langfristiger Änderungen darstellen. Ein Beispiel ist die Interaktion geomagnetischer Aktivität, die durch die Wechselwirkung des Sonnenwindes mit dem Magnetfeld bewirkt wird. Bei der langzeitlichen Betrachtung gibt es erhebliche Unterschiede im Verlauf der Sonnenfleckenanzahl und der geomagnetischen Aktivität. Während die Sonnenflecken während eines 11-jährigen Minimums auf nahezu Null zurückfallen, unterliegt die geomagnetische Aktivität einem langzeitlichen Trend. Solarstrahlungsmodelle parametrisieren ausgesuchte Indizes solarer Aktivität, welche die primären Ursachen der Strahlungsänderung widerspiegeln, dabei aber für einen weitaus längeren Zeitraum als die satellitengestützten Beobachtungen zur Verfügung stehen. Die Quellen und die Amplitude der Strahlungsvariationen auf einer Zeitskala, die

weiter reicht als die elfjährige Zyklendauer, ist weiterhin sehr ungewiss (Lean 2000a). Erkenntnisse von sonnenähnlichen Sternen und kosmogenen solaren Indizes geben Hinweise auf eine größere Variabilität als während der letzten zwei – durch satellitengestützte Beobachtungen detailliert untersuchten - Sonnenfleckenzyklen (Beer 2000). Dabei könnten auch Änderungen im Sonnendurchmesser, resultierend aus einer variablen Konvektionsstärke der Sonne, eine Rolle spielen (vgl. Kap. 9.1.2.4).

Aufhellung durch Fackeln ("facular brightening") und Abdunkeln durch Sonnenflecken ("sunspot darkening") werden v.a. dazu herangezogen, die Solarstrahlung zu modellieren. Der „Facular Brightening Index“ ist eine Zusammenstellung direkter täglicher Messungen der Emissionsraten aus den Fraunhoferlinien⁴³. Diese Messungen liegen allerdings erst ab 1975 vor. In Verbindung mit Daten zum 10,7cm Radiofluss lässt sich ein Index chromosphärischer Variabilität ab etwa 1950 entwickeln. Basierend auf CaK-Spektroheliogrammen vom Mt. Wilson (Kalifornien, USA) konnten Plage Emissionen seit 1905 rekonstruiert werden. Die Korrelation zwischen diesen beiden CaK-Plage-Indizes liegt allerdings für den Zeitraum 1945 bis 1985 nur bei 0,83 – ein Hinweis auf mögliche Unstimmigkeiten in der Beobachtung - oder auf reale Unterschiede (Lean 2000a). Die Strahlungsänderungen der Sonne lassen sich offensichtlich auf Änderungen im Magnetfeld zurückführen. Während auf einer kurzen Zeitskala die Solarstrahlung mit dem oberflächlichen magnetischen Fluss antikorreliert ist, sind die Korrelationen auf Zeitskalen über einem Monat positiv. Dies lässt auf zwei Wirkungsmechanismen schließen: Das starke Magnetfeld der Sonnenflecken bewirkt negative Abweichungen, während das schwächere Magnetfeld der Faculae eine Verstärkung der Solarstrahlung induziert. Daneben muss das sog. „aktive Netzwerk“ (von Magnetfeldern) auf einer längeren Zeitskala berücksichtigt werden. Auch wenn insgesamt ein beträchtlicher Teil der Strahlungsänderungen mit magnetischer Aktivität (Sonnenflecken, Faculae, mag. Netzwerk) erklärt werden kann, lässt sich nicht die gesamte Strahlungsänderung als Manifestation oberflächlicher magnetischer Aktivität beschreiben (Pap et al. 2002). Helioseismische Daten, die das Sonneninnere betreffen, helfen dem Verständnis der veränderlichen Solarstrahlung.

⁴³ Im Fraunhofer'schen Linienspektrum lassen sich die auf der Sonne vorkommenden chemischen Elemente identifizieren.

9.1.2.2 Sonnenflecken

Sonnenflecken bezeichnen relativ dunkle kreis- bis ellipsenförmige Regionen auf der Photosphäre, die mit einem starken Magnetfeld und niedrigeren Temperaturen verbunden sind. Erst 1908 konnten durch George E. Hale (1868-1938) die Sonnenflecken als Orte mit sehr starken Magnetfeldern bestimmt werden. Diese Felder bewirken eine Aufspaltung der Spektrallinien solarer Gase, die mit Spektrographen dargestellt werden können. Ein angeregtes Atom sendet bei einer bestimmten Wellenlänge Licht aus, auf welcher es auch Licht absorbieren kann. Diese Absorptionslinien zeigen sich im Sonnenspektrum. Der Ionisationsgrad wird dabei in einer römischen Ziffer angegeben (z.B. Ca II, d.h. Kalzium, dem zwei Elektronen fehlen). Hale konnte mit Hilfe des Zeeman-Effektes den Nachweis erbringen, dass Sonnenflecken Orte mit sehr starken Magnetfeldern von bis zu 0,4 Tesla darstellen (1 Tesla = 10 000 Gauß; das irdische Magnetfeld hat eine Stärke zwischen 30 μ T (bzw. 30 000 Nanotesla) am Äquator und knapp über 60 μ T an den Polen). Der Zeeman-Effekt bewirkt, dass bei Atomen in einem Magnetfeld die Spektrallinie in mehrere Komponenten, die in der Wellenlänge leicht verschoben sind, aufgespalten wird. Die Aufspaltungsgröße gibt einen Hinweis auf die Stärke des Magnetfeldes. Die magnetischen Flussdichten der Sonne sind damit etwa 10 000 Mal stärker als das Magnetfeld der Erde (Lang 1996).

Sonnenflecken bestehen aus einem dunklen Kern, der Umbra⁴⁴, der von der helleren Penumbra, einem filamentartigen - faserigen - Randgebiet umgeben wird. Die Penumbra ist nicht immer vollständig ausgebildet, bei kleineren Flecken kann sie auch ganz fehlen. Während eines Sonnenfleckenzyklus verändert sich die Struktur der Umbra stärker als die der umgebenden Penumbra⁴⁵. Ein Sonnenfleck zeichnet sich durch ein regional intensiviertes Magnetfeld aus, dessen Feldlinien eine

⁴⁴ In der Umbra lassen sich die dunklen umbralen Kernbereiche von einem diffusen, dunklen Hintergrund in der Umgebung unterscheiden. Auftretende helle, punktförmige Strukturen bezeichnet man als Umbrapunkte bzw. „umbrale Punkte“ („umbral dots“). Eine weitere Struktur sind die Lichtbrücken eines Sonnenflecks. Aneinander gereihte Granulen und „umbral dots“ können sich zu einer Lichtbrücke, die sich als langer heller Streifen darstellt, zusammenschließen. Lichtbrücken weisen dabei eine erheblich reduzierte Feldstärke gegenüber der Umbra auf (Solanki 2003).

⁴⁵ Die sichtbare Schicht der Penumbria liegt in der sog. „Wilson depression“, einige 100-500km „tiefer“ als die ruhige Sonnenoberfläche. Diese Depression ist allerdings nur eine optische, keine geometrische, da das sichtbare Licht aus einer tieferen Schicht stammt. Die Penumbra weist sogenannte Filamente, Fasern oder Fäden auf, die meist radial von der Umbra zur ruhigen Sonne hin verlaufen. Bei den Filamenten handelt es sich um Ketten von sehr kleinen „penumbral grains“, hellen Punkten von einigen hundert Kilometern Ausdehnung. Die schlangenförmigen Filamente sind Areale kalter Gase im Bereich starker Magnetfelder. Dunkle langgestreckte Fibrillen, sichtbar im H α -Licht, erweitern die sehr veränderlichen Feinstrukturen im Bereich der Sonnenflecken.

orthogonale Konvektion unterdrücken und dabei Areale mit kühlerem Material hervorbringen, das auf Grund seiner Temperatur dunkler erscheint. Während die umgebende Photosphäre etwa 5780K heiß ist, liegt die Temperatur der Sonnenflecken bei 3800K. Die Umbra strahlt nur mit etwa 20-30% der wellenlängenintegrierten Strahlung der ruhigen Sonne, die Penumbra mit 75-85%. Die Umbra ist 1000 bis 1900K kälter als die Oberfläche der ruhigen Sonne, die Penumbra nur 250 bis 400K (Solanki 2003, S. 161). Der Durchmesser dieser Flecken liegt zwischen 3500 und 60 000km, wobei sehr große Flecken seltener auftreten. Eine sehr detaillierte Übersicht zu Sonnenflecken findet sich bei Solanki (2003).

Die Fleckenaktivität steigt zu einem Maximum innerhalb von etwa vier Jahren an, und fällt auf das folgende Minimum in sieben Jahren. Mit dieser Periode verschiebt sich auch die Position der Fleckenherde auf der Sonne von etwa 35° am Anfang in Richtung auf den Äquator beim Maximum. Die Flecken treten häufig in bipolaren Gruppen auf mit einem primären Fleck in Rotationsrichtung und einem nachfolgenden Fleck entgegen gesetzter Polarität. Das heißt, die Magnetfeldlinien verbinden mehrere Flecken zu einer bipolaren Fleckengruppe. Die Richtung der Feldlinien kehrt sich mit jedem Zyklus um, so dass zwei 11-jährige Intensitäts-Zyklen einen übergeordneten 22-jährigen Zyklus bilden. Die Anzahl der Sonnenflecken variiert dabei von praktisch keinen bis zu über 250 Sonnenflecken (254 im Oktober 1957). Damit lassen sich zwei 11-jährige Schwabe-Zyklen, benannt nach seinem Entdecker Heinrich Schwabe (1789-1875), zu einem 22-jährigen Hale-Zyklus zusammenfassen. Einen längeren Zyklus bilden der etwa 78 (nach Wolf) bzw. 88-jährige Gleissberg-Zyklus und der 180-208-jährige Suess-Zyklus. Gegenwärtig befinden wir uns auf der aufsteigenden Flanke des Gleissberg-Zyklus. Damit ist mit einer weiteren Zunahme des solaren Energieoutputs zu rechnen.

DAILY SUNSPOT AREA AVERAGED OVER INDIVIDUAL SOLAR ROTATIONS

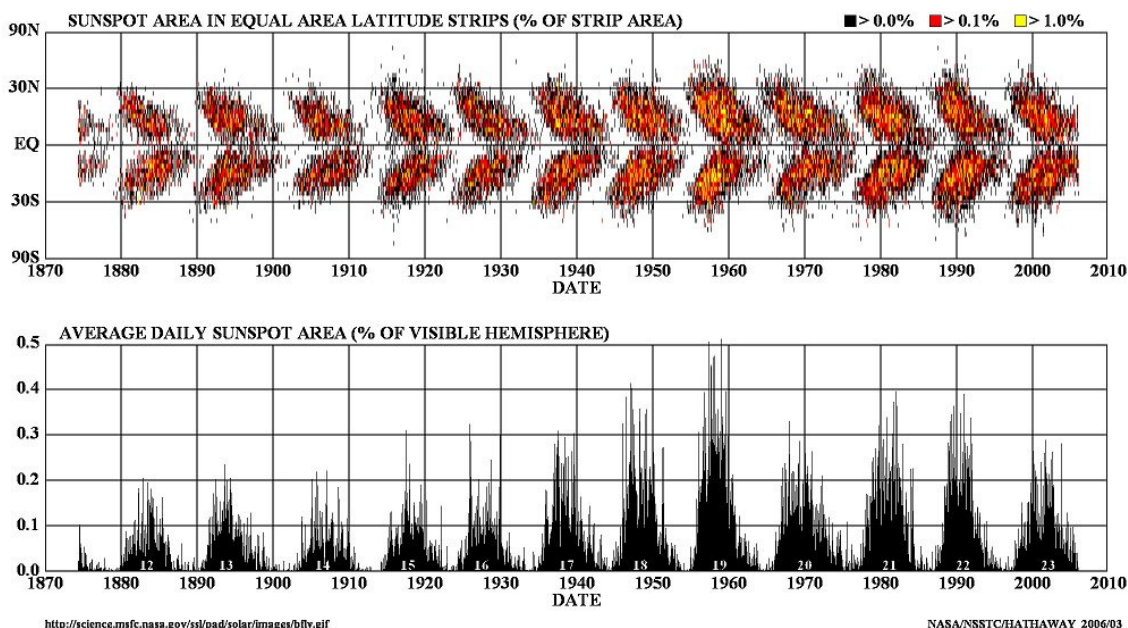


Abb. 9.1.3: Schmetterlingsdiagramm der Sonnenflecken (obere Abb.); Sonnenfleckenareal in prozentualem Anteil der sichtbaren Hemisphäre (untere Abb.) (<http://sciencia.nasa.gov/headlines/y2006/images/longrange/butterfly.jpg> - Okt. 2006).

Das relativ rasche Wachstum der Sonnenflecken beginnt meistens mit einer kleinen Gruppe in einer 30° Umgebung zum Äquator. Schließlich nähern sich die meisten Gruppen dem Äquator $\pm 15^\circ$ an. Zum Ende des Sonnenfleckenzyklus erfolgt eine noch engere Anlagerung an den Äquator $\pm 8^\circ$. Diese Entwicklung ist deutlich an den sog. Schmetterlingsdiagrammen erkennbar (dazu Abb. 9.1.3). Der Zerfall der Gruppen geht deutlich langsamer vor sich als der Aufbau. Oft treten bipolare Sonnenflecken auf, die sich parallel des Äquators ausrichten. Dabei haben alle Gruppen einer solaren Hemisphäre dieselbe der anderen Hemisphäre entgegengesetzte Ausrichtung. Im Sonnenfleckenminimum kehrt sich die Polarität um. Daher lassen sich die ersten Flecken eines Zyklus von den letzten des vorangegangenen auch anhand der Breitenlage und der Polarität unterscheiden. Diese äquatoriale Verlagerung der Flecken sowie deren Auftreten in bestimmten Breitengraden wird als Spörers Gesetz bezeichnet.

Die längste Beobachtungsreihe zur Solaraktivität liegt in den Zürcher („Wolf'schen“) Sonnenfleckenrelativzahlen vor, die seit 1848 täglich gemessen werden. Der Index wird heute beispielsweise vom Sunspot Index Data Center (SIDC) in Brüssel bereitgestellt. Die Wolf'schen Sonnenflecken (benannt nach dem ehe-

maligen Direktor des Zürcher Observatorium – Rudolf Wolf (1816-1893)) basieren auf folgender Gleichung:

$$R = k (10g+f)$$

Die Sonnenfleckenrelativzahl ergibt sich dabei aus der absoluten Anzahl der Sonnenflecken (f), der Anzahl der Sonnenfleckengruppen (g) sowie einem beobachtungsabhängigen Skalierungsfaktor (k). Der Faktor k wurde 1882 von 1 nach 0,6 verändert (Hoyt & Schatten 1997, Solanki & Fligge 1998, 1999).

Die Wolf'sche Formel zur Ermittlung der Sonnenfleckenrelativzahl korreliert gut mit physikalischen Größen wie dem 10,7cm Radiofluss⁴⁶, dem magnetischen Fluss oder dem Röntgenstrahlenfluss. Allerdings erscheinen die ersten Zyklen in ihrem Verlauf nicht ganz zuverlässig. Monatliche R – Werte liegen seit 1749 vor, doch sind sie vor 1849 lückenhaft (Hathaway et al. 2002).

Tägliche Aufzeichnungen über Sonnenflecken und Fackeln liegen seit 1874 auch durch Beobachtungen am Royal Greenwich Observatory vor. Inzwischen konnten tägliche Sonnenflecken seit dem Jahr 1818 rekonstruiert werden. Seit 1915 wurden am Wilson Observatorium (Kalifornien, USA) tägliche Aufzeichnungen und fotografische Beobachtungen über die Sonne verfügbar. Auf deren Basis kann die Anzahl magnetischer Netzwerke und Fackeln über diesen Zeitraum rekonstruiert werden. Ein großer Schub an neuem Datenmaterial setzte mit den Beginn der satellitengestützten Beobachtung Ende der 1970er Jahre ein.

Monatliche oder jährliche Rekonstruktionen der Anzahl der Sonnenflecken reichen bereits mehrere Jahrhunderte zurück. Rekonstruktionen von Usoskin et al. (2003) liegen bis zum Jahr 850 vor und erweitern den bisherigen Zeitraum erheblich. Die Rekonstruktion beruht auf ¹⁰Be-Isotopen, die aus Eisbohrkernen gewonnen wurden. Diese Zeitreihe liefert robuste Hinweise darauf, dass die Sonnenfleckenaktivität während der letzten 60 Jahre einmalig für den gesamten Zeitraum von 850 Jahren ist. Die durchschnittliche Anzahl der Sonnenflecken lag zwischen 850 und 1900 bei 30, seit 1900 liegt sie bei 60 und seit 1944 bei 76. Für die beobachteten Sonnenfleckengruppen liegen die entsprechenden Werte seit 1610 bei 25, 61 und

⁴⁶ Dieser entspricht der Energiestrahlung der Sonne auf der entsprechenden Wellenlänge von 10,7cm ($\cong 2800\text{MHz}$, bzw. $10^{-22}\text{Watt/m}^2/\text{Hz}$ (bzw. 10^4 Jansky)), der sog. 10,7cm Solar Flux F (SFU=Solar Flux Unit). Die Werte bewegen sich zwischen 70 im solaren Minimum und 200 im solaren Maximum. Eine Einheit hat die Dimension von 10^{-22} W/m^2 . Dieser Wert wird seit dem 14.2.1947 täglich von einem Radioteleskop bei Ottawa (Kanada) gemessen. Seit Juni 1991 werden die Messungen in Penticton (Kanada) fortgeführt.

75. Die Rekonstruktion wird insbesondere in Phasen hoher Sonnenfleckenanzahl als zuverlässig eingestuft. Usoskin et al. (2006a) haben die Rekonstruktion inzwischen bis 5 000BC ausgedehnt. Die Untersuchung von Solanki et al. (2004) legt auf der Basis von ^{14}C -Daten eine Rekonstruktion der Sonnenfleckenanzahlen der letzten 11 400 Jahre vor. Diese Untersuchung unterstützt die Überlegung zum hohen Niveau magnetischer Aktivität in den letzten Dekaden.

Sonnenflecken treten oft in Gruppen auf, die eine gemeinsame Magnetfeldstruktur aufweisen. **Sonnenfleckengruppen** lassen sich nach unterschiedlichen Kriterien klassifizieren. Die Gruppen werden drei großen Kategorien untergeordnet, den unipolaren, bipolaren und komplexen Gruppen. Hoyt und Schatten (1998) legen als Alternative zu den Zürcher Sonnenfleckenrelativzahlen eine eigenständige Sonnenfleckengruppenzahl vor. Ziel dieser Arbeit ist es, einen Proxy der Solaraktivität zu erhalten, der weniger anfällig auf beobachtungsbedingte Einflüsse ist, und daher konsistenter. Schließlich spielen bei der Bestimmung der Sonnenfleckenanzahl durch visuelle Beobachtung neben einer veränderten Beobachtungsapparatur auch Variationen in der atmosphärischen Transparenz eine Rolle. Eine langfristige Zunahme von Staub, Dunst oder Wolken in einem wärmeren Klima kann Sonnenflecken verdecken und damit die Anzahl unterschätzen. Hoyt und Schatten (1998) können nach ausführlichen Recherchen die Wolf'sche Datenbasis um etwa 80% erweitern, so dass insgesamt über 450 000 Beobachtungen zu Sonnenflecken von 463 Beobachtern zusammengetragen wurden. Diese Datenbasis dient der Ermittlung einer Sonnenfleckengruppenzeitreihe für den Zeitraum von 1610 bis 1995, allerdings mit Fehlwerten bis zum Jahr 1795. Der Gruppenindex basiert insgesamt auf einer größeren Beobachtungsanzahl als die reinen Sonnenfleckenrelativzahlen.

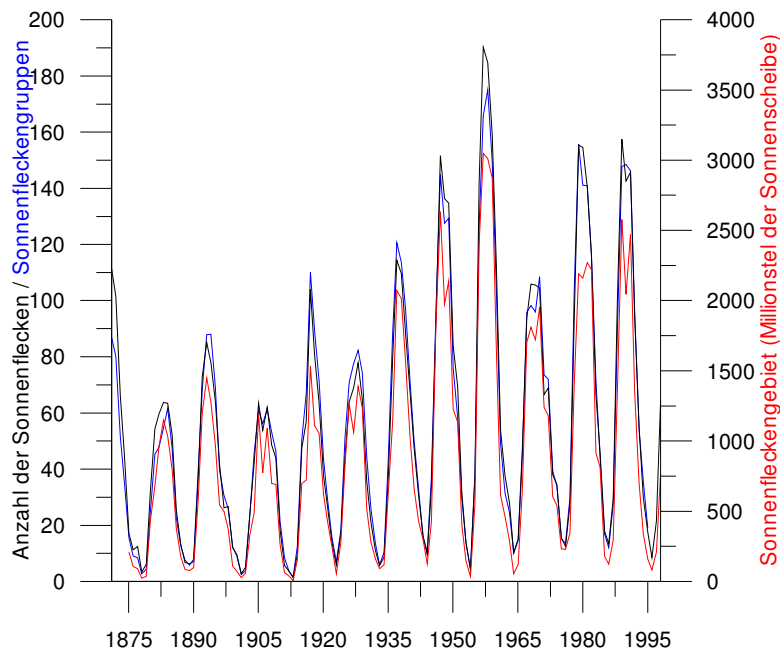


Abb. 9.1.4: Unterschiedliche Rekonstruktionen solarer Aktivität. Dargestellt ist die Anzahl der Sonnenflecken (in schwarz), der Sonnenfleckengruppen (in blau) sowie das Gebiet der Sonnenflecken auf der Sonnenscheibe (in rot).

In Abbildung 9.1.4 ist neben der Anzahl der Sonnenfleckengruppen die der Sonnenflecken dargestellt, ergänzend wird ein weiterer Parameter solarer Aktivität aufgezeigt: das Areal, das die Sonnenflecken auf der Sonne einnehmen. Daneben gibt es einen weiteren abgeleiteten Parameter, der zu solar-klimatischen Studien herangezogen wird: die Sonnenfleckenzykluslänge, die im Folgenden kurz thematisiert wird.

Sonnenfleckenzykluslänge

Bereits 1901 wurde von William Lockyer die Sonnenfleckenzykluslänge untersucht (Benestad 2002, S. 192). Aber erst 90 Jahre später mit der Studie von Friis-Christensen und Lassen (1991) hat eine breite und sehr kontroverse Diskussion um die Sonnenfleckenzykluslänge als ein Parameter, der das terrestrische Klima beeinflusst, eingesetzt. Die Autoren hatten die Länge der einzelnen Sonnenfleckenzyklen und die gemittelte Landtemperatur in der nördlichen Hemisphäre⁴⁷ für den Zeitraum von knapp 130 Jahren miteinander korreliert: je kürzer die Fleckenzyklen sind, je schneller also der magnetische Dynamo der Sonne läuft, um so wärmer ist es auf der Erde. Momentan sind die Zyklen eher kurz (9,5 Jahre), dies könnte zu einem gewissen Anteil die aktuelle Erwärmung erklären. Zwischen 1900

⁴⁷ Analoge Studien zur Südhemisphäre, oder gar speziell zu Afrika, liegen bislang nicht vor.

und 1940 lag die Sonnenfleckenzykluslänge abnehmend zwischen 12 und 10 Jahren. Abbildung 9.1.5 illustriert diesen Zusammenhang von Sonnenfleckenzykluslänge und Temperaturwerten der Nordhemisphäre.

Allerdings können Friis-Christensen und Lassen (1991) keinen schlüssigen physikalischen Mechanismus für ihre Hypothese darlegen. Eine hohe Korrelation besteht jedoch zwischen der Sonnenfleckenzykluslänge und der Sonnenfleckenzerfallsrate, daher ist es plausibel, dass die Sonnenfleckenzykluslänge aus der Zerfallsrate resultiert (Hoyt & Schatten 1993). Lassen und Friis-Christensen konnten 1995 ihre Zeitreihen bis zum Jahr 1500 ausdehnen und bestätigen damit auch auf einer längeren Zeitskala ihre 1991 postulierten Zusammenhänge nordhemisphärischer Temperatur und der Sonnenfleckenzykluslänge. Dabei wird aber deutlich, dass das solare Modell nur noch etwa die Hälfte der Mitteltemperaturvariabilität statistisch erklären kann, während es bei der vorhergehenden Arbeit von Friis-Christensen und Lassen (1991) etwa zwei Drittel waren.

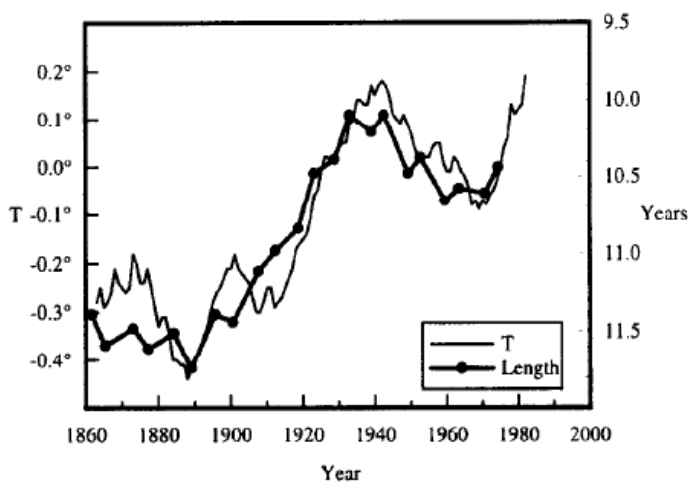


Abb. 9.1.5: 11-jährig gleitende Temperaturwerte der Nordhemisphäre und die Sonnenfleckenzykluslänge (Friis-Christensen & Svensmark 1997, Fig. 1, S. 915).

Problematisch an der Studie von Friis-Christensen und Lassen (1991) ist ein ungleiches Gewichten der Eingangsdaten, das eine künstliche Korrelation am Ende der Zeitreihe hervorruft (Laut & Gundermann 1998). Darauf hat schon Schönwiese (1992) hingewiesen, er schreibt von einer „statistisch sehr fragwürdigen Form (sog. „Gleissberg-Glättung“⁴⁸) der Zeitreihen“ (S. 33). Damit werden ungleich gewichtete Daten in einer Zeitreihe vermengt. Auch die Kritik von Laut (2003) an den Arbeiten von Lassen und Friis-Christensen (1995, 2000) bezieht sich auf die Probleme, die mit der Filterung der solaren Daten verbunden sind.

⁴⁸ Um das wesentliche Verhalten der Sonnenfleckenzyklen zu untersuchen, hatte Wolfgang Gleissberg (1903-1986) einen Tiefpassfilter mit den Koeffizienten 1-2-2-2-1 jeweils für die Zeitreihen der Sonnenfleckenminima und -maxima verwendet.

Laut und Gundermann (1998) zeigen, dass die Hypothese der Sonnenfleckenzykluslänge die der anthropogen bedingten Erwärmung der Erde unterstützt und ihr nicht, wie oftmals argumentiert wurde, widerspricht. Für den Zeitraum 1579 bis 1987 wurde die Untersuchung auf der Basis von Landtemperaturen der Nordhemisphäre vorgenommen. Dabei wurde der anthropogen induzierte Anteil an der Temperaturzunahme abgezogen, was eine deutliche Verbesserung der Korrelation Sonnenfleckenzykluslänge - Temperatur zur Folge hatte. Daraus folgt, dass die Zeitreihen von Friis-Christensen und Lassen nicht dafür herangezogen werden können, den anthropogenen Anteil an der globalen Erwärmung zu bestreiten, da sie, bei korrekter Darstellung, das Gegenteil unterstreichen. Eine ausführliche Auseinandersetzung mit den Arbeiten von Friis-Christensen und Lassen findet sich bei Benestad (2002, S. 212ff.).

Eine grundsätzliche Schwierigkeit besteht darin, die Länge eines Sonnenfleckenzyklus exakt zu bestimmen. Zunächst muss geklärt werden, ob der Zyklus im Minimum oder Maximum beginnt. Generell wird die Zykluslänge über das Zeitintervall, das zwischen zwei aufeinander folgenden Sonnenfleckenminima liegt, definiert. Allerdings hängt das Minimum davon ab, wie die Sonnenfleckenrelativzahlen vorher (zu Monatsmitteln) gemittelt und evtl. geglättet wurden. Damit kann das Sonnenfleckenminimum um 4-5 Monate variieren (Mursula & Ulich 1998). Problematisch ist bei der Sonnenfleckenzykluslänge die zu Grunde liegende zeitliche Auflösung, Zyklen beginnen und enden nicht immer in der gleichen Jahreszeit und beinhalten daher eine unterschiedliche Anzahl jahreszeitenspezifischer Monate⁴⁹.

9.1.2.3 Solarstrahlung

„Die Energieflussdichte der von der Sonne kommenden Strahlung am Ort der Erde durch eine senkrecht auf der Verbindungsgeraden zwischen Sonne und Erde stehenden Fläche, gemittelt über die Erdbahn bzw. über ein Jahr, wird als Solarkonstante [...] bezeichnet“ (Roedel 2000, S. 17). Die Solarstrahlung (fälschlicherweise meist als Solarkonstante bezeichnet) soll im Folgenden knapp thematisiert werden. Schließlich ist sie neben den Sonnenflecken der dominante Parameter in solar-klimatischen Studien.

Seit Ende 1978 liegen präzise - allerdings in Abhängigkeit vom jeweils eingesetzten Sensor - unterschiedliche satellitengestützte Beobachtungen zur Solar-

⁴⁹ Die von Mursula und Ulich (1998) vorgestellte Bestimmung der Sonnenfleckenzykluslänge wurde von Thejll und Lassen (2000) verwendet, um den von Friis-Christensen und Lassen (1991) gefundenen Zusammenhang mit aktualisierten Daten zu überprüfen.

strahlung vor. Die Bandbreite der Messungen nennt eine Solarstrahlung zwischen 1365 und 1373 W/m² (Fröhlich & Lean 1998, zitiert in: Benestad 2002, S. 8), wobei meist ein Wert von 1366 ± 2 W/m² angegeben wird. Die Genauigkeit der satellitengestützten Messungen liegt bei $\pm 0,2\%$, und damit über der 0,15-prozentigen Variation der Solarstrahlung innerhalb eines Sonnenfleckenzyklus. Erschwerend kommt hinzu, dass innerhalb des schon kurzen Messzeitraumes eine fast zweijährige Datenlücke vorhanden ist (zwischen den SMM/ACRIM I und den UARS/ACRIM II Datensätzen⁵⁰). Dabei ist strittig, wie die unterschiedlichen Datensätze zu skalieren und kalibrieren sind, um sie vergleichbar zu machen (dazu Pap et al. 2002). Nach einer Zusammenstellung und Anpassung der unterschiedlichen Satellitendaten durch Fröhlich und Lean (1998) zeigt sich keine Änderung in den Minima bzw. Maxima des Sonnenfleckenzyklus 21 und 22, während Willson (1997) noch einen Anstieg der Solarstrahlung um 0,03% zwischen dem Minimum des Zyklus 22 und des Zyklus 21 ausmachte (zitiert in Pap et al. 2002, S. 1421). Willson und Mordvinov (2003) untersuchen verschiedene satellitengestützte Beobachtungsdaten der Solarstrahlung zwischen 1978 und 2002. Sie zeigen dabei die Schwierigkeiten der Rekonstruktion einer einheitlichen Solarkonstante, dabei können sie einen leicht ansteigenden Trend von 0,05% pro Dekade zwischen den Minima der solaren Zyklen 21-22 und 22-23 ausmachen. Dieser Trend von Minimum zu Minimum könnte einen Hinweis auf eine TSI-Variabilität (Total Solar Irradiance, gesamte Energieabstrahlung der Sonne) geben, die durch noch unbekannte Mechanismen neben dem magnetischen Zyklus verursacht wird. Auf einer längeren Zeitskala wären entsprechend größere Variationen vorstellbar.

Die zwei Dekaden satellitengestützter Sonnenbeobachtung zeigen die Variabilität solarer Strahlung auf allen Zeitskalen von Minuten bis Dekaden (Pap et al. 2002). Auch der Einfluss von Granulation und Supergranulation auf die gesamte Solarstrahlung kann auf den kurzen Zeitskalen verdeutlicht werden. Auf einer täglichen bis monatlichen Skala sind kombinierte Einflüsse aus Sonnenflecken, Faculae und anderen photosphärischen Parametern entscheidend für Variationen der Solarstrahlung.

⁵⁰ Solar Maximum Mission (SMM) / Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) - Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor (ACRIM)

Rekonstruktionen der Solarstrahlung

Zur Rekonstruktion der Solarstrahlung können verschiedene Parameter herangezogen werden. Am wichtigsten sind sicherlich die Anzahl der Sonnenflecken und die Sonnenfleckenzykluslänge, daneben werden die Emission von "singly ionized calcium (Ca II), die Sonnenfleckenzerfallsrate, die Sonnenrotation oder der geomagnetische aa-Index benutzt (Lean et al. 1992, Hoyt & Schatten 1993, Solanki & Fligge 1998). Letzterer resultiert aus frühen Beobachtungen zu einem (möglichen) Zusammenhang zwischen erdmagnetischen Störungen und der Sonnenfleckenrelativzahl. Inzwischen ist bekannt, dass sich ein kleiner Teil der erdmagnetischen Feldstärke (etwa 2%) auf Signale aus der höheren Atmosphäre zurückführen lässt. Als Maß für die Stärke des irdischen Magnetfeldes wird der geomagnetische aa-Index herangezogen. Der aa-Index wird in Nanotesla (nT) angegeben, es wird das Aktivitätsniveau des Magnetfeldes bei einer Breite von etwa 50° bezeichnet⁵¹. Eine ausführliche Beschreibung dieses Index findet sich bei Mayaud (1973).

Eine Schwierigkeit besteht darin, zu unterscheiden, welche Anteile durch Änderungen des irdischen Magnetfeldes und welche durch extraterrestrische Einflüsse verursacht werden. Andere Probleme bestehen in Messfehlern und Inhomogenitäten in den Datenreihen. Ein maximaler aa-Index Wert wurde 1990 erreicht, während die maximalen Werte der Sonnenfleckenanzahl und des 10,7cm Fluss 1958 erreicht wurden. Dies liegt daran, dass die Sonnenfleckenanzahl nach jedem Zyklus auf nahe Null zurückfällt, während der aa-Index daneben langjährige Modulationen aufweist (Cliver et al. 1998, Lean & Rind 1998). Die Korrelationen des aa-Index mit der Sonnenfleckenrelativzahl bestehen über lange Zeiträume, zu Beginn der Zeitreihe liegt der aa-Index unterhalb, und gegen Ende oberhalb des Niveaus der Sonnenfleckenrelativzahl. Der aa-Index korreliert hoch mit der Sonnenfleckenrelativzahl, sofern keine jährlichen Mittelwerte herangezogen werden. Der aa-Index folgt meist 1-2 Jahre den Sonnenfleckenrelativzahlen (vgl. Abb. 9.1.6). Eine Korrektur und Erweiterung des aa-Index legen Svalgaard und Cliver (2004) vor. Damit wollen sie das Problem beheben, dass dieser Index trotz Inhomogenitäten bisher eine konstante Kalibrierung über den gesamten Messzeitraum hatte. Dazu entwickeln sie einen langzeitlichen Mittelbreiten Inter-Hour Variability (IHV) Index.

⁵¹ Der Index wurde zunächst (1868-1925) in Greenwich (UK) gemessen, dann (1926-1956) in Abinger (UK), schließlich seit 1957 in Hartland (UK). Auf der Südhemisphäre wurde der Index von 1868-1919 in Melbourne (Australien), dann (1920-1979) in Toolangui (Australien), und seit 1980 in Canberra (Australien) gemessen. Die Daten werden im 3 Stunden Intervall als K-Index erhoben, dieser wird anschließend in die Amplitude zurück konvertiert als aK Index. Ein aa-Wert ist der Durchschnitt des nördlichen und des südlichen Wertes, dieser wird dann leicht im Hinblick auf die unterschiedliche Breitenlage der Stationen und Stationsverlagerungen gewichtet.

Inzwischen liegen einige Rekonstruktionen der Solarstrahlung vor. Eine frühe Rekonstruktion nach Kondratyev und Nikolsky (1970) basiert auf einer einfachen Regressionsbeziehung zwischen der Sonnenfleckenzahl und der Solarkonstanten. Letztere Werte konnten aus Radiosondenmessungen aus Ballonaufstiegen gewonnen werden (Schönwiese 1992). Da diese Datenbasis nicht mehr mit heute vorhandenen Satellitenmessungen konkurrieren kann, findet diese Rekonstruktion auch keine Verwendung mehr. Die von George Reid rekonstruierte Solarkonstante, die auch bei Harrison und Shine (1999) kritisch diskutiert wird, weist nach Aussagen von Reid, verglichen mit anderen Rekonstruktionen, zu große Variationen auf: "Concerning my own irradiance reconstruction, I now feel that the variations I deduced are probably too large, and I would be more inclined to use Judith Lean's version." (pers. Mitt. Okt. 2003). Diese Rekonstruktion basierte auf der vereinfachten Annahme, dass die TSI linear auf eine gefilterte Sonnenfleckenzahl bezogen werden kann. Als Referenz dient die Annahme einer Temperaturabsenkung im Maunder Minimum um 1 °C, die sich zur Gänze auf einen Rückgang der Solaraktivität zurückführen lässt (Reid 1997). Foukal (2002) legt eine eigenständige Rekonstruktion der Solarstrahlung vor. Seine neue Rekonstruktion zeigt nicht mehr den starken säkularen Trend der Solarstrahlung. Das zu Grunde gelegte Modell basiert auf magnetisch aktiven Gebieten, den Plages, die sich aus CaK- Spektroheliogrammen (Bilder der Sonne in schmalen Filterbereichen der Ca II und K Linien), die seit 1905 vorliegen, erfassen lassen. Damit wird das Gebiet magnetischer Plages für 1915 bis 1999 abgeschätzt. Diese Regionen lassen sich mit charakteristischen Merkmalen wie Poren, Fackelpunkten ("Filigrée") und einer insgesamt gestörten Granulation verdeutlichen. Foukal (2002) unterstreicht dabei die Bedeutung magnetisch aktiver Regionen der Photosphäre in ihrem Beitrag zu Änderungen der Solarstrahlung. Trotzdem bleiben noch zahlreiche Aspekte unklar, etwa inwieweit magnetische Phänomene an den langzeitlichen Änderungen der Solarstrahlung Anteil haben. Die rekonstruierte Solarstrahlung verwendet Foukal (2002), um Einflüsse auf das Klima abzuschätzen: "correlation of our time series of UV irradiance with global temperature T, accounts for only 20% of the global temperature variance during the 20th century," aber "correlation of our total irradiance time series with T accounts statistically for 80% of the variance in global temperature over that period" (Foukal 2002).

Für längere Zeiträume werden zur Rekonstruktion der Solarstrahlung und der kosmischen Strahlung Isotope herangezogen. Die galaktische kosmische Strahlung setzt sich überwiegend aus Protonen (87%) und Helium Kernen (12%) zusammen (Beer 2000). Die kosmische Strahlung wird in der englischsprachigen Literatur oft als „Galactic Cosmic Ray“ (GCR) bezeichnet, weil lange Zeit unklar war, wo der Ursprung dieser Teilchen zu suchen ist. Inzwischen kann man davon ausgehen,

dass ein beträchtlicher Teil aus der Chromosphäre der Sonne stammt, ein anderer Teil aus Supernova-Explosionen. Daher wäre bei der kosmischen Strahlung die „Solar Cosmic Ray“ von der „Galactic Cosmic Ray“ zu unterscheiden. Bei der kosmischen Strahlung handelt sich um energiereiche Teilchen, Protonen, alpha-Teilchen und Elektronen. Die kosmische Strahlung bildet die Hauptquelle für Ionisierungsvorgänge in der höheren Atmosphäre.

Die GCR verhält sich invers zur Solaraktivität. Eine gesteigerte Solaraktivität führt nicht nur zu einem erhöhten thermischen Energiefluss sondern verstärkt gleichzeitig den Sonnenwind. Dieser, d.h. letztlich der Magnetismus der Sonne, lenkt die kosmische Strahlung ab. Forbush konnte 1954 erstmals zeigen, wie die Menge der kosmischen Strahlung, welche die Erde erreicht, mit dem elfjährigen Zyklus der Sonne schwankt. Dabei gelangen im solaren Minimum mehr Teilchen auf die Erde als im solaren Maximum (Lang 1996, S. 160).

Die kosmische Strahlung lässt sich anhand von kosmogenen Nukliden, v.a. ^{10}Be aus Eisbohrkernen oder ^{14}C aus Baumringen, feststellen. Die ermittelten Isotopenverhältnisse spiegeln die Dauer der Exposition zur kosmischen Strahlung wider. Die Produktionsrate von ^{14}C wird von Beer (2000, S. 55) mit 2 Atomen/cm²/sec, die von ^{10}Be mit 0,018 Atomen/cm²/sec angegeben. Die ^{10}Be -Produktionsrate ist deutlich geringer, da diese nur bei hochenergetischen Spallationen erzeugt werden können. ^{10}Be -Isotope werden aus Eisbohrkernen gewonnen. Dabei stehen zwei Einheiten zur Verfügung: die ^{10}Be -Konzentration und der ^{10}Be -Fluss. Erstere bezeichnet die Menge pro Volumeneinheit Eis, letztere bezieht sich auf die pro Jahr auf einer Oberfläche deponierte Menge. Bei der Interpretation muss berücksichtigt werden, dass verschiedene Faktoren das Isotopenverhältnis beeinflussen können. Um dabei Zirkelschlüsse zu vermeiden, müssen auch hier die externen und internen Einflussfaktoren auf das Isotopenverhältnis unterschieden werden (Lean & Rind 1998) (dazu Benestad 2002, Kap. 2.4.1.2, S. 22f.). Mursula et al. (2003) zeigen, dass die Beziehung der kosmogenen Isotope mit der Solaraktivität meist stark simplifiziert wird und noch große Verständnisschwierigkeiten bezogen auf die physikalischen Mechanismen bestehen.

Bard et al. (2000) legen eine Rekonstruktion der Solarstrahlung für die vergangenen 1200 Jahre vor, die auf zwei unabhängigen Isotopenzeitreihen basiert. Während eines Großteils dieses Zeitraumes war die solarmagnetische Aktivität geringer als heute, mit Ausnahme einer Periode um das Jahr 1200. Eine neuere Modellierung von Lean et al. (2002) zeigt allerdings, dass sich langfristige Änderungen in den terrestrischen Proxies zur Solaraktivität (wie aa-Index, ^{10}Be , ^{14}C) auch ergeben können, ohne dass sich eine entsprechende Änderung in der Solar-

strahlung feststellen lässt. Damit kann ein niederfrequenter Antrieb der Temperatur durch Solarstrahlungsänderungen in Frage gestellt werden.

Auf einer Zeitskala, länger als die solaren Zyklen, tragen neben magnetischen Netzwerken möglicherweise Änderungen in der Konvektion der Sonne zur Solarstrahlung bei, dieser Beitrag wird bei Solanki und Fligge (1999) als "quiet- Sun contribution" bezeichnet. Bei ihrer Rekonstruktion der Solarstrahlung bis 1700 bildet dieser Betrag die größte Unsicherheit. Die Rekonstruktion von Hoyt und Schatten (1993) liegt als Ergänzung bis 1997 vor, die von Lean et al. (1995) inzwischen bis 2000. Zahlreiche Studien nehmen diese Datensätze als Grundlage für weiterführende Analysen. Die Hoyt und Schatten (1993) Rekonstruktion zeigt eine etwas größere Amplitude und geht der Lean Rekonstruktion einige Jahre voraus. Die Abschwächung solarer Aktivität um 1900 und um 1960 wird aus beiden Zeitreihen ersichtlich. Stott et al. (2001) diskutieren die Unterschiede des Lean et al. und Hoyt & Schatten Datensatzes. Bei Lean et al. (1995) zeigt sich ein gradueller Anstieg im frühen 20. Jahrhundert, verglichen mit Hoyt und Schatten, wo dieses Maximum später auftritt.

Die Unterschiede in den Datensätzen ergeben sich aus einem noch unzureichenden Verständnis der physikalischen Prozesse, einer unterschiedlichen Interpretation der Sonnenbeobachtungen, die als Proxydaten Eingang in die Rekonstruktion gefunden haben und der Lückenhaftigkeit der Eingangsdaten. Lean et al. (1995) rekonstruieren ihre Daten mit der Amplitude der 11-jährigen Sonnenfleckenzyklen verbunden mit einer langfristigen Trendabschätzung anhand von sonnenähnlichen Sternen. Hoyt und Schatten (1993) legen ihren Schwerpunkt auf die Länge der Sonnenfleckenzyklen, der standardisierten Zerfallsrate der Sonnenfleckenzyklen und das mittlere Niveau solarer Aktivität bei der Rekonstruktion. Sie unterstellen dabei ein proportionales Verhalten der Solarstrahlung zu zahlreichen Faktoren, wie der Sonnenfleckenzykluslänge oder der Sonnenfleckenzerfallsrate.

Die beiden Rekonstruktionen von Solanki und Fligge (1998) wurden ähnlich wie die von Lean et al. (1995) und Hoyt und Schatten (1993) rekonstruiert, dabei werden aber zusätzliche Annahmen zum Beitrag der ruhigen Sonne zum langzeitlichen Trend angestellt. Diese werden auf der Basis von Beobachtungen sonnenähnlicher Sterne dargelegt, verbunden mit der Annahme, dass während des Maunder Minimums die Sonne sich nicht mehr in einem zyklischen Status befand. Solanki und Fligge (1998) haben zwei unterschiedliche Rekonstruktionen berechnet, die jeweils entsprechende Extremwerte wiedergeben. Lockwood und Stamper (1999) benutzen eine deutlich andere Methode, die nicht auf der Sonnenfleckenanzahl, sondern dem

aa-Index basiert. Eine weitere Rekonstruktion von Wang et al. (2005) bezieht sich auf den Zeitraum 1713 bis 1996.

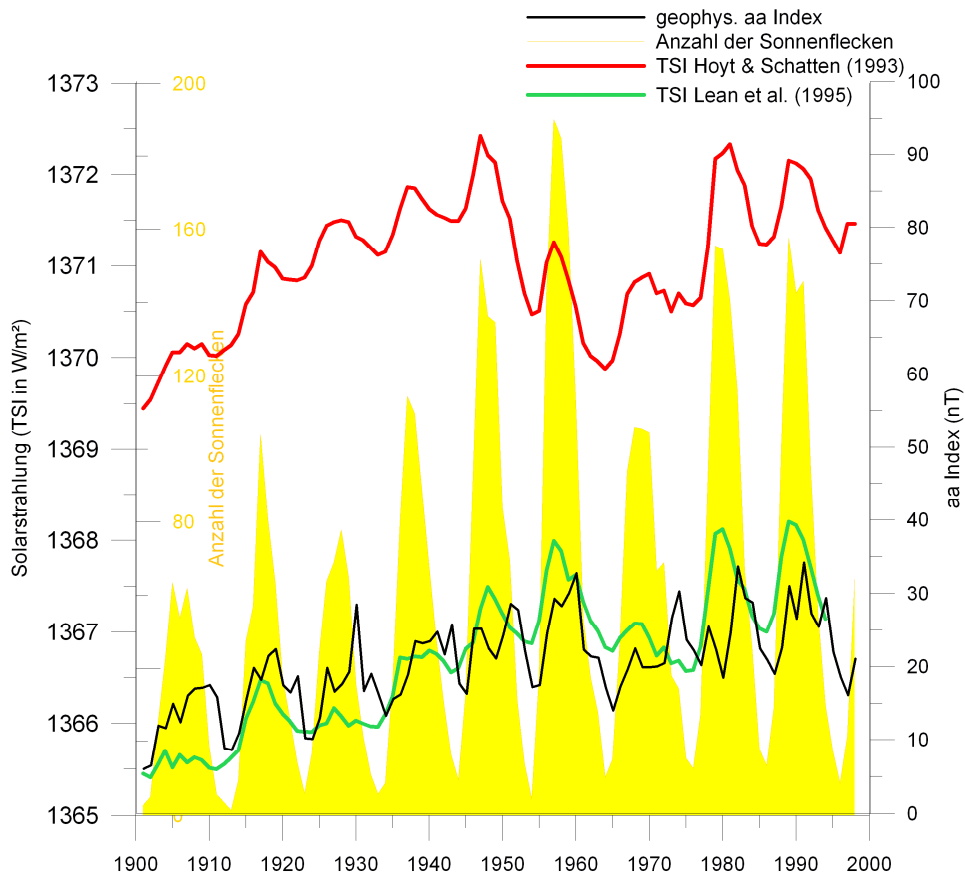


Abb. 9.1.6: Verschiede Rekonstruktionen solarer Aktivität. Dargestellt sind die Rekonstruktionen der TSI nach Hoyt und Schatten (1993) und Lean et al. (1995), die Anzahl der Sonnenflecken sowie der geophysikalisch aa-Index.

Soon et al. (1996) kommen unter Berücksichtigung von Strahlungsänderungen bei sonnenähnlichen Sternen zu dem Schluss, dass die Solarstrahlung zwischen 1880 und 1993 um 0,5% variierte. Zu diesem Wert kommen sie auf der Basis von verschiedenen Proxies, der Sonnenfleckenzykluslänge, der Sonnenfleckenzahl sowie einem zusätzlichen Wert, der sich aus den vorhergehenden zusammensetzt und ergänzt wird um die äquatoriale Rotationsrate der Sonne, dem Anteil der Penumbra der Sonnenfleckenbedeckung der Sonne und der Zerfallsrate der Sonnenfleckenzyklen. In ihrer Modellierung erklärt der solare Strahlungsantrieb für sich betrachtet 71% der globalen Temperaturzunahme, CO₂ alleine erklärt nur 51%. Gemeinsam lassen sich damit 92% der Temperaturänderung zwischen 1880 und 1993 erklären.

Neben der Betrachtung der TSI ist es von hoher Bedeutsamkeit, sich den Verlauf der Solarstrahlung in einzelnen Wellenlängen anzuschauen. Etwa 80% der TSI werden in Wellenlängen größer 400nm emittiert, ein kleineres Maximum liegt bei Wellenlängen kleiner als 300nm. Die Variabilität der TSI wird integriert über alle Wellenlängen angegeben. Die Variabilität der Strahlung ist aber im kürzeren Wellenlängenbereich am größten. Während eines 11-jährigen Zyklus liegt die Variation bei 200nm zwischen 5 und 10%, und bei kürzeren Wellenlängen deutlich höher (20% bei 140nm) (vgl. Lang 1996, S. 210, Abb. 9.9, Lean & Rind 1998, Labitzke 1999, Lean 2000a). Obwohl die UV-Ausstrahlung nur einen Bruchteil der Gesamtausstrahlung ausmacht, liegt hier die Variabilität deutlich höher. Diese Bereiche reagieren stärker auf magnetische Aktivitätsänderungen als die sichtbare Strahlung, die sich in niedrigeren Schichten der Sonne bildet, während sich die UV-Strahlung in der Chromosphäre und unteren Korona bildet (Lang 1996, S. 211).

Folgende Abbildung verdeutlicht die Variabilität der Solaraktivität in Abhängigkeit von der Wellenlänge:

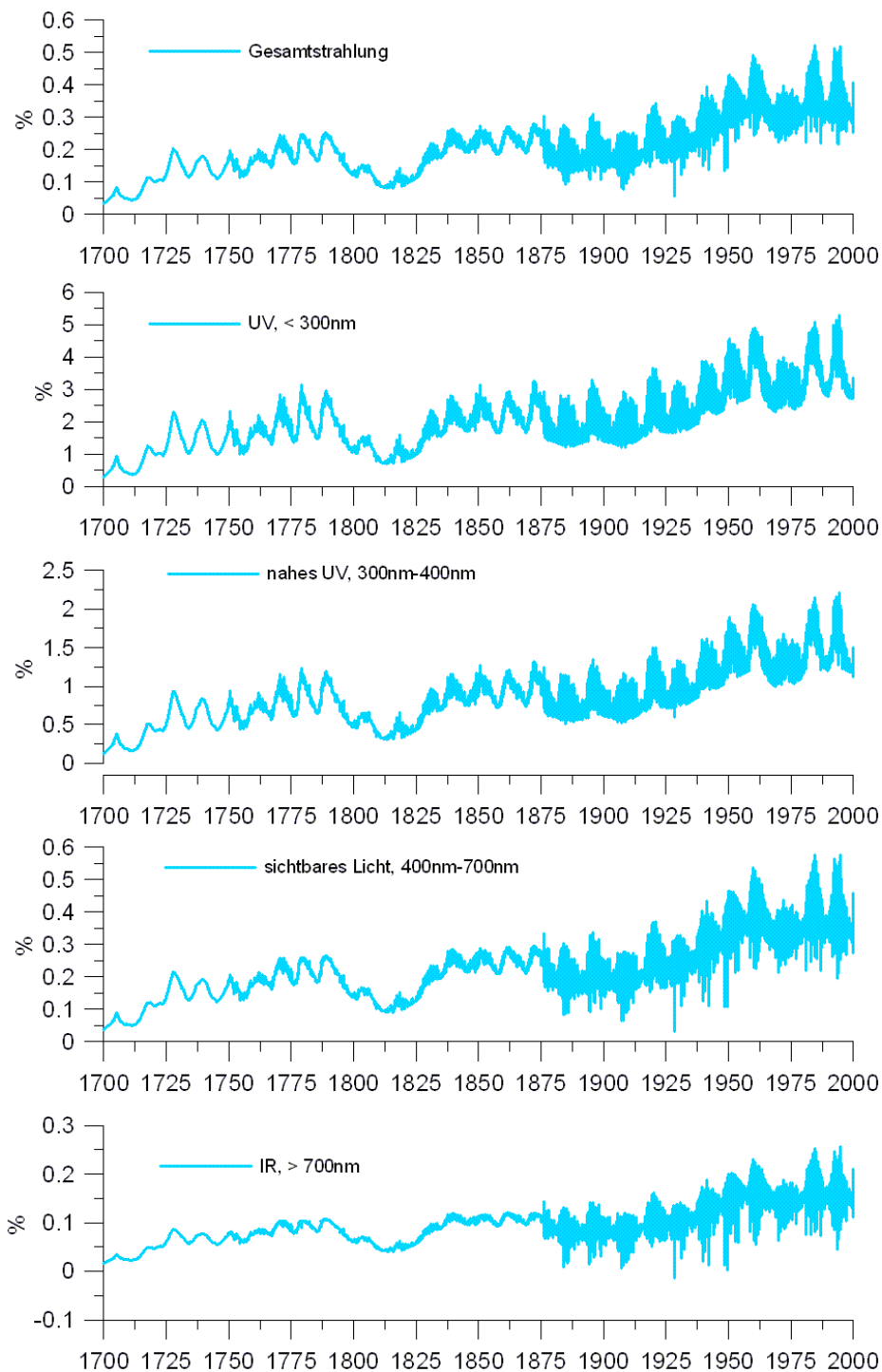


Abb. 9.1.7: Basierend auf der Rekonstruktion der Solaraktivität von Fligge und Solanki (2000) wird für die gesamte Solarstrahlung sowie für einzelne Wellenlängenbereiche die prozentuale Änderung der Solarstrahlung seit dem Maunder Minimum angegeben. Dabei liegen die rekonstruierten Daten in unterschiedlicher zeitlicher Auflösung vor: 1700 bis 1749 jährlich, 1750 bis 1874 monatlich und seit 1875 täglich aufgelöst.

9.1.2.4 Sonnendurchmesser

Auch wenn letztlich die Quelle der Sonnenenergie in Kernreaktionen im Sonneninneren liegt, so ist doch die unmittelbare Energiequelle für die Erde an der Sonnenoberfläche zu sehen. Während die Kernreaktionen beständig auf einer langen Zeitskala erfolgen, sind die Mechanismen, die den Energiefluss an die Oberfläche steuern, deutlich variabler. Dies schlägt sich dann auch im 11-jährigen Sonnenflecken-Zyklus nieder. Wenn nun die Energiequelle konstant ist, aber die Intensität der Energie-Emission variiert, kann es daran liegen, dass die Energie, in Abhängigkeit von der Transportrate, gespeichert und wieder freigesetzt wird (Pap et al. 2002). Ein Speicher für die Energie liegt im Gravitationsfeld der Sonne. Änderungen im Speicher schlagen sich dann in einem veränderten Sonnenradius nieder. Insbesondere die Arbeiten von R.L. Gilliland in den 1980er Jahren haben die Diskussion um den Einfluss des Sonnendurchmessers auf das irdische Klima eingeleitet (Schönwiese et al. 1992). So würde beispielsweise eine Änderung des Radius um 0,06" (Bogensekunden) ausreichen, um eine langzeitliche Änderung der Solarstrahlung um 0,1% zu erklären (Sofia 1998, zitiert in: Pap et al. 2001, S. 1006). Rozelot (2001) verdeutlicht anhand satellitengestützter Daten, dass der Einfluss des Sonnendurchmessers auf die Solarstrahlung zwar vorhanden, aber doch recht gering ist. Die Radiuschwankungen liegen dabei für den Zeitraum satellitengestützter Beobachtungen bei 0,5 Bogensekunden.

Die Untersuchung von Ribes et al. (1987) von Jahresmitteln des Sonnendurchmessers auf der Basis von Aufzeichnungen zwischen 1666 und 1718 weisen auf einen Sonnendurchmesser um 1700 hin, der etwa 4'' größer war als heute, gleichzeitig war die Rotation der Sonne wahrscheinlich reduziert. Allerdings zeigen sehr akkurat durchgeführte Messungen während der Sonnenfinsternis von 1715, dass der Durchmesser in etwa den heutigen Wert hatte. Andere Studien zeigen eine positive Korrelation von Sonnendurchmesser und Solarstrahlung (Pap et al. 2002). Emilio et al. (2000) diskutieren den Sonnendurchmesser auf der Basis dreijähriger Satellitenbeobachtungen. Toulmonde (1997) untersucht den Sonnendurchmesser während der letzten drei Jahrhunderte auf der Basis von 30 alten Messreihen aus unterschiedlichen Zeitabschnitten des Zeitraumes. Die Beobachtungen wurden anhand der Zeit berechnet, die der Merkur benötigt, um die Sonnenscheibe zu überqueren. Jedoch sind diese Beobachtungen besonders anfällig für Verfälschungen, die durch atmosphärische Einflüsse hervorgerufen werden. Allerdings gibt es Hinweise darauf, dass der Radius im Maunder Minimum größer gewesen sein könnte als heute. Messungen im Sonnendurchmesser aus dem 17. Jahrhundert weisen auf einen um 0,5%, bzw. 10'' größeren Durchmesser, verglichen mit dem heutigen Wert von 1920'' hin (Toulmonde 1997, S. 1174). Es stellt sich dabei die

Frage, ob diese beobachtete Abnahme im Sonnendurchmesser durch Instrumentenwechsel bedingt ist oder natürliche Ursachen hat. Diese alten Aufzeichnungen werden mit 900 modernen Messungen, die mit entsprechenden alten Techniken und Instrumenten belegt werden, verglichen. Notwendige Messkorrekturen werden durchgeführt. Darauf hin zeigt sich, dass homogenisierte Daten keine merklichen Variationen im Sonnendurchmesser mehr aufweisen. Dabei kommt Toulmonde (1997) zu dem Schluss, dass sich im Beobachtungszeitraum keine signifikante Änderung im Sonnendurchmesser von 1920" feststellen lässt.

Die Überlegungen zum Sonnendurchmesser werden von Rozelot (2001) als "heuristic guide" bezeichnet, um prinzipielle Faktoren, die unser Klima kontrollieren, zu untersuchen. Fröhlich und Lean (2004, S. 315) unterstreichen jedoch "quantitative knowledge of such speculated mechanisms is lacking." Daher scheinen Sonnendurchmesserdaten zu einer unmittelbaren Analyse mit regionalen Klimadaten nach bisherigen Kenntnisstand nicht geeignet.

9.1.3 Solare Einflüsse auf die Atmosphäre der Erde

Solare Einflüsse auf das irdische Klima manifestieren sich am deutlichsten auf einer multidekadischen oder sehr kurzen Zeitskala. Solare Minima sind für das Maunder Minimum (1645-1715), das Dalton Minimum (1790-1830) sowie um 1900 bekannt. Das **Maunder Minimum** wird dadurch charakterisiert, dass praktisch keine Sonnenflecken beobachtet wurden, die auf eine entsprechende Aktivität der Sonne hindeuten, während Nordlichter als Zeichen solarer Aktivität beobachtet werden konnten. Damit stellt sich die Frage, ob die Sonne damals nur immer wieder kurzfristig magnetisch aktiv war, oder ob sie es, trotz Abwesenheit von Sonnenflecken, durchgehend war. Eine weitere Möglichkeit besteht darin, dass die vorhandenen Sonnenflecken nicht beobachtet wurden, bzw. deren Beobachtung verloren ging. Die Gesamtstrahlung der Sonne war während des Maunder Minimums um -0,24% (Lean et al. 1995) bis 0,35% (Lean 2000b, zitiert in: Rind 2002) bzw. 0,6% gegenüber den heutigen Werten reduziert (Reid 1997). Die Bandbreite der für diesen Zeitraum abgeschätzten Änderungen der TSI liegt nach Bard et al. (2000) zwischen 0,1 und 1%. Benestad (2002, S. 228) zitiert Studien, die einen Rückgang der TSI im Maunder Minimum (verglichen mit dem heutigen Niveau) zwischen 0,2 und 1,23% ermittelt haben. Damit lag der entsprechende globale Temperaturrückgang bei -0,5 bis -1,5°C. 50-100% der Temperaturzunahme seit der Kleinen Eiszeit werden auf solare Einflüsse zurückgeführt, in einer Berechnung, die andere externe Einflüsse nicht berücksichtigt (Cliver et al. 1998). Inzwischen liegen einige Simulationen mit globalen Klimamodellen des Maunder Minimums vor (Rind et al.

1999, Shindell et al. 2001, 2003, Rind et al. 2004, Langematz et al. 2005). Dabei lassen sich auch Änderungen des Spektrums solarer Einstrahlung auf die Stratosphäre berücksichtigen.

Das Solarstrahlungsmodell von Lean et al. (1995) zeigt, dass die rekonstruierte Solarstrahlung für 74% der für die Nordhemisphäre rekonstruierten Oberflächen-temperaturenvariationen zwischen 1610 und 1800 verantwortlich ist. Weiter zeigt das Modell, dass die Temperaturzunahme seit 1860 nur zur Hälfte und seit 1970 nur noch zu einem Drittel durch Solarvariationen erklärt werden kann. Allerdings ist es nach Lean et al. (2002) auch möglich, dass die Solarstrahlung während des Maunder Minimums gar nicht so deutlich unter dem heutigen Wert eines solaren Minimums lag, auch wenn die ^{10}Be -Werte deutlich über den rezenten liegen. Die Kopplung von Isotopwerten und der Solarstrahlung wird von dabei hinterfragt. Eine Studie von Solanki und Fligge (1998) zeigt eine recht hohe Korrelation der Solarstrahlung mit der globalen Temperatur vor 1975. Seither hat eine Entkopplung in der Entwicklung der Lufttemperatur und der Solarstrahlung statt gefunden.

9.1.3.1 Solare Einflüsse auf die Wolkenbildung

Solare Einflüsse auf die Wolkenbildung sind von Interesse, da der Grad der Wolkenbedeckung von großer Bedeutung für das globale Klima ist. Allerdings hängt der Einfluss der Bewölkung auf die globale Temperatur von der Höhe der Wolken ab. Niedrige Wolken kühlen die Oberfläche eher ab, da sie die Sonnenenergie stärker reflektieren als die langwellige Strahlung von der Erde aus zu absorbieren. Hohe Wolken erhöhen nach dem Prinzip des Treibhauseffektes die oberflächennahe Temperatur. Hier überwiegt der Treibhauseffekt die Wirkung der erhöhten Albedo. Neben der Höhe ist die Tröpfchenanzahl und -größe sowie die Dicke der Wolken zu berücksichtigen (Marsh & Svensmark 2000).

Zu solaren Einflüssen auf die Wolkenbildung werden zum einen mikrophysikalische Erklärungen dargelegt (Tinsley 2000, Tinsley & Yu 2004), zum anderen werden hohe Korrelationen der Wolkenbedeckung mit der Solarstrahlung und der kosmischen Strahlung aufgezeigt, die zu einer sehr kontroversen Diskussion geführt haben (Svensmark 2000, Marsh & Svensmark 2003, Kristjánsson et al. 2002, 2003, Laut 2003).

Tinsley (2000) berücksichtigt Änderungen im irdischen elektrischen Feld; die Ionisierung der Atmosphäre über die GCRs beeinflusst deren Leitfähigkeit und damit den Fluss im elektrischen Feld der Erde. Die Kopplung der Dichte des

luftelektrischen Vertikalstroms zwischen Ionosphäre und Erdoberfläche und dem Sonnenwind konnte er herausstellen. Er geht davon aus, dass diese elektrisch bewirkte Änderungen der mikrophysikalischen Struktur der Wolken, das sog. *electrofreezing*, eine verstärkte Ausbildung von Gefrierkernen im unterkühlten Wasser der Wolken zur Folge hat, damit einer vermehrten Wolkenbildung Vorschub leistet. Die Ionisation durch kosmische Strahlung beeinflusst die Gefriertrate von unterkühltem Wasser in sehr hohen Wolken. Wolken, die Niederschlag produzieren, setzen latente Wärme frei, die wiederum die Konvektion erhöht und eine zyklonale Tätigkeit forcieren kann. Der in Tinsley (2000) und in Tinsley und Yu (2004) beschriebene Effekt ist plausibel, bedarf aber noch der experimentellen Untermauerung. Beobachtungen und Modellierungen können den Einfluss des Effektes quantifizieren helfen (Harrison & Shine 1999).

Ein anderer Mechanismus wird von Pudovkin über Veränderungen der atmosphärischen Transmission und Wolkenbedeckung durch Variationen des kosmischen Strahlungsflusses, von solarer Röntgen- und UV- Strahlung vorgeschlagen. Diese Änderungen zeigen sich während einer Forbush-Abnahme⁵² und "solar proton events" (Zaitseva et al. 2003).

Neben der Solarstrahlung wird auch der Einfluss der kosmischen Strahlung auf die Wolkenbildung intensiv diskutiert (Svensmark & Friis-Christensen 1997). Der solare Einfluss dabei besteht darin, dass solare und galaktische kosmische Strahlung unterschiedlich durch die Sonnenaktivität gesteuert werden. Während die Korrelation zwischen Änderungen solar-generierter kosmischer Strahlung und der Solaraktivität hoch ist, gibt es, wie oben dargestellt wurde, eine Antikorrelation zwischen Änderungen des energiereicheren galaktischen kosmischen Strahlungsfluss und der Solaraktivität (Pap et al. 2002).

Svensmark und Friis-Christensen (1997) können für die Jahre 1984 bis 1991 eine hohe Korrelation der globalen Wolkenbedeckung, auf der Basis monatlicher ISCCP C2 Daten (International Satellite Cloud Climatology Project, ISCCP) zwischen 60°S

⁵² *Forbush* bezeichnet ein Ereignis mit einer starken GCR. Während Zeiten erhöhter Solaraktivität wird der GCR-Fluss um etwa 20% erniedrigt; die kosmische Strahlung ist also invers mit der Solaraktivität korreliert. Der GCR wird vom irdischen Magnetfeld beeinflusst, d.h. die stärkste Einwirkung ist in den hohen Breiten zu finden. Bei einem Forbush Decrease kommt es zu einem deutlichen Intensitätsabfall um einige Prozent der galaktischen kosmischen Hintergrundstrahlung nach einer heftigen Sonneneruption. Diese Ereignisse haben einen erheblichen Einfluss auf die Wolkenbedeckung. Während eines Forbush Ereignisses zeigt die kosmische Strahlung einen synchronen Verlauf mit der Wolkenbedeckung. Nach Ende der Eruption sinkt die Kurve dann wieder ab (Svensmark & Friis-Christensen 1997).

und 60°N über den Ozeanen und der GCR, gemessen in Climax (Colorado), aufzeigen. In ihrer Studie konnten sie feststellen, dass die Bewölkung von einem solaren Maximum zu einem Minimum um 3% bis 4% ansteigt. Ein zunehmender GCR-Fluss führt zu einer vermehrten Bewölkung, die eine Abkühlung des Klimas zur Folge hat. Die kosmischen Strahlen erzeugen über Ionisationsvorgänge Wolkenbildungskeime (in der niederen Wolkenschicht bis 3,2km Höhe).

Svensmark (1998) zeigt, dass die nordhemisphärische Temperatur zwischen 1937 und 1994 mit Änderungen im kosmischen Strahlungsfluss und der Sonnenfleckenzykluslänge höher korreliert als mit der Solarstrahlung oder der Anzahl der Sonnenflecken. In einer jüngeren Arbeit weist Svensmark (2000) eine hohe Korrelation der Sonnenfleckenzykluslänge mit dem kosmischen Strahlungsfluss nach. Die kälteste Dekade der vergangenen 1000 Jahre (1690-1700) fällt mit einer maximalen ^{10}Be -Konzentration zusammen, die eine hohe kosmische Strahlung bei einem abgeschwächten Magnetfeld impliziert. Eine verringerte kosmische Strahlung korrespondiert mit erhöhten Erdoberflächentemperaturen. Während dieser Periode zeigt die (nach Lean et al. 1995) rekonstruierte Solarstrahlung keine markante Änderung, daraus schließt Svensmark (2000) auf die große Bedeutung der kosmischen Strahlung als Einflussfaktor. Verglichen mit der Solarstrahlung, einem 11-jährigen gleitenden Mittel der Sonnenfleckenanzahl und der Sonnenfleckenzykluslänge spiegelt die kosmische Strahlung offenbar den Verlauf der Temperatur am besten wider⁵³. Eine Präzisierung erfährt die Svensmark-Hypothese (Svensmark & Friis-Christensen 1997) mit der Arbeit von Marsh und Svensmark (2000) wo die "total cloud cover" durch "low cloud cover" (<3,2km) ersetzt wird. Marsh und Svensmark (2003) weisen darauf hin, dass die Aerosolproduktion von der Ionisierung abhängt, und damit über die Bildung von Kondensationskernen die Wolkenbildung. Eine hohe Korrelation der Galactic Cosmic Ray Intensity (GCR), bestimmt durch Messdaten der peruanischen Station Huancayo, und der niedrigen Wolkenbedeckung wurde für den Zeitraum Juli 1983 bis September 1994 postuliert. Korrelationen der GCR und der niedrigen Wolkenbedeckung zeigen starke positive Korrelationen im äquatorialen Raum, v.a. im Ostpazifik.

Eine Erweiterung des Untersuchungszeitraumes bis September 2001 ergab, dass diese Korrelationen nach 1994 verschwanden - dies wird von Marsh und Svensmark (2003) auf eine Lücke in der Kalibrierung ("calibration gap") der Satellitendaten in diesem Zeitraum zurück geführt.

⁵³ Im Gegensatz dazu können Usoskin et al. (2006) ähnliche Resultate unter Verwendung anderer Parameter zur Charakterisierung der Solaraktivität zeigen.

Der wolkeninduzierte Strahlungsantrieb im Klimasystem zwischen 1901 und 1995 wird von Marsh und Svensmark (2000) (bezogen auf niedrige Wolken) auf $1,4\text{W/m}^2$ geschätzt, diese Abschätzung fußt auf Messungen der kosmischen Strahlung sowie der Studie von Lockwood et al. (1999), die, basierend auf dem aa-Index, eine Verdopplung des solar-magnetischen Flusses in diesem Zeitraum postuliert. Diese liegt damit in derselben Größenordnung wie das CO_2 -Signal ($\sim 1,5\text{W/m}^2$) in diesem Zeitraum (Lockwood & Stamper 1999).

Eine Reduktion der niedrigen Wolkenbedeckung, die aus einer Reduktion der GCR und einer gesteigerten Solaraktivität resultiert, könnte einen Teil der globalen Erwärmung erklären. Allerdings muss dabei berücksichtigt werden, dass ein veränderter aa-Index nicht notwendiger Weise eine veränderte Solaraktivität widerspiegelt, Änderungen im geomagnetischen Feld oder weitere Faktoren können ebenso eine Rolle spielen (Benestad 2002, S. 177). Zusätzlich muss berücksichtigt werden, dass die beschriebenen Bewölkungsänderungen das typische Verhalten während El Niños zeigen (Farrar 2000). Werden schließlich auch die hohen Breiten in diese Analysen mit einbezogen, sinkt die Korrelation der GCR mit der Bewölkung ab. Dies wäre jedoch ungewöhnlich, da in diesen Breiten der kosmische Strahlungsfluss am höchsten ist. Zum anderen ist bei diesem Mechanismus zu erwarten, dass in erster Linie die hohe Bewölkung betroffen wird, da die Ionisation dort am größten ist (Kernthaler et al. 1999). Selbst wenn hohe Wolken auf die kosmische Strahlung reagieren, ist damit noch unklar, ob dies eine Temperaturabnahme zur Folge hat, bei hohen Wolken überwiegt die langwellige Erwärmung die kurzwellige Abkühlung. Kristjánsson und Kristiansen (2000) finden mit den ISCCP-D2-Daten für den Zeitraum 1989 bis 1993 signifikante Korrelationen nur im Bereich der mittleren Breiten mit niedriger maritimer Bewölkung.

An den Arbeiten von Svensmark ist zunächst Kritik an der Instrumentenbasis und daraus resultierenden systematischen Fehlern anzuführen. Die Datenbasis wird dadurch fragwürdig (Farrar 2000, Kristjánsson & Kristiansen 2000), insbesondere Wolkendaten sind anfällig für Probleme in der Messmethodik, Datenerhebung und der relativen Veränderung durch eine veränderte Zirkulation. Daher hängen die Resultate auch wesentlich von den von Svensmark verwendeten Daten ab (Laut 2003). Nach Kristjánsson et al. (2002) sind die Korrelationen der Wolkenbedeckung mit der Solarstrahlung deutlich höher als mit der kosmischen Strahlung. Damit liegt der Einfluss auf die Wolkenbildung nicht bei der kosmischen Strahlung, sondern bei der Solarstrahlung. Schließlich lassen sich die Korrelationen mit der Wolkenbedeckung auch auf indirekte solare Einflüsse zurückführen (bsp. UV-induzierte Zirkulationsänderungen) oder die natürliche Klimavariabilität, einschließlich ENSO (Harrison & Shine 1999, Rind 2002).

Usoskin et al. (2006) heben hervor, dass im Zeitraum von 1984 bis 2004 hohe Wolken die Korrelation der GCR mit niedrigen Wolken in einigen Regionen beeinflussen. In anderen Regionen ist der „Drittvariableneffekt“ durch den Einfluss der niedrigen Wolken auf die Korrelation der hohen Wolken mit den GCR zu beobachten. Usoskin et al. (2006) schlagen daher vor, zukünftige Studien auf bestimmte Regionen zu begrenzen, in denen die Korrelationen manifest werden. Insbesondere muss die Korrelation / Antikorrelation von niedriger und hoher Bewölkung erst entfernt werden.

Zusammenfassend muss man feststellen, dass sich die Hypothese vom Einfluss der GCR auf die Wolkenbedeckung der Erde in den letzten Jahren nicht erhärten konnte. GCR zeigt keinen signifikanten Trend für den Zeitraum 1950 bis 2002, daraus begründet Benestad (2002, S. 177) seine Ablehnung der Svensmark-Hypothese. In einer Erweiterung konnten die ersten Korrelationen nur noch mit den tief liegenden Wolken gefunden werden, die sich in den letzten Jahren deutlich verschlechtert haben. Laut (2003) bemerkt abschließend zu der Svensmark Hypothese: "Since the variation of the ultraviolet solar irradiance over the last 100 years is not known, and since the mechanisms of its possible influence upon climate are still uncertain ...it is not possible at this stage to determine if these processes can have contributed significantly to the observed global warming over this period" (S. 804). Harrison und Carslaw (2003) fassen den Forschungsstand im Hinblick auf den Einfluss elektrisch geladener Teilchen auf Aerosole und mikrophysikalische Prozesse der Wolkenbildung zusammen. Ein Zusammenhang von kosmischer Strahlung auf Eigenschaften der Wolkenbildung kann dabei nicht ausgeschlossen werden, sind doch elektrische Einflüsse auf Aerosole und die Wolkenmikrophysik inzwischen bekannt.

9.1.3.2 Solare Einflüsse auf die Stratosphäre

Eine Schlüsselrolle in der Vermittlung solarer Signale auf das irdische Klima nimmt die Stratosphäre ein. Während die solaren und kosmischen Einflüsse auf die Iono- und Mesosphäre hier nicht weiter erläutert werden, sollen die solaren Einflüsse auf die Stratosphäre kurz umrissen werden.

Messungen von Raketen und Satelliten aus ergaben, dass die Temperatur in den äußeren Schichten der Erdatmosphäre in Höhen über 100km im Verlaufe des Sonnenzyklus stark schwankt. Die Ursache dafür ist, dass die Sonne in fleckenreichen Jahren erheblich mehr ultraviolette Strahlung als im Aktivitätsminimum abstrahlt. Die obere Erdatmosphäre wird durch die Absorption dieser Strahlung

erwärmt und dehnt sich deshalb im Fleckenmaximum in den Weltraum aus. Das 11-jährige Sonnensignal in der unteren Stratosphäre konnte in zahlreichen Arbeiten von Labitzke (z.B. 1999, 2003, 2005) aufgezeigt werden. In der oberen Stratosphäre wurden hohe Korrelationen des mittleren Zonalwindes im 1hPa-Niveau über den Subtropen und der solaren UV-Strahlung aufgezeigt. Tägliche Karten der nordhemisphärischen Stratosphäre zeigen hohe Korrelationen im 30hPa-Niveau mit dem 10,7cm Fluss seit 1958⁵⁴. Hohe Werte werden in den Subtropen, v.a. im Sommer, erreicht (van Loon & Labitzke 2000, van Loon & Shea 2000).

Eine Änderung der solaren UV-Strahlung von etwa 4% kann sich im 11-jährigen Zyklus in einer Temperaturänderung von 0,5K in der unteren Stratosphäre auswirken. Besonders deutliche Signale des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus sind aus der Stratosphäre vor allem bekannt, wenn zwischen Ost- und Westwindphase der Quasi-Biennial Oscillation (QBO) differenziert wird (van Loon & Labitzke 2000, Labitzke 2001, 2004, 2005). Labitzke (2003) kann darüber hinaus zeigen, dass auch die Stärke der QBO vom Sonnenfleckenzyklus beeinflusst wird: so ist im Sonnenfleckenmaximum die Amplitude sowohl der QBO-Ost- als auch der Westphase schwächer ausgeprägt als im Sonnenfleckenminimum. Im solaren Maximum der QBO-Ostphase stellt sich eine Verstärkung des antarktischen Polarwirbels (sog. positiver „Annular Mode“) ein. In dieser Phase tritt im tropisch-subtropischen Raum eine positive stratosphärische Temperaturanomale auf, die durch eine adiabatische Erwärmung auf Grund von Absinkbewegungen erklärt werden kann. Diese Erwärmung resultiert aus einer abgeschwächten Brewer-Dobson-Zirkulation. - Im solaren Minimum der QBO-Ostphase wird das Auftreten großer polarer Stratosphärenenerwärmungen begünstigt. Derartige Erwärmungen treten auch in der QBO-Westphase auf, dann allerdings bei solarem Maximum (Baldwin et al. 2001, Labitzke 2003, Salby & Callaghan 2004). Mit dieser Temperaturzunahme ist eine Absinkbewegung über den Polargebieten verbunden, die ihrerseits zu einer adiabatischen Abkühlung bei Luftmassenaufstieg bis in weite Teile der sommerlichen Nordhemisphäre führt. Dabei wird dem positiven solaren Signal entgegengewirkt, die Brewer-Dobson-Zirkulation zeigt sich verstärkt (Labitzke 2003).

Zusammenfassend bedeutet dies: eine Erwärmung der tropischen Stratosphäre im solaren Maximum in der Ostphase der QBO hervorgerufen durch einen abge-

⁵⁴ Der solare 10,7cm Fluss bildet einen verlässlichen Proxy für den Einfluss der solaren UV-Strahlung und für die dominanten Fackel- und Netzwerkbeiträge zur gesamten Solarstrahlung (Foukal 2002) auf die Quasi-Biennial Oscillation (QBO). Die QBO stellt eine Kopplung von Troposphäre und Stratosphäre dar. Sie beschreibt äquatoriale stratosphärische Winde, diese wechseln etwa alle 29 Monate ihre Ursprungsrichtung. Die Periode ist während der Sonnenfleckenmaxima kürzer, bei Minima entsprechend länger. Zusammenfassend wird die QBO bei Baldwin et al. (2001) dargestellt.

schwächten Luftmassenaufstieg bzw. ein Absinken und umgekehrte Vorzeichen in der QBO Westphase. Werden die Phasen nicht getrennt, vermischen sich die Signale und der solare Einfluss bleibt verdeckt. Dies bedeutet, dass während des solaren Maximums der Ostphase die Brewer-Dobson-Zirkulation abgeschwächt ist. In der Westphase ist eine Intensivierung der Hadley-Zirkulation erkennbar. Eine abgeschwächte Westphase (eine verringerte Abwärtsbewegung) entspricht einer intensivierten Hadley-Zirkulation (verstärkte Konvektion in den inneren Tropen) (vgl. Meehl et al. 2003, van Loon et al. 2004). Labitzke und van Loon (1997) schließen aus ihren Befunden ebenfalls auf eine verstärkte Hadley-Zirkulation während einer erhöhten Sonnenaktivität. Vergleichbare Muster, auch auf der Südhemisphäre, zeigt eine jüngere Arbeit von Labitzke (2003) unter Verwendung der NCEP/NCAR Reanalyse-Daten.

Da die Solarstrahlung im UV-Spektralbereich wesentlich variabler ist als im sichtbaren Licht (vgl. Abb. 9.1.7), sind deutliche Einflüsse auf die Ozonschicht zu erwarten. Eine zunehmende UV-Strahlung wirkt nun direkt auf die Ozonschicht der Stratosphäre ein. Diese Änderungen können die Stratosphärentemperatur, lokale Gradienten im oberen Windfeld modifizieren und sich bis auf die Troposphäre durchpausen, wie Shindell et al. (1999) am Beispiel der Arktischen Oszillation mit Hilfe eines stratosphärischen GCMs zeigen konnten. Die Studie zeigt eine Änderung der Oberflächentemperatur nördlich von 55°N um bis zu 0,5K als Reaktion auf eine UV-Solarstrahlungsänderung zwischen einem solaren Maximum und einem Minimum.

Van Loon und Shea (2000) untersuchen das 11-jährige Solarsignal im Juli und August während vier solarer Zyklen auf der Basis von Beobachtungsdaten. Die Korrelationen des Sonnenfleckenzyklus mit Geopotentialniveaus in der unteren Stratosphäre auf der Nordhemisphäre ist im Sommer am höchsten (bei 30hPa, bis zu 0,7), der maximale Temperaturunterschied zwischen einem Sonnenfleckenmaximum und einem -minimum liegt dabei bei bis zu 0,4°C in der mittleren Troposphäre für den Untersuchungsraum zwischen 90°N und 30°S. Damit kann auf eine 0,1-prozentige Strahlungsänderung (Sonnenfleckenminimum, -maximum) eine troposphärische Temperaturreaktion von 0,4°C ausgemacht werden. Maximale Differenzen von 1,2°C sind im 30hPa-Niveau erkennbar. An der Erdoberfläche lässt sich allerdings kaum eine Veränderung zwischen Sonnenfleckenmaximum und -minimum feststellen (van Loon & Shea 2000). Haigh (2003) kann jedoch solare Signale an der Erdoberfläche aufzeigen; sie zeigt eine Abschwächung der Hadley-Zirkulation durch eine erhöhte solare UV-Strahlung. Zunächst resultiert eine Erwärmung der Stratosphäre in einer Abschwächung des Subtropenjets und einer polwärtigen Verlagerung desselben, dies hat eine Abschwächung der Hadley-Zirkulation zur Konsequenz. Die Lage

dieses Jets bestimmt die Hadley-Zelle, daher wirkt sich eine polwärtige Verlagerung dahingehend aus, dass der absteigende Ast der Hadley-Zelle sich analog verlagert, damit werden die Zyklonenzüge der mittleren Breiten weiter polwärts verlagert. Allerdings werden dabei Einflüsse der SSTs nicht berücksichtigt.

9.1.3.3 Solare Signale in der troposphärischen Zirkulation der Südhemisphäre

Bisher gibt es nur vereinzelte konkrete Hinweise für troposphärische Zirkulationsänderungen auf Grund des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus, sowohl bei Modellstudien (z.B. Haigh 2003, Matthes 2003) als auch bei beobachtungsgestützten Analysen (z.B. Labitzke 2003, Coughlin & Tung 2004, Gleisner & Thejll 2003, van Loon et al. 2004, Rathmann & Jacobeit 2007, 2009). Allerdings zeigen sich in der QBO-Westphase bei solarem Maximum Einflüsse zu einer Verstärkung der troposphärischen Hadley-Zirkulation (Labitzke 2003, van Loon et al. 2004), in der Ostphase dagegen zu einer Abschwächung. Solare Signale in der Troposphäre unterscheiden sich offenbar auch je nach Phase der QBO. Der Einfluss auf die Hadley-Zelle kann dabei aus einer veränderten Lage der tropischen Tropopause resultieren, die ihrerseits durch Veränderungen der Zirkulation in der unteren Stratosphäre verursacht wird.

Besonders hervorzuheben ist im solar-klimatischen Kontext die weiterreichende Bedeutsamkeit der Stratosphäre für die troposphärische Zirkulation (Thompson et al. 2005). Allerdings sind diese eher durch dynamische Interaktionen denn durch Strahlungsprozesse zu erklären. Nach Stohl et al. (2003) kommt neben den Tropen insbesondere den Polargebieten zentrale Bedeutung bei der Vermittlung stratosphärischer Signale in die Troposphäre zu. Für den südhemisphärischen „Annular Mode“ wurden signifikante Zusammenhänge zwischen stratosphärischen und troposphärischen Zirkulationsmustern klar aufgezeigt (z.B. Thompson et al. 2005). Salby und Callaghan (2004) demonstrieren, dass die dynamische Struktur der Stratosphäre bis in die Troposphäre reicht. Auch Baldwin und Dunkerton (2005) sowie Thompson et al. (2005) weisen auf starke Einflüsse von stratosphärischen Anomalien auf die Troposphäre hin, die auf der Nordhemisphäre innerhalb von 60 Tagen abwärts wandern. Auf der Südhemisphäre lassen sich die stratosphärischen Anomalien nach bis zu 90 Tagen in der unteren Troposphäre nachweisen. Allerdings ist der Signaltransport zwischen beiden Sphären noch in vielen Punkten ungeklärt.

Bodennahe solar-klimatische Auswirkungen werden ebenfalls über QBO-Einflüsse und zirkulationsdynamische Prozesse aufzuspüren versucht. So stellen etwa Jury et al. (1994) auf der Basis von Korrelationsrechnungen mögliche Kopplungen der QBO

mit der Niederschlagsvariabilität im südlichen Afrika dar (siehe Kap. 6.2.1).

Gleisner und Thejll (2003) zeigen statistisch signifikante solare Signale in den niederen und mittleren Breiten der Troposphäre, nachdem sie den Einfluss von ENSO und Vulkanismus aus den Daten entfernt hatten. Diese Studie basiert auf den NCEP/NCAR-Reanalyse-Daten für den Zeitraum 1958 bis 2001. Der solare Einfluss wird dabei mit dem solaren 10,7cm Fluss dargestellt. Die stärksten Signale zeigen sich in den Schichtdicken der Geopotentialdaten, dazu wurde eine obere (500 bis 200hPa) und eine untere Schichtdicke (1000 bis 500hPa) berechnet. Im zonalen Mittel sind die maximalen Korrelationen in den Tropen und (südhemisphärischen) gemäßigten Breiten (40° bis 50°) zu finden. Das äquatoriale Band ist in beiden Schichtdicken deutlich ausgeprägt, während die hohen Korrelationen mit dem Geopotential der mittleren Breiten v.a. in der oberen Schichtdicke erkennbar wird, hier fallen die maximalen Korrelationen mit dem Bereich maximaler zyklonaler Aktivität in der Polarfront zusammen. Weitere Korrelationen mit der atmosphärischen Vertikal- und Horizontalbewegung verdeutlichen solare Signale in Regionen absinkender Luftmassen, wie dem äquatorialen Ostafrika und Gebieten aufsteigender Luftmassen des tropischen Amazonas. Eine verstärkte Solaraktivität ist gekoppelt an eine intensivierete Luftmassensubsidenz in den mittleren Breiten und einer polwärtigen Verlagerung des Gebietes stärkster Luftmassenabsinkbewegungen. Als troposphärische Reaktion auf eine gesteigerte Solaraktivität stellen sich die niederen und mittleren Breiten wärmer und feuchter dar. Die Signale sind dort am ausgeprägtesten, wo eine intensive zyklonale Aktivität stattfindet bzw. ein starke tropische Konvektion.

Bisweilen werden auch troposphärische Daten ohne den Umweg über die Stratosphäre analysiert. So zeigt z.B. Thresher (2002) auf der Basis von Korrelationsrechnungen ausgewählter Zeitreihen solar-klimatische Kopplungen für die Südhemisphäre auf. Dabei wird ein quasi 11-jähriger Zyklus im Verhalten der subpolaren Westwinde identifiziert, verbunden mit einer Verlagerung des Hauptastes maximaler Windgeschwindigkeiten um 5°. Zunehmende Regenmengen in den Südspitzen der südhemisphärischen Kontinente lassen sich auf diese Zirkulationsänderung zurückführen.

Meehl et al. (2003) stellen in einer Simulation mit einem global gekoppelten Klimamodell fest, dass der Anstieg des solaren Strahlungsantriebes in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts einen Anstieg der tropischen SSTs und eine Intensivierung regionaler Niederschlagsregimes in den Tropen nach sich zieht. Dies resultiert in einer regional verstärkten Walker- und Hadley-Zelle. - Einerseits kann der solare Input in den wolkenfreien Regionen der Subtropen direkt die Oberfläche

beeinflussen. Für die Monsunregionen bedeutet dies, dass eine stärkere Aufheizung der subtropischen Landflächen, resultierend aus einem verstärkten solaren Strahlungsantrieb, eine Verstärkung der meridionalen Temperaturgradienten und insgesamt verstärkte Monsune nach sich zieht. Des Weiteren erwärmt der verstärkte solare Strahlungsfluss die Ozeanoberfläche, was zu einer verstärkten Evaporation und einer zunehmenden Feuchtequelle für oberflächennahe Winde führt, die in die Monsun- und ozeanischen Konvergenzzonen einfließen und damit eine verstärkte Konvektion bewirken. Mögliche Änderungen der indischen Monsunzirkulation bei einer erhöhten Solarstrahlung diskutieren auch Kodera et al. (2007). Van Loon et al. (2004) können die von Meehl et al. (2003) beschriebenen Mechanismen auf der Basis von Beobachtungsdaten für den Zeitraum 1979 bis 2002 bestätigen.

9.1.4 Zusammenfassung solar-klimatischer Kopplungen

Unter den zahlreichen solaren Aktivitätsparametern wie der Anzahl der Sonnenflecken, der Sonnenfleckenrelativzahl, dem Gebiet der Sonnenflecken, der Sonnenfleckenzerfallsrate, der Sonnenfleckenzykluslänge, des aa-Index, der Solarstrahlung (spektrale und gesamte), des Sonnendurchmessers, von langzeitlichen Änderungen der Solaraktivität auf Isotopendaten basierend, ist es bislang unklar, welcher Parameter für solar-klimatische Analysen auf einer säkularen Zeitskala am besten geeignet ist. Eine große Schwierigkeit in solar-klimatischen Studien besteht nun darin, eine Entscheidung über den zu wählenden Index der Solaraktivität zu treffen.

Die Unterschiede in den solaren Daten zeigen sich insbesondere im Gipfel maximaler TSI für das 20. Jahrhundert. Benestad (2002, Tab. 8.4, S. 223) listet dies für unterschiedliche Datensätze auf. Es wird deutlich, dass das Maximum zwischen 1920 (Rate des Sonnenfleckenzykluszerfalls) und 1957 (Wolf'sche Sonnenfleckenrelativzahl) liegt. Bei der Betrachtung der letzten 100 Jahre zeigt sich 1958 ein Peak in der Sonnenfleckenanzahl und dem 10,7cm Radiofluss, dagegen wird beim aa-Index erst 1990 ein maximaler Wert erreicht. Die große Bandbreite verdeutlicht die Unsicherheit, die entsprechenden Indizes auf die TSI zu beziehen.

Zahlreiche Studien mit Klimamodellen beziehen sich, ohne dass dies inhaltlich begründet würde (oder gar werden könnte) auf die Rekonstruktionen der Solarstrahlung von Lean et al. (1995) und Hoyt und Schatten (1993). Da dies die weitaus am häufigsten genutzten Zeitreihen sind (die allgemein auch als recht zuverlässig angesehen werden), werden im Folgenden diese vorrangig betrachtet. Die Zeitreihe von Lean et al. (1995) hat dabei den Vorzug, dass sie inzwischen bis

zum Jahr 2000 vorliegt. Ergänzend dazu werden Sonnenfleckenzahlen zur weiteren Analyse herangezogen.

Die ausführliche Darstellung zu den Ursachen einer veränderlichen Solaraktivität und den potentiellen Einflüssen auf das Klima auf unterschiedlicher Zeitskala hat deutlich gemacht, dass beide Aspekte bisher nur unzureichend verstanden sind. Insbesondere indirekte solare Einflüsse auf die Troposphäre lassen sich noch nicht klar aufzeigen. Der indirekte Einfluss bezieht sich einerseits auf Änderungen der UV-Strahlung, die während eines 11-Jahreszyklus zwischen 10 und 100% liegen. Ein weiterer (allerdings problematischer) indirekter Effekt liegt in der atmosphärischen Ionisierung, die über die Produktion neuer Aerosole Einflüsse auf die Wolkenbildung nimmt. Dabei ist gerade die Wolkenbedeckung von entscheidender Bedeutung für den Strahlungshaushalt der Erde. Schließlich müssen stratosphärisch induzierte Zirkulationsänderungen der unteren Atmosphäre berücksichtigt werden. Gerade die großen Unsicherheiten im Verständnis solar-klimatischer Kopplungen machen es erforderlich, ausführlich den Stand der wissenschaftlichen Diskussion darzustellen, um die eigenen Resultate dort einordnen zu können. Schließlich bewegen sich die folgenden Analysen dominant auf einer deskriptiven Ebene, werden aber natürlich um statistische Erklärungen erweitert. Mögliche Wirkungsmechanismen der veränderten Solaraktivität auf das Klima sind im Kontext der erörterten Studien zu sehen.

9.1.5 Korrelationsanalysen solarer Parameter

Lineare Einfachkorrelationen solarer Parameter mit verschiedenen Klimaelementen geben einen ersten Hinweis über mögliche physikalische Zusammenhänge zwischen Solaraktivität und Klima. Dabei ist es selbstverständlich, dass statistische Zusammenhänge noch keine zwingende Aussage über kausale (im Sinne von physikalischen) Ursachenverhältnisse zulassen. Jedoch sind diese, wie eben ausführlich dargelegt werden konnte, bislang noch in vielerlei Hinsicht unklar; dies rechtfertigt folgende Voruntersuchung zu einfachen statistischen Zusammenhängen. Im Folgenden wird für die Korrelationsanalysen, sofern nicht anders erwähnt, auf die Rekonstruktion der gesamten Solarstrahlung (TSI) nach Lean et al. (1995 bzw. Lean 2000) zurückgegriffen.

Auch wenn ein statistisches Testverfahren zur Hypothesenüberprüfung noch keinen inhaltlichen Erkenntnisfortschritt sichert, werden, um sicherzustellen, dass die Ergebnisse mit 90% Sicherheitswahrscheinlichkeit signifikant sind, auf den

Korrelationskarten nur die entsprechend signifikanten Korrelationskoeffizienten dargestellt.

9.1.5.1 Zusammenhänge von Solaraktivität und Niederschlag

Mögliche solare Einflüsse auf Dürren in Südafrika beschreibt Alexander (1995). Er weist darauf hin, dass sich v.a. in Extremereignissen von Dürren und Überflutungen solar-klimatische Kopplungen aufzeigen lassen. Er kann eine ausgeprägte Zyklizität in jährlichen Abflussdaten großer Flusseinzugsgebiete für Südafrika verdeutlichen, diese lässt sich beispielweise in jährlichen Niederschlagsdaten nicht so deutlich aufzeigen. Eine, wie Alexander selbst schreibt, etwas spekulative Schlussfolgerung lautet: "...solar activity is affecting the phenomenon that controls the extreme events [...] rather than the mean conditions" (S. 408). Insgesamt lassen sich solare Einflüsse auf den Niederschlag einerseits nach der Svensmark-Hypothese über den Einfluss auf die Wolkenbildung begründen, andererseits über eine veränderte atmosphärische Zirkulation.

Die hohe räumliche und zeitliche Variabilität des Niederschlages bedingt, dass die Ergebnisse der Korrelationsanalysen nur geringe Werte aufweisen. Bei einer Fokussierung auf die Monate maximaler Korrelationen kann verdeutlicht werden, dass es größere zusammenhängende Areale mit signifikant positiven und negativen Korrelationskoeffizienten gibt. Ein solarer Einfluss auf den Niederschlag ist statistisch vorrangig für die Grenzregion Angola / Namibia nachweisbar. Die Korrelationskoeffizienten übersteigen 0,3 und sind mit Ausnahme des Sommers positiv. In diesem Raum sind die jährlichen Niederschlagssummen insgesamt relativ gering; die Hauptniederschläge fallen im Sommer als Konvektivniederschläge.

Die negative Korrelation in den Sommermonaten resultiert deutlich aus dem Langfristtrend, dieser ist beim Niederschlag negativ (vgl. Abb. 6.29), bei der Solarstrahlung jedoch positiv.

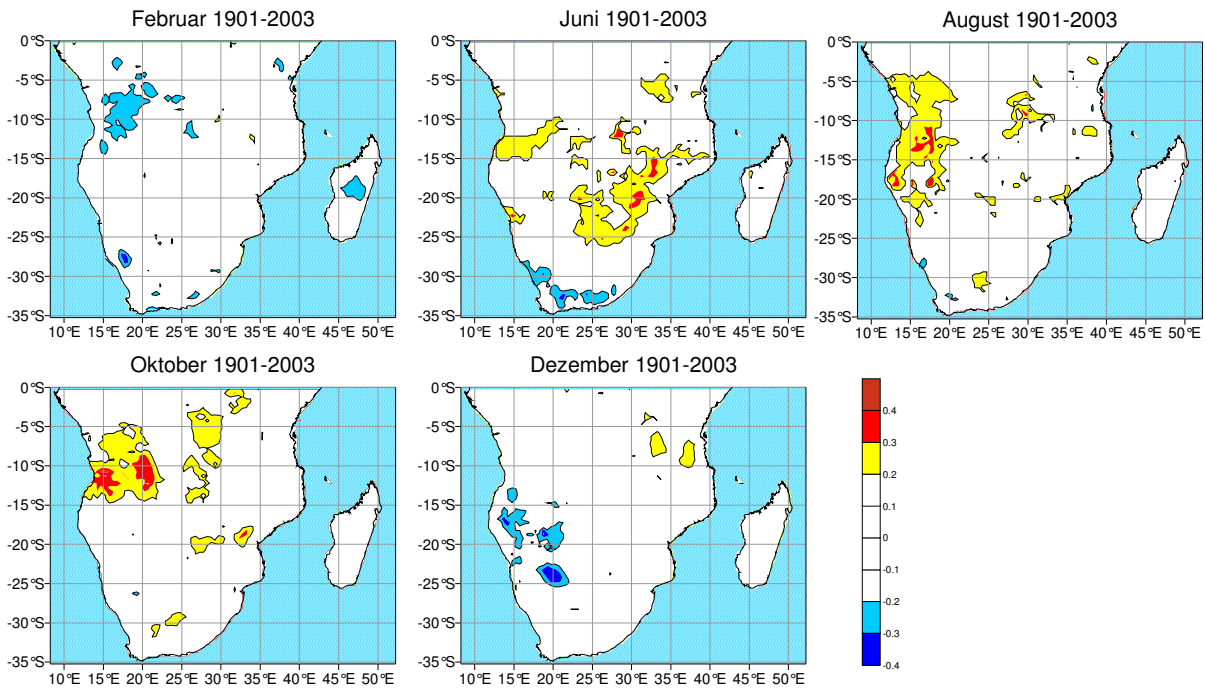


Abb. 9.1.8: Korrelationskoeffizienten berechnet zwischen der TSI und dem Niederschlag der PIK-CRU Daten für die Monate Februar, Juni, August, Oktober und Dezember. Dargestellt sind nur signifikante Korrelationskoeffizienten mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit $\geq 90\%$.

Neben Korrelationsrechnungen der Solarstrahlung mit den einzelnen Niederschlagsgitterboxen wurden die regionalen Zeitreihen (Scores), resultierend aus den s-modalen Hauptkomponentenanalysen (siehe Kap. 7.2.2), mit den Solardaten korreliert. Maximale Korrelationen werden für den Raum Angola bis nördliches Namibia aufgezeigt. Die Korrelationskoeffizienten liegen dabei bei 0,33 (Mai), 0,3 (Juni), 0,32 (September). Im Sommer ist die Korrelation in dieser Region negativ (-0,27 im Dezember, -0,17 im Februar).

Ergänzend zu den einfachen Korrelationsanalysen wurden Kompositen gebildet. Die Berechnung von Kompositen stellt eine einfache Methode dar, um bestimmte Signale einer Zeitreihe zu verdeutlichen. Dazu werden nach entsprechenden Kriterien ausgewählte Zeitreihenabschnitte zusammengefasst. Dies geschieht hier auf der Grundlage der Sonnenfleckenzahl. Aus den Jahren mit Relativzahlen oberhalb bzw. unterhalb des langjährigen Durchschnitts von 62,55 (1901-2003) wurde der Mittelwert für den Niederschlag gebildet, dann die Differenz der Jahre mit überdurchschnittlichen und unterdurchschnittlichen Sonnenfleckenzahlen. Abbildung 9.1.9 zeigt die 47 Jahre mit überdurchschnittlichen Werten und die 56 Jahre mit unterdurchschnittlichen Werten, die Eingang in die weiteren Analysen gefunden haben. In Ergänzung dazu wurden Extremwerte der Sonnenfleckenzahl berechnet. Zunächst wurden die Werte oberhalb des 75%

Perzentils (unterhalb des 25% Perzentils), dann des 90% Perzentils (respektive 10% Perzentils) bestimmt. Anschließend wurden sämtliche Kompositenanalysen auf dieser Basis durchgeführt.

Die Abbildung 9.1.10 verdeutlicht, dass generell bei hoher Solaraktivität der Niederschlag geringer ausfällt als bei verringerter Solaraktivität bezogen auf die Sonnenfleckenrelativzahl. Negative Werte in dieser Abbildung ergeben sich daraus, dass in den Jahren niedriger Sonnenfleckenrelativzahl der Niederschlag über dem in Jahren erhöhter Sonnenfleckenrelativzahl lag. Diese Muster stehen im Einklang mit den Ergebnissen aus den Korrelationsanalysen. Insbesondere im Sommer sind die Niederschläge sehr deutlich, stellenweise mehr als 40mm, reduziert. Negative sommerliche Niederschlagsanomalien als Folge eines starken solaren Strahlungsantriebs können auch Meehl et al. (2003) simulieren. Leichte positive Anomalien werden dabei für die Westküste im südlichen Afrika dargestellt. Diese lassen sich auch Abbildung 9.1.10, allerdings nur für den Dezember und Februar und regional weiter im Norden verortet, entnehmen.

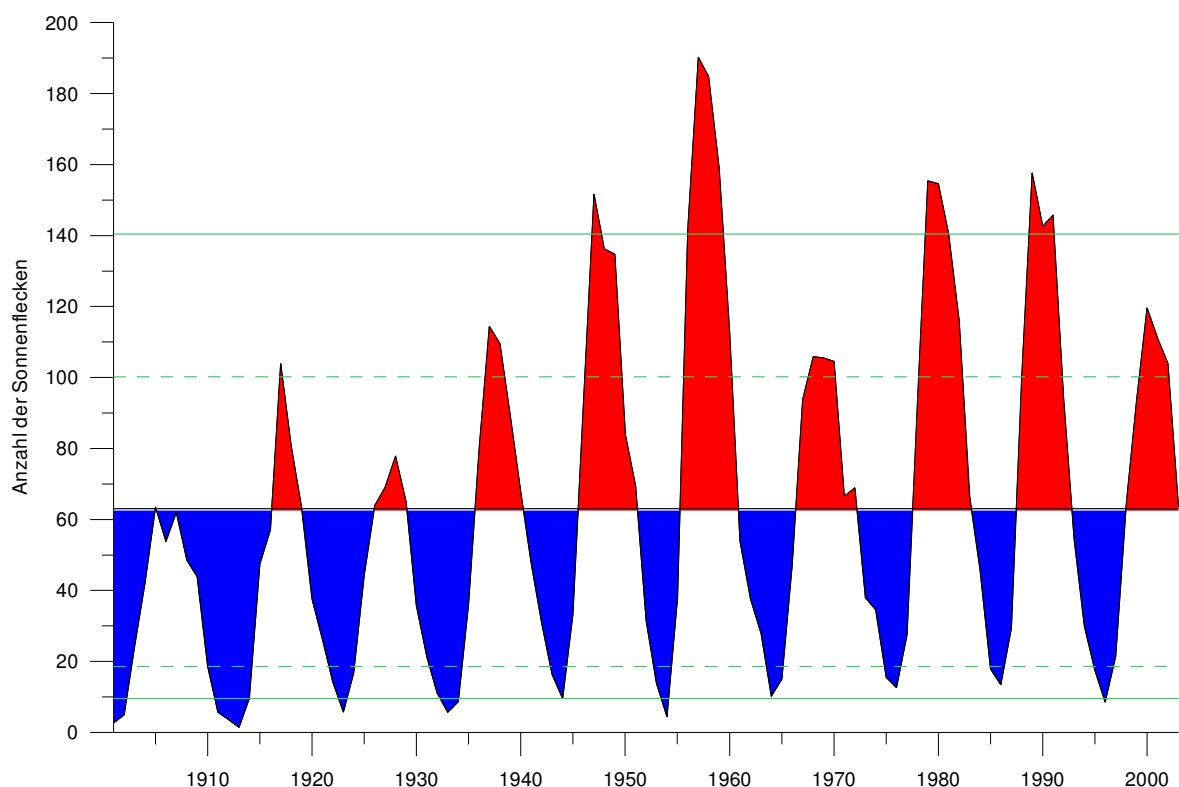


Abb. 9.1.9: Sonnenfleckenrelativzahlen. Blau unterlegt sind die Werte unterhalb, rot unterlegt oberhalb des langjährigen Mittelwertes von 62,55. Die grünen Linien kennzeichnen Werte oberhalb (unterhalb) des 10% (90%) Perzentils (durchgezogene Linie) und 25% (75%) Perzentils (gestrichelte Linie).

Im Winter sind negative Niederschlagsanomalien in der Kapregion klar erkennbar. Dagegen weisen die Untersuchungen von Thresher (2002) sowie von Gleisner und Thejll (2003), infolge einer zunehmenden zyklonalen Aktivität, auf entsprechend gesteigerte Niederschlagsmengen hin. In Abbildung 9.1.17 kann aber gezeigt werden, dass sich die atmosphärischen Aktionszentren im südlichen Atlantik und Indik während des Winters nach Süden verlagert haben. Dies impliziert zumindest der erhöhte Luftdruck bei 45°S. Damit wird die zyklonale Aktivität im südlichen Afrika abgeschwächt, entsprechend geringer fallen die Niederschläge aus.

Die Niederschlagszunahmen bei erhöhter Solaraktivität sind im frühen Herbst, während der Hauptregenzeit, der long rains, in Ostafrika mit über 40mm am deutlichsten ausgeprägt. Eine verstärkte Konvektion innerhalb der ITCZ könnte diese Niederschlagszunahmen begründen. Dieses Muster kann auf eine intensivierte Hadley-Zirkulation zurückgeführt werden (Meehl et al. 2003).

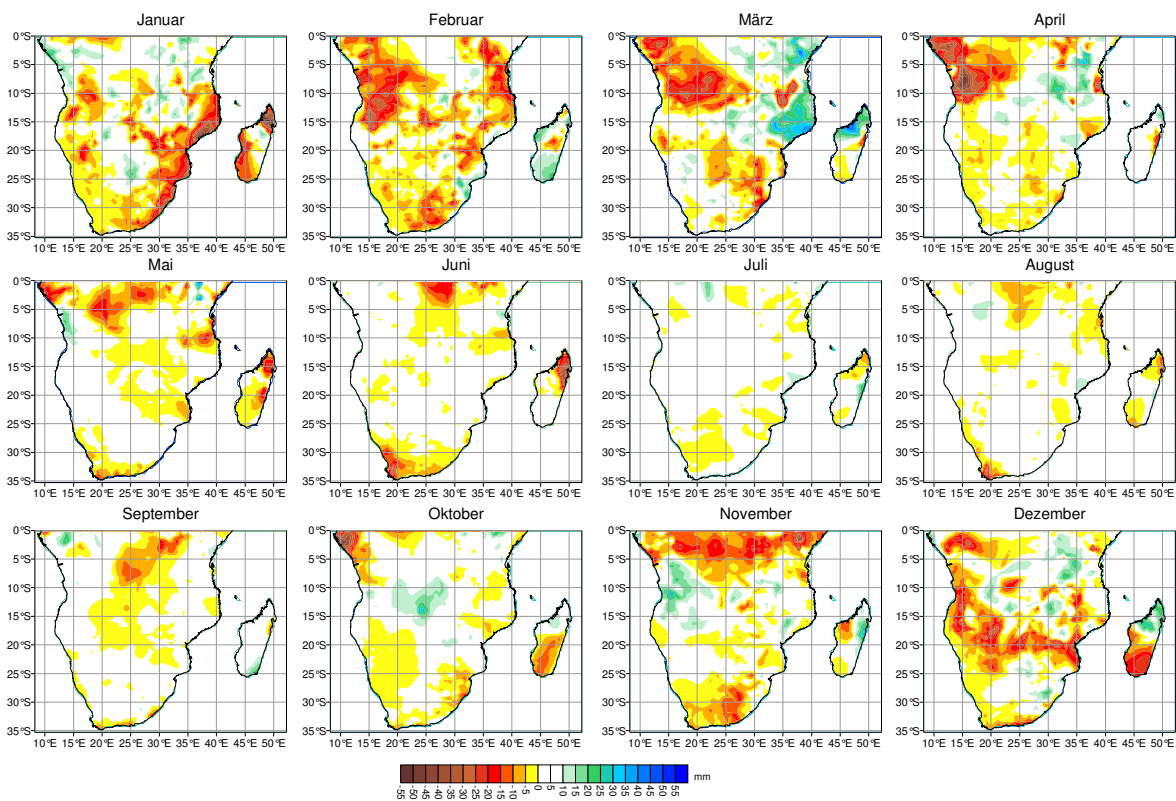


Abb. 9.1.10: Differenz von Niederschlagskompositen für Jahre mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen Mittelwert von 62,55 (1901-2003).

Werden die Kompositen nicht in Abhängigkeit vom Mittelwert gebildet, sondern basierend auf extremeren Werten, verstärkt sich das solare Niederschlagssignal im

Herbst in Ostafrika. Abbildung 9.1.11 zeigt dies auf der Basis der in Abbildung 9.1.9 festgelegten Schwellen zur Kompositenbildung. Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit dem Befund von Stager et al. (2007), dass Maxima der Sonnenfleckenrelativzahl mit verstärkten Niederschlägen in Ostafrika einhergehen. Diese erhöhten Niederschläge könnten durch eine verstärkte Konvektion über den ostafrikanischen Seen bei erhöhter Sonneneinstrahlung induziert werden.

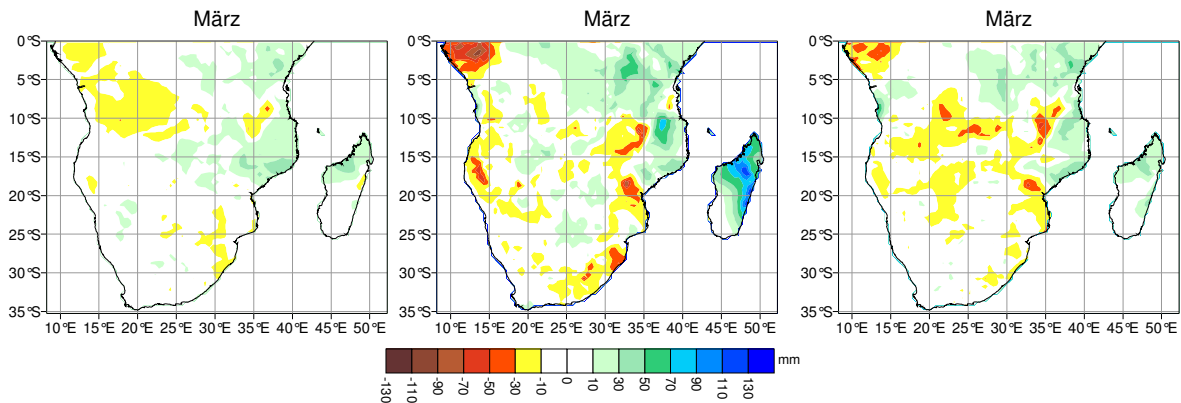


Abb. 9.1.11: Differenzen von Niederschlagskompositen für März mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen Mittelwert von 62,55 (1901-2003) (linke Abb.), dem 25% (bzw. 75%) Perzentil (Mitte) und dem 10% (bzw. 90%) Perzentil (rechte Abb.).

9.1.5.2 Zusammenhänge von Solaraktivität und Temperatur

Einzelmonatliche Korrelationen der Solarstrahlung mit der Lufttemperatur ergeben für einzelne Gitterboxen hochsignifikante Korrelationskoeffizienten von knapp über 0,7 bzw. unter -0,7. Damit ist natürlich nicht ausgesagt, dass dort die Temperaturänderungen mit bis zu 50% durch solare Aktivitätsänderungen erklärt werden können. Vielmehr muss dabei berücksichtigt werden, dass deutliche Trends in den Zeitreihen vorliegen.

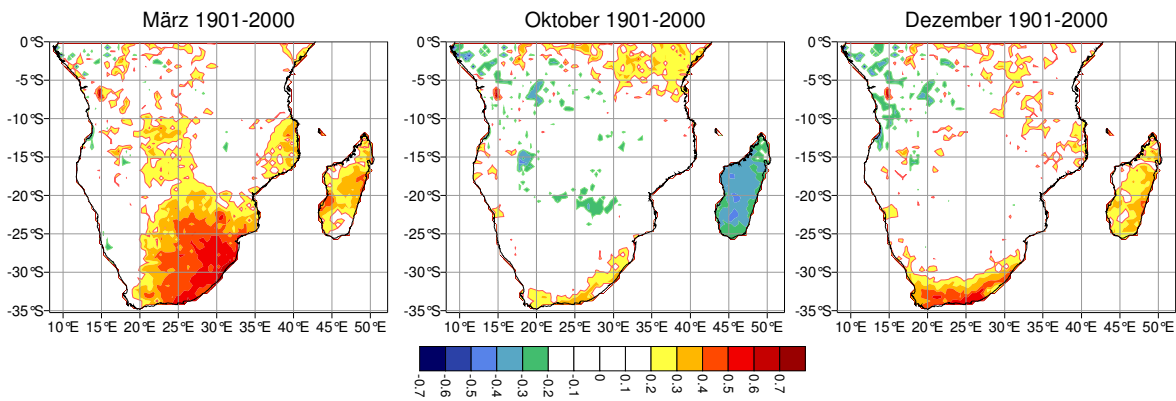


Abb. 9.1.12: Korrelationen der TSI und der Lufttemperatur 1901 bis 2000 für die Monate März, Oktober und Dezember.

In Kapitel 6 konnte dargelegt werden, dass der Monat März im SW des Untersuchungsraumes den stärksten langfristig positiven Temperaturtrend aufweist, der Trend im Oktober für Madagaskar einen entsprechenden Rückgang und im Dezember eine signifikante Erwärmung an der Südküste erkennen lässt. Die Korrelationsmuster in Abbildung 9.1.12 reflektieren folglich im Wesentlichen diese Trends. Dargestellt sind jeweils nur die Karten für die Monate, die maximale solar-klimatische Korrelationen aufweisen.

Eine Betrachtung der Korrelationskoeffizienten für unterschiedliche Zeiträume 1901 bis 1930 und 1961 bis 1990 zeigt, dass die hohen Korrelationen im März größtenteils nicht bestehen bleiben. Auch die Positivkorrelation der Südküste im Dezember kann für die 30-jährigen Perioden nicht mehr bestimmt werden (nicht dargestellt). Andere Monate zeigen dagegen hoch signifikante Korrelationen mit der Solarstrahlung (Abb. 9.1.13, 9.1.14). Im August schlägt dabei sehr markant das Trendmuster mit negativen Temperaturtrends zwischen 1901 und 1930 und positiven zwischen 1961 und 1990 durch (vgl. Kap. 6). Im Oktober der ersten Klimanormalperiode wirkt sich wieder der Temperaturtrend mit einem Schwerpunkt im Südosten der Demokratischen Republik Kongo auf die Korrelationsrechnung aus. Die hohen Trends in der Kalahari spiegeln sich dagegen in dem Korrelationsmuster in Abbildung 9.1.13 nicht wider. Im September 1961 bis 1990 sind wieder die Temperaturtrends erkennbar. Bemerkenswert sind die hohen Korrelationen im Februar 1961 bis 1990, in einem Zeitraum, in dem keine signifikanten Temperaturtrends auftreten.

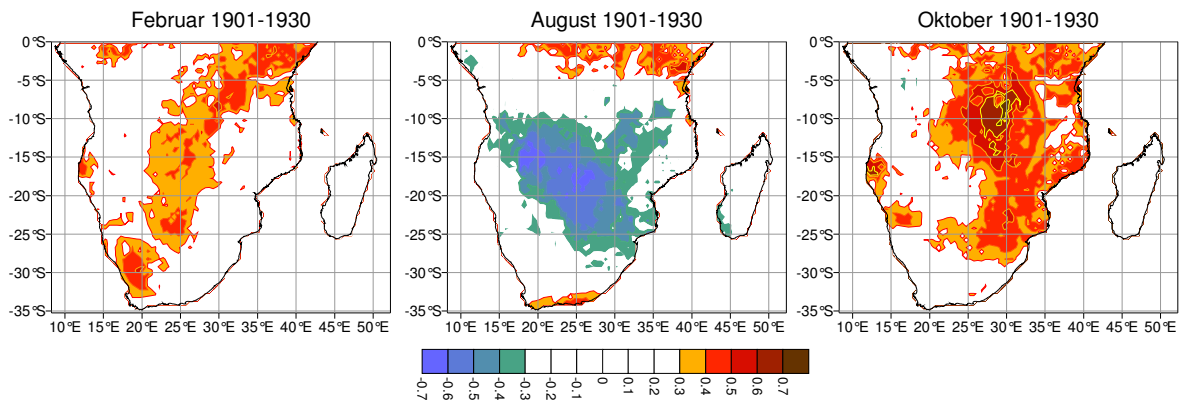


Abb. 9.1.13: Korrelationen der TSI und der Lufttemperatur 1901 bis 1930 für die Monate Februar, August und Oktober.

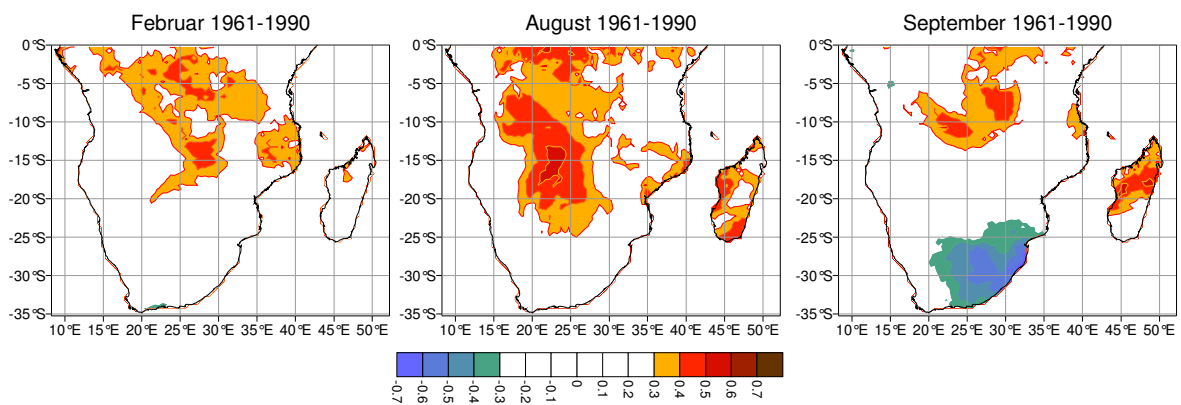


Abb. 9.1.14: Korrelationen der TSI und der Lufttemperatur 1961 bis 1990 für die Monate Februar, August und September.

Einfache Korrelationen mit dem aa-Index bzw. der rekonstruierten Solarstrahlung nach Hoyt und Schatten (1993) zeigen gewisse monatliche Unterschiede zu den Analysen mit den Daten von Lean et al. (1995) und auch in Abhängigkeit vom betrachteten Analysezeitraum. Im Zeitraum 1901 bis 1930 sind die Differenzen am größten. Maximale Korrelationskoeffizienten von knapp unter 0,7 lassen sich für das erste Drittel des 20. Jahrhunderts im Sommer darstellen, diese Zusammenhänge treten im tropischen Westafrika und zwischen 10°S und 20°S im östlichen Untersuchungsraum auf. Dagegen beschränken sich die positiven Korrelationen im Winter auf Ostafrika.

Aus den Ergebnissen der Kompositenanalysen, dargestellt in Abbildung 9.1.15 und 9.1.16, verdeutlicht sich, dass die Differenzen der Lufttemperatur zwischen Sonnenfleckmaxima und -minima insgesamt gering sind. Maximale Ab-

weichungen in Südafrika erreichen knapp 0,7K (im April) bzw. -0,6K (im September). Das räumliche Muster zeigt für den Winter, besonders im Juni und Juli, im südafrikanischen Hochplateau positive Werte. Hier können während ausgeprägter Hochdrucklagen solare Signale möglicherweise direkt auf die Oberflächentemperatur einwirken. De Jager und Usoskin (2006) unterstreichen in ihrer Arbeit zu Zusammenhängen von Temperaturzeitreihen und der Solarstrahlung, dass ein direkter Strahlungseinfluss bedeutender ist als beispielsweise ein über die GCRs vermittelter. Auch Meehl et al. (2003) verdeutlichen in einer Modellsimulation die Bedeutung der direkten Einwirkung solarer Aktivitätsänderungen auf das Klimasystem.

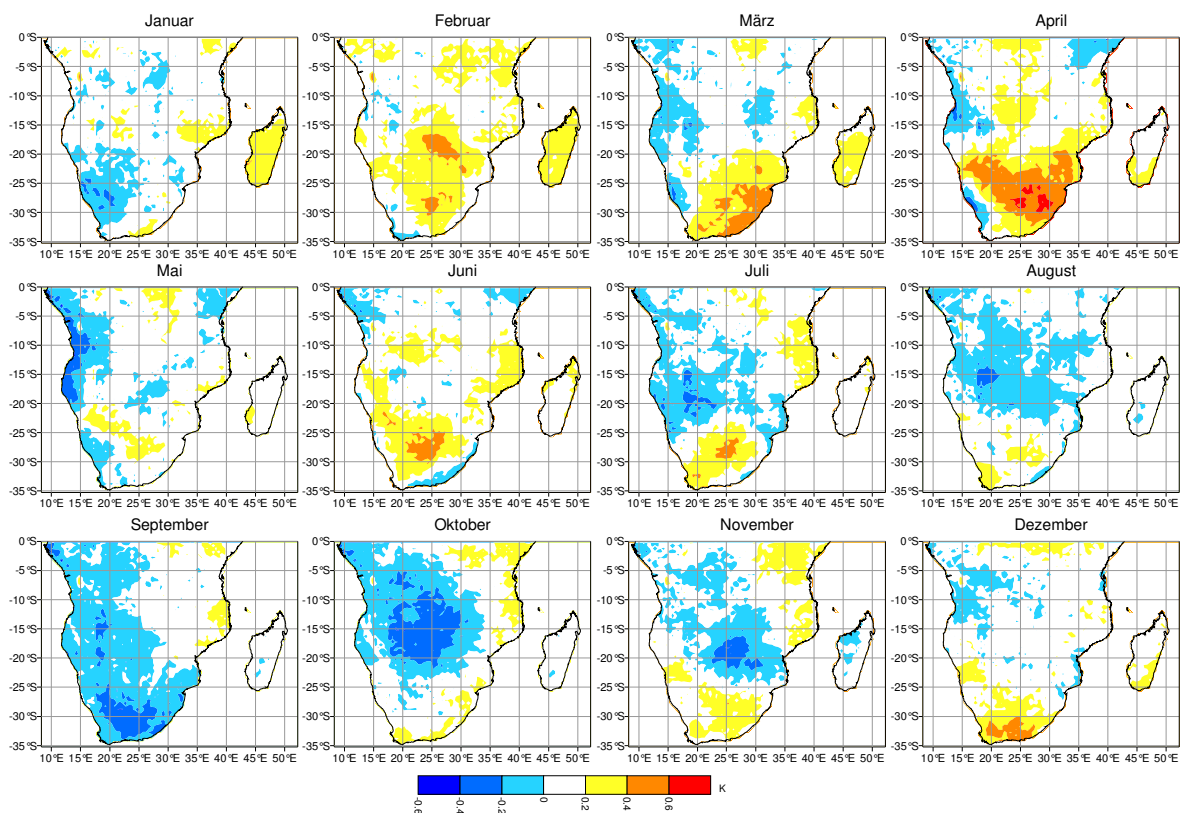


Abb. 9.1.15: Differenzen von Temperaturkompositen für Monate mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen Mittelwert von 62,55 (1901-2003).

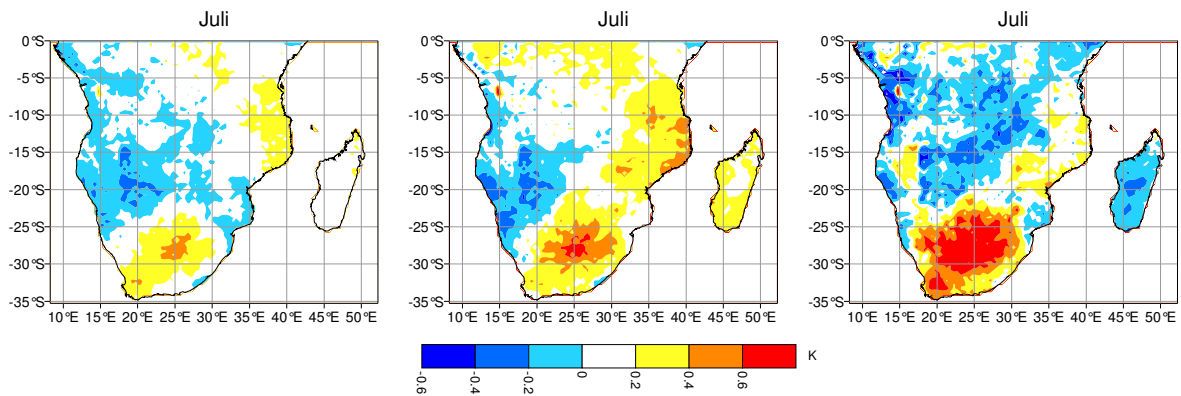


Abb. 9.1.16: Differenzen von Temperaturkompositen für Juli mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen Mittelwert von 62,55 (1901-2003) (linke Abb.), dem 25% (bzw. 75%) Perzentil (Mitte) und dem 10% (bzw. 90%) Perzentil (rechte Abb.).

Die einzelmonatliche Betrachtung der Korrelationskoeffizienten zwischen den regionalen Scores der s-modalen Hauptkomponentenanalysen (siehe Kap. 7.2.1) und der rekonstruierten Solarstrahlung zeigt maximale Werte in den Regionen Madagaskar (Januar 0,48, Februar 0,62, März 0,34, April 0,33, September -0,30, Oktober -0,45, Dezember 0,34), Südafrika (März 0,61, April 0,43, November 0,35, Dezember 0,31) und Ostafrika (Mai 0,46, Juni 0,29, Juli 0,32, August 0,29, September 0,49, Oktober 0,41, November 0,52). Die Betrachtung der Kompositen legt allerdings den Schluss nahe, dass es sich bei den hohen solar-klimatischen Zusammenhängen in Madagaskar und Ostafrika um trendbeeinflusste Artefakte handelt. Ein realer Einfluss scheint aber für Südafrika vorhanden zu sein.

9.1.5.3 Zusammenhänge von Solaraktivität und SLP

Bei maximalen Korrelationen der Solarstrahlung mit dem bodennahen Luftdruck betragen die Werte über 0,4. Deutliche positive Korrelationen zeigen sich bei den subtropisch-randtropischen Hochdruckgebieten über dem südlichen Indischen und südlichen Atlantischen Ozean (Abb. 9.1.17). Dies sind auch diejenigen Gebiete, die während Phasen erhöhter Sonnenfleckenzahlen einen höheren Luftdruck aufweisen als während Phasen erniedrigter Sonnenfleckenzahlen (Abb. 9.1.18).

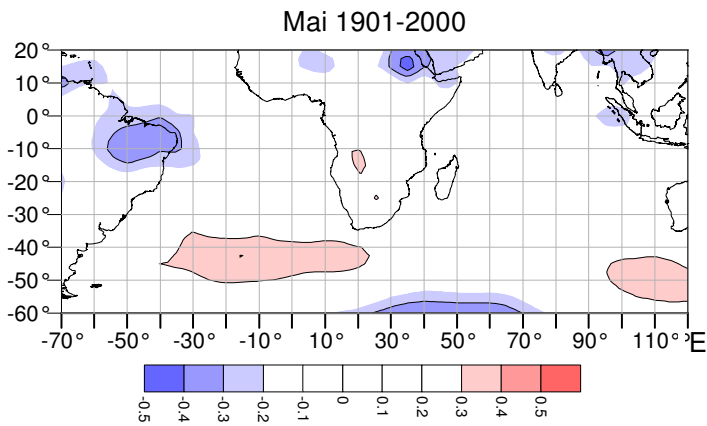


Abb. 9.1.17: Korrelationen der TSI mit dem bodennahen Luftdruck für den Mai 1901 bis 2000.

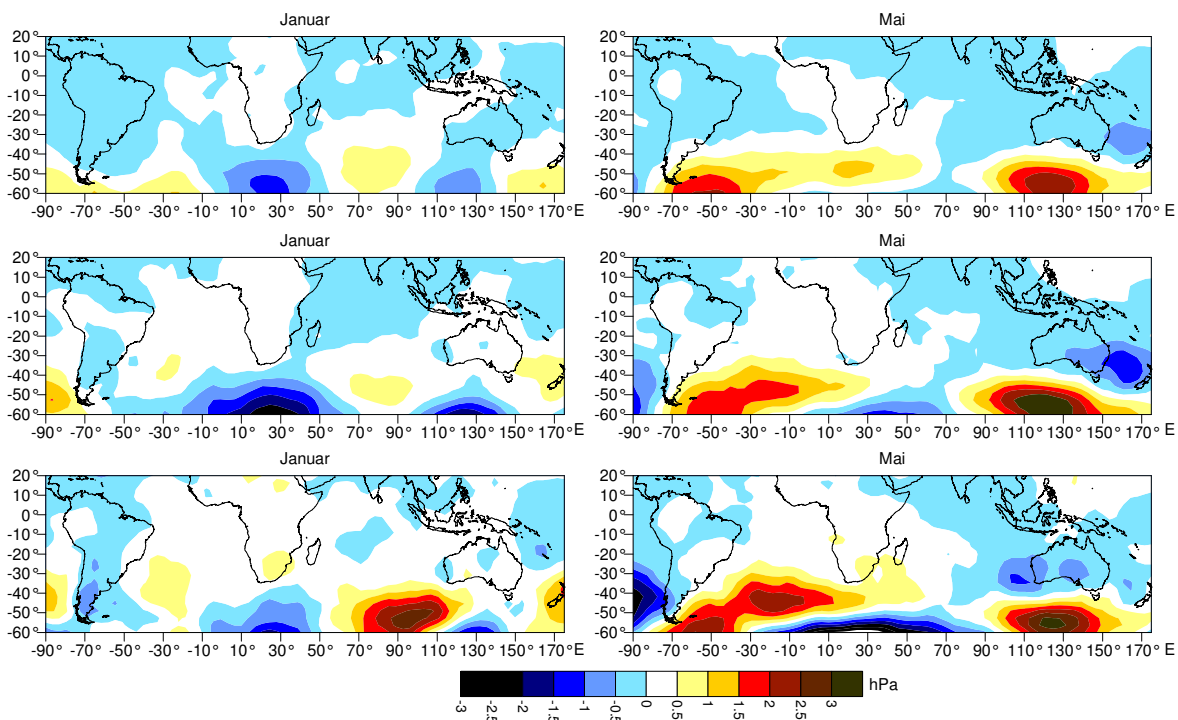


Abb. 9.1.18: Differenzen von Luftdruckkompositen für die Monate Januar und Mai mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen (1901-2003) Mittelwert von 62,55 (obere Abb.), dem 25% (bzw. 75%) Perzentil (Mitte) und dem 10% (bzw. 90%) Perzentil (untere Abb.).

Korrelationen der Solarstrahlung mit den Zeitkoeffizienten der s-modalen PCAs (siehe Kap. 7.2.3) ergeben maximale Korrelationen für das Maskarenenhoch (Januar 0,4) und das St. Helenahoch (Juli 0,38). Der solare Einfluss auf den bodennahen Luftdruck schlägt sich offenbar in einer winterlichen und sommerlichen Intensivierung der subtropisch-randtropischen Hochdruckzellen nieder. Gleichzeitig ist deren südliche Verlagerung im Winter erkennbar (nicht dargestellt). Allerdings ist der Effekt insgesamt relativ gering, entspricht aber den Ergebnissen der oben genannten Modellstudien.

9.1.5.4 Zusammenhänge von Solaraktivität und SSTs

White et al. (1997) zeigen in ihrer Untersuchung, dass Temperaturreihen für die einzelnen Ozeane 11- und 22-jährige Signale aufdecken können. Dazu benutzen sie marine Wetterbeobachtungen von 1900 bis 1991 und bathythermographische Temperaturprofile für den Zeitraum 1955 bis 1994. Solare Signale sind dabei auf die obersten etwa 100m der Ozeane beschränkt. Eine detaillierte Analyse von White et al. (2003) untersucht die Reaktion der ozeanischen Durchmischungsschicht auf den 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus für den Zeitraum 1975 bis 2000. Dabei wird ein thermisches Signal auf solare Einflüsse von $0,1\text{K}/(\text{W}/\text{m}^2)$ festgestellt. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen Mann et al. (1998). Allerdings könnten sich quasi-dekadische Signale in den oberen Ozeanschichten auch ohne direkten solaren Einfluss entwickeln (White et al. 2003). Es bleibt daher unklar, ob sich Änderungen der Solarstrahlung in der ozeanischen Durchmischungsschicht tatsächlich niederschlagen und welche Überlagerung ggf. mit internen, quasi-dekadischen Variationen stattfindet. Somit kann auch die Tiefe der ozeanischen Durchmischungsschicht vorerst nur als ein Proxy der atmosphärisch-ozeanischen Variabilität angesehen werden (Lorbacher et al. 2006), noch keine gesicherten Erkenntnisse liegen jedoch darüber vor, inwieweit sich hier auch solare Signale identifizieren lassen. Wesentlich dafür wird auch ein längerer Untersuchungszeitraum sein, da White et al. (2003) nur 25 Jahre zur Verfügung standen. Reid (1991) analysiert einen wesentlich längeren Zeitraum: Er zeigt eine hohe Korrelation gemittelter SSTs (global und für die einzelnen Ozeane) und 11-jähriger gleitender Mittel der Sonnenfleckenrelativzahl für die letzten 130 Jahre. Beide Zeitreihen zeigen ähnliche Muster in ihrem Verlauf. Reid hebt ein deutliches Minimum in den frühen Dekaden des Jahrhunderts und einen steilen Anstieg zu einem Maximum in den 1950er Jahren hervor. Es folgt ein leichter Abfall der Sonnenfleckenkurven in den 1960ern Jahren, gefolgt von einem weiteren Anstieg. Reid (1991, 2000) glaubt darin eine Änderung der Solarstrahlung um etwa 0,6% von 1910 bis 1960, innerhalb des Gleissberg-Zyklus, zu erkennen. Daraus schließt er auf eine Änderung der Solarkonstante von unter 1% in den vergangenen 130 Jahren. Das solare Signal liegt bei $0,1\text{ }^\circ\text{C}$, dies entspricht einem solaren Strahlungsantrieb von $0,1\text{W}/\text{m}^2$. Moron et al. (1998) können zeitreihenanalytisch allerdings kein kohärentes SST-Signal auf dekadischer Zeitskala entdecken. Oszillationen im Bereich von 11 Jahren zeigen dagegen Mann und Park (1994) sowie Mehta und Delworth (1995) für den tropischen Atlantik auf.

Es ist bislang noch unklar, in wie weit sich solare Signale in den Ozean-temperaturen aufzeigen lassen. Die Ergebnisse von Korrelationsrechnungen in Abbildung 9.1.19 lassen maximale Werte in Regionen, welche die höchsten

langzeitlichen SST-Trends aufweisen, erkennen. Die geringen Korrelationskoeffizienten im zentralen Indischen Ozean spiegeln die geringen Trends in diesem Raum wider. Die höchsten Korrelationskoeffizienten erreichen Werte von knapp 0,8 und sind damit hochsignifikant. Trotzdem muss eine inhaltliche Ansprache sehr vorsichtig erfolgen. Zum einen ist die Datenlage in den hohen südlichen Breiten zu Beginn des Untersuchungszeitraumes sehr problematisch, liegen für diesen Raum doch kaum Messdaten vor. Ein weiterer Aspekt liegt in den deutlichen Langfristtrends der SST-Daten, die hohen Korrelationskoeffizienten resultieren stark aus den gemeinsamen ansteigenden Trends in den SST-Daten und in den solaren Daten. Das Korrelationsmuster ist, wird an Stelle der Solarstrahlungsdaten nach Lean et al. (1995) der geophysikalische aa-Index eingesetzt, vergleichbar, wenn auch in den Werten erkennbar niedriger (Abb. 9.1.19).

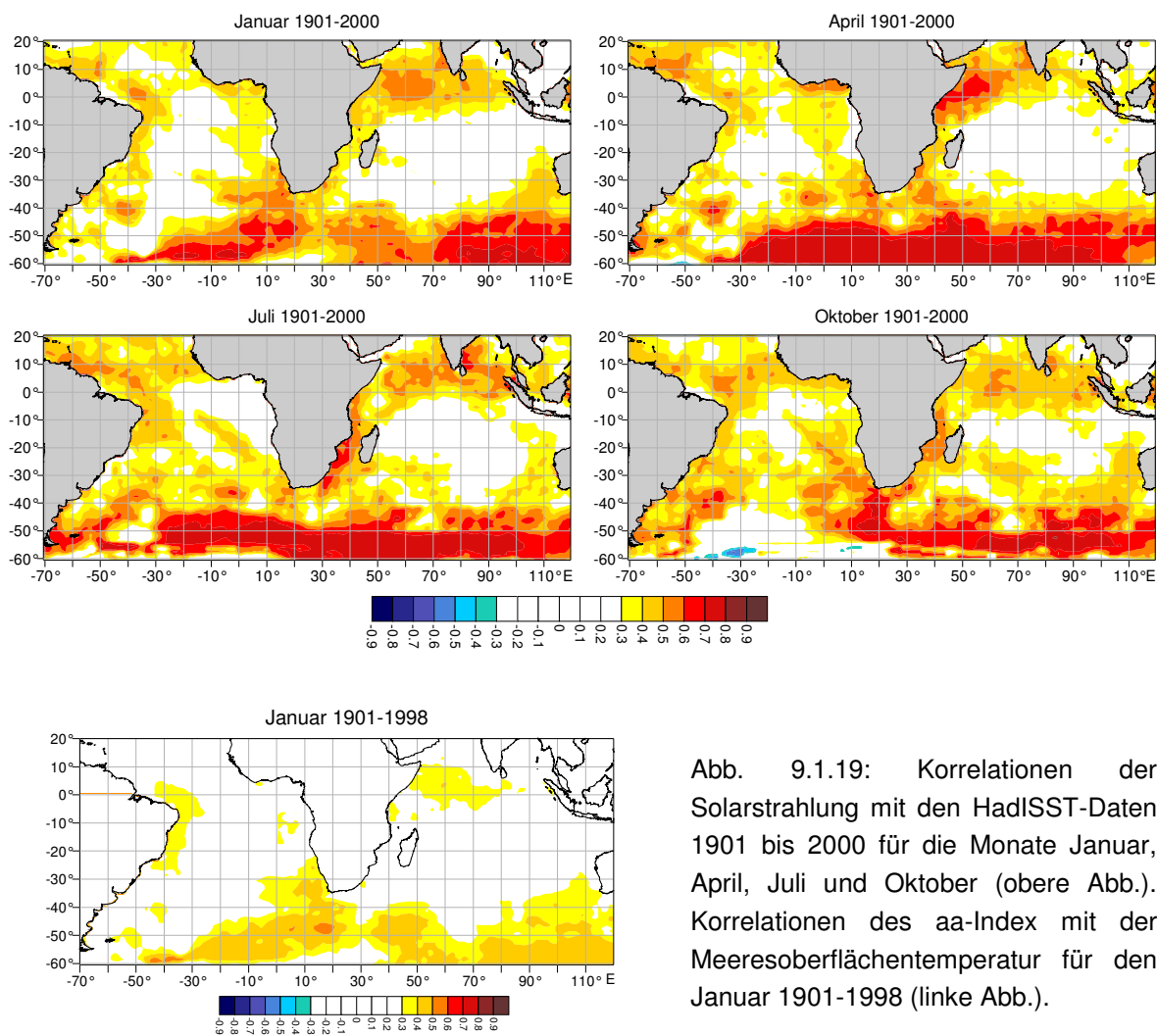


Abb. 9.1.19: Korrelationen der Solarstrahlung mit den HadISST-Daten 1901 bis 2000 für die Monate Januar, April, Juli und Oktober (obere Abb.). Korrelationen des aa-Index mit der Meeresoberflächentemperatur für den Januar 1901-1998 (linke Abb.).

Bei der Betrachtung von Zusammenhängen für kürzere Zeiträume, die keine entsprechenden Trends aufweisen, gehen die Korrelationskoeffizienten deutlich zurück. Dies ist Abbildung 9.1.20 zu entnehmen: Zwischen 1901 und 1930 bleibt ganzjährig ein positiver Zusammenhang mit den SSTs im tropischen Atlantik bestehen. In den mittleren Breiten dominieren in der ersten Jahreshälfte negative Werte. Bei der Betrachtung der Korrelationsmuster für 1961 bis 1990 stellt sich eine merkliche Änderung gegenüber dem ersten Drittel des 20. Jahrhunderts dar:

Der positive Zusammenhang mit dem tropischen Atlantik kehrt sich in der ersten Jahreshälfte in einen negativen um. Positive Werte herrschen ganzjährig im Raum von Indonesien vor.

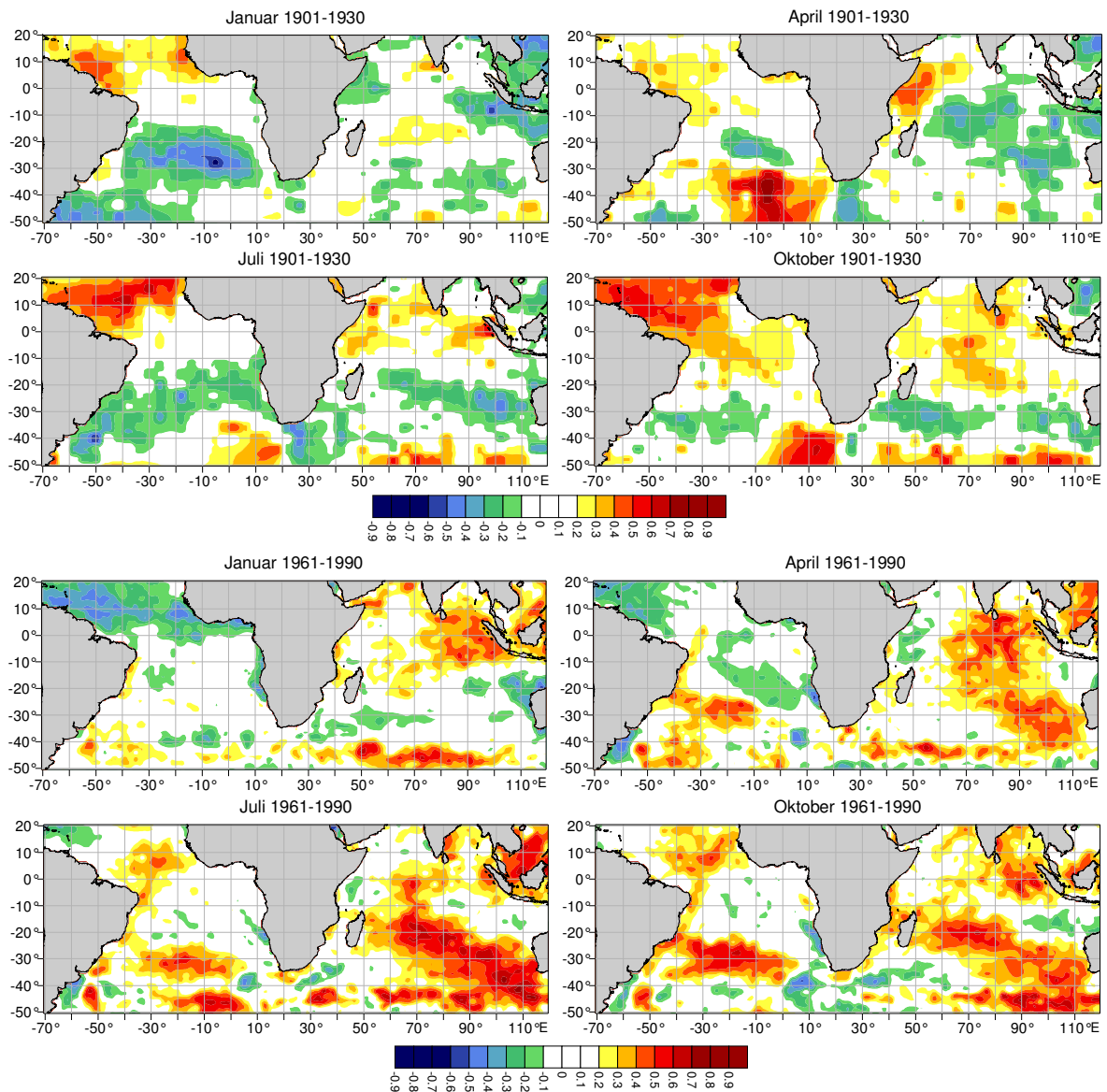


Abb. 9.1.20: Korrelationen der TSI mit den HadISST-Daten 1901 bis 1930 (obere Abb.) für die Monate Januar, April, Juli und September, bzw. für den Zeitraum 1961 bis 1990 (untere Abb.).

Korrelationen der Solarstrahlung mit den Scores der s-modalen PCAs für die HadISST-Daten, welche in Kapitel 7.2.4 dargestellt wurden, ergeben maximale und hoch signifikante Korrelationskoeffizienten für das ausgeprägten Variabilitätszentrum der südlichen Breiten zwischen 50°S und 60°S für Januar ($r=0,51$), April ($r=0,71$), Mai ($r=0,73$), Juni ($r=0,72$), Juli ($r=0,71$), August ($r=0,67$), September ($r=0,64$), Oktober ($r=0,63$), November ($r=0,59$) und Dezember ($r=0,54$). Im Februar und März sind die Korrelationskoeffizienten deutlich geringer. Dies ist damit zu erklären, dass für diese Monate kein großräumiges Variabilitätszentrum in diesem Raum bestimmt werden konnte (vgl. Kap. 7). In Abbildung 7.2.9 wurde verdeutlicht, dass sich die SST-Varianz auf drei Hauptkomponenten aufteilt.

Signifikante Zusammenhänge mit dem nördlichen äquatorialen Atlantik sind deutlich während aller Monate (eine Ausnahme bildet der Januar) ausgebildet. Die Korrelationskoeffizienten liegen zwischen 0,30 und 0,44.

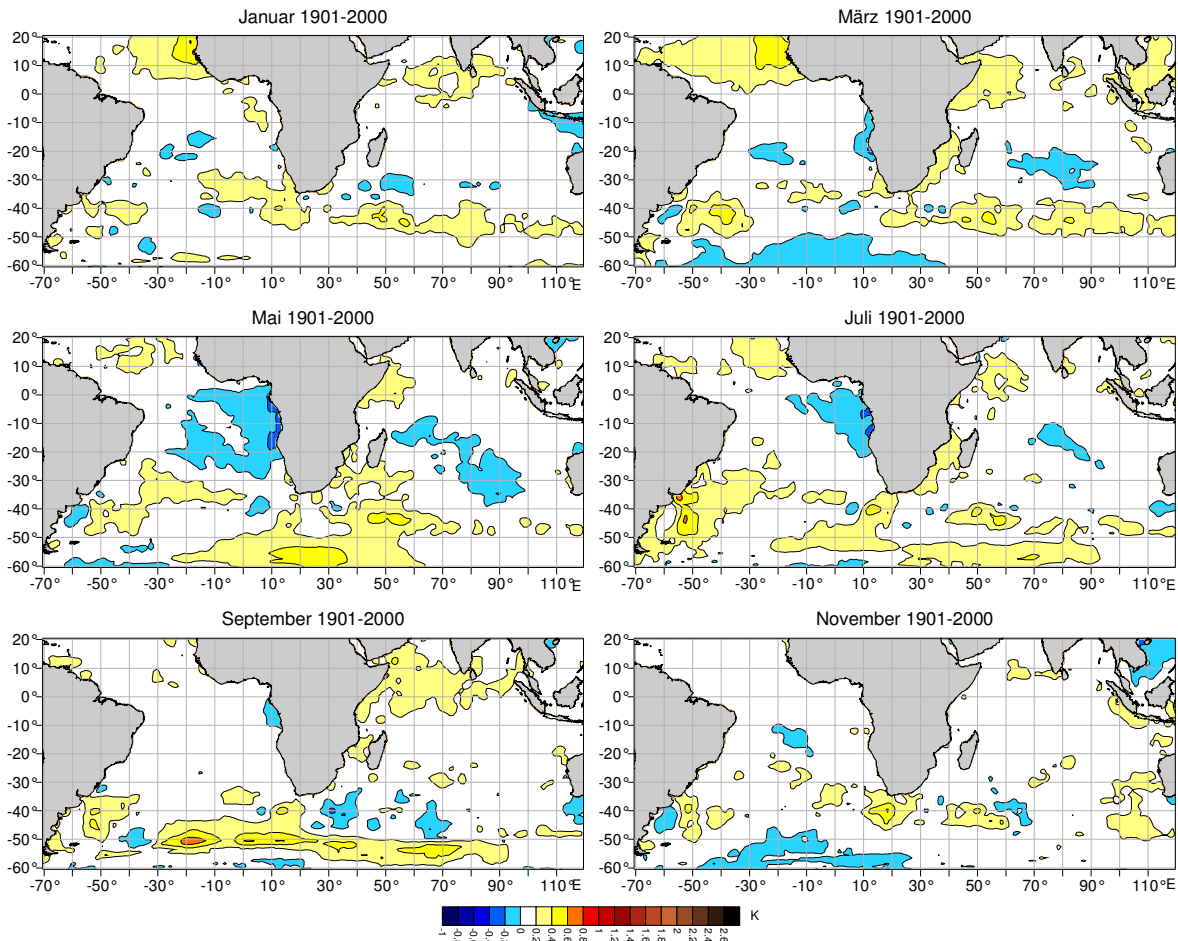


Abb. 9.1.21: Differenzen von Meeresoberflächentemperaturkompositen für Monate mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem langjährigen Mittelwert von 62,55 (1901-2003).

Differenzen von SST-Kompositen für Jahre mit überdurchschnittlichen und unterdurchschnittlichen Sonnenfleckenzahlen zeigen in Abbildung 9.1.21 insgesamt nur sehr geringe Werte. Die Größenordnung entspricht aber den Werten, die White et al. (1997) in diesem Zusammenhang angeben. Negative Werte herrschen im östlichen Atlantik, positive im östlichen tropischen Atlantik vor. Die hohen korrelativen Zusammenhänge mit dem nördlichen tropischen Atlantik schlagen sich in den Kompositenanalysen nur in der ersten Jahreshälfte als deutliche Differenzen nieder. Insgesamt sind die Differenzen allerdings deutlich geringer, als man auf Basis der hohen Korrelationskoeffizienten vielleicht erwarten könnte.

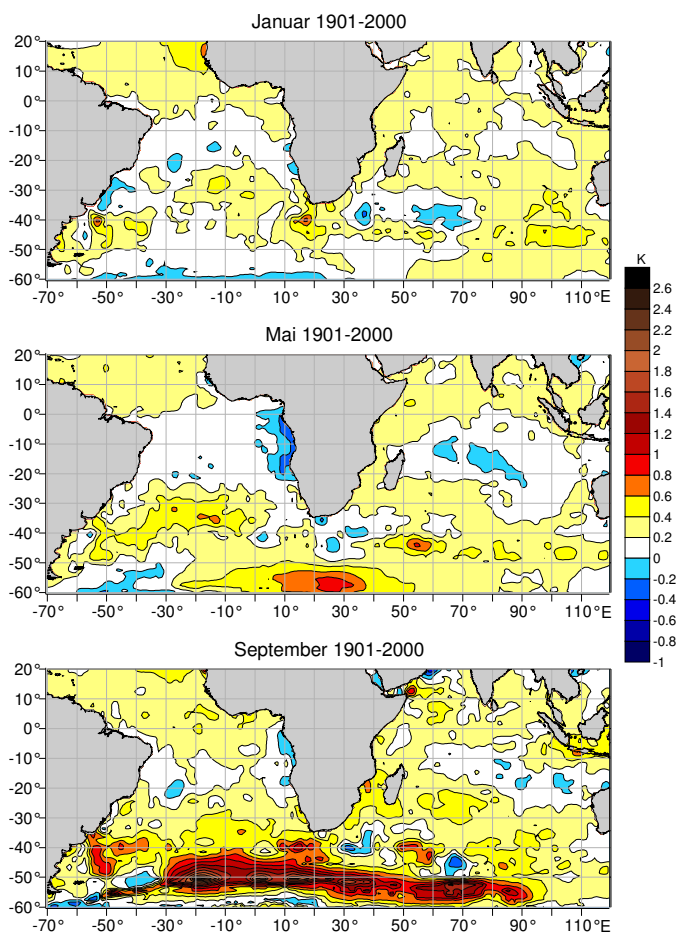


Abb. 9.1.22: Differenzen von SST-Kompositen für Monate mit einer Sonnenfleckenrelativzahl über bzw. unter dem 10% (bzw. 90%) Perzentil. Dargestellt sind die Monate Januar (obere Abb.), Mai (Mitte) und September (untere Abb.).

Auch bei Betrachtung der Meeresoberflächentemperatur kann verdeutlicht werden, dass die Differenzen von Jahren mit hohen und solchen mit niedrigen Sonnenfleckenrelativzahlen ansteigen, wenn Perzentile als Ausgangsbasis der Kompositenanalysen gewählt werden. In Abbildung 9.1.22 sind die Monate Januar, Mai und September dargestellt. Dabei wird deutlich, dass der September bei 50°S SST-Differenzen von über 2,5K aufweist. Darin spiegelt sich allerdings der SST-Trend wider, weil die Jahre mit Sonnenfleckenrelativzahlen über dem 90% Perzentil hauptsächlich in der zweiten Hälfte des Untersuchungszeitraumes auftreten und jene unterhalb des 10% Perzentils vorrangig in der ersten Hälfte.

9.1.6 Zeitreihenanalysen

Eine weitere oft verwendete Methode im Aufdecken solar-klimatischer Zusammenhänge liegt in der Anwendung von Zeitreihenanalysen. Zeitreihen setzen sich oft additiv aus Trends, periodischen Strukturen und residualen Komponenten zusammen. Trendanalysen wurden ausführlich in Kapitel 6 beschrieben. Neben den Trends sollen nun Zyklen in den Zeitreihen aufgedeckt werden. Dazu lassen sich spektrale Varianzanalysen anwenden. Finden sich in den untersuchten Zeitreihen 11-jährige Zyklen, kann dies als ein Hinweis auf eine solare Beeinflussung der Zeitreihe gedeutet werden.

Für die Zeitreihen aus den s-modalen Hauptkomponentenanalysen für die Lufttemperatur, den Niederschlag, den bodennahen Luftdruck und die Meeresoberflächentemperatur werden entsprechende Untersuchungen durchgeführt. Zunächst werden in Kapitel 9.1.6.1 Autokorrelationsanalysen dargestellt, dann folgen in Kapitel 9.1.6.2 spektrale Varianzanalysen und abschließend Waveletanalysen (Kap. 9.1.6.3).

9.1.6.1 Autokorrelationsanalysen

Die Autokorrelationsfunktion misst die Erhaltungsneigung einer Zeitreihe. Eine zeitliche Erhaltungsneigung der Daten liegt dann vor, wenn die Zeitreihendaten von den vorherigen abhängen. „Zeitliche Erhaltungsneigung ist definiert als die stochastische Abhängigkeit zeitlich benachbarter Prozessrealisationen, die sich als Ähnlichkeitstendenz in den Werten darstellt“ (Bahrenberg et al. 1992 S. 373). Anhand der Autokorrelation lässt sich also die Datenunabhängigkeit innerhalb einer Zeitreihe a_i überprüfen.

Bei einer Autokorrelationsanalyse wird die Zeitreihe mit dem Umfang n zunächst mit sich selbst korreliert. τ gibt die zeitliche Verschiebung der Wertereihe an. Für den Zeitschritt $\tau = 0$ misst die zeitliche Autokorrelation nur die Korrelation der Variablen mit sich selbst, der Wert liegt dann bei $r = +1$. Dann wird die Berechnung mit zwei gegenseitig zeitverschobenen und daher entsprechend verkürzten Datensätzen durchgeführt. Für $\tau = 1$ wird jeder Wert a_i mit dem folgenden Wert a_{i+1} korreliert, für $\tau = 2$ wird a_i entsprechend dem Abstand 2 mit a_{i+2} korreliert. Mit jeder weiteren Zeitverschiebung verkürzt sich damit der Stichprobenumfang. Der Korrelationskoeffizient bewegt sich dabei innerhalb der Grenzen von $+1$ und -1 (Schönwiese 2000, S. 227ff.).

Die Autokorrelationsfunktion gilt nur bei äquidistanten Zeitreihen. Generell sollte die maximale Verschiebung $n/2$ nicht überschreiten und eine Autokorrelation nur mit Wertereihen >30 gerechnet werden.

Die Autokorrelationsfunktion zeigt für Zeitreihen mit linearen Trends oder bei tiefpassgefilterten Werten für alle Zeitschritte eine hohe Autokorrelation. Der lineare Trend täuscht damit eine hohe stochastische Abhängigkeit der Daten untereinander vor, wobei ein folgender Wert durch die Trendfunktion vom vorhergehenden abhängig ist. Negative Autokorrelationskoeffizienten zeigen, dass in der Zeitreihe eine „alternierende stochastische Abhängigkeit“ bezüglich der Zeitschrittweite existiert. Positive Koeffizienten zeigen eine „gleichsinnige stochastische Abhängigkeit“ an. Zufallsverteilte Daten ohne stochastische Abhängigkeit untereinander zeichnen sich durch Autokorrelationen nahe 0 aus (Bahrenberg et al. 1992, S. 372). Abbildungen 9.1.23 und 9.1.24 illustrieren die Zusammenhänge am Beispiel von Zufallsdaten und trendbehafteten Daten.

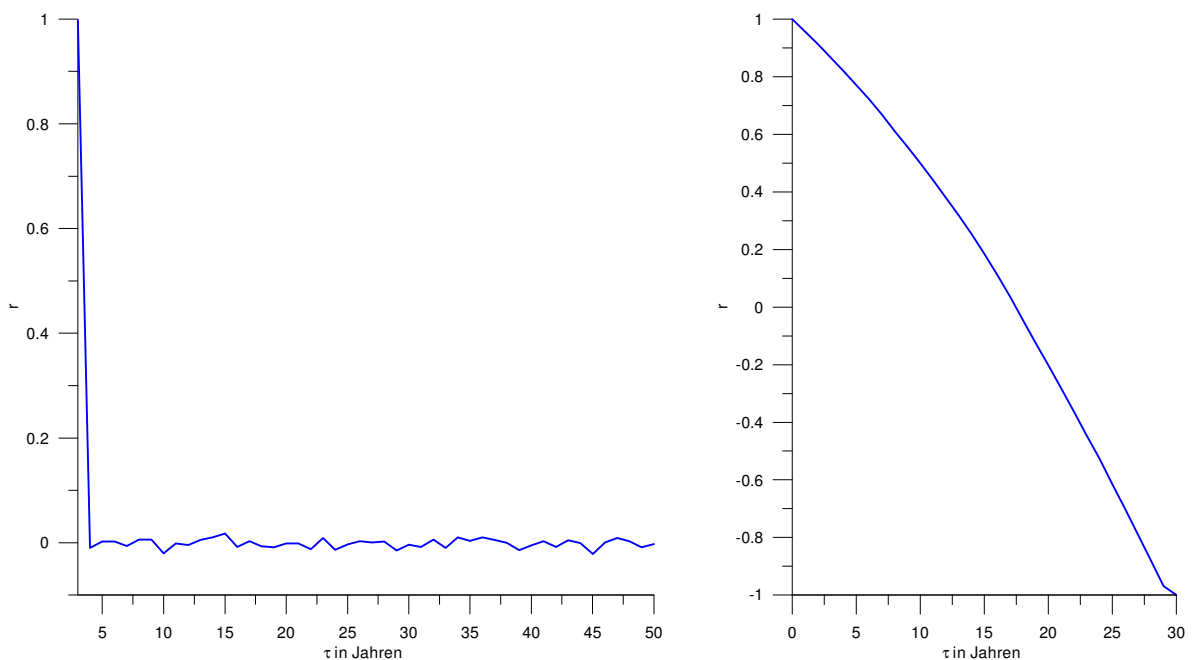


Abb. 9.1.23: Die linke Abbildung zeigt eine Autokorrelationsfunktion für 103 zufallsverteilte Werte mit zunehmenden Zeitschritten (x-Achse) und den entsprechenden Autokorrelationskoeffizienten (y-Achse). Eine Autokorrelationsfunktion des atmosphärischen CO₂-Gehaltes gemessen auf Mauna Loa für die Januarwerte von 1959 bis 2006 zeigt die rechte Abbildung.

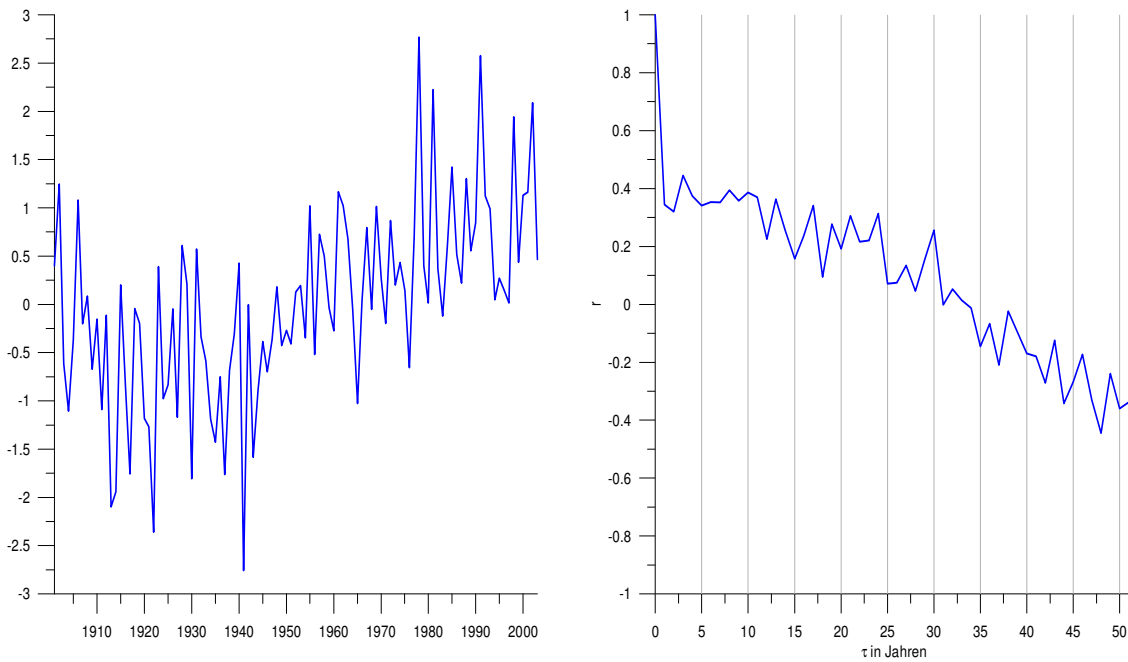


Abb. 9.1.24: Scores der 8. PC für die Januartemperatur 1901-2003 (linke Abb.). Der Ladungsschwerpunkt dieser PC liegt bei Madagaskar. Die rechte Abbildung zeigt die dazu gehörige zeitliche Autokorrelationsfunktion mit zunehmenden Zeitschritten (x-Achse) und den entsprechenden Autokorrelationskoeffizienten (y-Achse).

Hinweise auf zyklische Variationen innerhalb der Zeitreihe lassen sich anhand der graphischen Darstellung der zeitlichen Autokorrelation veranschaulichen: Zeitschritte, in denen $r > 0$ gilt, während die anschließenden kürzeren und etwas längeren Zeitschritte Werte von $r < 0$ aufweisen, geben einen Hinweis auf zyklische Variationen. Bei exakt zyklischen Zeitreihen (bei $\tau > 0$) würden die Autokorrelationskoeffizienten bei jeweils einem ganzzahligen Vielfachen des Zyklus die Werte -1 bzw. +1 einnehmen. Folgende Abbildung zeigt die Autokorrelation monatlicher Sonnenfleckenzahlen für den Januar 1901 bis 2003. Ein sehr deutliches 11-jähriges zyklisches Signal lässt sich daraus ablesen.

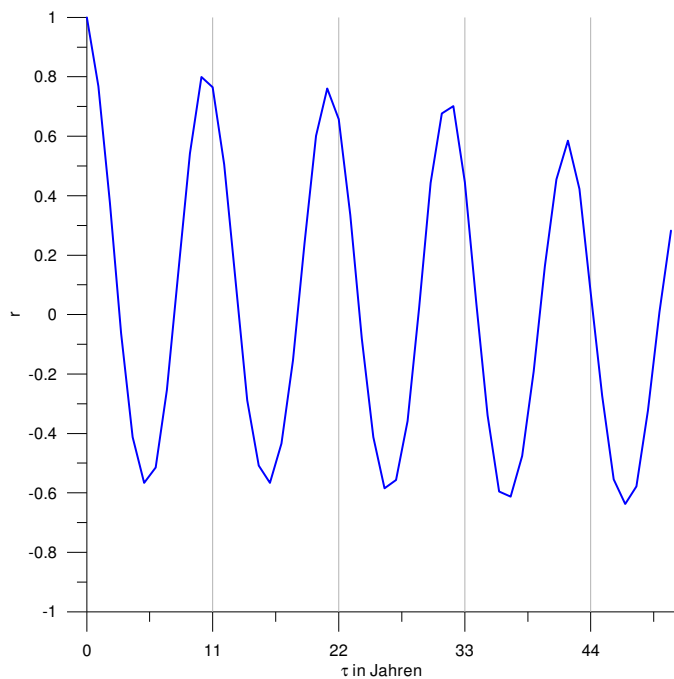


Abb. 9.1.25: Zeitliche Autokorrelationsfunktion monatlicher Sonnenfleckenzahlen (Januar 1901-2003). Dargestellt ist der Korrelationskoeffizient auf der y-Achse und der jeweilige Zeitversatz der Zeitreihe auf der x-Achse.

Bei der Berechnung der folgenden Autokorrelationsanalysen soll zunächst ein erster Hinweis auf zyklische Variationen auf einer 11-jährigen Zeitskala in der Zeitreihe gesucht werden. Dazu werden sämtliche Zeitkoeffizienten, die aus den s-modalen PCAs in Kapitel 7.2 resultieren, auf ihre Autokorrelation hin untersucht.

Auffällig ist ein ausgeprägter Zyklus auf einer dekadischen Zeitskala in den SST-Daten für den tropischen Atlantik mit dem räumlichen Schwerpunkt bei 5°S und 10°W. Dies wird in Abbildung 9.1.26 für verschiedene Hauptkomponenten anhand der Monate Januar, Februar, Mai und August dargestellt. Dieses bedeutende Variabilitätszentrum zeigt ganzjährig einen schwachen Zyklus auf dieser Zeitskala. Ob es sich dabei um eine klimasysteminterne quasi-dekadische Variabilität oder einen solaren Einfluss handelt, muss zunächst offen bleiben. Aber die Kompositenanalysen deuten, insbesondere zur Jahresmitte, auf erniedrigte SSTs während solarer Aktivitätsmaxima hin. Einfache Korrelationsanalysen andererseits, die in Abbildung 9.1.19 aufgezeigt wurden, würden hier keinen Einfluss vermuten lassen. Von diesem Variationszentrum im südlichen tropischen Atlantik unterscheidet sich der nördliche äquatoriale Atlantik erheblich; dort dominieren längerfristige Variationen die SST-Variabilität, auch wenn, wie in der Abbildung 6.30 dargestellt werden konnte, insgesamt die SST-Trends im südlichen äquatorialen Atlantik deutlich höher ausfallen.

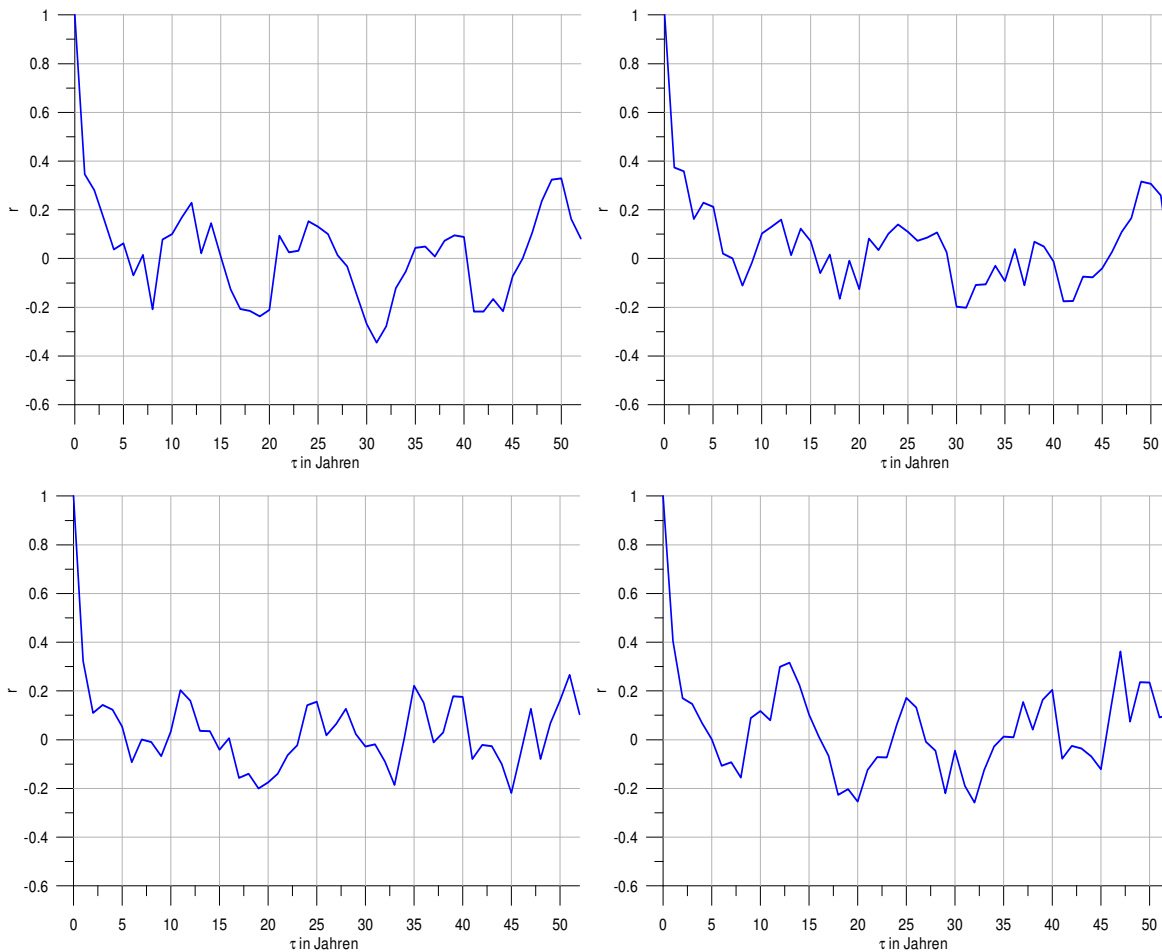


Abb. 9.1.26: Zeitliche Autokorrelation der Scores monatlicher SST-Daten für Januar (5. PC, oben links), Februar (2. PC, oben rechts), Mai (4. PC unten links) und August (4. PC, unten rechts). Der Ladungsschwerpunkt der PCs liegt jeweils im südlichen tropischen Atlantik. Dargestellt sind die Autokorrelationskoeffizienten auf der Y-Achse und die Zeitschritte auf der X-Achse.

Autokorrelationsanalysen mit den Scores der Lufttemperatur, des Niederschlags und des bodennahen Luftdrucks zeigen, dass dabei deutlich geringere Autokorrelationskoeffizienten erzielt werden als bei Betrachtung der Meeresoberflächentemperatur.

Die Lufttemperatur zeigt einen schwachen dekadischen Zyklus für den südafrikanischen Raum im Winter (Abb. 9.1.27).

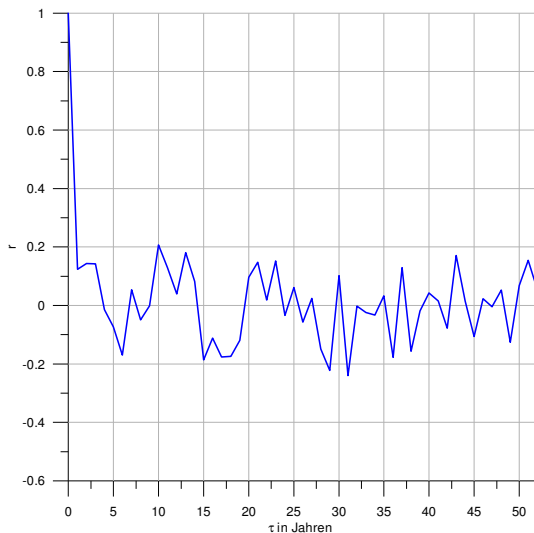


Abb. 9.1.27: Zeitliche Autokorrelation der Scores monatlicher Lufttemperaturdaten für Juni (2. PC, Ladungsschwerpunkt in Südafrika). Dargestellt sind jeweils die Autokorrelationskoeffizienten auf der Y-Achse und die Zeitschritte auf der X-Achse.

Die dominanten atmosphärischen Aktionszentren zeichnen sich durch eine Variabilität unterhalb eines 11-jährigen Zyklus aus. Im November ist im Variationszentrum südlich von Südafrika (3. PC) zwar ein Zyklus bei 11 Jahren angedeutet (nicht dargestellt), allerdings sind hier die Autokorrelationskoeffizienten sehr gering und (bezogen auf 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit) insignifikant.

Bei der Betrachtung der Niederschlagszeitreihen ist, wie in Abbildung 9.1.28 illustriert wird, in der Region nördliches Namibia ein schwacher dekadischer Zyklus angedeutet. Gerade dieser Raum zeichnet sich durch signifikante Korrelationen mit der Solarstrahlung aus.

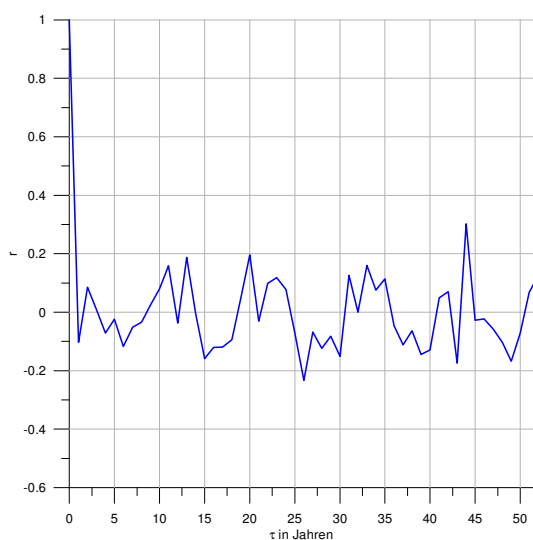


Abb. 9.1.28: Zeitliche Autokorrelation der Scores monatlicher Niederschlagsdaten für Oktober (3. PC, Ladungsschwerpunkt in Nordnamibia). Dargestellt sind jeweils die Autokorrelationskoeffizienten auf der Y-Achse und die Zeitschritte auf der X-Achse.

Insgesamt sind Autokorrelationsanalysen nur bei sehr ausgeprägten Zyklen geeignet, diese aufzuspüren. Eine methodische Erweiterung beim Bestimmen von zyklischer Variabilität in klimatologischen Zeitreihen liegt in der Berechnung von spektralen Varianzanalysen.

9.1.6.2 Spektrale Varianzanalysen

Ziel der spektralen Varianzanalyse ist es, eine Zeitreihe in eine spektrale Darstellung zu überführen. Es soll die Varianz der Zeitreihe auf einzelnen Frequenzen und Perioden bestimmt werden. Welche Fluktuationen mit welcher Frequenz relativ häufig in den Daten auftreten, kann damit erfasst werden, ebenso welchen Anteil an der Gesamtvarianz sie dabei haben. Um Periodizitäten der Zeitreihe aufzudecken, muss die Zeitreihe allerdings lang genug sein, um mehrere Zyklen zu umfassen.

Die Transformation der Zeitreihe $a_i=a_i(t_i)$ in eine spektrale Darstellung lässt sich nach Schönwiese (2000, S. 240ff.) wie folgt darstellen:

$$a_i(t_i) \rightarrow A_j(\Delta f_j), f = 1/T$$

t= Zeit

f= Frequenz

T= Periode

A= Variabilität der Daten, meistens die Varianz (s^2)

i,j= Zeitreihen-Laufindex

Die Periode T ist der Zeitraum, der eine vollständige und regelmäßige Schwankung innerhalb einer Zeitreihe einnimmt. Die Frequenz f ist die Häufigkeit, mit der eine Periode pro Zeiteinheit auftritt. Anstelle von Frequenz und Periode kann auch die Wellenzahl k angegeben werden. Diese gibt an, wie viele harmonische Wellen innerhalb der Zeitreihenlänge untergebracht werden können. Die Grundlage der spektralen Varianzanalyse bildet die Fourier-Analyse, die zeigt, dass sich eine periodische Zeitfunktion durch die Überlagerung einer endlichen Reihe von Sinus- und Kosinus-Funktionen reproduzieren lässt. Eine Fourier-Transformation ermöglicht also die Darstellung von Frequenzen und Amplituden einer Zeitreihe.

Für eine diskrete Zeitreihe $x_n = x_n(t_n)$ ergibt sich nach Schönwiese (2000, S. 241):

$$x_n = \sum_{k=0}^{N-1} F(k) \exp(2i\pi nk / N)$$

n: Zeitreihen-Laufindex (0,1,2,...N-1)

k: Wellenzahl

F(k): Fourierkomponente der Wellenzahl k

π : 3,14159...

i: sog. imaginäre Einheit, $i = \sqrt{-1}$

N: Anzahl der Zeitreihendaten

exp(a): Exponentialfunktion

eine Invertierung der Gleichung ergibt:

$$F(k) = \sum_{n=0}^{N-1} (x_n / N) \exp(-2\pi nk / N)$$

Damit lässt sich nun die Fourierkomponente F(k) berechnen, wobei F(0) den Mittelwert der Zeitreihe angibt.

$$F(k) = \sum_{n=0}^{N-1} (x_n / N) \cos(2\pi k / n) - i \sum_{n=0}^{N-1} (x_n / N) \sin(2\pi k / N)$$

Die Varianz lässt sich darstellen als:

$$s^2 = 1/N \sum_{n=0}^{N-1} (x_n - \bar{x})^2$$

\bar{x} : Mittelwert der Zeitreihe x_n

$s^2(k)$ ist dann die spektrale Varianz der Zeitreihe bei der Wellenzahl k. Insgesamt wandelt die Fouriertransformation die ursprüngliche Zeitfunktion in eine Darstellung der spektralen Dichte um. Die **spektrale Dichte** gibt an, welcher Anteil der Varianz einer beobachteten Zeitreihe durch Schwingungen mit bestimmten Frequenzen begründet werden kann. Im Varianzspektrum wird auf der Abszisse die Frequenz bzw. Periode angegeben, auf der Ordinate die spektrale Dichte, die proportional zur relativen Varianz ist.

Eine graphische Darstellung der spektralen Varianz und der Wellenzahl ergibt ein Periodogramm, dieses veranschaulicht, zu welcher Frequenz periodisches Verhalten innerhalb einer Zeitreihe auftritt. Die Energie der einzelnen Frequenzen oder Perioden einer Zeitreihe kann mit dem Energiespektrum (power spectrum, Leistungsspektrum, Varianzspektrum) abgeschätzt werden. Es wird also die Verteilung der Gesamtvarianz auf die jeweiligen Frequenzen zur Darstellung gebracht. Sehr deutlich wird bei der Betrachtung der Sonnenfleckenrelativzahlen ein ausgeprägtes spektrales Maximum bei etwa 11 Jahren (Abb. 9.1.29).

Ähnlich der Autokorrelationsanalyse dient die Spektralanalyse dazu, zyklisches Verhalten in den vorhandenen Zeitreihen zu finden und zu analysieren. In diesem Zusammenhang geht es also nur darum, ein quasi-dekadisches bzw. 11-jähriges Signal in den entsprechenden Zeitreihen aufzudecken. Dabei muss natürlich berücksichtigt werden, dass das berechnete Spektrum jenes der Zeitreihe darstellt und nicht jenes des Prozesses, der die Zeitreihe erzeugt (d.h. des möglichen solaren Einflusses). Inhaltlich muss dann immer geklärt werden, warum die Zeitreihe sich so darstellt, und ob tatsächlich solare Einflussfaktoren für die spektralen Maxima verantwortlich sein können.

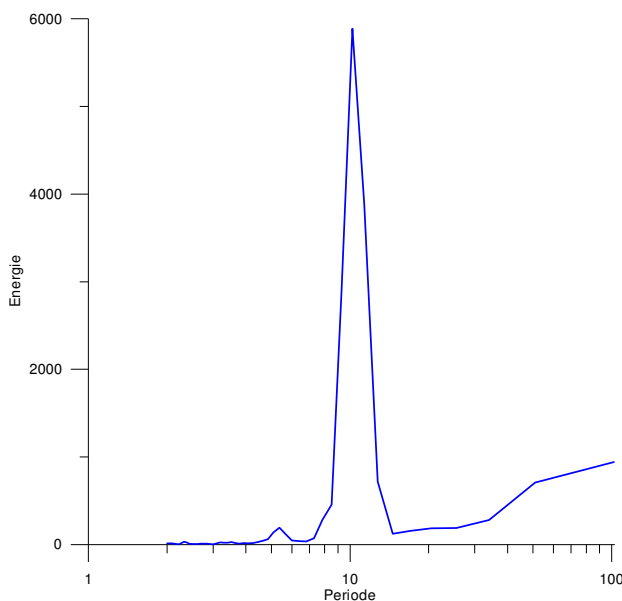


Abb. 9.1.29: Varianzspektrum der jährlichen Sonnenfleckenrelativzahlen 1901 bis 2003. Die Perioden (in Jahren) sind logarithmisch angegeben.

Zunächst werden in Abbildung 9.1.30 beispielhaft die Resultate der Spektralanalysen zum Januarniederschlag für fünf Zeitreihen der entsprechenden Hauptkomponenten (vgl. Abb. 7.2.4) vorgestellt. Dargestellt ist die Periode in Jahren auf einer logarithmischen Skala und die Energie als Prozentanteil der spektralen Varianz.

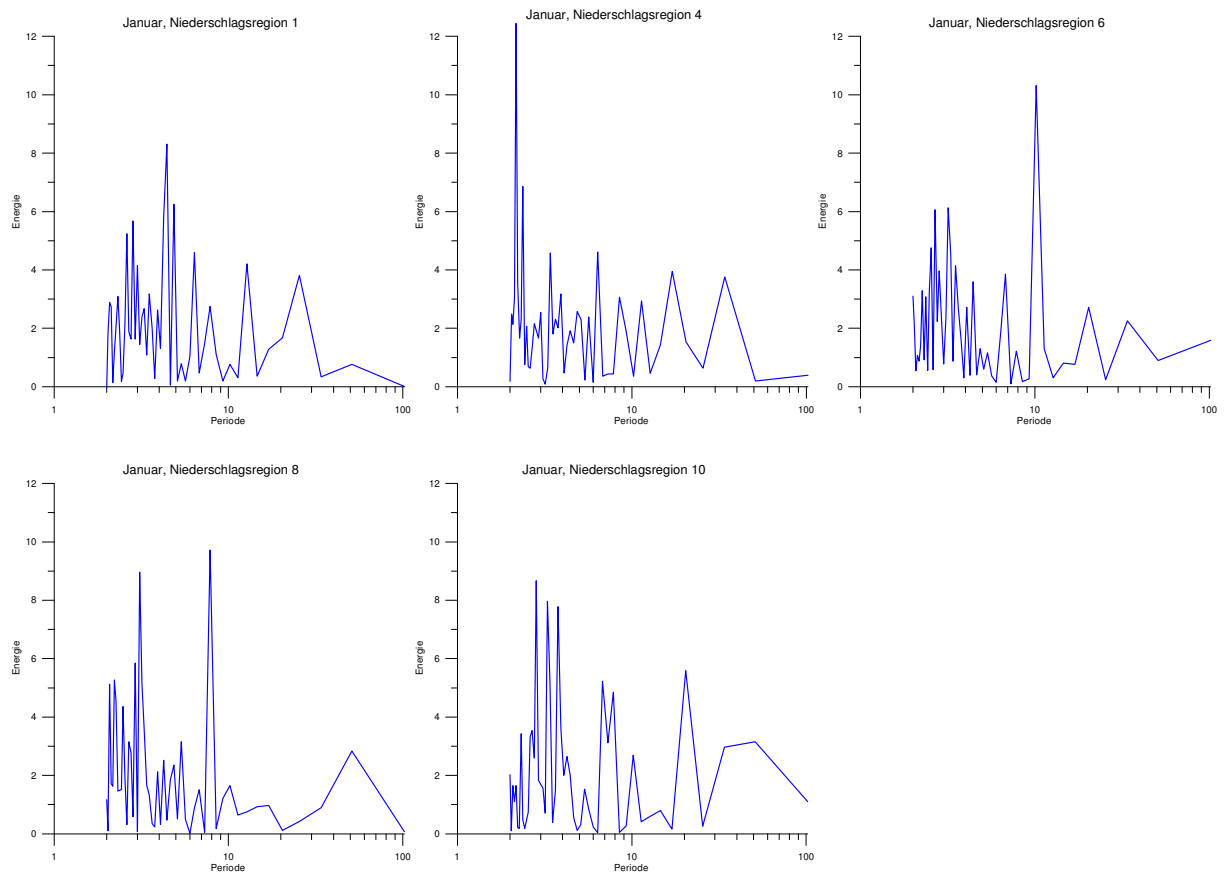


Abb. 9.1.30: Varianzspektren der Scores ausgesuchter Niederschlags-Hauptkomponenten für den Januar 1901 bis 2003. Die Perioden (in Jahren) sind logarithmisch angegeben, die Energie als % der spektralen Varianz.

In der Region 1 (Simbabwe) dominiert ein Variabilitätsmuster mit Perioden zwischen zwei und sieben Jahren. Dies könnte auf einen Einfluss von El Niño zurückgeführt werden, schließlich ist dieser Raum, wie in Kapitel 8 dargelegt wurde, durch Dürren unmittelbar von El Niños beeinflusst. Die spektrale Varianz der 4. PC (Variationszentrum in Südafrika) zeigt eine Spitze bei 18 Jahren. Diese 18-jährige Oszillation im südafrikanischen Niederschlag wurde schon von Tyson (1986) beschrieben. In Region 6 (Namibia) ist ein sehr ausgeprägtes spektrales Maximum bei knapp 11 Jahren zu sehen. Die Regionen 8 (Tansania) und 10 (Kenia) zeigen spektrale Maxima auf einer Zeitskala, die wieder auf El Niño-Einflüsse zurückgeführt werden könnten, welche stark erhöhte Niederschläge in diesen Regionen nach sich ziehen. Insgesamt erreichen die spektralen Maxima eine Sicherheitswahrscheinlichkeit, die generell über 90% liegt, bei der Region 4 sogar über 95%.

Am Beispiel der SST-Daten kann in Abbildung 9.1.31 ein noch stärkeres quasi-dekadisches Signal aufgezeigt werden. So ist im Mai und August im südlichen äquatorialen Atlantik ein 12,8-jähriges Signal sehr deutlich ausgeprägt. Das Zeitreihensignal liegt über dem der Sonnenflecken, dies könnte als Hinweis auf ein klimasysteminternes Signal gedeutet werden. Es wäre auch denkbar, dass ein solar-induziertes Signal durch eine indirekte Vermittlung zu einer verlängerten Frequenz führt.

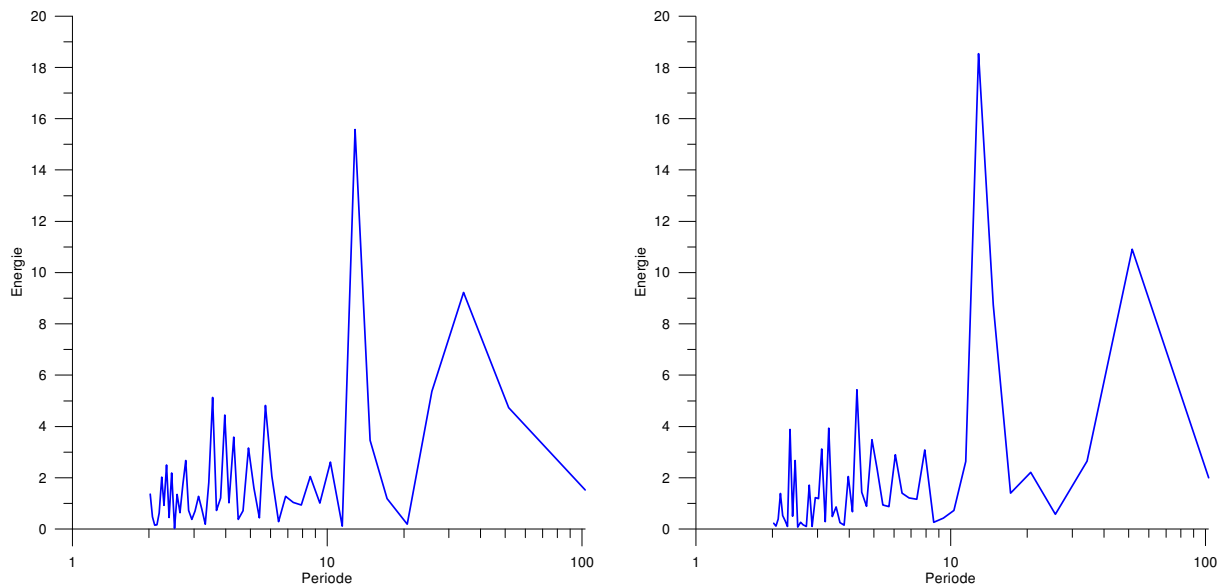


Abb. 9.1.31: Varianzspektren der Scores der 4. PC für Mai (linke Abb.) und August (rechte Abb.) der SST-Daten von 1901 bis 2003. Die Perioden (in Jahren) sind logarithmisch angegeben.

Die ausgeprägten Maxima in den SST-Zeitreihen sind statistisch signifikant ($S_i=97,5\%$ im Mai und $S_i=99\%$ im August) in dem Sinne, dass sie sich vom sog. „weißen Rauschen“ sehr deutlich abheben. Das „weiße Rauschen“ bzw. „weiße Spektrum“ zeichnet die spektrale Verteilung von Zufallsdaten, wo alle Varianzbeiträge im Spektrum die gleiche Höhe aufweisen.

Die spektralen Maxima bei etwa 40 Jahren in Abbildung 9.1.31 resultieren aus dem Trend in den Zeitreihen bzw. einem Problem, das als „Aliasing“ bezeichnet wird. Damit wird eine Missdeutung der Frequenzen beschrieben, die daraus resultiert, dass keine kontinuierliche Zeitreihe, sondern jeweils diskrete Zeitabschnitte als Messwerte Eingang in die Analyse finden (z.B. jeweils nur die Januarwerte). Damit kann eine zeitliche Oszillation als eine niederfrequenterer fehlinterpretiert werden. Eine entsprechende Zeitreihenfilterung, die hier nicht vorgenommen wurde, könnte die hohen Werte der langfristigen Perioden unterdrücken. Weiterhin deutet ein An-

steigen des Spektrums zu größeren Perioden, dem sogenannten roten Spektrum, darauf hin, dass eine Persistenz (Trend) in der Zeitreihe vorhanden ist.

Spektrale Varianzanalysen können sehr viel klarer als Autokorrelationsanalysen Zeitreihensignale verdeutlichen. Die Grundlage dafür bildet eine endliche Funktionsreihe (Fourier-Reihe), die eine streng periodische Funktion entsprechend gut reproduzieren kann. Meist liegt jedoch keine strenge Periodizität vor, so dass eine unendliche Funktionsreihe herangezogen werden muss. Dazu dienen Waveletanalysen.

9.1.6.3 Waveletanalysen

Weiterführende Waveletanalysen ermöglichen es, ein Signal einer Zeitreihe gleichzeitig in der Zeit und Frequenz darzustellen. Es lässt sich der zeitliche Verlauf der Variabilität veranschaulichen. Auf Fourieranalysen basierende Spektralanalysen können dagegen nur die Frequenzen einer Zeitreihe untersuchen. Erweiternd dazu kann die Waveletanalyse das zeitliche Verhalten der entsprechenden Frequenzen darstellen. Es liegt damit ein Spektrum in einer Zeit-Frequenz-Auflösung vor. Gegenüber einer Fourieranalyse ist damit ein erheblicher Vorteil bei der Untersuchung nicht stationärer Zeitreihen gegeben.

Inzwischen machen sich zahlreiche klimatologische Studien Waveletanalysen zu Nutze. Mélice und Servain (2003) ziehen Waveletanalysen in ihrer Studie zur SST-Variabilität im tropischen Atlantik heran. Jury et al. (2004) untersuchen Klimasignale im südlichen Afrika zwischen 1900 und 1999, Jury (2006) untersucht ENSO-Einflüsse auf Afrika. Frick et al. (1997) analysieren die Solaraktivität auf der Basis einer Wavelettransformation solarer Daten. Fligge et al. (1999) wenden diese Methode auf die Sonnenfleckenzykluslänge an. Für die Klimaforschung ist diese Analyse, mit entsprechender Software, ausführlich von Torrence und Compo (1998) dargestellt. Die hier vorgestellten Analysen basieren auf den von Torrence und Compo (1998) vorgelegten Algorithmen.

Die Waveletanalyse basiert im Wesentlichen auf der Faltung⁵⁵ der Zeitreihe $x(t)$ mit Funktionen, welche vom sogenannten „Mutter-Wavelet“, das damit den Ausgangspunkt der Analysen bildet, abgeleitet werden. Diese Funktion wird dann entsprechend skaliert, mit einem Dilationsparameter (a) in der Breite gestaucht,

⁵⁵ Faltung bezeichnet einen mathematischen Operator, der für zwei Funktionen a und b eine dritte Funktion liefert.

gestreckt oder mit einem Translationsparameter (b) auf der Zeitachse verschoben. Gedehte Wavelets vermitteln dann ein ungefähres Abbild des Signals, während gestauchte mehr und mehr Details zeigen. Während Sinus- und Kosinusfunktionen im zeitlichen Raum unendlich schwingen, tun dies Wavelets nur in einem begrenzten Intervall um die Abszisse und konvergieren dann gegen Null. Das Integral über ein Wavelet ist immer 0, daher nimmt in der Regel die Waveletfunktion die Form von nach außen hin auslaufenden (kleiner werdenden) Wellen (also „Wavelets“ / „Wellchen“) an. Im Gegensatz zu einer Fourier-Analyse, wo ein periodisches Signal als Summe von Sinus- und Kosinusfunktionen dargestellt wird, wird bei den Wavelets die Fensterbreite variiert. Ein Wavelet ist somit eine zeitlich begrenzte Funktion.

Es werden vordefinierte Wellenfunktionen (Wavelets) an aufeinander folgende Teilzeiträume der Gesamtzeitreihe angepasst und die dominierenden Zeitskalen der Variabilität extrahiert. Das Ziel ist es dabei, ein Signal als Summe dieser Funktionen darzustellen. Die weiteren Eigenschaften werden dann durch die Wahl des Wavelets $\Psi(t)$ bestimmt (Torrence & Compo 1998). Eine kontinuierliche Wavelettransformation eines Signals $x(t)$ lässt sich darstellen als (dazu: Lau & Weng 1995, S. 2393, Mélice & Servain 2003, S. 462):

$$W_x(b, a) = \frac{1}{a^{1/2}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt$$

a: Dilationsparameter

b: Translationsparameter

Ψ : Mutter-Wavelet, Basisfunktion der Wavelettransformation

$x(t)$: zeitabhängiges Signal

Mit einer kontinuierlichen Waveletanalyse lässt sich mit den Parametern a und b eine (theoretisch unendliche) Schar von Waveletfunktionen berechnen. Dabei überlappen sich die Frequenzbänder benachbarter Waveletfunktionen, so dass erhebliche Redundanzen auftreten. Entsprechende Algorithmen sind in der Lage die Parameter a und b so zu wählen, dass ein Großteil der Information erhalten bleibt und gleichzeitig die Datenmenge und der Rechenaufwand reduziert wird. Der Faktor $1/a^{1/2}$ normalisiert das Wavelet auf die Einheitsenergie, damit es für alle Werte von a vergleichbar ist; dadurch bleiben die Tochterwavelets mit dem Mutterwavelet vergleichbar (Lau & Weng 1995, S. 2393).

Die Wahl eines Wavelets $\Psi(t)$ hängt von den Interessen des Anwenders ab. Das beste Resultat wird erreicht, wenn zur Analyse von $x(t)$ ein Wavelet verwendet wird,

welches dem Signal ähnelt. Das bei diesen Analysen am häufigsten benutzte Wavelet ist das „Morlet Wavelet⁵⁶“, eine Ableitung von Gauß-Funktionen, welches einen guten Kompromiss zwischen Zeit- und Frequenzauflösung bietet und wie folgt definiert ist:

$$\psi_0(t) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0 t} e^{-t^2/2}$$

- ω_0 : dimensionslose Frequenz,
in den folgenden Analysen mit dem Wert 6 belegt
- t: dimensionsloser Zeitparameter

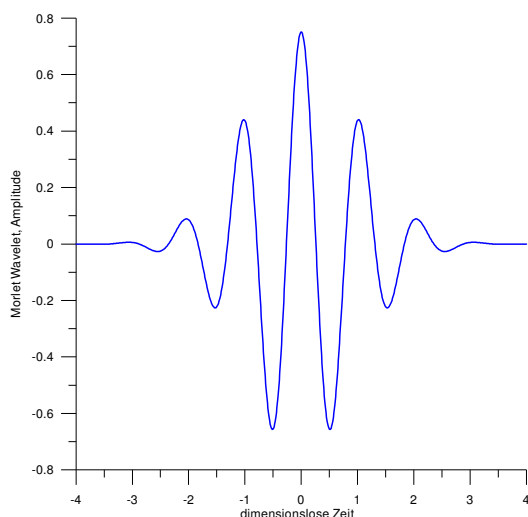


Abb. 9.1.32: Muster eines Morlet-Wavelets

Hohe Werte in den Ergebnissen der Waveletanalysen zeigen Maxima der spektralen Energie in Abhängigkeit von der Periode und der Integrationszeit an und entsprechen starken Klimavariationen. Je höher der Wert in der Matrix, desto größer der Anteil der entsprechenden Periode an der Gesamtvarianz der entsprechenden Zeitreihe während des jeweiligen Teilzeitraumes. Die Gesamtenergie wird auch als Energiedichte oder Power bezeichnet, dafür kann jedoch keine konkrete physikalische Einheit angegeben werden.

Die Periode (in Monaten) ist in den folgenden Abbildungen auf der Y-Achse angegeben, die Waveletkoeffizienten als Konturkarte. Die gebogene schwarze Linie kennzeichnet den Einflussbereich der Wavelet-Analyse; oberhalb dieser Linie („cone of influence“) sind die Ergebnisse auf Grund deutlicher Verzerrungen am Rand wegen

⁵⁶ Benannt nach dem französischen Geophysiker Jean Morlet

der zeitlichen Limitierung der Zeitreihe nicht mehr interpretierbar. Dies liegt daran, dass die Zeitserien endlich sind und damit bei den wavelettransformierten Daten zu Beginn und am Ende der Datenreihe Fehler auftreten.

Die folgenden Abbildungen zeigen ausgewählte Beispiele für Zeitreihen, in denen ein deutliches quasi-dekadisches Signal gefunden wurde. Bei einer Analyse der Sonnenfleckenzenzahlen tritt der quasi 11-jährige Zyklus in Abbildung 9.1.33 sehr markant zu Tage. Auffällig ist allerdings, dass sich das spektrale Signal nicht gleichmäßig über die 103 Jahre verteilt. Zwischen 1940 und 1990 ist es maximal ausgeprägt. Während dieser Zeit hatte die Sonnenfleckenanzahl die größte Amplitude wie in Abbildung 9.1.6 gezeigt werden konnte.

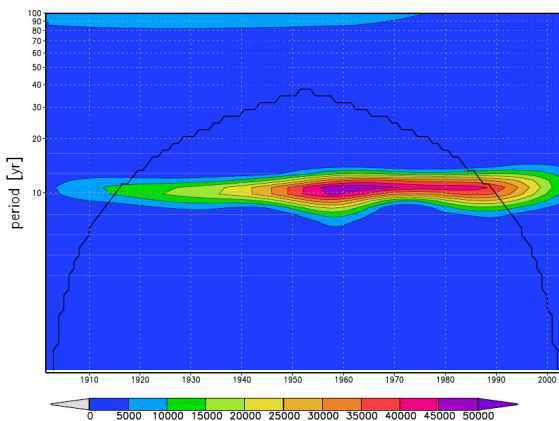


Abb. 9.1.33: Wavelet-Spektrum der Sonnenfleckenanzahl für den Januar 1901 bis 2003. Dargestellt ist die Periode auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.

Erst die Betrachtung der Wavelet-Spektren verdeutlicht, dass die spektralen Maxima einzelner Zeitreihen sich nicht über den gesamten Untersuchungszeitraum erstrecken. Exemplarisch kann dies an der fünften PC für den Januar und an der zweiten PC der SST-Daten für den Februar in Abbildung 9.1.34 verdeutlicht werden. Hier tritt ein sehr deutliches dekadisches Signal erst seit 1970 auf. Dagegen setzt es sich während der anderen Monate für den südlichen tropischen Atlantik über den gesamten Untersuchungszeitraum hinweg. Im April und Mai allerdings tritt das Signal zwischen 1930 und 1960 nur stark abgeschwächt auf (Abb. 9.1.35, 9.1.36). Das hochfrequente spektrale Maximum zwischen 1940 und 1950 zeigt sich in einer hohen Amplitude in den Zeitreihen für diese Dekade. Es liegt allerdings nahe, für gerade diesen Zeitraum Datenunsicherheiten anzuführen; Datenlücken in der Zeit des Zweiten Weltkrieges sind hinlänglich bekannt (Rayner et al. 2003, 2006).

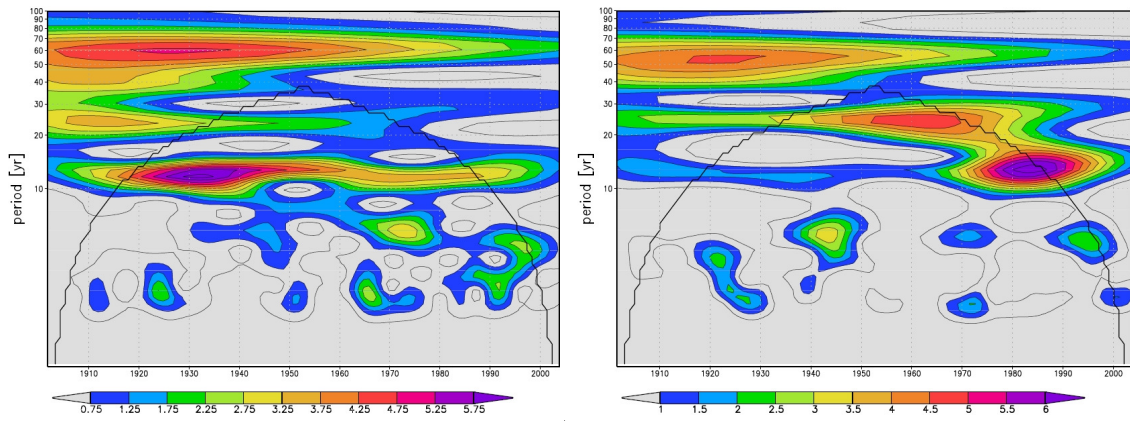


Abb. 9.1.34: Wavelet-Spektrum der Scores der 5. PC der SST-Daten für den Januar (1901-2003) auf der linken Abbildung bzw. der Scores der 2. PC der SST-Daten für den Februar (1901-2003) auf der rechten Abbildung. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.

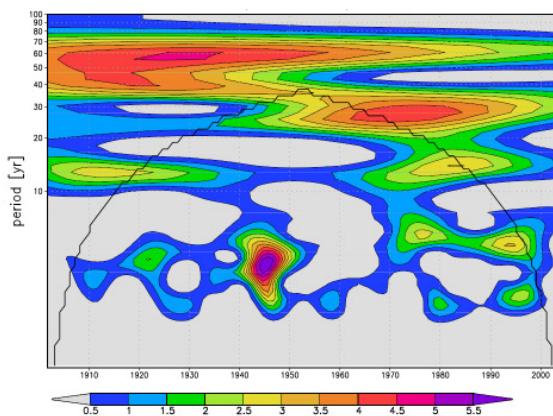


Abb. 9.1.35: Wavelet-Spektrum der Scores der 3. PC der SST-Daten für den April (1901-2003). Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.

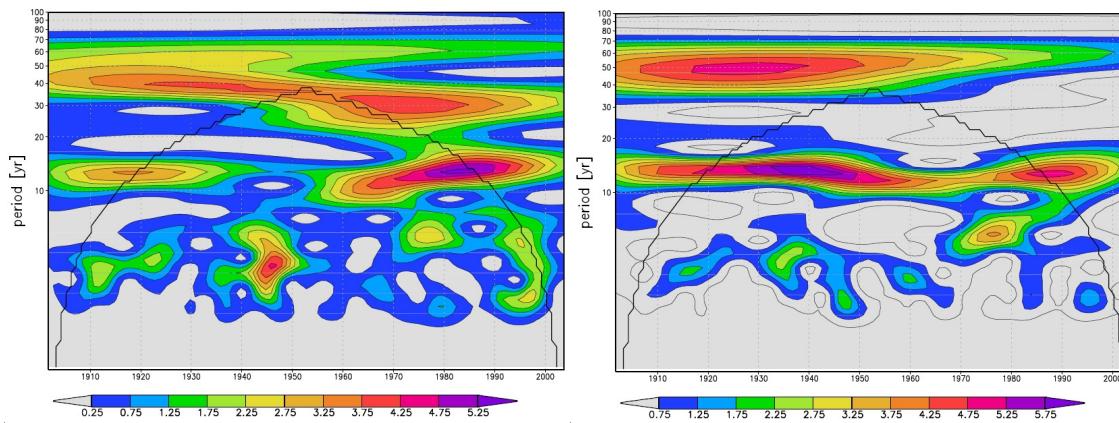


Abb. 9.1.36: Wavelet-Spektrum der Scores der 4. PC der SST-Daten für den Mai (1901-2003) auf der linken Abbildung bzw. der Scores der 4. PC der SST-Daten für den August (1901-2003) auf der rechten Abbildung. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.

Insgesamt unterstreichen die Ergebnisse der Waveletanalysen ein quasidekadisches Variabilitätsmuster im subtropisch bis tropischen Atlantischen Ozean südlich des Äquators. Für diesen Raum können Mélice und Servain (2003) zwischen 1964 und 1998 ein 14-jähriges Signal aufdecken. Die vorliegenden Analysen deuten allerdings darauf hin, dass die Periode kürzer ist. Im Gegensatz dazu liegt das Signal im tropischen Nordatlantik nach Mélice und Servain (2003) bei 9,6 Jahren. Daraus kann auf zwei unterschiedliche Variabilitätsmodi im tropischen Atlantik geschlossen werden.

Relative hohe Korrelationen der Solarstrahlung mit dem Niederschlag in Namibia und Angola lassen sich als Hinweis auf einen möglichen solaren Einfluss deuten. Auf der Basis von Autokorrelations- und spektralen Varianzanalysen konnten für diese Region quasidekadische Zyklen aufgezeigt werden. Auch die Waveletanalysen decken für die PCs, die in dieser Region ihren Ladungsschwerpunkt haben, spektrale Maxima auf dieser Zeitskala für den April auf (Abb. 9.1.37). Abbildung 9.1.38 illustriert, dass ein ähnliches Signal in Ostafrika (im März) deutlich schwächer ausgebildet ist. Das 11-jährige Signal erstreckt sich dominant auf das erste Drittel des 20. Jahrhunderts.

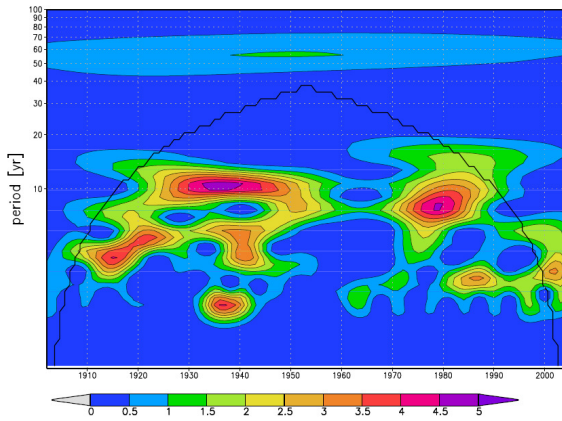


Abb. 9.1.37: Wavelet-Spektrum der Scores der 8. PC der Niederschlagsdaten für den April (1901-2003) mit einem Ladungsschwerpunkt über Angola. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.

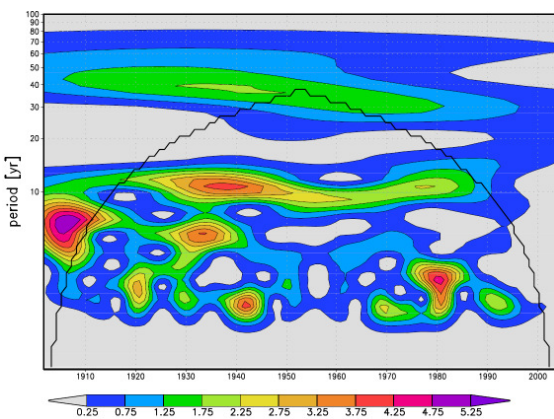


Abb. 9.1.38: Wavelet-Spektrum der Scores der 4. PC der Niederschlagsdaten für den März (1901-2003) mit einem Ladungsschwerpunkt über Ostafrika. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.

Bei der Analyse der SLP-Daten finden sich nur sehr wenige ausgeprägt spektrale Maxima auf einer quasidekadischen Zeitskala. Werden die SLP-Scores näher analysiert, so stellt sich heraus, dass im Bereich des zentralen südlichen Atlantiks eine quasidekadische Variabilität aufzuzeigen ist. Am Beispiel für den Mai und Juni kann dies in den Abbildungen 9.1.39 und 9.1.40 verdeutlicht werden. Während im Mai allerdings dieses spektrale Maximum nur im ersten Drittel des 20. Jahrhunderts auftritt, setzt es sich im Juni über den gesamten Untersuchungszeitraum fort. Allerdings tritt es zwischen 1940 und 1950 abgeschwächt auf.

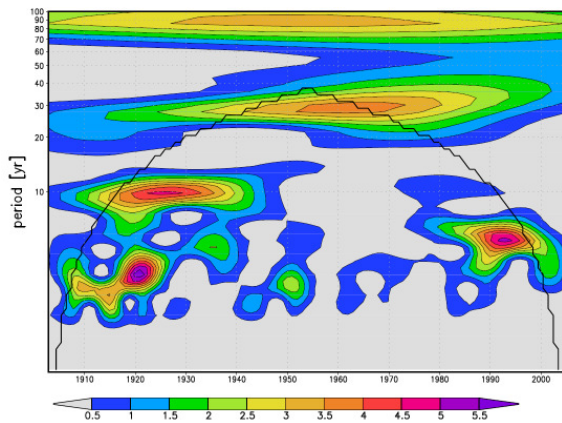


Abb. 9.1.39: Wavelet-Spektrum der Scores der 6. PC der Luftdruckdaten für den Mai (1901-2003). Der Ladungsschwerpunkt liegt im zentralen südlichen Atlantik. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.

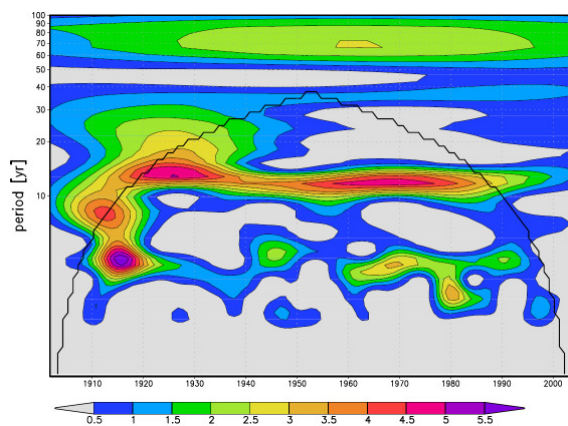


Abb. 9.1.40: Wavelet-Spektrum der Scores der 4. PC der Luftdruckdaten für den Juni (1901-2003). Der Ladungsschwerpunkt liegt im zentralen südlichen Atlantik. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.

Die Lufttemperatur der zweiten Juni-Hauptkomponente (Ladungsschwerpunkt über Südafrika) zeigt ein extrem deutlich ausgebildetes spektrales Maximum bei etwa 11 Jahren. Das solare oder auch interne dekadische Signal der Temperatur wird offensichtlich über die Hochdruckzelle im südlichen Atlantik gesteuert, die ein spektrales Maximum in gleicher Periode aufweist. In dieser Abbildung zeigt sich eine „Insel“ hoher hochfrequenter Energie zwischen 1960 und 1970. Die Zeitreihe der Scores weist für diese Jahre stark negative Werte (1965 und 1968) auf, unterbrochen von einem hohen positiven Wert (1966). Diese kurzfristige Fluktuation bedingt das spektrale Maximum.

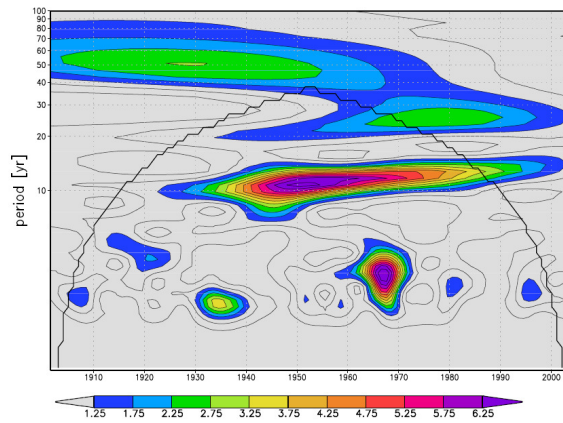


Abb. 9.1.41: Wavelet-Spektrum der Scores der 2. PC der Lufttemperaturdaten für den Juni (1901-2003). Der Ladungsschwerpunkt liegt im zentralen Südafrika. Dargestellt sind die Perioden auf der Y-Achse sowie die Jahre 1901 bis 2003 auf der X-Achse. Die Farbabstufungen geben die Gesamtenergie einer bestimmten Periode während eines bestimmten Zeitraumes wieder.

Waveletanalysen haben gegenüber einfachen Spektralanalysen den Vorteil, dass die Zeitreihenvariabilität in der Zeit dargestellt werden kann. Instationaritäten lassen sich damit deutlich herausstellen. Die Interpretation muss bei Waveletanalysen, ähnlich wie bei Spektralanalysen, allerdings sehr sorgsam erfolgen. Für spektrale Maxima einer Zeitreihe können meist zahlreiche Ursachen angeführt werden. Eine inhaltliche Ursächlichkeit kann alleine mit dieser Methode nicht manifestiert werden. Trotzdem lassen sich Hinweise auf physikalische Ursachen aufzeigen. In den angeführten Beispielen konnten in einigen Zeitreihen quasidekadische Signale aufgedeckt werden und es liegt nahe, in dieser Periode solare Einflüsse als eine Möglichkeit anzuführen. Schließlich könnte auch ein internes natürliches dekadisches Klimasignal seine Ursachen, indirekt vermittelt, in einer veränderlichen Solaraktivität haben. Um dies allerdings schlüssig nachzuweisen, fehlt bislang das detaillierte physikalische Verständnis und eine lange zuverlässige Datenbasis auch der mittleren und höheren Atmosphäre.

9.1.7 Zusammenfassung

Eine veränderliche Solaraktivität nimmt auf allen Zeitskalen Einfluss auf das Klima der Erde. Große Unsicherheiten bestehen allerdings weiterhin in der Quantifizierung desselben, da bislang kein vollständiger physikalischer Mechanismus existiert, der die Übertragung des Sonnensignals bis zum Erdboden eindeutig beweisen kann. "Whether the Sun acts as the controller of climate changes on various times scales, simply investigates the subsequent feedbacks that then dominate the observed record, or is only a convenient explanation for unobserved forcings or system oscillations, will probably be a matter of debate and continued investigation for many years" (Rind 2002, S. 677).

Zur Bestimmung möglicher solar-klimatischer Kopplungen wurden neben Korrelations- und Kompositenanalysen Zeitreihenanalysen durchgeführt. Dabei wurden, ausgehend von Autokorrelationsanalysen, spektrale Varianzanalysen und Waveletanalysen berechnet. Aus den Ergebnissen lassen sich einige deutliche Signale herausarbeiten, die auf solar-klimatische Zusammenhänge im Untersuchungsgebiet hinweisen. Dabei kann klar aufgezeigt werden, dass solare Signale nicht flächenhaft über das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg auftreten. Dies zeigt, dass solare Aktivitätsänderungen offenbar nicht direkt auf die Erdoberfläche vermittelt werden, vielmehr erfolgt über die Atmosphäre ein Signaltransport, welcher zur Folge hat, dass sich die solaren Signale auf der Erdoberfläche sehr deutlich auf bestimmte Regionen konzentrieren. Abbildung 9.1.42 fasst die Gebiete, für die robuste Hinweise auf einen möglichen direkten solaren Einfluss herausgearbeitet werden konnten, schematisch zusammen.

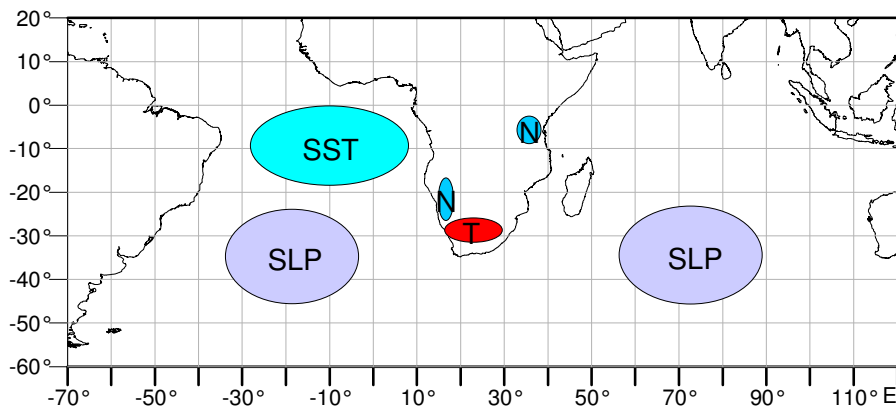


Abb. 9.1.42: Gebiete, für die ein (mögliches) solares Signal in den Daten zur Meeresoberflächentemperatur (SST), zum bodennahen Luftdruck (SLP), zum Niederschlag (N) und zur Lufttemperatur (T) aufgezeigt werden kann.

Einfache Korrelationsanalysen haben gezeigt, dass die Zusammenhänge der Solarstrahlung mit den jeweiligen Klimaelementen bei einer einzelmonatlichen Betrachtung relativ gering sind. Maximale hochsignifikante Korrelationen der Solarstrahlung bestehen mit den SST-Daten der mittleren bis hohen südlichen Breiten. Diese scheinen aber eher auf den langfristigen Trend der Zeitreihen als auf wirkliche solare Signale hinzuweisen. Dies lässt sich aus den Ergebnissen der Kompositen- und Zeitreihenanalysen entnehmen. Letztere deuten allerdings auf ein sehr deutliches quasidekadisches Signal in den SSTs im südäquatorialen Atlantik hin. In wie weit hier ein mittelbarer oder unmittelbarer solarer Einfluss vorliegt, lässt sich auf der Basis der hier vorliegenden Daten jedoch nicht entscheiden. Schließlich

muss auch berücksichtigt werden, dass die Ozeane eine stark dämpfende Wirkung auf atmosphärische Signale ausüben.

Ein solarer Einfluss auf die winterliche Lufttemperatur in Südafrika ist wahrscheinlich. Sowohl in den Kompositenanalysen als auch in den Zeitreihenanalysen konnte hier ein robuster Zusammenhang herausgearbeitet werden. Dieser könnte mit einem direkten Strahlungseinfluss auf die winterliche Hochdruckbrücke über Südafrika erklärt werden.

Der Niederschlag weist in der Region nördliches Namibia, südliches Angola ein markantes quasidekadisches Signal auf. Gleichzeitig deuten Korrelationsanalysen auf einen Zusammenhang mit der Solaraktivität hin. Für Ostafrika konnten erhöhte Niederschläge während der langen Regenzeit aufgezeigt werden. Dies könnten mit einer verstärkten Hadley-Zirkulation während Phasen verstärkter Solaraktivität erklärt werden. Gleichzeitig könnte dann die kosmische Strahlung auf die Erde verringert werden, dies hätte zur Konsequenz, dass die Wolkenbedeckung abnimmt und die Einstrahlung auf die Erd- und Meeresoberfläche zunimmt. Daraus wiederum resultiert eine verstärkte Konvektion mit entsprechenden Niederschlägen.

Eine weitere Region mit einer möglichen solar-induzierten Klimavariabilität liegt in den subtropisch-randtropischen Hochdruckgebieten im südlichen Atlantik und südlichen Indik. Eine verstärkte Solaraktivität führt zu einer leichten Intensivierung der Hochdruckgebiete. Hier könnten die Zusammenhänge mit einem verstärkten direkten solaren Strahlungseinfluss erklärt werden bzw. mit einer intensivierten Hadley-Zirkulation.

9.2 Die Klimawirksamkeit von Vulkanausbrüchen

Klimatische Auswirkungen von Vulkanausbrüchen werden seit vielen Jahrzehnten diskutiert. Dies hat sich in einer Vielzahl an Publikationen niedergeschlagen. Einen breiten Überblick zum Stand der Forschung bieten beispielsweise Kondratyev und Galindo (1997), Robock (2000), Graf (2002), Robock und Oppenheimer (2003) sowie Robock (2004).

Starke Vulkanausbrüche können das globale Klima erkennbar beeinflussen. Bekannt ist der Tambora Ausbruch aus dem Jahr 1815. Das folgende Jahr ging als „Jahr ohne Sommer“ in Mitteleuropa und den USA in die Klimageschichte ein und war durch einen ausgesprochen kalten Sommer mit Missernten gekennzeichnet. Insgesamt können Vulkane sowohl auf einer kurzen Zeitskala, unmittelbar nach einem Ausbruch das lokale bis globale Klima modifizieren als auch auf einer sehr langen Zeitskala durch die anhaltende CO₂-Abgabe submariner Vulkane.

Der effusive Vulkanismus mit ständigen kleineren Eruptionen und der damit verbundenen Anreicherung von Sulfataerosol in der Troposphäre liegt nicht quantifizierbar in langen Zeitreihen vor, meist sind die klimatischen Auswirkungen auch nur lokal feststellbar. Daher muss in Studien zum vulkanischen Einfluss auf das Klima auf Analysen des stark explosiven Subduktionszonenvulkanismus zurückgegriffen werden. Die Explosivität dieser Vulkantypen erleichtert ein Eindringen der Ejekta in die Stratosphäre (Halmer et al. 2002). Insbesondere andesitische und felsische Vulkane neigen wegen ihres höheren Gasgehaltes zu plinianischen Eruptionen. Daher können diese Vulkane eher die Tropopause durchdringen als effusive basaltische Vulkane und vereinzelt Partikel und Gase sogar bis in die Mesosphäre transportieren.

Abbildung 9.2.1 fasst die Klimawirksamkeit von Vulkanausbrüchen schematisch zusammen. Hauptbestandteile vulkanischer Eruptionen sind flüssig austretendes Magma und lithische Materialien wie Asche oder Tephra. Diese werden nach spätestens einigen Wochen aus der Troposphäre ausgewaschen. Daran sind nur kurzfristige und lokale Wetteränderungen gebunden wie beispielsweise eine Reduktion des diurnalen Zyklus der Lufttemperatur, die unterhalb der Aschewolke erkennbar ist. Dieser Effekt hält allerdings nur einige Tage an, bis sich die Wolke aufgelöst hat. Besonders beim Ausbruch des Mt. St. Helens 1980 konnte dieser Effekt beobachtet werden, weitergehende Auswirkungen auf den Niederschlag oder die atmosphärische Zirkulation konnten in diesem Zusammenhang nicht festgestellt werden (Robock 2000, S. 202).

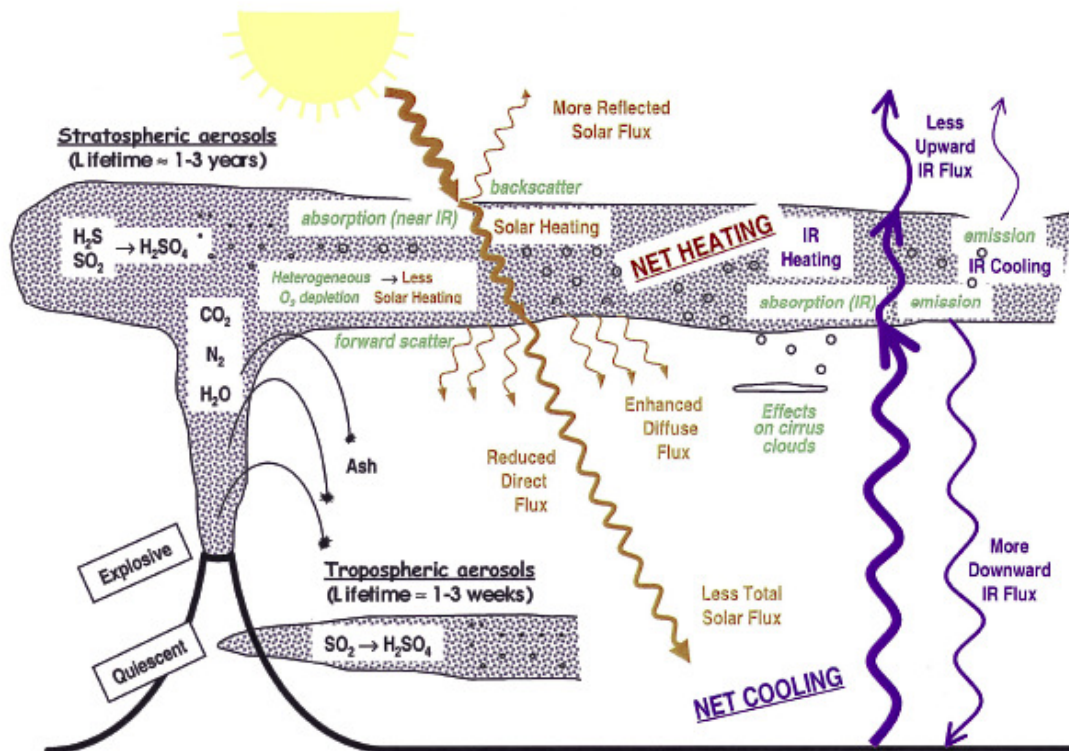


Abb. 9.2.1: Zusammenfassende Übersicht zur Klimawirksamkeit von Vulkanausbrüchen (Robock 2000, Plate 1, S. 195).

Die größte Rolle bei der Beurteilung der Klimawirksamkeit eines Vulkanausbruchs spielt die Verweilzeit der Partikel und Gase in der Atmosphäre. In der (relativ ruhigen) Stratosphäre kann die Verweilzeit und damit der Einfluss auf das Klima erheblich ansteigen. Während Asche- und Staubpartikel auf Grund ihrer Größe meist ziemlich schnell aus der Stratosphäre sedimentiert werden, sind vulkanische Gase beständiger. Diese setzen sich zu einem Großteil aus H_2O , N_2 und CO_2 zusammen. Zwar sind H_2O und CO_2 wichtige Treibhausgase, doch ist deren Konzentration bei einem Vulkanausbruch zu gering, um in dieser Hinsicht eine nennenswerte Auswirkung zu haben. Eine klimatisch wirksame Rolle könnte allerdings das magmatische CO_2 bei subaerischen Ausbrüchen, die zur Ausbildung großer Flutbasaltdecken geführt haben, gespielt haben. Die größten klimatischen Effekte resultieren aus dem Schwefeldioxid- (SO_2) Eintrag in die Stratosphäre. Dort wird das SO_2 über Gas-Partikel-Reaktionen in Sulfat (SO_4^{2-}) umgewandelt; dieses bildet nach der Sedimentation der Staubteilchen den Hauptbestandteil der vulkanischen Aerosolwolke und wächst durch Koagulation zu größeren Teilchen zusammen, bis es schließlich selbst aus der Stratosphäre sedimentiert wird. Diese Aerosolwolken können die Erde innerhalb von zwei bis drei Wochen in einem zonalen Band umkreisen, bis schließlich die Aerosoltröpfchen zur Erdoberfläche hinabsinken.

Insgesamt können vulkanische Aerosole die natürliche Menge der Hintergrundulfatschicht um den Faktor 100 erhöhen (Robock & Mao 1995). Zunächst bildet sich ein Staubschleier („dust veil“), in dem die Aerosole die Stratosphäre durch die Absorption langwelliger Erdausstrahlung und der solaren Nahinfrarotstrahlung in der oberen Aerosolwolke erwärmen. Zwischen 2 und 3µm ist die Absorption der Sonnenstrahlung so effektiv, dass mehr Sonnenenergie in der Stratosphäre verbleibt als zur Erdoberfläche gelangt (Kirchner et al. 1999). Stenchikov et al. (1998) untersuchen die Klimawirksamkeit des Aerosols nach dem Pinatubo Ausbruch. Dabei kann eine deutliche Erwärmung der unteren Stratosphäre beobachtet werden. Zwar gibt es auch eine verstärkte langwellige Ausstrahlung durch das Aerosol, die aber weitaus geringer ist. Daneben trägt die Absorption langwelliger terrestrischer Strahlung im unteren Bereich der Aerosolwolke auch zu einer Temperaturzunahme bei. Dabei ist die Erwärmung in den Tropen am größten, da hier die Sonneneinstrahlung am stärksten ist und gleichzeitig die erdoberflächennahen Temperaturen ein Maximum erreichen. Die stratosphärische Temperaturzunahme ist meist geringer als die Abkühlung der Troposphäre auf Grund der Reduktion der kurzwelligen Strahlung. Vulkanische Aerosole reflektieren die einfallende Solarstrahlung in das Weltall; dadurch steigt die globale Albedo an, d.h. die Erdoberfläche und die Troposphäre kühlen sich ab (Bertrand et al. 1999). Die entsprechende Abkühlung erstreckt sich dabei nicht nur auf die unmittelbare Umgebung des Vulkans, sondern – bei hinreichend starken Eruptionen in den niederen Breiten – durch eine zunehmende Ausdehnung des Staubschleiers nahezu über die gesamte Erde. Schließlich wirkt der verringerte Nahinfrarotfluss in die Troposphäre abkühlend. Die Winterhemisphäre bekommt weniger Strahlung ab, so dass die stratosphärische Erwärmung auf die Tropen und die jeweilige Sommerhemisphäre begrenzt ist (Robock & Mao 1995, Mao & Robock 1998).

Etwa 380 (subaerische) Vulkane waren in den vergangenen 100 Jahren aktiv, annähernd 30 bis 50 pro Jahr. Mehr als zwei Drittel davon liegen auf der Nordhemisphäre und in den Tropen. Die jährliche vulkanogene Sulfatemission ist bisher nur unzureichend bekannt, so liegen die entsprechenden Abschätzungen für Schwefel zwischen 0,75Tg und 25Tg, bzw. 1,5 bis 50Tg für SO₂ (Textor et al. 2004, S. 277f.). Eine große Schwierigkeit besteht dabei in der Abschätzung der Menge des "silent degassing", der Schwefelmenge, die neben explosiven Ausbrüchen in die Atmosphäre entgast; hier liegen die Schätzungen zwischen 1 und 95% der gesamten Schwefelmenge. Die Abschätzung des stratosphärischen Schwefeleintrages in Folge von Vulkanausbrüchen konnte von Halmer und Schmincke (2003) erheblich verbessert werden. In ihrer Zusammenstellung von Vulkanausbrüchen zwischen 1900 und 2000 können sie 4000 Ausbrüche berücksichtigen. Dabei wird speziell der SO₂-Eintrag in die Stratosphäre untersucht. Zunächst werden die Ausbrüche nach

Höhen- und Breitenlage der Vulkane gruppiert. Es werden drei unterschiedliche Höhen der Eruptionswolke angenommen (6, 10 und 15km), daraus soll die Bedeutung dieser Höhe in Abhängigkeit von der Breitenlage des Vulkans verdeutlicht werden. Eine Höhe von 15km ist für einen stratosphärischen SO₂-Eintrag erforderlich, wenn der Vulkan auf Höhe des Meeresspiegels in Äquatornähe liegt. Wegen der dort höheren Tropopausenlage müssen Vulkanausbrüche entsprechend kräftiger ausfallen, wenn die Aerosolwolke die Stratosphäre erreichen soll. Schließlich treten die meisten explosiven Ausbrüche in den niederen Breiten auf, darin liegt gleichzeitig das Potential, dass sich die Aerosolwolke über beide Hemisphären ausbreitet. Allerdings reichen nur 20% aller vulkanischen Aerosolwolken höher als 15km, 60% sind immerhin höher als 10km.

Dynamische Auswirkungen von Vulkanausbrüchen

Durch die starken Zonalwinde in der unteren Stratosphäre werden die Schwefelwolken schnell, innerhalb weniger Wochen, um den gesamten Globus verfrachtet. Die stratosphärischen Strömungen tragen diese Wolken in den Tropen nach oben, es erfolgt ein meridionaler Transport in die hohen Breiten, wo die Luftmassen durch Tropopausenbrüche wieder in die Troposphäre eingetragen werden können. Der meridionale Transport vollzieht sich sehr viel langsamer (mehrere Monate) und ist im Mittel polwärts gerichtet, wobei hier große jahreszeitliche Unterschiede bestehen. Somit breiten sich Aerosolwolken außertropischer Vulkanausbrüche nur hemisphärisch aus, wogegen sich nach einem tropischen Vulkanausbruch eine globale Verteilung ergeben kann. Die Verweilzeit dieser vulkanischen Aerosolwolke in der Stratosphäre liegt je nach erreichter Höhe der Partikel etwa zwischen einem und drei Jahren (vgl. Abb. 9.2.1).

Weitere klimarelevante Auswirkungen von Vulkanausbrüchen liegen in einer stratosphärischen Ozonzerstörung (vgl. Kondratyev & Galindo 1997, Kap. 5.3, S. 331ff.). Sulfataerosole können in der Stratosphäre vorhandene Chlorverbindungen zerstören und das Chlor freisetzen. Dieses ist dann in der Lage weitere Moleküle zu zerstören. So konnte in Folge des Pinatubo Ausbruchs ein Ozonrückgang zwischen 2% in den Tropen und 7% in den mittleren Breiten beobachtet werden (Angell 1997, zitiert in Robock 2000, S. 213). Lokal, in der Aerosolwolke selbst, lag der Rückgang sogar bei bis zu 20%. Auch in den hohen nördlichen Breiten konnten die stark verringerten Ozonwerte nachgewiesen werden (Gleason et al. 1993). Nach dem El Chichón Ausbruch 1982 konnte eine global gemittelte stratosphärische Erwärmung von über 1°C über zwei Jahre hinweg beobachtet werden. Der Pinatubo Ausbruch 1991 erreichte eine Erwärmung von über 1,4°C. Diese Temperaturzunahmen überlagern den abnehmenden Temperaturtrend der Stratosphäre, der mit einer

troposphärischen Erwärmung einhergeht. Der Temperatureffekt ist in den Folgemonaten eines Ausbruchs bis etwa ein Jahr später am stärksten und ist, je nach Ausbruchsstärke, nach drei bis vier Jahren nicht mehr vom natürlichen Klimarauschen zu unterscheiden (Robock 2000, S. 206, Fig. 5, Plate 7). Die troposphärische Abkühlung betrifft vorrangig die Sommermonate der kontinentalen Nordhemisphäre.

Die troposphärischen Wellen werden durch die Zunahme der Westwinde in der unteren Stratosphäre beeinflusst, diese resultiert aus einer verstärkten Erwärmung der Stratosphäre v.a. in den niederen Breiten. Die stratosphärische Erwärmung führt zu einem verstärkten Temperaturgradienten (Pol-Äquator). Daraus resultiert ein verstärkter Polarwirbel mit einer troposphärischen Temperaturzunahme im Nordwinter. Diese wurde markant auf den nordhemisphärischen Landmassen beobachtet und resultiert aus einer verstärkt zonalen Strömung, die milde maritime Luftmassen heranzführt (Robock & Mao 1995).

Für das südhemisphärische Afrika ist nach Vulkanausbrüchen eine leichte Temperaturerniedrigung im Nordwinter erkennbar. Eine südhemisphärische Temperaturzunahme zeigt sich nur über der Antarktis. Im Bereich der subtropisch-randtropischen Hochs fällt die Abkühlung mit über 1 °C noch deutlicher aus als über dem südlichen Afrika (Robock 2000, Plate 8, S. 211). Globale Temperaturanomalien in Folge des Pinatubo-Ausbruchs wurden insbesondere auf der außertropischen Nordhemisphäre deutlich. Der Pinatubo-Ausbruch setzte 20 Millionen Tonnen Schwefeldioxid frei mit einer Aerosolwolke, die bis in eine Höhe von 45km ragte (McCormick et al. 1995, zitiert in Halmer & Schmincke 2003, S.433). In Folge dessen trat eine globale Abkühlung der Erdoberfläche von 0,5 °C mit lokalen Temperaturrückgängen um bis zu 3 °C in den folgenden drei Jahren ein (Yue et al. 1995, zitiert in Halmer & Schmincke 2003). Im Südwinter 1992 waren im südlichen Afrika dagegen um bis zu 1 °C erhöhte Temperaturwerte nachweisbar.

Der El Chichón Ausbruch von 1982 hatte auf der Nordhemisphäre etwa die doppelte Wirkung wie auf der Südhemisphäre, hingegen war die Auswirkung des Pinatubo 1991 auf beiden Halbkugeln etwa gleich (Robock & Mao 1995). Insgesamt reagiert die Nordhemisphäre auf Grund einer größeren Landbedeckung stärker auf Vulkanausbrüche als die Südhemisphäre. Daher wird sie auch nicht in allen Arbeiten zur Klimawirksamkeit von Vulkanausbrüchen einbezogen. Regionalstudien zu Auswirkungen in Afrika fehlen bislang gänzlich. Die Studie von Shindell et al. (2004), in der tropische Vulkanausbrüche seit 1600 in ihrer Klimawirksamkeit auf die Nordhemisphäre berücksichtigt werden, bestätigt diese winterlichen Temperaturanomalien. Auch die Modellstudie von Shindell et al. (2003) konzentriert sich auf den

Raum nördlich von 20°N und kann damit keine Aussagen über die Südhemisphäre machen.

Der Einfluss des Vulkanismus auf El Niños

Ein Auftreten von El Niños nach größeren Vulkanausbrüchen (z.B. 1902, 1911, 1963, 1982, 1991) wird seit langem beobachtet. Daraus entsteht die Schwierigkeit, dass die Signale vergangener Vulkanausbrüche oft von ENSO-Signalen überdeckt werden, und hier eine präzise Signaltrennung kaum möglich ist (Robock 2000). Von Handler wurde in den 1980er Jahren auf einen ursächlichen Zusammenhang von Vulkanausbruch und El Niño geschlossen. Seine Arbeiten zielen darauf ab, einen statistischen Zusammenhang und eine zirkulationsdynamische Kopplung zwischen ENSO und Vulkanausbrüchen aufzuzeigen (siehe Handler & Andsager 1994). Nach Graf (1986) (zitiert in Denhard et al. 1997, S. 75f.) lassen sich folgende Mechanismen der ENSO-Vulkanismus-Kopplung, als Folge eines außertropischen Vulkanausbruches aufzeigen:

1. Abschwächung der allgemeinen Zirkulation, schwächere Temperaturgradienten, schwächere Passate, verringerter Auftrieb und Advektion von kaltem Tiefenwasser.

2. Erwärmung der Südhemisphäre, v.a. der Polarregion; dies hat eine Verlagerung des Südpazifikhochs nach Süden zur Folge, damit werden die Südostpassate abgeschwächt, die ITCZ überquert den Äquator und verhindert den äquatorialen Auftrieb.

Allgemein sind abgeschwächte Passate entscheidend für diesen Mechanismus, die den Auftrieb von kaltem Tiefenwasser unterdrücken und damit zu erhöhten SSTs an der Peruanischen Küste führen. Dadurch werden die pazifischen Auftriebswässer geschwächt und eine positive SST-Anomalie im zentralen Pazifik ist die Folge: Ein ENSO-Zyklus kann eingeleitet werden (vgl. Kap. 8.2.2). Ein außertropischer Vulkanausbruch steht unter umgekehrten Vorzeichen. Die Gradienten verstärken sich und begünstigen negative SST-Anomalien im Ostpazifik.

Angell (1988) hebt hervor, dass zeitgleiche ENSO-Ereignisse mit einer troposphärischen Erwärmung in den Tropen eine durch Vulkanausbrüche bedingte Abkühlung überdecken können. Eine ausdrückliche Kausalität zwischen Vulkanismus und ENSO postuliert er allerdings nicht. Labitzke und van Loon (1989) vergleichen die stratosphärische Reaktion auf ENSO und überlagerte ENSO/Vulkanismus-Ereignisse miteinander. Während in einer normalen ENSO-Warmphase ein warmer stratosphärischer Polarwirbel mit einer schwachen westlichen Zirkulation auftritt, war

dies während der zwei Warmwasserphasen, die zeitgleich zu starken Vulkanausbrüchen stattfanden (Agung, El Chichón⁵⁷), nicht der Fall. Dies wird auf die vulkanogenen stratosphärischen Aerosole zurückgeführt.

Robock und Free konnten bereits 1995 mit Korrelationsrechnungen sämtlicher Vulkanismusparameter und dem Southern Oscillation Index (SOI) keine signifikanten Zusammenhänge etablieren. Ein synchrones Auftreten von El Niños und Vulkanausbrüchen ist daher zufällig und nicht ursächlich. Auch Robock (2000) sieht bisherige Studien nicht als schlüssig an und daher auch keinen ursächlichen Zusammenhang von ENSO und Vulkanismus. Dagegen stellen Adams et al. (2003) einen solchen Zusammenhang als durchaus wahrscheinlich dar. Sie untersuchen Vulkanausbrüche und ENSO-Ereignisse seit dem Jahr 1649 auf der Basis von Proxy-Daten zu El Niño Ereignissen und Daten aus Eisbohrkernen zu Vulkanausbrüchen. Zur Bestimmung von starken Vulkanausbrüchen ziehen sie sowohl den Volcanic Explosivity Index als auch den Ice Core-Volcano Index heran. Die Autoren stellen bei verschiedenen Szenarien mit unterschiedlich starken Eruptionen fest, dass auf 35 bis 55% (Ø: 42%) der großen tropischen Vulkanausbrüche innerhalb eines Jahres ein El Niño folgt. Das heißt, ein El Niño folgt einem Vulkanausbruch häufiger als es geschehen sollte (25%), wenn keine Verbindung zwischen beiden besteht. Daraus folgern Adams et al. (2003), dass ein Vulkanausbruch zwar nicht alle El Niños verursacht, aber dass er das Klimasystem in einen Zustand versetzt, der El Niños begünstigt.

9.2.1 Vulkanische Indizes

Für die Klimatologie ist es von Interesse, wie stark ein Vulkanausbruch die atmosphärische Zirkulation und daraus abgeleitet Temperatur und Niederschlag auf einer globalen bis regionalen Skala der Folgejahre beeinflusst. Einen Anhaltspunkt hierfür bieten Vulkanindizes, die versuchen, einen Ausbruch nach verschiedenen Kriterien zu klassifizieren, und Vulkanparametrisierungen, die kontinuierliche Zeitreihen charakteristischer Größen wie vulkanische Partikelkonzentrationen oder Heizratenanomalien erzeugen. Verschiedene Vulkanindizes liegen vor, die meist auf historischen Vulkanchronologien und Strahlungsmessungen basieren oder, insbesondere für weiter zurückliegende Zeiträume, auch aus Eisbohrkerndaten abgeleitet werden. Eine Vulkanindexreihe, die klimatische Auswirkungen von

⁵⁷ Mit dem Ausbruch des mexikanischen Vulkans El Chichón 1982, der zu einem beträchtlichen Schwefeleintrag in die Stratosphäre führte, konnte eine Temperaturzunahme der unteren Stratosphäre beobachtet werden. Es wurde auf eine entsprechende Abkühlung in der Troposphäre geschlossen, die allerdings wegen eines starken El Niños nicht eintrat.

Vulkanausbrüchen beschreiben soll, muss Ort, Stärke und Sulfateintrag in die Stratosphäre berücksichtigen. Ein idealer Index soll eben den Strahlungseinfluss einer jeden explosiven Eruption optimal beschreiben. Für länger zurück liegende Zeitreihen besteht zunehmend das Problem, dass Ausbrüche übersehen werden und sich beispielsweise nicht in Eisbohrkernen wiederfinden lassen. Verschiedene Indizes werden bei Robock und Free (1995) sowie Denhard et al. (1997) beschrieben und verglichen, von Robock (2000) noch einmal zusammenfassend dargestellt und bei Textor et al. (2004) knapp umrissen.

9.2.1.1 Dust Veil Index (DVI)

1970 stellt Hubert H. Lamb vom British Meteorological Office den Dust Veil Index (DVI) vor. Dieser Index wurde speziell dazu entwickelt, vulkanische Einflüsse auf "surface weather, on lower and upper atmospheric temperatures, and on the large-scale wind circulation" (Lamb 1970, S. 470) zu untersuchen. Der DVI sollte eine Vergleichbarkeit vulkanischer Eruptionen bezüglich ihrer Klimawirksamkeit ermöglichen. Es ist ein numerischer Index, der den Einfluss von vulkanischem Staub und Aerosol auf das Klima der folgenden Jahre quantifiziert, insbesondere den Einfluss auf die Strahlungsbilanz. Zur Eichung des Index dient der Krakatau-Ausbruch von 1883, dem der Wert 1000 zugeordnet wird. Folgende drei empirische Formeln dienen zur Anpassung an diesen Ausbruch. Je nach verfügbaren Informationen zu einem spezifischen Ausbruch ist die entsprechende Formel zur Berechnung des Index heranzuziehen:

$$\text{DVI} = 0,97 \text{ REt}, \text{ DVI} = 52,5 \text{ TEt}, \text{ DVI} = 4,4 \text{ qEt}$$

- R: prozentuale Abnahme der direkten Strahlung
- q: Staubvolumen in der Atmosphäre in km^3
- t: Verweildauer des Staubes in der Atmosphäre
- T: Rückgang der Jahrestemperatur in mittleren geographischen Breiten
- E: geogr. Breitefaktor, zwischen 1,0 (20°N-20°S) und 0,3 (42°N-90°N,S)

Historische Beobachtungen von Eruptionen, Strahlungsmessungen (seit 1883), Temperaturinformationen (vor diesem Zeitraum) und Abschätzungen über die Eruptionsmasse bilden die Basis für diesen Index. Dem Index liegen damit subjektive Schätzwerte (R,t,T) zu Grunde und er ist an Beobachtungen aus den mittleren Breiten gebunden und kann daher nur Einwirkungen auf diese Regionen deutlich nachzeichnen. Der DVI ist als jährlicher Durchschnitt definiert, mit 40% der vulkanischen Ladung für das Jahr der Eruption, 30% im folgenden und 20% im zweiten und 10% im dritten Jahr nach der Eruption. Der nordhemisphärische DVI

wurde für den Zeitraum 1500 bis 1982, der südhemisphärische für 1890 bis 1982 berechnet, Robock und Free (1995) aktualisieren die Daten bis 1995. Eine Erweiterung erfährt der DVI durch Mitchell (1970, zitiert in: Robock 2000, S. 201). Daraus resultiert eine Klassifikation, ähnlich dem Volcanic Explosivity Index.

Klimawirksam sind allerdings nicht die silikatischen Aschepartikel, die rasch wieder aus der Atmosphäre ausgewaschen werden, sondern vielmehr vulkanische Gase, v.a. Schwefeldioxid. Dies konnte erst durch Beobachtungen nach dem El Chichón Ausbruch 1982 erkannt werden. Gleichzeitig wurden ab 1980 mit dem TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) Satelliten quantitative Aussagen über die Schwefeldioxidmenge ermöglicht. Problematisch an diesem Index ist weiterhin ein Zirkelschluss; um den Index zu ermitteln, werden Klimadaten benötigt. Aus diesem Index soll dann allerdings wieder auf Klimaänderungen geschlossen werden (Denhard et al. 1997). Trotzdem kann Robock (1981, zitiert in: Robock 2000, S. 201) auf der Basis eines temperaturunabhängigen Index zeigen, dass der Einfluss der Temperaturdaten auf den Index im Hinblick auf Modellsimulationen fast zu vernachlässigen ist.

9.2.1.2 Volcanic Explosivity Index (VEI)

In Studien von klimatischen Auswirkungen von Vulkanausbrüchen hat der Volcanic Explosivity Index (VEI) eine weite Verbreitung gefunden. Simkin et al. erstellten diesen Index erstmals 1981 auf der Basis geologischer Studien von ca. 8000 historischen Vulkanausbrüchen. Inzwischen konnte damit eine 10000 Jahre lange Zeitreihe rekonstruiert werden (Siebert & Simkin 2002).

Dieser Index versucht auf der Basis geologischer Daten die Explosionsstärke eines Ausbruchs zu charakterisieren. Der VEI zieht nur vulkanologische Parameter wie Ejektavolumen, Höhe der Eruptionssäule, Magnitude, Dauer des Ausbruchs, die maximale Explosivität, die troposphärische und stratosphärische Injektion, Intensität und Zerstörungskraft des Ausbruchs heran. Klimatologische Parameter finden in diesem Index keinen Niederschlag.

Der Index reicht von 0 bis 8. Ein effusiver Ausbruch hat den Wert 0 (z.B. Kilauea), ein sehr starker 7 (z.B. Tambora 1815); ein extremer Ausbruch lässt sich mit dem Wert 8 charakterisieren (z.B. Toba 73 000BP).⁵⁸ Jedoch zeigt der Mt. St. Helens

⁵⁸ Die Stufen sind dabei logarithmisch angegeben. Eruptionen, die Einfluss auf die Stratosphäre haben, erreichen meist einen Index von 4 oder darüber. So ist z.B. der Klasse 3 eine Säulenhöhe von

Ausbruch einen VEI von 5, was sich auf die hohe Explosivität des Ausbruchs zurückführen lässt, der Eintrag in die Stratosphäre war allerdings gering (Robock 2000). Insgesamt unterschätzt dieser Index den Klimaimpakt, da keine expliziten Angaben über die chemische Zusammensetzung der Auswurfprodukte bzw. das hierbei relevante SO_2 gemacht werden.

9.2.1.3 Sato Index

Sato et al. (1993) berechnen (zonal gemittelte) monatliche Indizes für die Nord- und gesondert für die Südhemisphäre für den Zeitraum 1850 bis 1990⁵⁹. Der Index in Abbildung 9.2.2 wird in der optischen Dicke τ bei einer Wellenlänge λ von $0,55\mu\text{m}$ ausgedrückt und basiert auf Annahmen über das Auswurfvolumen der entsprechenden Vulkane⁶⁰. Für länger zurückreichende Ausbrüche basiert der Index auf den Daten von Mitchell, der seinerseits auf den Lamb'schen DVI zurückgreift, und damit Temperaturanomalien in die Berechnung des Index mit einfließen lässt. In diesen Index gehen seit 1960 Messungen von Aerosolwolken mit ein und Satellitenbeobachtungsdaten seit 1979; damit ist der Index insbesondere für die letzten Dekaden sicherlich zuverlässig (Robock 2000).

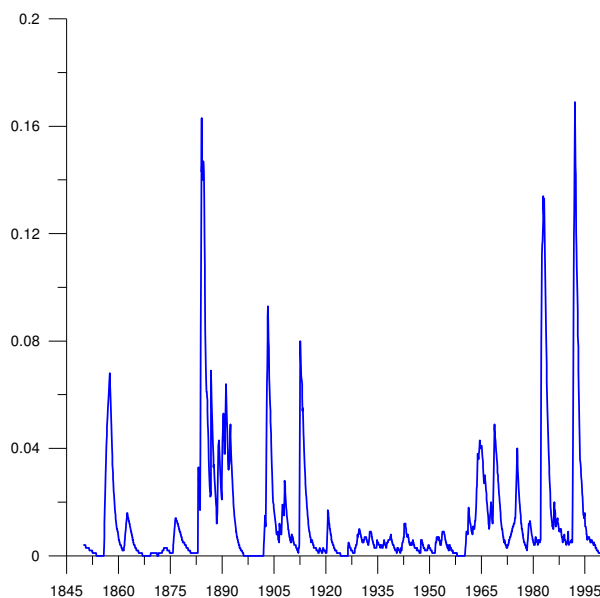


Abb. 9.2.2: Sato-Index für die Südhemisphäre. Angegeben ist die optischen Dicke τ bei einer Wellenlänge λ von $0,55\mu\text{m}$ für Vulkanausbrüche zwischen 1850 und 1999.

3-15km, der Klasse 4 eine Säulenhöhe von 10-25km zugeordnet.

⁵⁹ Inzwischen wurde der Index bis in das Jahr 2000 aktualisiert.

⁶⁰ Die (aerosol) optische Tiefe, im Deutschen wird meist von der „optischen Dicke“ oder „optischen Dichte“ gesprochen, ist ein Maß für Extinktion der Strahlung auf dem Weg durch die Atmosphäre, diese ist proportional zur Materialmenge auf diesem Weg. Mit Hilfe der optischen Dicke kann die Strahlungswirkung der Vulkantätigkeit entweder über einfache empirische Formeln oder über mathematisch-physikalische Modelle errechnet werden.

Eine Weiterführung dieser Daten, die erweitert wurden um Berechnungen zum Aerosol-Forcing des Pinatubo Ausbruchs, führten Stenchikov et al. (1998) und Andronova et al. (1999) durch. Damit liegt eine erweiterte Datenbasis zum vulkanischen Strahlungsantrieb für 1850 bis 1994 vor. Die Unsicherheiten bei der Bestimmung der optischen Dichte liegen allerdings vor 1915 bei etwa 50% und bis 1990 immer noch bei etwa 25%. Dabei sind die Unsicherheiten für die Südhemisphäre deutlich größer als für die Nordhemisphäre (Sato et al. 1993, Andronova et al. 1999). Das Strahlungsforcing an der Tropopause beschränkte sich beim El Chichón Ausbruch (1982, 17°N) fast ausschließlich auf die Nordhemisphäre, beim Agung Ausbruch (1963, 8°S) vornehmlich auf die Südhemisphäre, wobei der maximale Strahlungsrückgang jeweils bei 8W/m² lag (Andronova et al. 1999).

9.2.1.4 Ice Core-Volcano Index (IVI)

Der IVI wurde von Robock und Free 1995 vorgestellt. Dazu haben die Autoren acht nordhemisphärische und sechs südhemisphärische Eisbohrkerne auf Säure- und Sulfatgehalt untersucht, um daraus vulkanische Signale seit 1850 abzuleiten. Der dabei entwickelte Index bestimmt den vulkanischen Aerosolgehalt und gibt die optischen Dichten bei einer Wellenlänge von 0,55µm wieder. Bei dieser Untersuchung fallen die Ausbrüche in den hohen Breiten naturgemäß stärker ins Gewicht. Eine Anpassung ist dabei nur möglich, wenn die einzelnen Ausbrüche eindeutig identifizierbar sind. Dabei sind die Bohrkerne der Südhemisphäre untereinander höher korreliert als jene der Nordhemisphäre. Ein Problem dabei ist immer, dass die Daten aus den Bohrkerne sehr stark verrauscht sind. Kleine lokale Ausbrüche können das gleiche Signal hinterlassen, wie große aus weiter entfernten Regionen. Der IVI fand beispielsweise Eingang in das Energiebilanzmodell von Crowley und Kim (1999), um das Klima der vergangenen 600 Jahre zu modellieren.

9.2.1.5 Volcanic Aerosol Index (VAI)

Einen neuen Index auf der Basis von Daten aus Eisbohrkernen haben Robertson et al. (2001) eingeführt. Für eine Modellstudie über den Zeitraum 1500 bis 1999 werden verschiedene Forcingzeitreihen herangezogen. Zur Bestimmung des VAI werden Sulfatdaten aus historischen Beobachtungen, instrumentellen Messdaten, aus Eisbohrkernen Grönlands und der Antarktis und Satellitendaten herangezogen, um die optische Dicke der vergangenen 500 Jahre zu bestimmen. Der VAI ist breitenabhängig und wird in Jahreswerten angegeben.

9.2.1.6 Volcanic Sulfur Dioxide Index (VSI)

Ein Schwefeldioxid-Index (Volcanic Sulfur Dioxide Index, VSI) wurde von Schnetzler et al. (1997) vorgelegt. Der VSI basiert auf Abschätzungen zur SO_2 -Menge, die ein Vulkanausbruch freisetzt, und dem entsprechenden VEI, ergänzt durch eine 15-jährige Zeitreihe satellitengestützter Beobachtungsdaten. SO_2 -Freisetzungen aus einer ruhigen Entgasung (z.B. Fumarolen, "fuming", und dissipative Entgasung an den Vulkanflanken) werden dabei ignoriert. Eine Skalierung erfolgt in Anlehnung an den VEI, um explosive Vulkanausbrüche untereinander zu vergleichen.

Für diesen Index unterscheiden Schnetzler et al. (1997) zwischen Subduktionszonenvulkanismus und anderen. Halmer et al. (2002) erweitern den VSI, indem sie weitere Daten zu Sulfatemissionen, einschließlich solcher zur ruhigen Entgasung von Vulkanen mit aufnehmen (siehe Abb. 9.2.3). Beträchtliche Schwefelmengen entweichen präeruptiv den Magmenkammern oder aus Fumarolen. Allerdings ist deren Menge am schwierigsten für die Vergangenheit zu rekonstruieren und aktuell liegen kaum verlässliche Quantifizierungen vor.

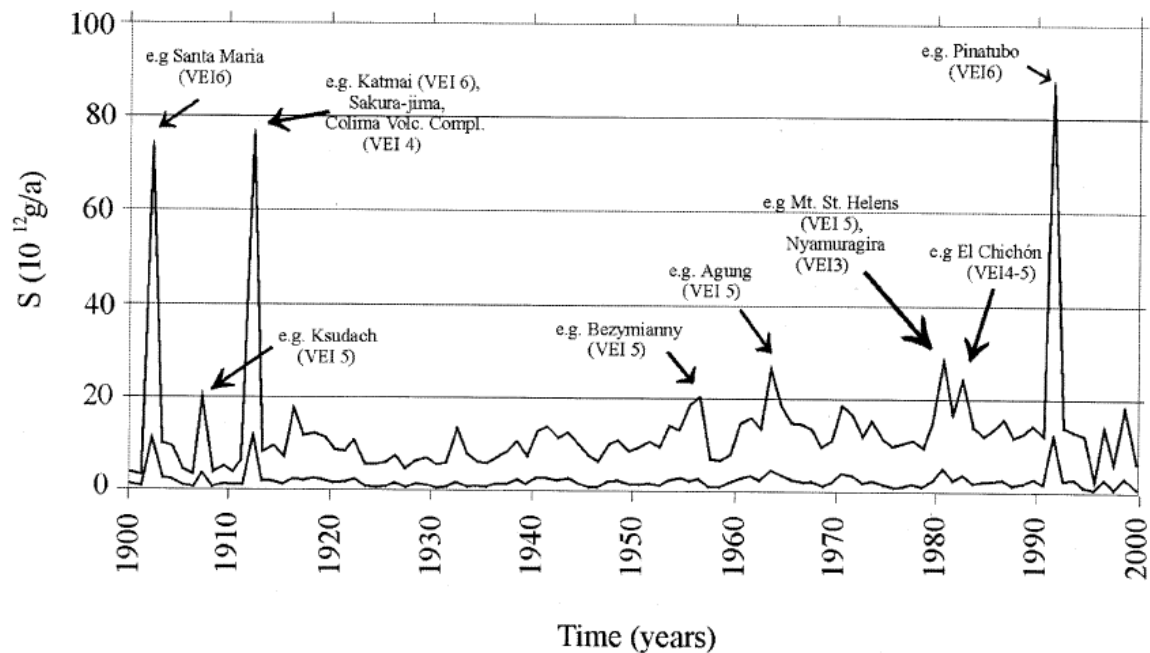


Abb. 9.2.3: Minimum und Maximum der Schwefelemissionen explosiver Vulkanausbrüche zwischen 1900 und 2000 (Halmer et al. 2002, S. 522, Fig. 3).

Vorhandene Schwefelmessdaten werden mit Berichten zu vulkanischer Aktivität verglichen. Dieser Abgleich liefert Hinweise auf das Verhalten unbeobachteter subaerischer Vulkane. Eine Erweiterung erfolgt in der Spezifizierung der

Vulkanausbrüche im Hinblick auf deren geographische Breite und die Höhe über dem Meeresspiegel. Halmer et al. (2002) skalieren den VSI mit dem Faktor 2, da er immer noch die Schwefelfreisetzung unterschätzt.

9.2.1.7 Vulkanische Heizratenanomalien

Diese Vulkanparametrisierung wurde von Grieser (1996, zitiert in Denhard et al. 1997, Grieser & Schönwiese 1999) entwickelt. Sie basiert auf einer aktualisierten Version des VEI. Um diesen Wert an die entsprechende Klimawirksamkeit anzupassen, werden einige Korrekturen vorgenommen. Der Mt. St. Helens Ausbruch (1980) wurde von 5 auf 4 herabgesetzt, der Agung Ausbruch von 1963 dagegen von 4 auf 6 heraufgesetzt. Der Parametrisierung liegen folgende Überlegungen zugrunde: Ein Vorgang ist der Eintrag einer bestimmten Menge Schwefeldioxid in die Stratosphäre, wobei auch der Ort und Zeitpunkt von Bedeutung ist. Das Sulfat wird nun durch Transportprozesse horizontal verteilt. Diese Vorgänge werden so parametrisiert, dass die Sulfatkonzentration in Abhängigkeit vom Ort und von der Zeit hinreichend genau abgeschätzt wird. Für die Parametrisierung der Extinktion der solaren Einstrahlung benötigt man zum einen Informationen über die optischen Eigenschaften des Aerosols und zum anderen Kenntnisse über den Sonnenstand in Abhängigkeit von Ort und Zeit. Die vollständige Parametrisierung besteht daher aus einer stratosphärischen Ausbreitungsroutine und einer Strahlungsübertragungsroutine, diese liefert eine in 16 unterschiedlichen Breitenbändern zonal gemittelte vulkanische Heizrate.

Tabelle 9.2.1 listet für die stärksten Vulkanausbrüche der vergangenen 150 Jahre verschiedene Vulkanismusindizes auf. Daneben gibt es aber noch weitere Indizes und Zeitreihen zu Vulkanausbrüchen: So legen beispielsweise Zielinski et al. (1994) eine Zeitreihe der Sulfatkonzentrationen seit 7 000BC aus dem grönländischen Eisbohrkern GISP2 (Greenland Ice Sheet Project) vor. Die Zeitreihen der unterschiedlichen Indizes gleichen sich insofern, als die Ausbruchsjahre bei allen Zeitreihen dieselben sind. Erhebliche Unterschiede ergeben sich aber hinsichtlich deren Amplitude. Schwierigkeiten bereiten jedoch die unterschiedlichen Charakteristika der einzelnen Ausbrüche. So produzierte der Ausbruch des Agung eine gewaltige stratosphärische Dunstglocke, dagegen war der Mt. St. Helens zwar sehr explosiv, konnte aber kaum Schwefel in die Stratosphäre einbringen. Auch im Strahlungsantrieb lassen sich erhebliche Unterschiede aufzeigen. Abschätzungen ergeben maximale Werte von $-3,2\text{W/m}^2$ für das Folgejahr des Pinatubo-Ausbruchs, der Strahlungsantrieb des Santa Maria lag unter -5W/m^2 , der des Krakatau um -7W/m^2 .

Tab. 9.2.1: Übersicht zu den stärksten Vulkanausbrüchen seit 1850 und verschiedenen

Vulkanismusindizes (Daten nach [www://www.volcano.si.edu/](http://www.volcano.si.edu/), Kondratyev & Galindo 1997, Tab. 2.2.1, S. 109, Robock 2000, Tab. 1).

Vulkan	Geogr. Koordinaten	Höhe über NN	Monat/ Jahr der Eruption	VEI	DVI	IVI	Optische Tiefe $\lambda=0,55\mu\text{m}$, 30°S-30°N
Askja, Island	65,03°N, 16,75°W	1516m	3/1875	5	1000	0,01	
Krakatau, Indonesien	6,10°S, 105,42°E	813m	8/1883	6	1000	0,12	0,20
Okataina/Tarawera, Neuseeland	38,12°S, 176,50°E	1111m	6/1886	5	800	0,04	0,07
Santa Maria, Guatemala	14,76°N, 91,55°W	3772m	10/1902	6	600	0,05	0,10
Ksudach, Kamtschatka, Rußland	51,80°N, 157,53°W	1079m	3/1907	5	500	0,02	
Katmai, Alaska, USA	58,28°N, 154,96°W	2047m	6/1912	6	500	0,15	
Agung, Bali, Indonesien	8,34°S, 115,51°E	3142m	3/1963	4	800	0,06	0,11
Mount St. Helens, Washington, USA	46,20°N, 122,18°W	2549m	5/1980	5	500	0,00	
El Chichón, Chiapas, Mexiko	17,36°N, 93,23°W	1150m	3,4/1982	5	800	0,06	0,12
Mt. Pinatubo, Luzon, Philippinen	15,13°N, 120,35°E	1486m	6-8/1991	6	1000		0,18

Die Vielzahl unterschiedlicher Indizes verdeutlicht die Schwierigkeiten, die Klimawirksamkeit von Vulkanausbrüchen adäquat zu erfassen. Ein Ansatz, regionale Klimaänderungen zu bestimmen, liegt in Kompositenanalysen.

9.2.2 Superposed Epoch Analysis - Kompositenanalysen

In einigen Studien zur Klimawirksamkeit von Vulkanausbrüchen findet die sog. Superposed Epoch Analysis (SEA) Anwendung (Fischer 2003, Jones et al. 2003). Dabei werden nach bestimmten Kriterien ausgewählte Zeitreihenabschnitte zusammengefasst und ausgewertet. Es wird unterstellt, dass die Mittelung mehrerer ausgewählter Zeitreihenausschnitte bestimmte Signale verstärkt herausstellen kann, gleichzeitig aber Rauschen unterdrücken kann. Trotz der etwas hervorgehobenen Bezeichnung handelt es sich bei der SEA letztlich um eine auf eine Zeitreihe angewendete Kompositenanalyse.

Diese ziehen Jones et al. (2003) in ihrer Untersuchung zum Einfluss von explosiven Vulkanausbrüchen auf das Klima Europas heran. Dabei berücksichtigen

sie in ihrer Studie nur Eruptionen mit einem VEI ≥ 5 . Ergänzend werden Ausbrüche herangezogen, die bekanntlich einen erheblichen klimatischen Einfluss hatten. Im Weiteren werden die Monate des Eruptionsjahres (Januar bis Dezember) mit einem Mittel der fünf entsprechenden Monate präeruptiver Monate verglichen. Der Trend der Eingangsdaten wird zunächst mit einem 30-jährigen Gaußfilter entfernt. Am deutlichsten werden die vulkanischen Einflüsse auf die aggregierte nordhemisphärische Lufttemperatur der Landoberfläche in den auf einen tropischen Ausbruch folgenden Sommermonaten der folgenden zwei bis drei Jahre. Jones et al. (2003) unterstreichen den jahreszeitenabhängigen Einfluss von Vulkanausbrüchen auf die Temperatur. Allerdings sind Zeitpunkt und Ausmaß der Abkühlung für jeden Ausbruch unterschiedlich.

Vor dem Hintergrund der eben zitierten Arbeit von Jones et al. (2003) werden in den folgenden Abschnitten eigene Ergebnisse vorgestellt und in einen Zusammenhang mit weiteren Studien gestellt. In Anlehnung an die Analysen von Stenchikov et al. (2006) werden für die vorliegende Arbeit vulkanismusbeeinflusste Nordwintermonate (DJF) sowie entsprechende Referenzzeiträume ohne Vulkaneinfluss auf das Klima ausgewählt (siehe Tab. 9.2.2). Da sich die vulkanismusbedingten Klimamodifikationen am stärksten im Nordwinter ausprägen, beschränkt sich die Darstellung auf Ergebnisse aus diesen Monaten. Dabei wird der Mt. St. Helens Ausbruch von 1980 nicht berücksichtigt, da – wie bereits erwähnt - der damit verbundene Eintrag von Schwefel in die Stratosphäre zu gering war, um auch auf der Südhemisphäre deutlich klimawirksam zu werden.

Tab. 9.2.2: Vulkanausbrüche und die entsprechenden Nordwintermonate (DJF) (in Anlehnung an Stenchikov et al. 2006), die Eingang in Kompositen- und Hauptkomponentenanalysen gefunden haben.

Vulkan	Ausbruch	Geogr. Breite	Analysierte Nordwinter	Referenz Zeitraum
Krakatau	27. 8. 1883	6,10°S	1883– 1885	1890–1892
Tarawera	10. 6. 1886	38,23°S	1886– 1888	1883-1895
Bandai	15. 7. 1888	37,60°N	1888– 1890	1896-1898
Santa Maria	24. 10. 1902	14,76°N	1903– 1905	1915-1921
Quizapu	10. 4. 1932	35,65°S	1932– 1934	1935-1936
Agung	17. 3. 1963	8,34°S	1963– 1965	1965-1966
Fuego	10. 10. 1974	14,47°N	1975– 1977	1978-1979
El Chichón	4.4. 1982	17,36°N	1982– 1984	1985-1986
Pinatubo	15. 6. 1991	15,13°N	1991– 1993	1993-1994

Damit liegen jeweils 54 Monate zur Kompositenbildung vor. Die Kompositen zeigen für den afrikanischen Raum praktisch keinen Luftdruckunterschied zwischen vulkanismusbeeinflussten Nordwintermonaten und „durchschnittlichen“ Monaten.

Die Intensivierung der Westwindzirkulation im nordatlantischen Raum kann in Abbildung 9.2.4 klar verdeutlicht werden. Dieses Muster entspricht dem aus verschiedenen Modellsimulationen und aus anderen Beobachtungsdaten (Arblaster & Meehl 2006, Stenchikov et al. 2006, Boer et al. 2007).

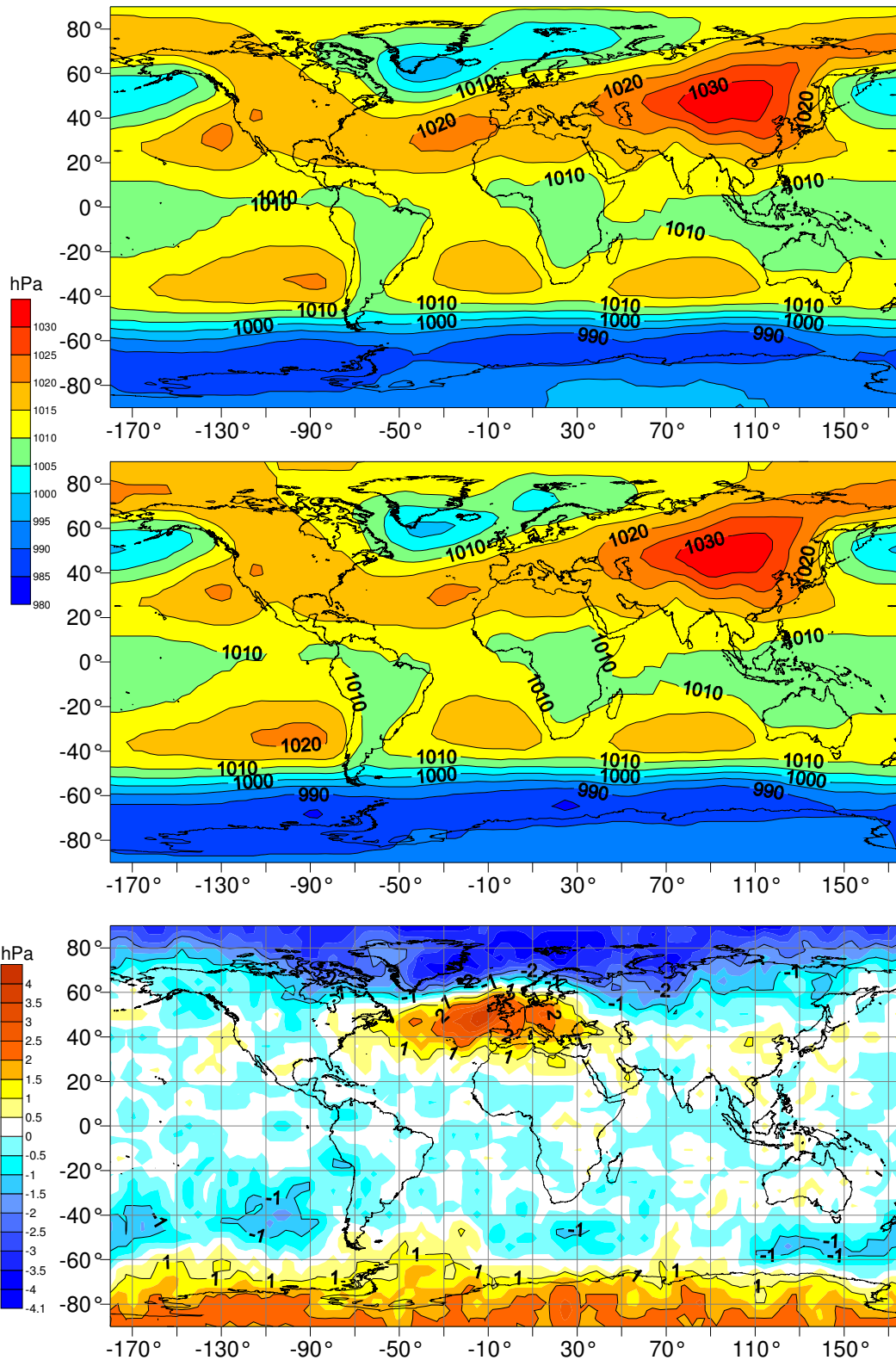


Abb. 9.2.4: SLP-Kompositen in hPa aus Nordwintermonaten (DJF), die einem starken Vulkanausbruch in den niederen Breiten folgen, aus dem Zeitraum 1850 bis 2004 (obere Abb.). In der mittleren Abbildung ist ein Komposit aus „normalen“ Wintermonaten zu sehen, der aus nicht vulkanisch beeinflussten Monaten generiert wurde. Schließlich wurde die Differenz beider berechnet (untere Abb.). Es wurden die in Tab. 9.2.2 angegebenen Ausbrüche - basierend auf der Arbeit von Stenchikov et al. (2006) - zu Grunde gelegt.

In einem weiteren Schritt wurden entsprechende Niederschlags- und Temperaturkompositen gebildet. Die Monate gingen gewichtet nach dem VEI in die Analysen ein, allerdings unterscheiden sich die Ergebnisse praktisch nicht von den Analysen ohne diese Gewichtung. Dies könnte daran liegen, dass die am weitesten im Süden gelegenen Vulkane, die während dieses Zeitraums ausbrachen, den geringsten VEI aufweisen.

Wird die Differenz zwischen vulkanismusbeeinflussten Monaten minus dem langjährigen Mittelwert an Stelle des Referenzzeitraumes gezogen, sind die absoluten Werte etwas geringer, die grundsätzliche Tendenz bleibt jedoch bestehen (Abb. 9.2.5):

Zwischen Sambia und Tansania erstreckt sich ein breites Band deutlich erhöhter Niederschläge, ebenso im zentralen Madagaskar. Abbildung 9.2.5 zeigt, dass in weiten Teilen der Sommerregengebiete allerdings Niederschlagsrückgänge mit über 40mm vorherrschen. Der Niederschlagskomposit ähnelt einem ENSO-beeinflussten Muster: niedrigere Niederschläge in Südafrika, erhöhte in Ostafrika (vgl. Kap. 8.2.2).

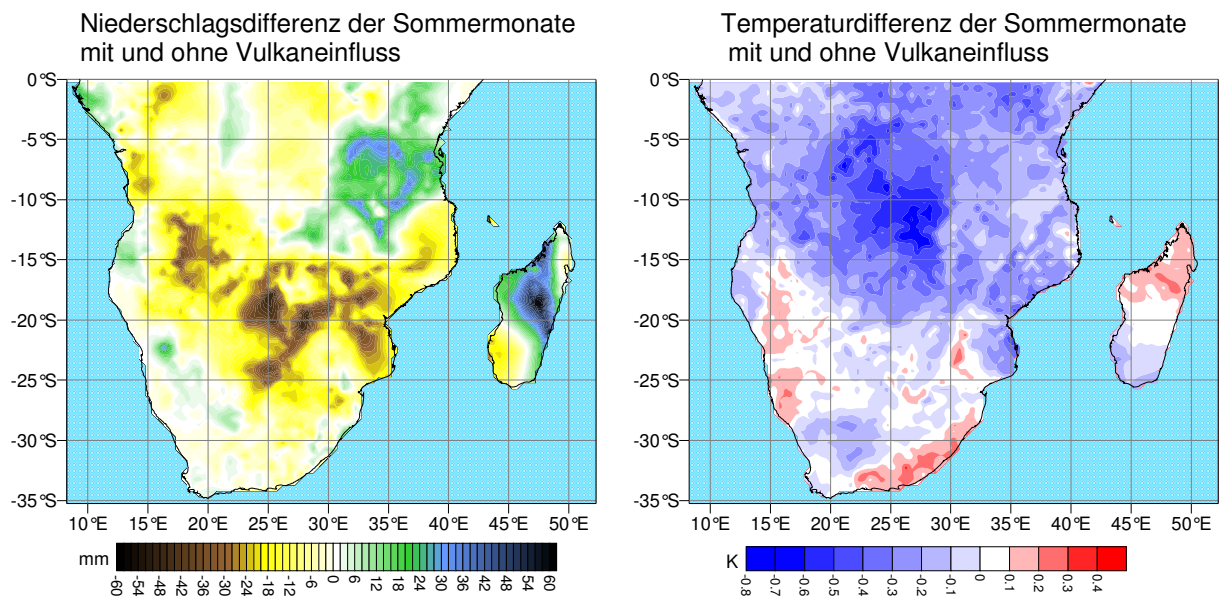


Abb. 9.2.5: Niederschlags- und Temperaturdifferenz der Südsommermonate (DJF) für Monate mit bzw. ohne Vulkaneinfluss.

Während der hier berücksichtigten Monate traten auch El Niños auf, daher muss zunächst geklärt werden, welcher Einfluss vulkanbedingt und welcher ENSO-bedingt ist. Allerdings gibt es einige Studien, die darauf hinweisen, dass Vulkanausbrüche El

Niños auslösen oder zumindest verstärken können (s.o.). Dies erschwert eine Signaltrennung von ENSO und Vulkanismus erheblich. Trotzdem gingen in einem weiteren Schritt 11-jährig tiefpassgefilterte Daten in die Kompositenanalyse ein, um den ENSO-Einfluss zu unterdrücken. Dabei unterscheidet sich das Ergebnis (nicht dargestellt) allerdings kaum von dem auf der Basis ungefilterter Daten.

Das Niederschlagsmuster ist folglich sehr robust und verhält sich gegenläufig zum Niederschlagstrend der Periode 1931 bis 1960 (vgl. Abb. 6.17). In dieser Periode war, global betrachtet, der Einfluss von Vulkanausbrüchen auf das Klima sehr gering, wie aus den Abbildungen 9.2.2 und 9.2.3 zu entnehmen ist.

Bei der Temperatur ist in Abbildung 9.2.5 ein genereller Rückgang um bis zu 0,7K erkennbar. Erhöhte Temperaturen lassen sich an der südlichen Westküste sowie an der Südküste Südafrikas erkennen. Die höheren Temperaturen im nördlichen Madagaskar sind nicht mehr zu erkennen, wenn an Stelle ausgewählter „normaler“ Monate der langjährige Mittelwert berücksichtigt wird. Die leicht positiven Temperaturanomalien stehen im Einklang mit den Resultaten von Staeger (2003, S. 53, Abb. 15.16b); dort wird ein Vulkanismus-Signal im Jahresmittel von 1903 dargestellt. Ähnliche Resultate zeigen auch Stenchikov et al. (2006, Fig. 2), wo entsprechende Kompositenanalysen (allerdings seit dem Krakatau Ausbruch 1883) mit dem HadCRUTv2-Datensatz durchgeführt wurden.

Bei der Temperatur zeigt die vulkanismusruhige Periode 1931 bis 1960 im Trendmuster eine signifikante Erwärmung im Nordosten des Untersuchungsraumes. Vulkanausbrüche bewirken gerade dort, wie Abbildung 9.2.5 zeigt, einen erkennbaren Temperaturrückgang. Das Ausbleiben größerer Vulkanausbrüche während dieser Zeit kann den entsprechenden Temperaturanstieg begünstigt haben. In den jüngsten Klimanormalperioden überdeckt die globale Erwärmung den starken vulkanischen Einfluss, so dass ein einfacher Vergleich mit den Trendmustern keine Aussagen über Ursachen erlaubt.

9.2.3 Hauptkomponentenanalysen

Prohom et al. (2003) verwenden Hauptkomponentenanalysen für den europäisch-nordatlantischen Raum, um vulkanismusbeeinflusste Zirkulationsänderungen zu bestimmen. Dabei wird eine s-modale PCA mit 60 SLP-Gitterpunkten für posteruptive Monate auf der Basis von acht großen Vulkanausbrüchen als Beobachtungsfälle durchgeführt. In einem weiteren Schritt werden acht zufällig ausgewählte Jahre aus dem Datensatz von 1780 bis 1995 analog einer nicht-rotierten und einer varimax-

rotierten EOF unterworfen. Zunächst werden dabei nur die Winter, die einer Eruption folgen, betrachtet.

Als Hinweis auf den vulkanischen Einfluss wird der Varianzerklärungsanteil der jeweiligen EOFs verglichen mit EOFs die aus einem Durchschnitt von 100 Berechnungen mit acht zufällig ausgewählten Jahren durchgeführt wurden. Dabei zeigen die posteruptiven Monate auf der ersten EOF einen deutlich höheren Erklärungsanteil als bei einer Analyse der nicht vulkanisch beeinflussten Monate. Im Januar wird beispielsweise ein verstärkter zonaler Fluss mit einem verstärkten Azorenhoch erkennbar. Diese Resultate stehen im Einklang mit Ergebnissen aus Klimamodellierungen.

Der von Prohom et al. (2003) vorgestellte Ansatz soll nun dazu dienen, mit Hilfe multivariater Statistik vulkanische Einflüsse auf das Klimasystem des südhemisphärischen Afrika zu verdeutlichen. Dazu dienen Hauptkomponentenanalysen posteruptiver Sommermonate, welche die zirkulationsdynamischen Ursachen für die kompositenanalytisch festgestellten Niederschlags- und Temperaturunterschiede bestimmen sollen.

Auf der Basis der Angaben von Stenchikov et al. (2006) werden aus den in Tabelle 9.2.2 aufgelisteten Vulkanausbrüche Einzelmonate aus dem Jahr vor und nach dem Ausbruch hauptkomponentenanalytisch untersucht. Dazu wurden die 54 Südsommermonate einer t-modalen varimax-rotierten PCA unterworfen. Dabei wurde der 585 Gitterboxen umfassende Gebietsausschnitt von 70°W bis 120°E und 20°N bis 50°S herangezogen. Die Analysen wurden jeweils für die vulkanismusbeeinflussten und für eine entsprechende Anzahl unbeeinflusster Monate berechnet. Im Ergebnis konnten jeweils vier Hauptkomponenten extrahiert werden, die weit über 90% der gesamten Varianz erklären. Dabei dominieren die beiden ersten PCs deutlich, während die vierte mit einem Varianzerklärungsanteil von knapp über einem Prozent hier nicht dargestellt wird. Eine weitere Analyse, die mit nur drei PCs berechnet wurde, zeigte keine nennenswerte Änderung im Ergebnis.

Abbildung 9.2.6 zeigt die räumlichen Muster der Hauptkomponenten; dabei wird deutlich, dass die Unterschiede in den Scores auf nur sehr geringe Luftdruckunterschiede zwischen vulkanismusbeeinflussten Wintermonaten (DJF) und solchen ohne dem entsprechenden Einfluss hinweisen. Differenzen lassen sich im Varianzerklärungsanteil der jeweiligen PCs erkennen. Vergleichbar den Ergebnissen von Prohom et al. (2003) wird deutlich, dass die erste Hauptkomponente der posteruptiven Monate einen höheren Varianzerklärungsanteil aufweist als die der präeruptiven. Der Ausbruch hat somit eine Forcierung des Zirkulationsregimes auf

deutlicher ausgeprägte Muster zur Folge. Allerdings ist auf dieser Zeitskala die Anzahl der zu berücksichtigenden Vulkanausbrüche sehr gering. Das zweite Muster spielt eine stärkere Rolle bei nicht durch einen großen Vulkanausbruch beeinflussten Nordwintermonaten, das erste Muster hingegen eine geringere.

Die maximale Ladung von 0,91 hat die erste Hauptkomponente bezogen auf den dem Krakatau Ausbruch folgenden Winter 1883/84; trotzdem sind die ersten Zirkulationsmuster in beiden Analysen praktisch identisch und können daher keine vulkanismus-induzierten Zirkulationsänderungen beschreiben. Diese Hauptkomponente erklärt nach den berücksichtigten Vulkanausbrüchen aber einen höheren Anteil der SLP-Varianz.

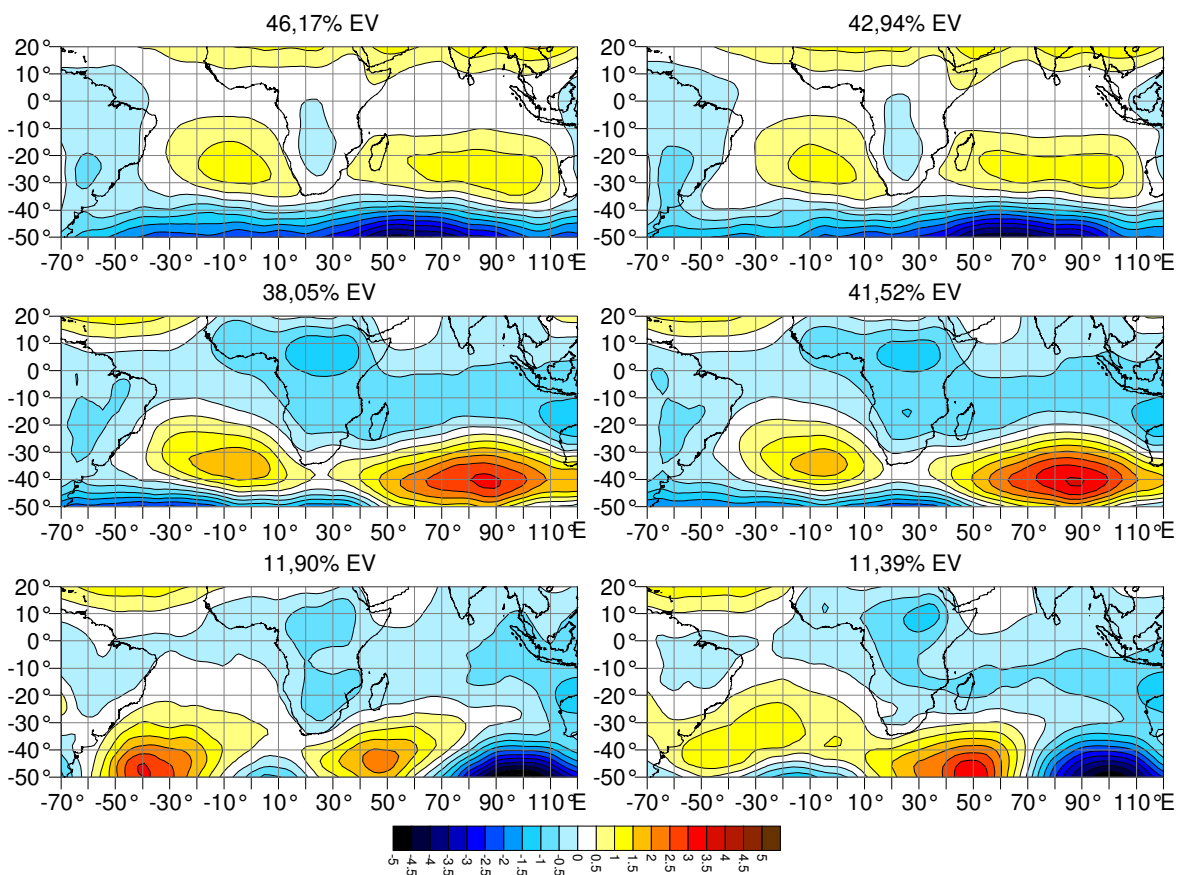


Abb. 9.2.6: Standardisierte Scores für die ersten drei Hauptkomponenten einer t-modalen varimax-rotierten Analyse der SLP-Daten mit 54 vulkanismusbeeinflussten Monaten (Nordwinter aus dem Zeitraum 1850 bis 2004) (linke Abb.) bzw. der entsprechenden Anzahl nicht vulkanismusbeeinflusster Monate (rechte Abb.). Der Varianzerklärungsanteil (EV) ist oberhalb der Abbildungen angegeben.

Die zweite PC zeigt eine Hochdruckbrücke über dem südlichen Afrika mit einer sehr intensiv ausgebildeten Hochdruckzelle im südlichen Indischen Ozean.

Insgesamt sind die Luftdruckgradienten nach einem starken Vulkanausbruch dort allerdings etwas verringert. Die Hochdruckbrücke ist nach starken Vulkanausbrüchen deutlicher ausgeprägt, insbesondere ist die südatlantische Antizyklone weiter nach Osten ausgedehnt. Daraus lassen sich auch die höheren Temperaturen im nördlichen Namibia nach großen Vulkanausbrüchen erklären. Der starke Hochdruckeinfluss verhindert ein Eindringen subpolarer Luftmassen aus der Westwinddrift. Minimale Ladungen von 0,24 zeigt der Dezember 1976, damals war der Einfluss des Fuego Ausbruches nicht mehr erkennbar, während Januar und Februar noch Ladungen über 0,7 aufweisen. Die dritte PC beschreibt eine stärker meridional orientierte Zirkulation. Die entsprechenden Zeitkoeffizienten (nicht dargestellt) laden mit 0,69 maximal auf den Januar 1934, alle anderen Monate liegen unter 0,5. Damit ist hier der Quizapu Ausbruch vom April 1932 an diesem Muster stark beteiligt.

S-modale Hauptkomponentenanalysen zeigen einen geringeren Varianzerklärungsanteil der subtropisch-randtropischen Aktionszentren während der vulkanismusbeeinflussten Monate. Dieser liegt knapp über 3%, während er ansonsten knapp über 5% liegt, wenn die Analyse jeweils mit 10 PCs gerechnet wird. Dafür entfallen auf die dritte PC (maximale Ladungen im Raum Indonesien) deutlich höhere Varianzerklärungsanteile (13,26%) unter Vulkaneinfluss, während ansonsten nur 9,61% erreicht werden. Dies ist allerdings nur der Fall, wenn ENSO-Signale vorher nicht herausgefiltert werden.

9.2.4 Kumulative Einflüsse von Vulkanausbrüchen auf das Klimasystem

Vulkanausbrüche wirken zunächst als ein kurzer Impuls auf das Klimasystem, als eine kurze und intensive Abweichung vom natürlichen Klimarauschen. Die unmittelbaren klimatischen Auswirkungen von großen Vulkanausbrüchen sind (in der Größenordnung, die im Untersuchungszeitraum auftrat) auf einen Zeitraum von maximal drei Jahren nach dem Ausbruch beschränkt. Zunächst lassen sich bei hinreichend langen Zeitreihen kurze Abkühlungsphasen gut in Zusammenhang mit Vulkanausbrüchen bringen. Dieser rein visuelle Ansatz bei der Betrachtung von Klimazeitreihen lässt jedoch keine Quantifizierung des Klimaimpakts zu. Darüber hinaus sind bei der Betrachtung langfristiger Klimaänderungen vulkanische Impakts auf einer längeren Zeitskala von Interesse. Kumulativ, über mehrere Ausbrüche hinweg, ein Klimasignal aufzuzeigen, bereitet erhebliche Schwierigkeiten.

Halmer et al. (2002) erstellen eine globale Bilanz vulkanischer Gasemissionen seit 1900. Vulkanausbrüche werden in Abhängigkeit von Breitenlage, Höhe des Vulkans

und Jahreszeit der Eruption berücksichtigt, zusätzlich finden Parameter zur tektonischen Lage der Vulkane Eingang in die Untersuchung. Der vulkanische Gaseintrag in die Atmosphäre erfolgt zu je 30% durch Ausbrüche in den Tropen (0-30°N/S) und gemäßigten Breiten (50-60°N/S). Eine Zeitreihe der Häufigkeiten der Vulkanausbrüche seit 1900 in Abbildung 9.2.7 zeigt einen ansteigenden Verlauf, der sicherlich auf eine zunehmende Beobachtung von Vulkanen zurückzuführen ist und weniger auf einen positiven Trend globaler vulkanischer Aktivität.

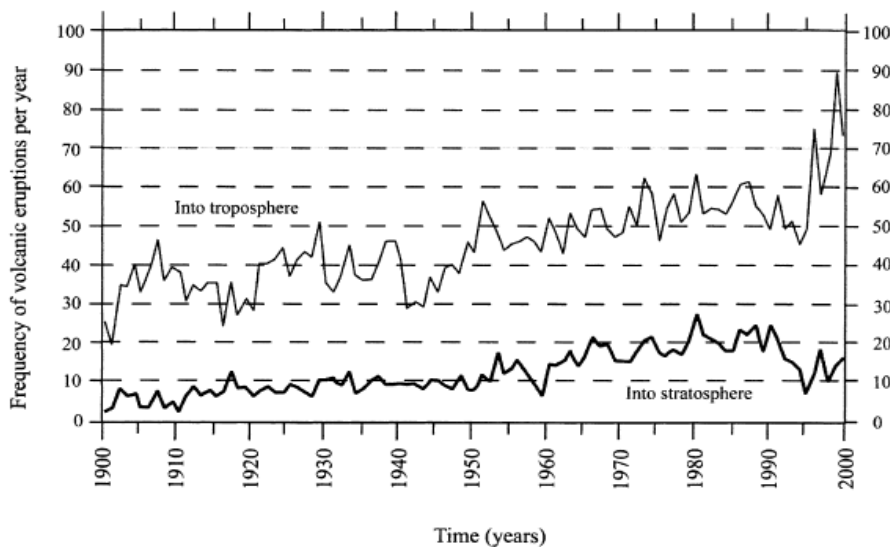


Abb. 9.2.7: Häufigkeit von Vulkanausbrüchen zwischen 1900 und 2000, unterteilt nach Eruptionen, welche die Troposphäre (VEI <3) bzw. die Stratosphäre (VEI \geq 3) erreichen (Halmer et al. 2002, S. 522, Fig. 2).

Eine komplexe Betrachtung vulkanischer Ausbrüche der vergangenen Jahrhunderte findet sich bei Naveau et al. (2003). Für eine 600-jährige Zeitreihe explosiver, tropischer Vulkanausbrüche arbeiten Ammann und Naveau (2003) mit gleitenden Mittelwerten mit einem unterschiedlich langen Zeitfenster. Dazu werden Sulfatsignale aus polaren Eisbohrkernen herangezogen. Es wird zunächst eine binäre Zeitreihe erstellt für Jahre mit bzw. ohne Ausbruch. Seit 1400 (bis 1998) kann sie 61 explosive Ausbrüche aufzeigen. Ein deutlicher 76-jähriger Zyklus wird erkennbar, wenn die Daten des logistischen Regressionsmodells mit gleitenden Mittelwerten belegt werden. Ein klares kumulatives Klimasignal des dreifachen Anstiegs vulkanischer Aktivität während der Zyklusspitzen bleibt jedoch noch auszuarbeiten. Die jüngsten Spitzen liegen um 1900 und 1970.

Robock (2000, Tab. 3, Kap. 5.5) beschreibt die globale Abkühlung als Folge von "multiple eruptions", die 10 bis 100 Jahre andauert. Neben extremen Ausbrüchen,

wie dem Mount Toba auf Sumatra vor etwa 71 000 Jahren, ist es denkbar, dass eine zeitlich enge Abfolge größerer Ausbrüche die stratosphärische optische Tiefe längerfristig beeinflusst. Entsprechende Messungen liegen erst seit 1961 vor, für weiter zurückliegende Zeiträume wird die optische Tiefe auf der Basis detaillierter Informationen über die Vulkane rekonstruiert. Auch die räumliche Verbreitung dieser wird auf diesem Weg rekonstruiert (z.B. Denhard et al. 1997, Grieser & Schönwiese 1999).

Nach Ende der vulkanisch aktiven Phase kann sich eine globale Temperaturzunahme etablieren. Solch eine Phase erkennt Robock (2000) zwischen 1912 und 1963. Die positive Temperaturanomalie der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts endet um 1950 und könnte mit einer verstärkten vulkanischen Aktivität in der zweiten Hälfte korreliert sein. Ab 1970 steigen allerdings die positiven Temperaturanomalien, treibhausgasbedingt erheblich an und überdecken vulkanische Effekte (Andronova et al. 1999).

9.2.5 Zusammenfassung

Vulkanausbrüche wirken zunächst kurzfristig auf das lokale bis globale Klima. Kurze Abkühlungsphasen lassen sich gut in Zusammenhang mit Vulkanausbrüchen bringen. Kompositenanalysen können diesen Temperaturrückgang gut nachvollziehen. Auch das Niederschlagsmuster ändert sich: während in Ostafrika erhöhte Sommerniederschläge auftreten, sind für das südliche Afrika großräumig Rückgänge zu verzeichnen. Dieses Muster ähnelt stark einem ENSO-beeinflussten Niederschlagsbild, dabei ist der Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Vulkanausbrüchen und El Niños noch nicht eindeutig geklärt. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit kann das mögliche Ursachenverhältnis von Vulkanausbrüchen und El Niños auch nicht weiter vertieft werden und muss späteren Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Hauptkomponentenanalysen können zeigen, dass sich die atmosphärischen Zirkulationsmuster im südafrikanischen Raum nach starken Vulkanausbrüchen nur wenig ändern. Insgesamt schwächt sich aber die subtropisch-randtropische Hochdruckzelle über dem Indischen Ozean leicht ab. Damit verringern sich die meridionalen Luftdruckgradienten und die Passate schwächen sich ab.

10 Zusammenfassung und Ausblick

Das Hauptziel der vorliegenden Studie war es, die Klimadynamik im Zeitraum von 1901 bis 2003 im südhemisphärischen Afrika zu beschreiben und zu erklären. Dabei wurden zunächst ausführlich die Klimavariabilität und Klimaschwankungen im südlichen Afrika während der vergangenen Jahrhunderte und Jahrtausende beschrieben. Denn erst vor diesem Hintergrund lässt sich die jüngere Klimadynamik adäquat ansprechen und einordnen. Dazu wurden zunächst die klimatische Variabilität und Trends verschiedener Klimaelemente herausgearbeitet. Dies wurde unter besonderer Berücksichtigung natürlicher externer Einflussfaktoren, vor allem einer veränderlichen Solaraktivität sowie der Vulkanaktivität diskutiert. Kopplungen der Atmosphäre mit der Meeresoberflächentemperatur des Indischen und Atlantischen Ozeans konnten ebenso detailliert beleuchtet werden. Nur dieser komplexe Ansatz ermöglicht es, anthropogene Einflussnahmen auf das globale und regionale Klima in den Rahmen der natürlichen Klimavariabilität einzuordnen. Gleichzeitig machte der inhaltlich breit angelegte Ansatz dieser Arbeit eine äußerst intensive Auseinandersetzung mit bisherigen Forschungen erforderlich. Dies schlägt sich in einer ausführlichen Zusammenschau des bisherigen Kenntnisstandes zu Beginn eines jeden Kapitels nieder.

Nach einem Überblick (Kapitel 2) zum Untersuchungsraum in seiner naturräumlichen Ausgestaltung wurden in Kapitel 3 die Daten, die der vorliegenden Arbeit zu Grunde liegen, beschrieben. Die verfügbare Datenbasis besteht aus global vorliegenden Gitterfelddaten in einer einzelmonatlichen Auflösung für den Zeitraum 1901 bis 2003. Die räumliche Auflösung der Lufttemperatur- und Niederschlagsdaten liegt bei $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ bzw. bei $5^\circ \times 5^\circ$ für die Daten zum bodennahen Luftdruck und bei $1^\circ \times 1^\circ$ für die Meeresoberflächentemperaturdaten. In Kapitel 3 wurde auf Probleme der unterschiedlichen Datensätze bei der inhaltlichen Ansprache der Ergebnisse hingewiesen. Denn gerade bei einem so langen Untersuchungszeitraum für ein Gebiet, in dem nur sehr wenige zuverlässige Stationsmessdaten vorliegen, kann eine Interpretation der Ergebnisse nur unter besonderer Berücksichtigung von Datenproblemen erfolgen. - Für sämtliche statistische Analysen wurden schließlich einzelmonatliche Daten für den afrikanischen Kontinent südlich des Äquators herangezogen. Bei den großräumigeren Untersuchungen, basierend auf den Luftdruck- und Meeresoberflächentemperaturdaten, wurden natürlich entsprechend größere Areale in die Analysen miteinbezogen.

Zunächst wurde ein größerer zeitlicher Rahmen aufgespannt und die Klimaentwicklung der vergangenen Jahrtausende in Afrika knapp umrissen (Kapitel 5). Dies ist erforderlich, um aktuelle Variationen und Änderungen im Lichte einer

langfristigen Klimavariabilität entsprechend einzuordnen. Dabei wurde verdeutlicht, dass auf ganz unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen Schwankungen im Niveau einzelner Klimaelemente aufgezeigt werden können, wobei die markante Temperaturzunahme seit einigen Dekaden als außergewöhnlich und das Niveau natürlicher Klimavariationen übersteigend angesehen werden muss.

Im folgenden Kapitel 6 schließt sich eine ausführliche Beschreibung von Klimatrends während des Untersuchungszeitraumes an. Die Berechnung von Klimatrends ermöglichte erstmals für einheitliche 30-jährige Zeiträume (1901-1930, 1931-1960, 1961-1990, 1974-2003) sowie für den gesamten 103-jährigen Untersuchungszeitraum Einblicke in die zeitliche Entwicklung ausgesuchter Klimaelemente. Dabei konnten insgesamt grundlegende großräumige, aus der bisherigen Forschungsliteratur bekannte, Trendmuster für die Lufttemperatur, den Niederschlag, die Meeresoberflächentemperatur sowie den bodennahen Luftdruck bestätigt werden. Indes konnten gleichzeitig regional sehr unterschiedliche Trends aufgezeigt werden. Allerdings unterscheidet sich die Höhe der Temperaturzunahme bei der Lufttemperatur, räumlich differenziert, erkennbar von bisherigen Befunden. Dies liegt daran, dass in dieser Studie erstmals auf eine korrigierte Version der weit verbreiteten CRU05-Daten zurückgegriffen werden konnte. Die hierbei verwendeten Daten scheinen eine deutliche qualitative Verbesserung darzustellen. Im Ergebnis hat dies zur Konsequenz, dass die absolute Höhe der Erwärmungsraten erkennbar geringer ausfällt, als dies in bisherigen Studien dargelegt wurde. Maximale Erwärmungsraten zeigen sich in den Trendkarten für den zentralen Raum des südlichen Afrikas.

Der Niederschlag weist bekanntlich eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität, insbesondere in ariden und semiariden Gebieten, auf. Dies erschwert es, signifikante langfristige Trends aufzuweisen. Über den gesamten Untersuchungszeitraum lassen sich daher, bei einer einzelmonatlichen Auflösung, praktisch keine Trends aufzeigen, die mit einer Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95% signifikant sind. Während der kürzeren 30-jährigen Subintervalle sind solche Areale allerdings zu bestimmen, wobei die Niederschlagsabnahme der letzten Dekaden, die in einigen Studien beschrieben wurde, sich nicht so deutlich herauspräpariert, wie es auf der Basis von Literaturstudien zu erwarten wäre. Diese Unterschiede zu den Ergebnissen anderer Studien liegen daher vorrangig in der jeweils benutzten Datenbasis begründet.

Langzeitliche Trends in der Meeresoberflächentemperatur fallen sehr deutlich aus. Insbesondere in den mittleren und hohen südlichen Breiten ist eine hochsignifikante Erwärmung berechnet worden. Auch wenn diese Temperaturzunahme die Ergebnisse anderer Studien bestätigt, so muss hier besonders kritisch die Datenlage

hinterfragt werden. Gerade für diese Regionen stehen nur sehr wenig verlässliche Messdaten aus den ersten Dekaden des 20. Jahrhunderts zur Verfügung.

Die Entwicklung der Luftdruckverhältnisse verdeutlicht eine nennenswerte Erhöhung des bodennahen Luftdruckes im Bereich des St. Helena Hochs und des Maskarenenhochs. Daraus kann auf eine Intensivierung der Passatströmung im Untersuchungszeitraum geschlossen werden. Weitere Änderungen der Zirkulationsdynamik erschließen sich aus den Analysen, die unter Anwendung multivariater statistischer Methoden gewonnen werden konnten.

Die hier systematisch erarbeiteten Trendmuster bilden den Hintergrund für die weiterführenden Analysen, die zirkulationsdynamische Ursachen für diese Trends aufdecken sollen. Daher wurden in den Kapiteln 7, 8 und 9 zwar jeweils ganz unterschiedliche Sachverhalte analysiert, die jedoch immer einen Bezug zu den berechneten Klimatrends herstellen, und diese zu erklären versuchen.

Ein wichtiger Schritt der folgenden Untersuchungen bestand zunächst in der Aufdeckung zirkulationsdynamischer Randbedingungen, welche die beobachteten Klimatrends bewirken. Dazu wurden t-modale Hauptkomponentenanalysen aller zur Verfügung stehender Klimaelemente berechnet. Zunächst bestätigen die Resultate t-modaler Hauptkomponentenanalysen eine Intensivierung der Zirkulation in den subtropischen Regionen, die sich in einer Verstärkung der subtropisch-randtropischen Hochdruckzellen widerspiegelt. Ergänzend lassen sich aus den Zeitkoeffizienten der berechneten Muster sehr deutliche Trends ablesen. Auch hier konnte gegenüber bisherigen Studien die atmosphärische Zirkulationsdynamik für einen erheblich erweiterten Zeitraum dargelegt werden.

Ein weiterer Analyseschritt liegt in einer Datenverdichtung, welche mittels s-modaler Hauptkomponentenanalysen durchgeführt werden konnte. Dies erfolgte, um den weiterführenden statistischen Analysen entsprechend vorbereitete Daten zur Verfügung zu stellen. Gleichzeitig lässt sich dabei eine Regionalisierung der betrachteten Klimaelemente erzielen.

Die folgenden beiden Kapitel differenzieren in interne und externe Einflussfaktoren auf das Klima im Untersuchungsraum. Kapitel 8 stellt interne Kopplungen, insbesondere Einflüsse der SST-Variabilität im Indischen und Atlantischen Ozean auf den Niederschlag im südhemisphärischen Afrika dar. Zur Untersuchung solcher Zusammenhänge wurden Kanonische Korrelationsanalysen herangezogen, ergänzt um einfache, lineare Korrelationsanalysen. Dabei wurden auch Kopplungen mit den hohen südlichen Breiten dargestellt. Es konnte einerseits die Bedeutung der

Antarktischen Oszillation für die Niederschlagsvariabilität im südlichen Afrika verdeutlicht werden, andererseits hat sich herausgestellt, dass der Trans-Polar Index hierbei eine nur sehr untergeordnete Rolle spielt. Die klimatisch bedeutsamste Fernkopplung besteht sicherlich mit dem pazifischen El Niño Southern Oscillation System. In der vorliegenden Studie konnte der ENSO-Einfluss auf die Klimavariabilität im südlichen Afrika nur knapp abgehandelt werden, denn zum einen liegen hierzu schon umfassende Studien zu diesen Fernkopplungen vor und zum anderen wäre dies nur in einer eigenständigen Arbeit zu diesem Aspekt zu leisten. Andere Faktoren werden jedoch klar und ausführlich herausgestellt: Der Einfluss der SSTs im Indischen Ozean auf den Niederschlag in Ostafrika kann belegt werden. Dabei sind zonale Dipolmuster in der Meeresoberflächentemperatur an anomal hohe Niederschläge in Ostafrika gekoppelt. Auch hier konnte die vorliegende Arbeit bisherige Befunde in einer zeitlich erheblich erweiterten Untersuchungsperiode diskutieren.

SST-Anomalien im Bereich des Benguelastromes lassen sich mit der Niederschlagsvariabilität im Südwesten des Untersuchungsraumes in Zusammenhang bringen. Dabei konnten Benguela Niños, Warmwasserereignisse im Benguelastrom, ausführlich beschrieben und erstmals in ihrer langzeitlichen Entwicklung dargestellt werden. Es konnte verdeutlicht werden, dass diese Ereignisse starke Einflüsse auf die Niederschlagsvariabilität entlang der Westküste des südlichen Afrikas haben, dabei jedoch eine hohe räumliche und zeitliche Variabilität aufweisen, die es erschwert, verallgemeinernde Aussagen zu treffen.

Eine substantielle Erweiterung im Verständnis des Klimasystems im südhemisphärischen Afrika erbrachten die Untersuchungen zu solar-klimatischen Kopplungen. Denn Regionalstudien für das südliche Afrika fehlen bislang fast gänzlich und auch die Ableitung von Resultaten aus globalen Studien ist schwierig, da das Prozessverständnis in diesem Zusammenhang immer noch als gering eingestuft werden muss. Trotzdem konnten signifikante Signale einer veränderlichen Solaraktivität der vergangenen 100 Jahre im Untersuchungsraum aufgezeigt werden. Methodisch wurden, ausgehend von Korrelations- und Kompositenanalysen, Zeitreihenanalysen durchgeführt. Dabei kamen Autokorrelations-, spektrale Varianz- und Waveletanalysen zur Anwendung. Es konnte herausgearbeitet werden, dass sich solare Signale, vermittelt über die atmosphärische Zirkulation, nicht flächendeckend sondern vielmehr in ganz spezifischen Regionen niederschlagen. Die subtropisch-randtropischen Hochdruckgebiete über dem südlichen Atlantik und dem südlichen Indik reagieren deutlich auf Änderungen der Solaraktivität. Auch im Niederschlag konnten solche Signale aufgezeigt werden, etwa für Ostafrika, in der Lufttemperatur Südafrikas im Südwinter und auch in den Meeres-

oberflächentemperaturen im südlich-äquatorialen Atlantik können diese Signale verdeutlicht werden.

Die Einflüsse von starken Vulkanausbrüchen auf das Klima des Untersuchungsraumes sind relativ gering, mit Kompositen- und Hauptkomponentenanalysen konnten zwar gewisse Änderungen in einzelnen Klimaelementen aufgezeigt werden, insgesamt sind aber andere Faktoren für die langzeitliche Klimavariabilität von größerer Relevanz.

Ausblick

Die vorliegende Arbeit hat zahlreiche Aspekte des südhemisphärischen Klimasystems thematisiert. Doch eine wesentliche Begrenzung dieser Untersuchung liegt in der Datenlage begründet. Einerseits ist es immer wünschenswert, den Untersuchungszeitraum noch weiter in die Vergangenheit zu erweitern, andererseits wird dabei die Datenqualität immer problematischer. Trotzdem bleibt es erstrebenswert, den Beginn des Untersuchungszeitraumes, beispielsweise auf der Basis von Proxydaten, weiter in die Vergangenheit zu verlegen. Eine weitere Einschränkung der vorliegenden Arbeit liegt darin begründet, dass Daten aus der mittleren und höheren Atmosphäre fehlen; daher lassen sich zirkulationsdynamische Zusammenhänge nur durch die Interpretation bodennaher Klimaverhältnisse ansprechen. Da für den langen Untersuchungszeitraum diese Daten nicht existieren, wäre es eine sinnvolle Erweiterung, unter Hinzunahme von Modelldaten, die gleichzeitig den Vorteil einer höheren zeitlichen Auflösung bieten, weitere Aspekte klimatischer Kopplungen zu vertiefen. Beispielsweise klimatische Extremereignisse, der sich in jüngster Zeit zahlreiche Arbeitsgruppen widmen, könnten damit genauer untersucht werden, als dies mit den hier benutzten Daten in einer monatlichen Auflösung möglich ist. Denn trotz der jüngsten Fortschritte in der Analyse von täglichen klimatischen Extremereignissen bleibt bis heute eine in der zeitlichen Dimension erheblich erweiterte Analyse der Benguela Niños auf der Basis zeitlich hoch aufgelöster Daten ein dringendes Desiderat der Klimaforschung. Des Weiteren ist insbesondere die Kopplung der atlantischen Variabilitätsmodi untereinander bislang noch ungeklärt, etwa das Verhältnis von Atlantischen Niños und Benguela-Niños oder der Zusammenhang mit dem Antarktischen Zirkumpolarstrom. Dies kann detailliert jedoch nur mit zeitlich hoch aufgelösten Daten auch der mittleren und höheren Atmosphäre untersucht werden.

Ein weiterer Aspekt, der mit Daten zu mittleren und höheren Atmosphäre näher beleuchtet werden könnte, liegt in solar-klimatischen Kopplungen. Dem Aufdecken solarer Signale und deren Transport von der oberen Stratosphäre bis in die untere

Troposphäre sollten weitere wissenschaftliche Anstrengungen gelten, denn bislang sind die Kenntnisse diesbezüglich trotz intensiver Forschungen noch gering.

Doch nicht nur eine Erweiterung des Untersuchungszeitraumes in die Vergangenheit ist von wissenschaftlichem Interesse, denn in der öffentlichen Diskussion um globale Klimaänderungen ist es erforderlich, die Kenntnisse, die über klimatische Zusammenhänge der Vergangenheit gewonnen werden konnten, in Vorhersagen, Prognosen und Szenarien der weiteren Klimaentwicklung einzubinden. Dazu bilden Saisonalprognosen eine wichtige Basis. Denn gerade in agrarisch strukturierten Volkswirtschaften in ariden und semiariden Gebieten ist das Wissen über Witterungsverläufe, aber auch über Wahrscheinlichkeiten des Eintretens von klimatischen Extremereignissen von essentieller Bedeutung. Erste Analysen für das südliche Afrika liegen bereits vor, die jedoch besonders bei der Berücksichtigung von Extremereignissen noch zu verlässlicheren Aussagen gelangen sollten. Denn während dies für das pazifische ENSO-System recht gut gelingt, gibt es bislang keine Anstrengungen, solche Vorhersagemodelle für den südafrikanischen Raum bezüglich von Benguela Niños fruchtbar zu machen.

Abkürzungsverzeichnis

AAO	Antarctic Oscillation
AAOI	Antarctic Oscillation Index
AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation
CCA	Canonical Correlation Analysis
CLINO	Climatological Normals
CRU	Climate Research Unit
DMI	Dipole Mode Index
DVI	Dust Veil Index
E	Ost
ENSO	El Niño Southern Oscillation
EOF	Empirical Orthogonal Function
GCM	General Circulation Model
GCR	Galactic Cosmic Ray
GHCN	Global Historical Climatology Network
HIX	St.-Helena-Klima-Index
IOD	Indian Ocean Dipole
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IVI	Ice Core Volcano Index
LGM	Last Glacial Maximum
NE	Nordost
NW	Nordwest
PC	Principal Component
PCA	Principal Component Analysis
PDO	Pacific Decadal Oscillation
PIK	Potsdam Institut für Klimafolgenforschung
QBO	Quasi Biennial Oscillation
r	Pearson-Korrelationskoeffizient
RPCA	Rotated Principal Component Analysis
SDI	Subtropical dipole index
SE	Südost
SEA	Superposed Epoch Analysis
Si	Sicherheitswahrscheinlichkeit
SLP	Sea Level Pressure
SO	Southern Oscillation
SOI	Southern Oscillation Index
SDP	Subtropical Dipole Pattern
SST	Sea Surface Temperature
SVD	Singular Value Decomposition
SW	Südwest
TPI	Trans-Polar Index

T/R	Trend-Rausch (Verhältnis)
TSI	Total Solar Irradiance
TTT	Tropical Temperate Troughs
VAI	Volcanic Aerosol Index
VEI	Volcanic Explosivity Index
VSI	Volcanic Sulfur Dioxide Index
WMO	World Meteorological Organization
ZAB	Zaire Air Boundary

Literaturverzeichnis

Abkürzungen:

BAMS:	Bulletin of the American Meteorological Society
Clim. Change:	Climatic Change
Clim. Dyn.:	Climate Dynamics
Clim. Res.:	Climate Research
GR:	Geographische Rundschau
GRL:	Geophysical Research Letters
Int. J. Climatol.:	International Journal of Climatology
J.:	Journal
JASTP:	Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics
J. Climate:	Journal of Climate
JGR:	Journal of Geophysical Research
Meteorol. Atmos. Phys.:	Meteorology and Atmospheric Physics
Mon. Wea. Rev.:	Monthly Weather Review
S. Afr. J. Sci.:	South African Journal of Science
PGM:	Petermanns Geographische Mitteilungen
Phil. Trans. R. Soc. Lond.	Philosophical Transactions of the Royal Society of London
Progr. Phys. Geogr.:	Progress in Physical Geography
Theor. Appl. Climatol.:	Theoretical and Applied Climatology
WGA:	Würzburger Geographische Arbeiten
Z.:	Zeitschrift

Adams, J.B., M.E. Mann & C.M. Ammann (2003): Proxy evidence for an El Niño-like response to volcanic forcing. - *Nature* 426: 274-278.

Alexander, M.A., I. Bladé, M. Newman, J.R. Lanzante, N.-C. Lau & J.D. Scott (2002): The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. - *J. Climate* 15: 2205-2231.

Alexander, W.J.R. (1995): Floods, droughts and climate change. – *S. Afr. J. Sci.* 91: 403-408.

Allan, R.J. (2000): ENSO and climatic variability in the past 150 years. S. 3-56. - In: Diaz, H.F. & V. Markgraf [Hrsg.] (2000): *El Niño and the Southern Oscillation. - Multiscale Variability and Global and Regional Impacts.* - Cambridge University Press, Cambridge, 496S.

Allan, R.J., J.A. Lindesay & C.J.C. Reason (1995): Multidecadal variability in the climate system over the Indian Ocean region during the austral summer. - *J. Climate* 8: 1853-1873.

Allan, R.J. & R.D. D'Arrigo (1999): 'Persistent' ENSO sequences: how unusual was the 1990-1995 El Niño? - *The Holocene* 9: 101-118.

Allan, R.J., D. Chambers, W. Drosowsky, H. Hendon, M. Latif, N. Nicholls, I. Smith, R. Stone & Y. Tourre (2001): Is there an Indian Ocean dipole, and is it independent of the El Niño - Southern Oscillation? - *Clivar Exchanges* 6: 18-22.

Allan, R.J. & T. Ansell (2006): A new globally-complete monthly historical gridded mean sea level pressure data set (HadSLP2): 1850-2004. – *J. Climate* 19: 2717-2742.

- Altmann, J., S.C. Alberts, S.A. Altmann & S.B. Roy (1999): Dramatic change in local climate patterns in the Amboseli basin, Kenya. - *African J. of Ecology* 40: 248-251.
- Ammann, C.M. & P. Naveau (2003): Statistical analysis of tropical explosive volcanism occurrences over the last 6 centuries. - *GRL* 30, 1210, doi:10.1029/2002GLO016388.
- Andreoli, R.V. & M.T. Kayano (2003): Evolution of the equatorial and dipole modes of the sea-surface temperature in the Tropical Atlantic at decadal scale. – *Meteorol. Atmos. Phys.* 83: 277–285.
- Andronova, N.G., E.V. Rozanov, F.L. Yang, M.E. Schlesinger & G.L. Stenchikov (1999): Radiative forcing by volcanic aerosols from 1850 to 1994. - *JGR* 104: 16807-16826.
- Andronova, N. & M.E. Schlesinger (2000): Causes of global temperature changes during the 19th and 20th centuries. - *GRL* 27(14): 2137-2140.
- Angell, J.K. (1988): Impact of El Niño on the delineation of tropospheric cooling due to volcanic eruptions. - *JGR* 93: 3697-3704.
- Arblaster, J.M. & G.A. Meehl (2006): Contributions of external forcings to Southern Annular Mode trends. - *J. Climate* 19: 2896-2905.
- Arntz, W., V.A. Gallardo, D. Gutiérrez, E. Isla, L.A. Levin, J. Mendo, C. Neira, G.T. Rowe, J. Tarazona & M. Wolff (2006): El Niño and similar perturbation effects on the benthos of the Humboldt, California, and Benguela Current upwelling ecosystems. - *Advances in Geosciences* 6: 243-265.
- Ashok, K., Z. Guan & T. Yamagata (2003): A look at the relationship between the ENSO and the Indian Ocean Dipole. - *J. Meteorol. Soc. Japan* 81: 41-56.
- Bahrenberg, G., E. Giese & J. Nipper (1992): *Statistische Methoden in der Geographie II. – 2. Aufl.*, Teubner, Stuttgart, 415S.
- Balas, N., S.E. Nicholson & D. Klotter (2007): The relationship of rainfall variability in West Central Africa to sea-surface temperature fluctuations. - *Int. J. Climatol.* 27: 1335-1349.
- Baldwin, M.P., L.J. Gray, T.J. Dunkerton, K. Hamilton, P.H. Haynes, W.J. Randel, J.R. Holton, M.J. Alexander, I. Hirota, T. Horinouchi, D.B.A. Jones, J.S. Kinnersley, C. Marquardt, K. Sato & M. Takahashi (2001): The Quasi-Biennial Oscillation. – *Rev. Geophys.* 39: 179-229.
- Baldwin, M.P. & T.J. Dunkerton (2005): The Solar Cycle and Stratosphere-Troposphere Dynamical Coupling. - *JASTP* 67: 71-82.
- Baquero-Bernal, A., M. Latif & S. Legutke (2002): On dipolelike variability of sea surface temperature in the tropical Indian Ocean. - *J. Climate* 15: 1358-1368.
- Bard, E., G. Raisbeck, F. Yiou & J. Jouzel (2000): Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. - *Tellus* 52 B: 985-992.
- Barnett, T. & R. Preisendorfer (1987): Origins and levels of monthly and seasonal forecasts skill for the United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. - *Mon. Wea. Rev.* 115: 1825-1850.
- Basnett, T.A. & D.E. Parker (1997): Development of the Global Mean Sea Level Pressure Data Set GMSLP2.1. - *Climate Research Technical Note* 79. Hadley Centre, Met. Office, Bracknell, 60S.
- Beck, C. (2000): Zirkulationsdynamische Variabilität im Bereich Nordatlantik-Europa seit 1780. – *WGA* 95, Würzburg, 350S.
- Beck, C. & J. Grieser (2006): Precipitation trends and shifts of rainfall regimes in Africa since 1951. S. 191-194. – In: Lozán, J.L., H. Graßl, P. Hupfer, L. Menzel & C.-D. Schönwiese [Hrsg.] (2006): *Global Change: Enough Water for all? - Wissenschaftliche Auswertungen und GEO-Verlag, Hamburg, 384S.*
- Beer, J. (2000): Long-term indirect indices of solar variability. - *Space Science Rev.* 94: 53-66.
- Beer, J., W. Mende & R. Stellmacher (2000): The role of the sun in climate forcing. - *Quaternary Science Rev.* 19: 403-415.
- Behera, S.K. & T. Yamagata (2001): Subtropical SST dipole events in the southern Indian Ocean. - *GRL* 28: 327-330.

- Behera, S.K., S.A. Rao, H.N. Saji & T. Yamagata (2003a): Comments on "A cautionary note on the interpretation of EOFs". - *J. Climate* 16: 1087-1093.
- Behera, S.K., J. Luo, S. Masson, T. Yamagata, P. Delecluse, S. Gualdi & A. Navarra (2003b): Impact of the Indian Ocean dipole on the East African Short rains. - *Clivar Exchanges* 27: 1-4.
- Benestad, R.E. (2002): *Solar Activity and Earth's Climate*. - Springer, Berlin, 288S.
- Berger, W.H. & G. Wefer (2002): On the reconstruction of upwelling history: Namibia upwelling in context. - *Marine Geology* 180: 3-28.
- Bertrand, C., J.-P. van Ypersele & A. Berger (1999): Volcanic and solar impacts on climate since 1700. - *Clim. Change* 15: 355-367.
- Beyer, U. (2001): Regionale Niederschlagsänderungen in Namibia bei anthropogen verstärktem Treibhauseffekt. - Dissertation, Fakultät für Geowissenschaften, Univ. Würzburg, 222S.
- Beyer, U. & J. Jacobbeit (2002): Assessments of regional precipitation changes in Namibia. - *WGA* 97: 85-100.
- Bigg, G.R., D. Jickells, P.S. Liss & T.J. Osborn (2003): The role of the oceans in climate. - *Int. J. Climatol.* 23: 1127-1159.
- Bjerknes, J. (1969): Atmospheric Teleconnections From the Equatorial Pacific. - *Mon. Wea. Rev.* 97: 163-172.
- Blunier, T. & E.J. Brook (2001): Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. - *Science* 291: 109-112.
- Boer, G.J., M. Stowasser & K. Hamilton (2007): Inferring climate sensitivity from volcanic events. - *Clim. Dyn.* 28: 481-502.
- Bond, G.C., W.S. Broecker, S. Johnsen, J. McManus, L. Labeyrie, J. Jouzel & G. Bonani (1993): Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. - *Nature* 365: 143-147.
- Boyer, D., J. Cole & C. Bartholomae (2000): Southwestern Africa: Northern Benguela Current Region. - S. 821-840. - In: Sheppard, C. [Hrsg.] (2000): *Seas at the Millenium: An Environmental Evaluation*. - Vol. I. Pergamon, Amsterdam, 934S.
- Bradley, R.S., K.R. Briffa, J. Cole, M.K. Hughes & T.J. Osborn (2003): The Climate of the Last Millenium. S. 105-141. - In: Alverson, K.D. & R.S. Bradley & T.F. Pedersen [Hrsg.] (2003): *Paleoclimate, Global Change and the Future*. - Springer, Berlin, Heidelberg, 220S.
- Brandstätter, E. (1999): Konfidenzintervalle als Alternative zu Signifikanztests. - *Methods of Psychological Research Online* 4, No. 2: 1-17.
- Broccoli, A.J., K.W. Dixon, T.L. Delworth, T.R. Knutson, R.J. Stouffer & F. Zeng (2003): Twentieth-century temperature and precipitation trends in ensemble climate simulations including natural and anthropogenic forcing. - *JGR* 108, No. D24, 4798 doi:10.1029/2003JD003812.
- Brohan, P., J.J. Kennedy, I. Haris, S.F.B. Tett & P.D. Jones (2006): Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. - *JGR* 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- Brooks, C.E.P. (1923): Variations in the levels of the Central African Lakes, Victoria and Albert. - *Geophysical Memoirs* 20, London (Meteorological Office).
- Brooks, C.E.P. & S.T.A. Mirrells (1932): A Study of the atmospheric circulation over tropical Africa. - *Meteorol. Office Geophys. Memoirs* 55, London: 5-24.
- Buckle, C. (1996): *Weather and Climate in Africa*. - Longman, Harlow, 312S.
- Burroughs, W.J. (2003): *Weather Cycles real or imaginary?* - 2. Aufl., Cambridge Univ. Press, 317S.
- Cai, W. & P.H. Whetton (2001): Modes of SST variability and the fluctuation of global mean temperature. - *Clim. Dyn.* 17: 889-901.
- Cai, W., P.H. Whetton & D.J. Karoly (2003): The response of the Antarctic Oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO₂. - *J. Climate* 16: 1525-1538.

- 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. - *Int. J. Climatol.* 21: 973-1005.
- Camberlin, P., F. Chauvin, H. Douville & Y. Zhao (2004): Simulated ENSO-tropical rainfall teleconnections in present-day and under enhanced greenhouse gases conditions. – *Clim. Dyn.* 23: 641-657.
- Cane, M.A., A.C. Clement, A. Kaplan, Y. Kushnir, D. Pozdnyakov, R. Seager, S.E. Zebiak & R. Murtugudde (1997): Twentieth-Century Sea Surface Temperature Trends. - *Science* 275: 957-960.
- Carvalho, L.M.V, C. Jones, T. Ambrizzi (2005): Opposite Phases of the Antarctic Oscillation and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral Summer. – *J. Climate* 18: 702-718.
- Casey, K.S. & P. Cornillon (2001): Global and Regional Sea Surface Temperature Trends. - *J. Climate* 14: 3801-3818.
- Charles, C.D., D.E. Hunter & R.G. Fairbanks (1997): Interaction between the ENSO and the Asian Monsoon in a coral record of tropical climate - *Science* 277: 925-928.
- Charvatova, I. & J. Strestik (2004): Periodicities between 6 and 16 years in surface air temperature in possible relation to solar inertial motion. - *JASTP* 66: 219-227.
- Chowdary, J.S. & C. Gnanaseelan (2007): Basin-wide warming of the Indian Ocean during El Niño and Indian Ocean dipole years. – *Int. J. Climatol.* 27: 1421–1438.
- Clark, C.O., P.J. Webster & J.E. Cole (2001): Interdecadal changes in the relationship between Indian Ocean SST and East African coastal rainfall. – *J. Climate* 16: 548-554.
- Clayton, H.H. (1936): Long-Period Weather Changes and Methods of Forecasting. – *Mon. Wea. Rev.* 64, 11: 359-376.
- Cliver, E.W., V. Boriakoff & J. Feynman (1998): Solar variability and climate change: Geomagnetic aa index and global surface temperature. - *GRL* 25: 1035-1038.
- Cobb, K.M., C.D. Charles & D.E. Hunter (2001): A central tropical Pacific coral demonstrates Pacific, Indian, and Atlantic decadal climate connections. - *GRL* 28: 2209-2212.
- Cohen, J. (1994): The earth is round ($p < .05$). – *American Psychologist* 49: 997–1003.
- Cohen, A.L., K.E. Owens, G.D. Layne & N. Shimizu (2002): The Effect of Algal Symbionts on the Accuracy of Sr/Ca Paleotemperatures from Coral. - *Science* 296: 331-333.
- Cole, J.E., R.B. Dunbar, T.R. McClanahan & N. Muthiga (2000): Tropical Pacific Forcing of Decadal SST Variability in the Western Indian Ocean over the Past Two Centuries. - *Science* 287: 617-619.
- Cole, J.E. (2003): Holocene coral records: windows on tropical climate variability. S. 168-184. - In: Mackay, A., R. Battarbee, J. Birks & F. Oldfield [Hrsg.] (2003): *Global Change in the Holocene*. - Arnold, London, 528S.
- Conway, D., E. Allison, R. Felstead & M. Goulden (2005): Rainfall variability in East Africa: implications for natural resources management and livelihoods. – *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 363: 49-54.
- Cook, K.H. (2000): The South Indian Convergence Zone and Interannual Rainfall Variability over Southern Africa. - *J. Climate* 13: 3789-3804.
- Cook, K.H. (2001): A Southern Hemisphere wave response to ENSO with implications for southern Africa precipitation. - *J. of Atmospheric Science* 15: 2146–2162.
- Coughlin, K. & K.K. Tung (2004): Eleven-year solar cycle signal throughout the lower atmosphere. - *JGR* 109, D21105, doi:10.1029/2004JD004873.
- Coughlin, K.T. & K.K. Tung (2006): Misleading Patterns in Correlation Maps. – *JGR* 111, D24102, doi:10.1029/2006JD007452.
- Crowley, T.J. & K.-Y. Kim (1996): Comparison of proxy records of climate change and solar forcing. - *GRL* 23: 359-362.

- Crowley, T.J. & K.-Y. Kim (1999): Modeling the temperature response to forced climate change over the last six centuries. - *GRL* 26: 1901-1904.
- Crowley, T.J. (2000): Causes of climate change over the past 1000 years. - *Science* 289: 270-277.
- Cullen, N.J., T. Mölg, G. Kaser, K. Hussein, K. Steffen & D.R. Hardy (2006): Kilimanjaro Glaciers: Recent areal extent from satellite data and new interpretation of observed 20th century retreat rates. – *GRL* 33, L16502, doi:10.1029/2006GL027084.
- Currie, R.G. (1987): Examples and implications of 18.6- and 11-yr Terms in World Weather Records. - S. 378-403. - In: Rampino, M.R., J.E.E. Sanders, W.S. Newman & L.K. Königsson [Hrsg.] (1987): *Climate. History, Periodicity, and Predictability*. - Van Nostrand Reinhold Company, New York, 588S.
- Currie, R.G. & R. G. Vines (1996): Evidence for luni-solar Mn and solar cycle Sc Signals in Australian rainfall data. - *Int. J. Climatol.* 16: 1243-1265.
- Dai, A., I.Y. Fung & A.D. Del Genio (1997): Surface Observed Global Land Precipitation Variations during 1900-88. – *J. Climate* 10: 2943-2962.
- de Jager, C. (2005): Solar forcing of climate. 1: Solar variability. - *Space Science Rev.* 120: 197–241.
- de Jager, C. & I. Usoskin (2006): On possible drivers of Sun-induced climate changes. – *JASTP* 68: 2053–2060.
- Denhard, M., J. Grieser, M. Klein & C.-D. Schönwiese (1997): Statistische und deterministische Abschätzung vulkanischer Einflüsse auf das globale Klima. - *Berichte des Instituts für Meteorologie und Geophysik der Universität Frankfurt/Main* Nr. 101, 136S.
- Diaz, H.F. & V. Markgraf (2000): *El Niño and the Southern Oscillation. - Multiscale Variability and Global and Regional Impacts*. - Cambridge University Press, Cambridge, 496S.
- Diaz, H.F., M.P. Hoerling & J.K. Eischeid (2001): ENSO Variability, Teleconnections and Climate Change. - *Int. J. Climatol.* 21: 1845-1862.
- Diercke-Weltatlas (1996): Westermann Schulbuchverlag GmbH, 4. Aufl., Braunschweig, 275S.
- Diester-Haass, L., P.A. Meyers & L. Vidal (2002): The late Miocene onset of high productivity in the Benguela Current upwelling system as part of a global pattern. - *Marine Geology* 180: 87-103.
- Dommenget, D. & M. Latif (2000): Interannual to Decadal Variability in the Tropical Atlantic. - *J. Climate* 13: 777-792.
- Dommenget, D. & M. Latif (2002): A Cautionary Note on the Interpretation of EOFs. - *J. Climate* 15: 216-225.
- Dommenget, D. & M. Latif (2003): Reply. - *J. Climate* 16: 1094-1097.
- Dube, L.T. & M.R. Jury (2003): Structure and precursors of the 1992/93 drought in KwaZulu-Natal, South Africa from NCEP reanalysis data. - *Water SA* 29: 201-207.
- Düneloh, A. & J. Jacobeit (2003): Circulation Dynamics of Mediterranean Precipitation Variability 1948-98. - *Int. J. Climatol.* 23: 1843-1866.
- Emilio, M., J.R. Kuhn, R.I. Bush & P. Scherrer (2000): On the constancy of the solar diameter. - *The Astrophysical J.* 543: 1007-1010.
- Enfield, D.B., A.M. Mestas-Nuñez, D.A. Mayer & L. Cid-Serrano (1999): How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperature? - *JGR* 104 (C4): 7841-7848.
- Enfield, D.B. & A.M. Mestas-Nuñez (2001): Global Modes of ENSO and non-ENSO Sea Surface Temperature Variability and Their Associations with Climate. S. 89-112. - In: Diaz, H.F. & V. Markgraf [Hrsg.] (2001): *El Niño and the Southern Oscillation. - Multiscale Variability and Global and Regional Impacts*. - Cambridge University Press, Cambridge, 496S.
- Enfield, D.B., A.M. Mestas-Nuñez & P.J. Trimble (2001): The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. - *GRL* 28: 2077-2080.
- Enfield, G.H. & D.J. Nash (2002a): Missionaries and Morals: climatic discourse in nineteenth-century central southern Africa. - *Annals of the Assoc. of American Geogr.* 92: 727-742.

- Enfield, G.H. & D.J. Nash (2002b): Drought, desiccation and discourse: missionary correspondence and nineteenth-century climate change in central southern Africa. - *The Geographical J.* 168: 33-47.
- Engert, S. (1998): Analysis of late summer rainfall distribution and circulation dynamics during wet and dry spells in central and northern Namibia. - Dissertation, Fakultät für Geowissenschaften, Univ. Würzburg, 183S.
- Engert, S. & M. Jury (1997): Sommerniederschläge im Norden Namibias. Vorläufige Ergebnisse einer zirkulationsdynamischen Untersuchung. - *WGA* 92: 285-301.
- Farrar, P.D. (2000): Are cosmic rays influencing oceanic cloud coverage - or is it only El Niño? - *Clim. Change* 47: 7-15.
- Fauchereau, N., S. Trzaska, M. Rouault & Y. Richard (2003a): Rainfall variability and changes in Southern Africa during the 20th century in the Global Warming context. - *Natural Hazards* 29: 139-154.
- Fauchereau, N., S. Trzaska, M.Y. Richard, P. Roucou & P. Camberlin (2003b): Sea-Surface temperature co-variability in the South Atlantic and Indian Oceans and its connections with the atmospheric circulation in the Southern Hemisphere. - *Int. J. Climatol* 23: 663-677.
- Felis, T. & J. Pätzold (2003): Climate Records from Corals. S. 11-27. - In: Wefer, G., F. Lamy & F. Mantoura [Hrsg.] (2003): *Marine Science Frontiers for Europe*. - Springer, Berlin, Heidelberg, 302S.
- Fischer, E. (2003): Regional and Seasonal Impact of Volcanic Eruptions on European Climate over the Last Centuries. - *Unv. Dipl. Arbeit, Geogr. Institut der Universität Bern*, 115S.
- Fligge, M. & S.K. Solanki (2000): The solar spectral irradiance since 1700. - *GRL* 27: 2157-2160.
- Fligge, M., S.K. Solanki & J. Beer (1999): Determination of solar cycle length variations using the continuous wavelet transform. - *Astronomy & Astrophysics* 346: 313-321.
- Florenchie, P., J.R.E. Lutjeharms, C.J.C. Reason, S. Mason & M. Rouault (2003): The source of Benguela Niños in the South Atlantic Ocean. - *GRL* 30 doi:10.1029/2003GL017172.
- Florenchie, P., C.J.C. Reason, J.R.E. Lutjeharms, M. Rouault, C. Roy & S. Mason (2004): Evolution of interannual warm and cold events in the southeast Atlantic Ocean. - *J. Climate* 17: 2318-2333.
- Folland, C.K. & D.E. Parker (1995): Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. - *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 121: 319-367.
- Folland, C.K., T.N. Palmer & D.E. Parker (1986): Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. - *Nature* 320: 602-607.
- Folland, C.K., D.E. Parker, A.W. Colman & R. Washington (1999): Large Scale Modes of Ocean Surface Temperature Since the late nineteenth century. S. 73-102. - In: Navarra, A. [Hrsg.] (1999): *Beyond El Niño: Decadal and Interdecadal Climate Variability*. - Springer Berlin, Heidelberg, 374S.
- Foukal, P. (2002): A comparison of variable solar total and ultraviolet irradiance outputs in the 20th century. - *GRL* 29, 23,2089, doi:10.1029/2002GL015474.
- Foukal, P., C. Fröhlich, H. Spruit & T. M. L. Wigley (2006): Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate. - *Nature* 443: 161-166.
- Fraedrich, K., F.-W. Gerstengarbe & P.C. Werner (2001): Climate Shifts during the last century. - *Clim. Change* 50: 405-417.
- Frick, P., D. Galyagin, D.V. Hoyt, E. Nesme-Ribes, K.H. Schatten, D. Sokoloff & V. Zakharov (1997): Wavelet analysis of solar activity recorded by sunspot groups. - *Astronomy & Astrophysics* 328: 670-681.
- Friis-Christensen, E. & K. Lassen (1991): Length of the solar cycle: An indicator of solar activity closely associated with climate. - *Science* 254: 698-700.
- Friis-Christensen, E. & H. Svensmark (1997): What do we really know about the sun-climate connection? - *Adv. Space Res.* 20: 913-921.
- Fröhlich, C. & J. Lean (1998): The Sun's Total Irradiance: Cycles, Trends and Related Climate Change Uncertainties since 1978. - *GRL* 25: 4377-4380.

- Fröhlich, C. & J. Lean (2004): The Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms. - *The Astron. Astrophys. Rev.* 12: 273–320.
- Funk, C., J. Michaelsen, J. Verdin, G. Artan, G. Husak, G. Senay, H. Gedain & T. Magadazire (2003): The collaborative historical African rainfall model: description and evaluation. - *Int. J. Climatol.* 23: 47-66.
- Gagan, M.K., L.K. Ayliffe, J.W. Beck, J.E. Cole, E.R.M. Druffel, R.B. Dunbar & D.P. Schrag (2000): New views of tropical paleoclimates from corals. - *Quaternary Sci. Rev.* 19: 45-64.
- Gammelsrød, T., C.H. Bartholomae, D.C. Boyer, V.L.L. Filipe & M.J. O'Toole: (1998) Intrusion of warm surface layers along the Angolan-Namibian coast in February-March 1995: The 1995 Benguela Niño. - *S. Afr. J. Mar. Sci.* 19: 41-56.
- Gasse, F. (2000): Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. - *Quaternary Science Rev.* 19: 189-211.
- Gemmer, M., S. Becker & T. Jiang (2004): Observed monthly precipitation trends in China 1951-2002. - *Theor. Appl. Climatol.* 77: 39-45.
- Gerstengarbe, F.-W. & P.C. Werner (2004): Klimaentwicklung im südlichen Afrika im 20. Jahrhundert. - *GR 56*: 18-24.
- Giannini, A., R. Saravanan & P. Chang (2003): Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scale. - *Science* 302: 1027-1030.
- Gillett, N.P. & D.W.J. Thompson (2003): Simulation of Recent Southern Hemisphere Climate Change. - *Science* 302: 273-275.
- Gillett, N.P., F.W. Zwiers, A.J. Weaver & P.A. Stott (2003): Detection of human influence on sea-level pressure. - *Nature* 422: 292-294.
- Giorgi, F. (2002a): Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I: observations. – *Clim. Dyn.* 18: 675-691.
- Giorgi, F. (2002b): Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part II: AOGCM simulations. – *Clim. Dyn.* 18: 693-708.
- Giovanelli, R.G. (1987): *Geheimnisvolle Sonne*. – VCH Verlagsgesellschaft, Weinheim, 136S.
- Gleason, J.F., P.K. Bhartia, J.R. Herman, R. McPeters, P. Newman, R.S. Stolarski, L. Flynn, G. Labow, D. Larko, C. Seftor, C. Wellemeyer, W.D. Komhyr, A.J. Miller & W. Planet (1993): Record low global ozone in 1992. - *Science* 260: 523-26.
- Gleisner, H. & P. Thejll (2003): Patterns of tropospheric response to solar variability. - *GRL* 30, doi:10.1029/2003/GL017129.
- Gong, D. & S. Wang (1999): Definition of Antarctic Oscillation Index. - *GRL* 26: 459-462.
- Goudie, A.S. (1996): *Climate: Past and Present*. S. 34-59. - In: Adams, W.M., A.S. Goudie & A.R. Orme [Hrsg.] (1996): *The Physical Geography of Africa*. - Oxford University Press, Oxford, 429S.
- Graf, H. (2002): *Klimaänderungen durch Vulkane*. - *Promet* 28: 133-138.
- Grieser, J. & C.-D. Schönwiese (1999): Parameterization of Spatio-temporal Patterns of Volcanic Aerosol Induced Stratospheric Optical Depth and its climate Radiative Forcing. - *Atmosphäre* 12: 111-133.
- Gu, G., R.F. Adler, G.J. Huffman & S. Curtis (2004): African easterly waves and their association with precipitation. - *JGR* 109, No. D4, D04101 doi:10.1029/2003JD003967.
- Gualdi, S., E. Guilyardi, A. Navarra, S. Masina & P. Delecluse (2003): The interannual variability in the tropical Indian Ocean as simulated by a CGCM. – *Clim. Dyn.* 20: 567-582.
- Hagen E., J.J. Agenbag & R. Feistel (2005): The St. Helena Climate Index (HIX) and Extreme Benguela Upwelling. – *J. of Marine Systems* 57: 219–230.
- Haigh, J.D. (2003): The effects of solar variability on the Earth's climate. - *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 361: 95-111.

- Halmer, M.M., H.-U. Schmincke & H.-F. Graf (2002): The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years. – *J. of Volcanology and Geothermal Res.* 115: 511-528.
- Halmer, M.M & H.-U. Schmincke (2003): The impact of moderate-scale explosive eruptions on stratospheric gas injections. - *Bull. Volcanol.* 65: 433-440.
- Handler, P. & K. Andsager (1994): El Niño, Volcanism, and Global Climate. - *Human Ecology* 22: 37-57.
- Hansen, J.E. & S. Lebedeff (1987): Global trends of measured surface air temperature. - *JGR* 92: 13345-13372.
- Harlow, L.L., S.A. Mulaik & J.H. Steiger [Hrsg.] (1997): What if there were no significance tests? - Lawrence Erlbaum Associates, Publishers Mahwah, New Jersey, 446S.
- Harrison R.G. & K.P. Shine (1999): A review of recent studies of the influence of solar changes on the Earth's Climate. - Hadley Centre Technical Note 6, The Met. Office, London Road, Bracknell, 64S.
- Harrison R.G. & K.S. Carslaw (2003): Ion-aerosol-cloud processes in the lower atmosphere. – *Rev. of Geophysics* 41 (3), 1012, doi:10.1029/2002RG000114.
- Hasanean, H.M. & H. Abdel Basset (2006): Variability of summer temperature over Egypt. – *Int. J. Climatol.* 26: 1619–1634.
- Hastenrath, S. & P.J. Lamb (1979a): Climatic Atlas of the Indian Ocean. Part I: Surface Climate and Atmospheric Circulation. - The University of Wisconsin Press, Madison, 97S.
- Hastenrath, S. & P.J. Lamb (1979b): Climatic Atlas of the Indian Ocean. Part II: The Oceanic Heat Budget. - The University of Wisconsin Press, Madison, 93S.
- Hastenrath, S. (2001): Variations of East African climate during the past two centuries. – *Clim. Change* 50: 209-217.
- Hastenrath, S. (2002): Dipoles, Temperature Gradients, and tropical Climate Anomalies. – *BAMS* 83: 735-738.
- Hastenrath, S. (2006): Diagnosing the decaying glaciers of equatorial East Africa. – *Meteorol. Z.* 15: 265-271.
- Hathaway, D.H., R.M. Wilson & E.J. Reichmann (2002): Group sunspot numbers: sunspot cycle characteristics. - *Solar Physics* 211: 357-370.
- Hay, S.I., J. Cox, D.J. Rogers, S.E. Randolph, D.L. Stern, G.D. Shanks, M.F. Myers & R.W. Snow (2002): Climate change and the resurgence of malaria in the East African highlands. - *Nature* 415: 905-909.
- Heine, K. (2004a): Little Ice Age climatic fluctuations in the Namib Desert, Namibia, and adjacent areas: Evidence of exceptionally large floods from slack water deposits and desert soil sequences. - S. 137-165. - In: Smykatz-Kloss, W. & P. Felix-Henningsen [Hrsg.] (2004): Palaeoecology of Quaternary Drylands. - *Lecture Notes in Earth Sciences* 102. Springer, Berlin, Heidelberg, 250S.
- Heine, K. (2004b): Flood Reconstructions in the Namib Desert, Namibia and Little Ice Age Climatic Implications: Evidence from Slackwater Deposits and Desert Soil Sequences. – *J. Geological Society of India* 64: 535-547.
- Herman, J.R. & R.A. Goldberg (1978): Sun, Weather, and Climate. - Dover Publications, INC New York, 360S.
- Hermes, J.C. & C.J.C. Reason (2005): Ocean Model Diagnosis of Interannual Coevolving SST Variability in the South Indian and South Atlantic Oceans. – *J. Climate* 18: 2864-2882.
- Hertig, E. (2004): Niederschlags- und Temperaturabschätzungen für den Mittelmeerraum unter anthropogen verstärktem Treibhauseffekt. – Diss., Fakultät für Geowiss., Univ. Würzburg, 274S.
- Hickey, H. & A.J. Weaver (2004): The Southern Ocean as a Source Region for Tropical Atlantic Variability. – *J. Climate* 17: 3960-3972.
- Hirst, A.C. & S. Hastenrath (1983): Atmosphere-Ocean Mechanisms of Climate Anomalies in the Angola-Tropical Atlantic Sector. – *J. Phys. Oceanogr.* 13: 1146-1157.

- Holmgren, K., W. Karlén, S.E. Lauritzen, J.A. Lee-Thorp, T.C. Partridge, S. Piketh, P. Repinski, C. Stevenson, O. Svanered & P.D. Tyson (1999): A 3000-year High-Resolution Record of Palaeoclimate for North-Eastern South Africa. - *The Holocene* 9: 295-309.
- Holmgren, K., P.D. Tyson, A. Moberg & O. Svanered (2001): A preliminary 3000-year regional temperature reconstruction for South Africa. – *S. Afr. J. Sci.* 97: 49-51.
- Holmgren, K., J.A. Lee-Thorp, G.R.J. Cooper, K. Lundblad, T.C. Partridge, L. Scott, R. Sithaldeen, A. Siep Talma & P.D. Tyson (2003): Persistent millennial-scale climatic variability over the past 25,000 years in Southern Africa. - *Quaternary Science Rev.* 22: 2311-2326.
- Holmgren, K. & H. Öberg (2006): Climate Change in Southern and Eastern Africa during the Past Millennium and its Implications for Societal Development. - *Environment, Development and Sustainability* 8: 185-195.
- Hotelling, H. (1936): Relations between two sets of variates. – *Biometrika* 28: 321-377.
- Hoyt, D.V. & K.H. Schatten (1993): A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992. - *JGR* 98A: 18895-18906.
- Hoyt, D.V. & K.H. Schatten (1997): *The Role of the Sun in Climate Change*. - Oxford University Press, New York, Oxford, 279S.
- Hoyt, D.V. & K.H. Schatten (1998): Group Sunspot numbers: a new solar activity reconstruction. - *Solar Physics* 181: 491-512.
- Hughes, W.S. & R.C. Balling Jr. (1996): Urban influences on South African temperature trends. - *Int. J. Climatol.* 16: 935-940.
- Hulme, M. (1992): Rainfall changes in Africa: 1931-1960 to 1961-1990. - *Int. J. Climatol.* 12: 685-699.
- Hulme, M. (1996): Climate Change within the period of meteorological records. S. 88-102. - In: Adams, W.M., A.S. Goudie & A.R. Orme [Hrsg.] (1996): *The Physical Geography of Africa*. - Oxford University Press, Oxford, 429S.
- Hulme, M., R. Doherty, T. Ngara, M. New & D. Lister (2001): African climate change: 1900-2100. – *Clim. Res.* 17: 145-168.
- Hupfer, P. & M. Börngen (2004): Gibt es "Klimakatastrophen"? – *Nat.wiss. Rdsch.* 57: 233-240.
- Hupfer, P. & W. Kuttler [Hrsg.] (2006): *Witterung und Klima. Eine Einführung in die Meteorologie und Klimatologie*. – Teubner, Wiesbaden, 554S.
- Hurrell, J.W. & H. van Loon (1994): A modulation of the atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere. - *Tellus* 46A: 325-338.
- Hurrell, J.W. & H. van Loon (1998): A Decadal Change in the Annual Cycle over the Southern Hemisphere. S. 27-28. - In: *Proceed. Fifth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorol.* American Meteorol. Soc., Boston.
- Hurrell, J.W. & K. E. Trenberth (1999): Global Sea Surface Temperature Analyses: Multiple Problems and Their Implications for Climate Analysis, Modeling, and Reanalysis. - *BAMS* 80: 2661-2678.
- Hutchinson, M.F. (1995): Interpolating mean rainfall using thin plate smoothing splines. – *Int. J. Geographical Information Systems* 9: 385-403.
- Indeje, M., F.H.M Semazzi & L.J. Ogallo (2000): ENSO signals in East African rainfall seasons. - *Int. J. Climatol.* 20: 19-46.
- IPCC (2001): *Climate Change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC*. – Cambridge University Press, Cambridge, 881S.
- IPCC (2007): *Climate Change 2007. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. The Physical Science Basis*. – Cambridge University Press, Cambridge, 1009S.
- Jacobeit, J. (1989): Zirkulationsdynamische Analyse rezenter Konvektions- und Niederschlagsanomalien in den Tropen. - *Augsburger Geogr. Hefte* 9, Augsburg, 300S.
- Jacobeit, J. (1993): Regionale Unterschiede im atmosphärischen Zirkulationsgeschehen bei globalen Klimaveränderungen. - *Die Erde* 124: 63-77.

- Jacobeit, J. (1996): Rezente Klimadynamik im südlichen Afrika. - Zbl. für Geol. und Paläont. Teil I, Heft 7/8: 757-766.
- Jacobeit, J. (2007): Zusammenhänge und Wechselwirkungen im Klimasystem. S. 1-16 – In: Endlicher, W. & F.-W. Gerstengarbe (2007): Der Klimawandel – Einblicke, Rückblicke und Ausblicke. – Potsdam, 134S.
- Janicot, S., S. Trzaska & I. Pocard (2001): Summer Sahel-ENSO-teleconnection and decadal time scale SST variations. – *Clim. Dyn.* 18: 303-320.
- Johns, T.C., J.M. Gregory, W.J. Ingram, C.E. Johnson, A. Jones, J.A. Lowe, J.F.B. Mitchell, D.L. Roberts, D.M.H. Sexton, D.S. Stevenson, S.F.B. Tett & M.J. Woodage (2003): Anthropogenic climate change for 1860 to 2100 simulated with the HadCM3 model under updated emissions scenarios. – *Clim. Dyn.* 20: 583-612.
- Jones, J.M. & M. Widmann (2003): Instrument- and Tree-Ring-Based Estimates of the Antarctic Oscillation. – *J. Climate* 16: 3511-3524.
- Jones, J.M. & M. Widmann (2004): Early peak in Antarctic oscillation index. - *Nature* 432: 290-291.
- Jones, P.D. (2002): The Global Temperature Record. S. 82-98. - In: Munn, T. [Hrsg.] (2002): *Encyclopedia of Global Environmental Change. Vol 1.* - MacCracken, M.C. & J.S. Perry [Hrsg.]: *The Earth system: Physical and chemical dimensions of global environmental change.* - John Wiley & Sons, Chichester, 773S.
- Jones, P.D., M.J. Salinger & A.B. Mullan (1999): Extratropical circulation indices in the southern hemisphere based on station data. - *Int. J. Climatol.* 19: 1301-1317.
- Jones, P.D., A. Moberg, T.J. Osborn & K.R. Briffa (2003): Surface Climate Responses to explosive volcanic eruptions seen in long European temperature records and Mid-to-High latitude tree-ring density around the Northern Hemisphere. S. 239-254. - In: Robock, A. & C. Oppenheimer [Hrsg.] (2003): *Volcanism and the Earth's Atmosphere.* – *Geophys. Monogr.* 139, AGU, Washington, DC, 360S.
- Jones, P.D. & M.E. Mann (2004): Climate over past millennia. - *Rev. Geophys.* 42, No. 2, RG2002 doi:10.1029/2003RG000143.
- Jouzel, J., R. Vaikmae, J.R. Petit, M. Martin, Y. Duclos, M. Stievenard, C. Lorius, M. Toots, M.A. Melieres, L.H. Burckle, N.I. Barkov & V.M. Kotlyakov (1995): The two-step shape and timing of the last deglaciation in Antarctica. – *Clim. Dyn.* 11: 151-161.
- Jürgens, U. & J. Bähr (2002): *Das südliche Afrika.* - Perthes Länderprofile, Klett-Perthes, Gotha, Stuttgart, 376S.
- Jury, M. (1996): Regional teleconnection patterns associated with summer rainfall over South Africa, Namibia and Zimbabwe. - *Int. J. Climatol.* 16: 135-153.
- Jury, M.R. (2006): Tropical South-East Atlantic response to ENSO as an ecosystem indicator for the southern Benguela. – *African J. of Marine Science* 28: 41-50.
- Jury, M. & B.M.R. Pathack (1993): Composite climatic patterns associated with extreme modes of summer rainfall over Southern Africa: 1975-1984. - *Theor. Appl. Climatol.* 47: 137-145.
- Jury, M.R. & J.-L. Mélice (2000): Analysis of Durban rainfall and Nile river flow 1871-1999. - *Theor. Appl. Climatol.* 67: 161-169.
- Jury, M.R., C. McQueen & K. Levey (1994): SOI and QBO Signals in the African Region. - *Theor. Appl. Climatol.* 50: 103-115.
- Jury, M., D.B. Enfield & J.-L. Mélice (2002): Tropical monsoons around Africa: Stability of El Niño-Southern Oscillation associations and links with continental climate. - *JGR* 107 NO. C10, 3151, doi:10.1029/2000JC000507.
- Jury, M., H. Rautenbach, M. Tadross & A. Philipp (2007): Evaluating spatial scales of climate variability in sub-Saharan Africa. - *Theor. Appl. Climatol.* 88: 169–177.

- Kaplan, A., M. Cane, Y. Kushnir, A. Clement, M. Blumenthal & B. Rajagopalan (1998): Analyses of global sea surface temperature 1856-1991. - *JGR* 103: 18567-18589.
- Karoly, D.J., P. Hope & P.D. Jones (1996): Decadal variations of the Southern Hemisphere circulation. - *Int. J. Climatol.* 16: 723-738.
- Kaser, G., D.R. Hardy, T. Mölg & R.S. Bradley (2004): Modern glacier retreat on Kilimanjaro as evidence of climate change: Observations and facts. - *Int. J. Climatol.* 24: 329-339.
- Kastanja, M.M., B. Diekmann & R. Henrich (2006): Controls on carbonate and terrigenous deposition in the incipient Benguela upwelling system during the middle to the late Miocene (ODP Sites 1085 and 1087). – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 241: 515-530.
- Kawamura, R. (1994): A rotated EOF analysis of global sea surface temperature variability with interannual and interdecadal scales. – *J. of Phys. Oceanogr.* 24: 707-715.
- Kelso, C. & C. Vogel (2007): The climate of Namaqualand in the nineteenth century. – *Clim. Change* 83: 357–380.
- Kernthaler, S., R. Toumi & J. Haigh (1999): Some doubts concerning a link between cosmic ray fluxes and global cloudiness. - *GRL* 26: 863–866.
- Kirchner, I., G.L. Stenchikov, H.-F. Graf, A. Robock & J.C. Antuna (1999): Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. - *JGR* 104: 19,039-19,055.
- Klopper, E., W.E. Landman & J. Van Heerden (1998): The predictability of seasonal maximum temperature on South Africa. - *Int. J. Climatol.* 18: 741-758.
- Knight, J.R., C.K. Folland & A.A. Scaife (2006): Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. – *GRL* 33, L17706, doi:10.1029/2006GL026242.
- Kodera, K., K. Coughlin & O. Arakawa (2007): Possible modulation of the connection between the Pacific and Indian Ocean variability by the solar cycle. - *GRL* 34, L03710, doi:10.1029/2006GL027827.
- Kondratyev, K.Y. & G.A. Nikolsky (1970): Solar radiation and solar activity. - *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 96: 509-522.
- Kondratyev, K.Y. & I. Galindo (1997): Volcanic activity and climate. - A. Deepak Publ. Hampton, Virginia, 382S.
- Köppen, W. (1914): Lufttemperaturen, Sonnenflecken und Vulkanausbrüche. – *Meteorol. Z.* 31: 305-328.
- Kraus, H. (2004): Die Atmosphäre der Erde. Eine Einführung in die Meteorologie. – 3. Aufl., Springer, Berlin, Heidelberg, 422S.
- Kristjánsson, J.E. & J. Kristiansen (2000): Is there a cosmic ray signal in recent variations in global cloudiness and cloud radiative forcing? - *JGR* 105: 11,851-11,863.
- Kristjánsson, J.E., A. Staple, J. Kristiansen & E. Kaas (2002): A new look at possible connections between solar activity, clouds and climate. - *GRL* 29, doi:10,1029/2002Glo15646.
- Kristjánsson, J.E., J. Kristiansen & E. Kaas (2003): Solar Activity, Cosmic Rays, Clouds and Climate - An Update. - *Advances in Space Res.* 34: 407-415.
- Kromer, B., M. Friedrich & M. Spurk (2001): Natürliche Klimavariationen im Spätglazial und Holozän im Spiegel von Baumringserien. - *Nova Acta Leopoldina NF* 88, 331: 151-159.
- Kruger, A.C. (1999): The influence of the decadal-scale variability of summer rainfall on the impact of El Niño and La Niña events in South Africa. - *Int. J. Climatol.* 19: 59-68.
- Kruger, A.C. (2006): Observed trends in daily precipitation indices in South Africa: 1910-2004. - *Int. J. Climatol.* 26: 2275–2285.
- Kuhnert, H., J. Pätzold, K.-H. Wyrwoll & G. Wefer (2000): Monitoring climate variability over the past 116 years in coral oxygen isotopes from Ningaloo Reef, Western Australia. - *Int. J. Earth Sciences* 88: 725-732.
- Kushner, P.J., I.M. Held & T.L. Delworth (2001): Southern Hemisphere atmospheric circulation response to global warming. - *J. Climate* 14: 2238-2249.

- Labitzke, K. (1999): Die Stratosphäre. Phänomene, Geschichte, Relevanz. - Springer, Berlin, 177S.
- Labitzke, K. (2001): The global signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere: Differences between solar maxima and minima. – Meteorol. Z. 10: 83-90.
- Labitzke, K. (2003): The global signal of the 11-year sunspot cycle in the atmosphere: When do we need the QBO? – Meteorol. Z. 12: 209-216.
- Labitzke, K. (2004): On the signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere over the Antarctic and its modulation by the QBO. – Meteorol. Z. 13: 263-270.
- Labitzke, K. (2005): On the solar cycle-QBO relationship: a summary. - JASTP 67: 45-54.
- Labitzke, K. & H. van Loon (1989): The Southern Oscillation. Part IX: the influence of volcanic eruptions on the Southern Oscillation in the stratosphere. - J. Climate 2: 1223 - 1226.
- Labitzke, K. & H. van Loon (1997): Total ozone and the 11-yr sunspot cycle. – JASTP 59: 9-19.
- Lamb, L.L. (1970): Volcanic Dust in the Atmosphere, with a chronology and assessment of its meteorological significance. - Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 266: 425-533.
- Lamb, P.J., R.A. Pappler & S. Hastenrath (1986): Interannual variability in the tropical Atlantic. - Nature 322: 238-240.
- Lancaster, N. (2002): How dry was dry? Late Pleistocene palaeoclimates in the Namib Desert. - Quaternary Science Rev. 21: 769–782.
- Landman, W.A. & S.J. Mason (1999a): Operational long-lead prediction of South African rainfall using canonical correlation analysis. - Int. J. Climatol. 19: 1073-1090.
- Landman, W.A. & S.J. Mason (1999b): Change in the association between Indian Ocean Sea-Surface Temperatures and summer rainfall over South Africa and Namibia. - Int. J. Climatol. 19: 1477-1492.
- Lang, K.R. (1996): Die Sonne, Stern unserer Erde. - Springer, Berlin, Heidelberg, 282S.
- Langematz, U., A. Claussnitzer, K. Matthes & M. Kunze (2005): The climate during the Maunder Minimum: a simulation with the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM). - JASTP 67: 55-69.
- Lassen, K. & E. Friis-Christensen (1995): Variability of the solar cycle length during the past five centuries and the apparent association with terrestrial climate. - J. Atmospheric and Terrestrial Physics 57: 835-845.
- Lassen, K. & E. Friis-Christensen (2000): Reply to the article "Solar cycle lengths and climate: a reference revisited", by P. Laut and J. Gundermann. - JGR 105: 27493-27495.
- Latif, M. (2003): Simulation und Vorhersage von ENSO-Extremen. - Promet 29, Nr. 1- 4: 72-79.
- Latif, M., A. Groetzner & H. Frey (1996): El Hermanito: El Niño's overlooked little brother in the Atlantic. - MPI für Meteorologie, Report No. 196, 14S.
- Latif, M. & A. Groetzner (2000): The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. – Clim. Dyn. 16: 213-218.
- Lau, K.-M. & H. Weng (1995): Climate Signal Detection Using Wavelet Transform: How to make a time series sing. – BAMS 76: 2391-2402.
- Lau, K.-M & H. Weng (1999): Interannual, Decadal-Interdecadal, and Global Warming Signals in Sea Surface Temperature during 1955-97. – J. Climate 12: 1257-1267.
- Lauer, W. & J. Bendix (2006): Klimatologie. - 2. Aufl., Westermann, Braunschweig, 352S.
- Laut, P. & J. Gundermann (1998): Solar cycle length hypothesis appears to support the IPCC on global warming. – JASTP 60: 1719-1728.
- Laut, P. (2003): Solar activity and terrestrial climate: an analysis of some purported correlations. - JASTP 65: 801-812.
- Lean, J. (2000a): Short term, direct indices of solar variability. - Space Science Rev. 94: 39-51.
- Lean, J. (2000b): Evolution of the Sun's Spectral Irradiance Since the Maunder Minimum. - GRL 27: 2425-2428.
- Lean, J. & D. Rind (1998): Climate Forcing by changing solar radiation. - J. Climate 11: 3069-3094.

- Lean, J., A. Skumanich & O. White (1992): Estimating the sun's radiative output during the Maunder Minimum. - *GRL* 19: 1591-1594.
- Lean, J., J. Beer & R. Bradley (1995): Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. - *GRL* 22: 3195-3198.
- Lean, J., Y.-M. Wang & N.R. Sheeley Jr. (2002): The effect of increasing solar activity on the Sun's total and open magnetic flux during multiple cycles: Implications for solar forcing of climate. - *GRL* 29, 2224, doi:10.1029/2002GL015880.
- Lee-Thorp, J.A., K. Holmgren, S.E. Lauritzen, H. Linge, A. Moberg, T.C. Partridge, C. Stevenson & P. Tyson (2001): Rapid shifts in the Southern African interior throughout the mid to late Holocene. - *GRL* 28: 4507-4510.
- Leroux, M. (2001): *The Meteorology and Climate of Tropical Africa*. - Springer, London, Berlin, 548S.
- Libiseller, C. & A. Grimvall (2002): Performance of partial Mann-Kendall tests for trend detection on the presence of covariates. - *Environmetrics* 13: 71-84.
- Lindau, R. (2001): *Climate Atlas of the Atlantic Ocean*. - Springer, Berlin, Heidelberg, 514S.
- Lindesay, J.A. (1988): South African rainfall, the Southern Oscillation and a Southern Hemisphere Semi-Annual Cycle. - *J. of Climatology* 8: 17-30.
- Lindesay, J. (1998a): Present climates of Southern Africa. S. 5-62. - In: Hobbs, J.E., J.A. Lindesay & H.A. Bridgman [Hrsg.] (1998): *Climates of the Southern Continents. Present, Past and Future*. - John Wiley & Sons, Chichester, New York, 297S.
- Lindesay, J. (1998b): Past climates of Southern Africa. S. 161-206. - In: Hobbs, J.E., J.A. Lindesay & H.A. Bridgman [Hrsg.] (1998): *Climates of the Southern Continents. Present, Past and Future*. - John Wiley & Sons, Chichester, New York, 297S.
- Liu, N., H.-X. Chen & L.-G. Lü (2007): Teleconnection of IOD signal in the upper troposphere over Southern High Latitudes. - *J. of Oceanography* 63: 155-157.
- Livezey, R.E. & T.M. Smith (1999): Covariability of Aspects of North American Climate with Global Sea Surface Temperatures on Interannual to Interdecadal Timescales. - *J. Climate* 12: 289-302.
- Lockwood, M., R. Stamper & M.N. Wild (1999): A doubling of the Sun's coronal magnetic field during the past 100 years. - *Nature* 399: 437-439.
- Lockwood, M. & R. Stamper (1999): Long-term drift of the coronal source magnetic flux and the total solar irradiance. - *GRL* 26: 2461-2464.
- Lorbacher, K., D. Dommenges, P.P. Niiler & A. Köhl (2006): Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. - *JGR*, VOL. 111, C07010, doi:10.1029/2003JC002157.
- Mann, M.E. & J. Park (1993): Spatial correlations of interdecadal variation in global surface temperatures. - *GRL* 20: 1055-1058.
- Mann, M.E. & J. Park (1994): Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales. - *JGR* 99: 25819-25833.
- Mann, M.E., R.S. Bradley & M.K. Hughes (1998): Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. - *Nature* 392: 779-787.
- Mantua, N.J. & S.R. Hare (2002): The Pacific Decadal Oscillation. - *J. Oceanography* 58: 35-44.
- Mao, J. & A. Robock (1998): Surface Air temperature simulations by AMIP General Circulation Models: Volcanic and ENSO Signals and systematic errors. - *J. Climate* 11: 1538-1552.
- Marsh, N. & H. Svensmark (2000): Cosmic Rays, Clouds, and Climate. - *Space Science Rev.* 94: 215-230.
- Marsh, N. & H. Svensmark (2003): Solar Influences on Earth's Climate. - *Space Science Rev.* 107: 317-325.
- Marshall, G.J. (2003): Trends in the Southern Annular Mode from observations and reanalyses. - *J. Climate* 16: 4134-4143.

- Mason, S.J. (1995): Sea-surface temperature - South African rainfall associations, 1910-1989. - *Int. J. Climatol.* 15: 119-135.
- Mason, S.J. (1996): Climate change over the Lowveld of South Africa. – *Clim. Change* 32: 35-54.
- Mason, S.J. (1998): Seasonal forecasting of South African rainfall using a non-linear discriminant analysis model. – *Int. J. Climatol.* 18: 147–164.
- Mason, S.J. (2001): El Niño, climate change, and Southern African climate. - *Environmetrics* 12: 327-345.
- Mason, S.J. & M.R. Jury (1997): Climatic variability and change over southern Africa: a reflection on underlying processes. - *Progr. Phys. Geogr.* 21: 23-50.
- Mason, S.J. & P.D. Tyson (2000): The occurrence and predictability of droughts over Southern Africa. S. 113-134. - In: D.A. Wilhite [Hrsg.] (2000): *Drought. A global Assessment. Vol 1.* - Routledge, London, New York, 396S.
- Matthes, K. (2003): Der Einfluss des 11-jährigen Sonnenfleckenzyklus und der QBO auf die Atmosphäre - eine Modellstudie. – Dissertation im Fachbereich Geowiss. der FU Berlin, 250S.
- Mayaud, P.N. (1973): A hundred year series of geomagnetic data, 1868-1967, indices aa, storm sudden commencements. - *IGA Bull.*, 33, *Int. Union of Geod. and Geophys.*, Paris, 252S.
- McGregor, G.R. & S. Nieuwolt (1998): *Tropical Climatology. An Introduction to the Climates of the Low Latitudes.* - 2. Aufl., John Wiley & Sons, Chichester, New York, 339S.
- Meehl, G.A., R. Lukas, G.N. Kiladis, K.M. Weickmann, A.J. Matthews & M. Wheeler (2001): A conceptual framework for time and space scale interactions in the climate system. – *Clim. Dyn.* 17: 753-775.
- Meehl, G.A., W.M. Washington, T.M.L. Wigley, J.M. Arblaster & A. Dai (2003): Solar and Greenhouse Gas Forcing and Climate Response in the Twentieth Century. - *J. Climate* 16: 426-444.
- Mehta, V.M. & T. Delworth (1995): Decadal variability of the tropical Atlantic ocean surface temperature in Shipboard measurements and in a global ocean-atmosphere model. - *J. Climate* 8: 172-190.
- Mélice, J.-L. & J. Servain (2003): The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationships with the SOI, NAO and Southern Ocean. – *Clim. Dyn.* 20: 447-464.
- Meneghini, B., I. Simmonds & I.N. Smith (2007): Association between Australian rainfall and the Southern Annular Mode. – *Int. J. Climatol.* 27: 109-121.
- Mestas-Nuñez, A.M. (2000): Orthogonality Properties of Rotated Empirical Modes. - *Int. J. Climatol.* 20: 1509-1516.
- Mestas-Nuñez A.M. & D.B. Enfield (1999): Rotated global modes of non-ENSO sea surface temperature variability. - *J. Climate* 12: 2734-2746.
- Miller, J.C. (1982): The significance of droughts, disease and famine in the agriculturally marginal zones of West-Central Africa. – *J. of African History* 23: 17-61.
- Miller, A.J., D.R. Cayan, T.P. Barnett, N.E. Graham & J.M. Oberhuber (1994): The 1976-77 Climate Shift of the Pacific Ocean. – *Oceanography* 7: 21-26.
- Misra, V. (2003): The Influence of Pacific SST Variability on the Precipitation over Southern Africa. – *J. Climate* 16: 2408-2418.
- Mitchell, T.D., T.R. Carter, P.D. Jones, M. Hulme & M. New (2004): A comprehensive set of high-resolution grids of monthly climate for Europe and the globe: the observed record (1901-2000) and 16 scenarios (2001-2100). - Tyndall Centre Working Paper 55. Tyndall Centre for Climate Change Research, 30S.
- Mitchell, T.D. & P.D. Jones (2005): An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. – *Int. J. Climatol.* 25: 693-712.
- Mölg, T., C. Georges & G. Kaser (2003a): The contribution of increased incoming shortwave radiation to the retreat of the Rwenzori glaciers, East Africa, during the 20th century. - *Int. J. Climatol.* 23: 291-303.

- Mölg, T., D.R. Hardy & G. Kaser (2003b): Solar-radiation-maintained glacier recession on Kilimanjaro drawn from combined ice-radiation geometry modeling. - *JGR* 108, No. D23, 4731, doi:10.1029/2003JD003546.
- Mölg, T., M. Renold, M. Vuille, N.J. Cullen, T.F. Stocker & G. Kaser (2006): Indian Ocean zonal mode activity in a multicentury integration of a coupled AOGCM consistent with climate proxy data. - *GRL* 33, L18710, doi:10.1029/2006GL026384.
- Moron V., S. Bigot & P. Roucou (1995): Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951-1990). – *Int. J. Climatol.* 15: 1297-1322.
- Moron, V., R. Vautard & M. Ghil (1998): Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea-surface temperatures. – *Clim. Dyn.* 14: 545-569.
- Mühlenbruch-Tegen, A. (1992): Long-term surface temperature variations in South Africa. – *S. Afr. J. Sci.* 88: 197-205.
- Mulenga, H.M., M. Rouault & C.J.C. Reason (2003): Dry summers over northeastern South Africa and associated circulation anomalies. – *Clim. Res.* 25: 29-41.
- Mursula, K. & T. Ulich (1998): A new method to determine the solar cycle length. - *GRL* 25: 1837-1840.
- Mursula, K., I.G. Usoskin & G.A. Kovaltsov (2003): Reconstructing the long-term cosmic ray intensity: Linear relations do not work. - *Annales Geophys.* 21: 863-867.
- Nash, D.J. & G.H. Enfield (2002): A 19th Century Climate Chronology for the Kalahari region of central southern Africa derived from missionary correspondence. - *Int. J. Climatol.* 22: 821-841.
- Nash, D.J., M.E. Meadows & V.L. Gulliver (2006): Holocene environmental change in the Okavango Panhandle, Botswana. - *Quaternary Science Rev.* 25: 1302-1322.
- Naveau, P., C.A. Ammann, H.-S. Oh & W. Guo (2003): An automatic statistical methodology to extract pulse-like forcing factors in climatic time series: application to volcanic events. S. 177-186. - In: Robock, A. & C. Oppenheimer [Hrsg.] (2003): *Volcanism and the Earth's Atmosphere*. - Geophysical Monograph 139, AGU, Washington, DC, 360S.
- New, M.G., M. Hulme & P.D. Jones (1999): Representing twentieth-century space-time climate variability. I: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. - *J. Climate* 12: 829-856.
- New, M.G., M. Hulme & P.D. Jones (2000): Representing twentieth-century space-time climate variability. II: Development of 1901-96 monthly grids of terrestrial surface climate. - *J. Climate* 13: 2217-2238.
- New, M.G., M. Todd, M. Hulme & P. Jones (2001): *Precipitation Measurements and Trends in the Twentieth Century*. - *Int. J. Climatol.* 21: 1899-1922.
- Nicholls, N. (1987): The use of canonical correlation to study teleconnections. - *Mon. Wea. Rev.* 115: 393-399.
- Nicholls, N. (2001): The Insignificance of Significance Testing. – *BAMS* 81: 981-986.
- Nicholson, S.E. (1989): Long-Term Changes in African Rainfall. - *Weather* 44: 46-56.
- Nicholson, S.E. (1993): An overview of African Rainfall fluctuations of the last decade. - *J. Climate* 6: 1463-1466.
- Nicholson, S.E. (1996a): A Review of Climate Dynamics and Climate Variability in Eastern Africa. S. 25-56. - In: Johnson, T.C. & E.O. Odada [Hrsg.] (1996): *The Limnology, Climatology and Palaeoclimatology of the East African Lakes*. - Gordon and Breach Publishers, Amsterdam, 664S.
- Nicholson, S.E. (1996b): Environmental Change within the historical period. S. 60-87. - In: Adams, W.M., A.S. Goudie & A.R. Orme [Hrsg.] (1996): *The Physical Geography of Africa*. - Oxford University Press, Oxford, 429S.
- Nicholson, S.E. (1997): An analysis of the ENSO signal in the tropical Atlantic and western Indian Ocean. - *Int. J. Climatol.* 17: 345-375.
- Nicholson, S.E. (1999): Historical and Modern Fluctuations of Lakes Tanganyika and Rukwa and their Relationship to Rainfall Variability. – *Clim. Change* 41: 53-71.

- Nicholson, S.E. (2000): The nature of rainfall variability over Africa on time scales of decades to millenia. - *Global and Planetary Change* 26: 137-158.
- Nicholson, S.E. (2001a): Climatic and Environmental change in Africa during the last two centuries. - *Clim. Res.* 17: 123-144.
- Nicholson, S.E. (2001b): A semi-quantitative, regional precipitation data set for studying African climates of the nineteenth century, part I: Overview of the data set. - *Clim. Change* 50: 317-353.
- Nicholson, S.E. (2003): Comments on "The South Indian Convergence Zone and Interannual Rainfall Variability over Southern Africa" and the Question of ENSO's Influence on Southern Africa. - *J. Climate* 16: 555-562.
- Nicholson, S.E. & D. Entekhabi (1987): Rainfall Variability in Equatorial and Southern Africa: Relationships with Sea Surface Temperatures along the Southwestern Coast of Africa. - *J. of Clim. and Appl. Meteorol.* 26: 561-578.
- Nicholson, S.E. & J. Kim (1997): The relationship of the El Niño-Southern Oscillation to African Rainfall. - *Int. J. Climatol.* 17: 117-135.
- Nicholson, S.E. & J.C. Selato (2000): The Influence of La Niña on African Rainfall. - *Int. J. Climatol.* 20: 1761-1776.
- Nicholson, S.E., J. Kim & J. Hoopingarner (1988): Atlas of African Rainfall and its interannual variability. - *Dep. of Meteorol. - The Florida State University, Tallahassee, 237S.*
- Nicholson, S.E., B. Some & B. Kone (2000): An Analysis of Recent Rainfall Conditions in West Africa, Including the Rainy Seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña Years. - *J. Climate* 13: 2628-2640.
- Nicholson, S.E., D. Leposo & J. Grist (2001): The Relationship between El Niño and Drought over Botswana. - *J. Climate* 14: 323-335.
- Österle, H., F.-W. Gerstengarbe & P.C. Werner (2003): Homogenisierung und Aktualisierung des Klimadatensatzes der Climate Research Unit der Universität of East Anglia, Norwich.- *Terra Nostra* 2003/6: 326-329.
- Ogallo, L.J. (1988): Relationships between seasonal rainfall in East Africa and the Southern Oscillation. - *J. of Climatology* 8: 31-43.
- Paesler, M. (1983): Homogenisierung. - *Promet* 13: 3-7.
- Paeth, H. & P. Friederichs (2004): Seasonality and time scales in the relationship between global SST and African rainfall. - *Clim. Dyn.* 23: 815-837.
- Palastanga, V., C.S. Vera & A.R. Piola (2002): On the leading modes of sea surface temperature variability on the South Atlantic Ocean. - *CLIVAR Exchanges* 7: 12-16.
- Pap, J.M. & P. Fox [Hrsg.] (2004): *Solar Variability and Its Effects on Climate.* - *Geophysical Monograph* 141, Washington DC, 366S.
- Pap, J., J.P. Rozelot, S. Godier & F. Varadi (2001): On the relation between total irradiance and radius variations. - *Astronomy and Astrophysics* 372: 1005-1018.
- Pap, J., C. Fröhlich, J. Kuhn, S. Sofia & R. Ulrich (2002): A discussion of recent evidence for solar irradiance variability and climate. - *Adv. Space Res.* 29: 1417-1426.
- Parker, D.E., M. Jackson & E.B. Horton (1995): The GISST2.2 sea surface temperature and sea ice climatology. - *Climate Research Technical Note* 63, Hadley Centre.
- Partridge, T.C., L. Scott & J.E. Hamilton (1999): Synthetic reconstructions of southern African environments during the Last Glacial Maximum (21-18 kyr) and the Holocene Altithermal (8-6 kyr). - *Quaternary Int.* 57/58: 207-214.
- Patz, J.A., M. Hulme, C. Rosenzweig, T.D. Mitchell, R.A. Goldberg, A.K. Githeko, S. Lele, A.J. McMichael & D. Le Sueur (2002): Regional warming and malaria resurgence. - *Nature* 420: 628-629.
- Peterson, T.C. & J.F. Griffiths (1996): Colonial era archive data project. - *Earth System Monitor* 6: 8-9, 16.

- Peterson, T.C. & R.S. Vose (1997): An Overview of the Global Historical Climatology Network Temperature Database. - *BAMS* 78: 2837-2849.
- Peterson, T.C., R. Vose, R. Schmoyer & V. Razuvaev (1998a): Global Historical Climatology Network (GHCN) quality control of monthly temperature data. - *Int. J. Climatol.* 18: 1169-1179.
- Peterson, T.C., D.R. Easterling, T.R. Karl, P. Groisman, N. Nicholls, N. Plummer, S. Torok, I. Auer, R. Boehm, D. Gullett, L. Vincent, R. Heino, H. Tuomenvirta, O. Mestre, T. Szentimrey, J. Salinger, E.J. Førland, I. Hanssen-Bauer, H. Alexandersson, P. Jones & D. Parker (1998b): Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: A review. - *Int. J. Climatol.* 18: 1493-1517.
- Philipp, A. (2004): Zirkulationsdynamische Telekonnektivität des Sommerniederschlags im südhemisphärischen Afrika. – Diss., Fakultät für Geowiss., Univ. Würzburg, 400S.
- Philipp, A., P.M. Della-Marta, J. Jacobeit, D.R. Fereday, P.D. Jones, A. Moberg & H. Wanner (2007): Long term variability of daily North Atlantic–European pressure patterns since 1850 classified by simulated annealing clustering. – *J. Climate* 20: 4065–4095.
- Piccarreta, M., D. Capolongo & F. Boenzi (2004): Trend Analysis of Precipitation and drought in Basilicata from 1923 to 2000 within a southern Italy context. - *Int. J. Climatol.* 24: 907-922.
- Pittock, A.B. (1980): Patterns of Climatic Variation in Argentina and Chile - I. Precipitation, 1931-60. - *Mon. Wea. Rev.* 108: 1347-1361.
- Pittock, A.B. (1984): On the reality, stability, and usefulness of southern hemisphere teleconnections. - *Austr. Met. Mag.* 32: 75-82.
- Preisendorfer, R.W. (1988): Principal component analysis in meteorology and oceanography. - Elsevier, New York, 426S.
- Preston-Whyte R.A. & P.D. Tyson (1993): The Atmosphere and Weather of Southern Africa. - 2. Aufl. Oxford University Press, Cape Town, 374S.
- Prohom, M.J., P. Esteban, J. Martin-Vide & P.D. Jones (2003): Surface Atmospheric Circulation over Europe following major tropical volcanic eruptions, 1780-1995. S. 273-281. - In: Robock, A. & C. Oppenheimer [Hrsg.] (2003): *Volcanism and the Earth's Atmosphere*. - Geophysical Monograph 139, AGU, Washington DC, 360S.
- Rahmstorf, S., D. Archer, D.S. Ebel, O. Eugster, J. Jouzel, D. Maraun, U. Neu, G.A. Schmidt, J. Severinghaus, A.J. Weaver & J. Zachos (2004): Cosmic Rays, Carbon Dioxide and Climate. – *EOS* 85: 38-41.
- Rao, C.R. (1973): Linear statistical inference and its applications. - Wiley series in probability and mathematical statistics. Wiley & Sons, Inc., New York, 625S.
- Rapp, J. (1997): Regionale und jahreszeitliche Trendanalyse des Niederschlages und der Lufttemperatur in Deutschland. - *PGM* 141: 99-107.
- Rapp, J. (2000): Konzeption, Problematik und Ergebnisse klimatologischer Trendanalysen für Europa und Deutschland. - *Berichte des Deutschen Wetterdienstes* 212, Offenbach am Main, 145S.
- Rathmann, J. (2008): Kausalität in der Systemtheorie: ein Problemaufriss. S. 55-71. – In: Egner, H., B. Ratter & R. Dikau [Hrsg.] (2008): *Umwelt als System – System als Umwelt? Systemtheorien auf dem Prüfstand*, oekom Verlag.
- Rathmann, J. & J. Jacobeit (2003a): SST Variability and External Forcing of Recent Climate Changes in Southern Africa. - *Terra Nostra*, 2003/6: 355-359.
- Rathmann, J. & J. Jacobeit (2003b): Klima- und Zirkulationsveränderungen im südlichen Afrika in den letzten 100 Jahren. – *Zbl. für Geol. und Paläont. Teil I*, 1/2: 53-67.
- Rathmann, J. & J. Jacobeit (2003c): SST variability and external forcing of recent climate changes in southern Africa. - *Proceed. 7th Int. Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography* Wellington: 63-64.
- Rathmann, J. & J. Jacobeit (2007): Solare Signale im Klima des südhemisphärischen Afrika zwischen 1901 und 2003. - *Zbl. für Geol. und Paläont. Teil 1* (im Druck).

- Rathmann, J. & J. Jacobeit (2009): Solar signals in southern hemisphere African climate since 1901. – *Advanced Science Letters* 2: 1-9.
- Rayner, N.A., D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent & A. Kaplan (2003): Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. - *JGR* 108, No. D14 ,4407 doi:10.1029/2002JD002670.
- Rayner, N.A., P. Brohan, D.E. Parker, C.K. Folland, J.J. Kennedy, M. Vanicek, T. Ansell & S.F.B. Tett (2006): Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured *in situ* since the midnineteenth century: the HadSST2, data set. – *J. Climate* 19: 446-469.
- Reason, C.J.C. (2000): Multidecadal climate variability in the subtropics/mid-latitudes of the Southern Hemisphere oceans. - *Tellus* 52A: 203-223.
- Reason, C.J.C. (2001): Evidence for the influence of the Agulhas Current on regional atmospheric circulation patterns. - *J. Climate* 14: 2769-2778.
- Reason, C.J.C. (2002): Sensitivity of the Southern African circulation to dipole sea-surface temperature patterns in the south Indian Ocean. - *Int. J. Climatol.* 22: 377-393.
- Reason, C.J.C. & H. Mulenga (1999): Relationship between the South African rainfall and SST anomalies in the southwest Indian Ocean. - *Int. J. Climatol.* 19: 1651-1673.
- Reason, C.J.C. & M. Rouault (2002): ENSO-like decadal variability and South African rainfall. - *GRL* 29, doi:10.1029/2002GL014663.
- Reason, C.J.C. & D. Jagadheesha (2005): Relationships between South Atlantic SST variability and atmospheric circulation over the South African region during austral winter. – *J. Climate* 18: 3059-3075.
- Reason, C.J.C. & M. Rouault (2005): Links between the Antarctic Oscillation and winter rainfall over western South Africa. - *GRL* 32, L07705, doi:10.1029/2005GL022419.
- Reason, C.J.C., R.J. Allan, J.A. Lindesay & T.J. Ansell (2000): ENSO and climatic signals across the Indian Ocean basin in the global context: Part I, Interannual composite patterns. - *Int. J. Climatol.* 20: 1285-1327.
- Reason, C.J.C., S. Hachigonta & F. Phaladi (2005): Interannual variability in rainy season characteristics over the Limpopo region of Southern Africa. – *Int. J. Climatol.* 25: 1835-1853.
- Reason, C.J.C., W. Landman & W. Tennant (2006): Seasonal to Decadal Prediction of Southern African Climate and its links with variability of the Atlantic Ocean. – *BAMS*: 941-955.
- Reid, G.C. (1991): Solar irradiance variations and the global sea surface temperature records. - *JGR* 96: 2835-2844.
- Reid, G.C. (1997): Solar Forcing of Global Climate Change since the Mid-17th Century. – *Clim. Change* 37: 391-405.
- Reid, G.C. (2000): Solar Variability and the Earth`s Climate: Introduction and Overview. - *Space Science Rev.* 94: 1-11.
- Reynolds, R.W. & T.M. Smith (1994): Improved Global Sea Surface Temperature Analysis Using Optimum Interpolation. - *J. Climate* 7: 929-948.
- Ribes, E., J.C. Ribes & R. Bartholot (1987): Evidence for a larger Sun with a slower rotation during the seventeenth century. – *Nature* 326: 52-55.
- Richard, Y., S. Trzaska, P. Roucou & M. Rouault (2000): Modification of the southern African rainfall variability / ENSO relationship since the late 1960s. – *Clim. Dyn.* 16: 883-895.
- Richard, Y., N. Fauchereau, I. Pocard, M. Rouault & S. Trzaska (2001): 20th century droughts in southern Africa: spatial and temporal variability, teleconnections with oceanic and atmospheric conditions. - *Int. J. Climatol.* 21: 873-885.
- Richman, M.B. (1986): Rotation of principal components. - *J. Climatology* 6: 293-335.
- Rind, D., J. Lean & R. Healy (1999): Simulated time-dependent climate response to solar radiative forcing since 1600. - *JGR* 104: 1973-1990.

- Rind, D. (2002): The Sun's role in climate variations. - *Science* 296: 673-677.
- Rind, D., D. Shindell, J. Perlwitz, J. Lerner, P. Lonergan & J. Lean (2004): The relative importance of solar and anthropogenic forcing of climate change between the Maunder Minimum and the Present. - *J. Climate* 17: 906-929.
- Robertson, A., J. Overpeck, D. Rind, E. Mosley-Thompson, G. Zielinski, J. Lean, D. Koch, J. Penner, I. Tegen & R. Healy (2001): Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years. - *JGR* 106: 14783-14803.
- Robock, A. & M.P. Free (1995): Ice cores as an index of global volcanism from 1850 to the present. - *JGR* 100: 11549-11567.
- Robock, A. & J. Mao (1995): The Volcanic Signal in Surface Temperature Observations. - *J. Climate* 8: 1086-1103.
- Robock, A. (2000): Volcanic Eruptions and Climate. - *Rev. of Geophysics* 38: 191-219.
- Robock, A. & C. Oppenheimer [Hrsg.] (2003): Volcanism and the Earth's Atmosphere. - AGU Geophysical Monograph 139, Washington DC, 360S.
- Robock, A. (2004): Climatic Impact of Volcanic Emissions. S. 125-134. - In: Sparks, S. & C. Hawkesworth [Hrsg.] (2004): State of the Planet. - AGU Geophysical Monograph 150, Washington DC, 414S.
- Rocha, A. & I. Simmonds (1997a): Interannual variability of south-eastern African summer rainfall. Part I: Relationships with air-sea interaction processes. - *Int. J. Climatol.* 17: 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: 267-290.
- Roedel, W. (2000): Physik unserer Umwelt: Die Atmosphäre. – 3. Aufl., Springer, Berlin, Heidelberg, 498S.
- Rouault, M., P. Florenchie, N. Fauchereau & C.J.C. Reason (2003): South East tropical Atlantic warm events and southern African rainfall. - *GRL* 30, No. 5, 8009, doi:10.1029/2002GL014840.
- Rouault, M. & Y. Richard (2003): Intensity and spatial extension of drought in South Africa at different time scales. - *Water SA* 29: 489-500.
- Rozelot, J.P. (2001): Possible links between the solar radius variations and the Earth's climate evolution over the past four centuries. - *JASTP* 63: 375-386.
- Ruddiman, W. (2003): The Anthropogenic Greenhouse Era Began Thousands of years ago. – *Clim. Change* 61: 261-293.
- Ruiz-Barradas, A., J.A. Carton & S. Nigam (2000): Structure of Interannual-to-Decadal Climate Variability in the Tropical Atlantic Sector. - *J. Climate* 13: 3285-3297.
- Runge, J. (2001): Landschaftsgenese und Paläoklima in Zentralafrika. Physiogeographische Untersuchungen zur Landschaftsentwicklung und klimagesteuerten quartären Vegetations- und Geomorphodynamik in Kongo / Zaire (Kivu, Kasai, Oberkongo) und der Zentralafrikanischen Republik (Mbomou). – Relief-Boden-Paläoklima 17, Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart, 294S.
- Ryskin, G. (2003): Methane-driven oceanic eruptions and mass extinctions. - *Geology* 31 (9): 741-744.
- Sachs, L. (2002): Angewandte Statistik. Anwendung statistischer Methoden. – 10. Aufl. Springer, Heidelberg, 889S.
- Saji, N.H. & T. Yamagata (2003): Possible impacts of Indian Ocean Dipole mode events on global climate. – *Clim. Res.* 25: 151-169.
- Saji, N.H., B.N. Goswami, P.N. Vinayachandran & T. Yamagata (1999): A dipole mode in the tropical Indian Ocean. - *Nature* 401: 360-363.
- Salby, M., P. Callaghan (2004): Evidence of the Solar Cycle in the General Circulation of the Stratosphere. - *J. Climate* 17: 34-46.
- Sato, M., J.E. Hansen, M.P. McCormick & J.B. Pollack (1993): Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990. - *JGR* 98: 22987-22994.

- Schinke, H. (1997): Sommerniederschläge in Namibia und ihr Zusammenhang mit der atmosphärischen Zirkulation. – Zbl. für Geol. und Paläontol. 1/2: 147-159.
- Schinke, H. & J. Jacobeit (2002): Large-scale Atmospheric Circulation Patterns Linked to Anomalies of Namibian Summer Rainfall. - PGM 146: 28-33.
- Schnetzler, C.C., G.J.S. Bluth, A.J. Krueger & L.S. Walter (1997): A proposed volcanic sulfur dioxide index (VSI). - JGR 102: 20087-20092.
- Schönwiese, C.-D. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. - 3. Aufl. Borntraeger, Berlin, 298S.
- Schönwiese, C.-D. (2002): Beobachtete Klimatrends im Industriezeitalter. Ein Überblick global/Europa/Deutschland. - Berichte des Instituts für Meteorol. und Geophys. Univ. Frankfurt/Main. – Eigenverlag, 93S.
- Schönwiese, C.-D. (2003): Klimatologie. – 2. Aufl. Ulmer, Stuttgart, 440S.
- Schönwiese, C.-D. & R. Janoschitz (2005): Klima-Trendatlas Deutschland 1901-2000. – Berichte des Instit. f. Atmosphäre und Umwelt der Uni. Frankfurt/Main Nr. 4, 63S.
- Schönwiese, C.-D., R. Ulrich & F. Beck (1992): Solare Einflüsse auf die Lufttemperaturvariationen der Erde in den letzten Jahrhunderten. Projektbericht im Auftrag des Gesamtverbands des Deutschen Steinkohlebergbaus. - Berichte des Inst. für Meteorol. und Geophys. der Uni. Frankfurt/Main. Eigenverlag, 215S.
- Schott, G. (1931): Der Peru-Strom und seine nördlichen Nachbargebiete in normaler und anormaler Ausbildung - Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie 59: 161-169, 200-213, 240-252.
- Schott, F.A. & J.P. McCreary Jr. (2001): The monsoon circulation of the Indian Ocean. - Progress in Oceanography 51: 1–123.
- Schrag, D.P. & B.K. Linsley (2002): Corals, Chemistry, and Climate. - Science 296: 277-278.
- Sedlmeier, P. (1996): Jenseits des Signifikanztest-Rituals: Ergänzungen und Alternativen. – Methods of Psychological Research Online 1, No 4: 41-63.
- Servain, J. (1991): Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. - JGR 96: 15137–15146.
- Shannon, L.V., A.J. Boyd, G.B. Brundrit & J. Taunton-Clark (1986): On the existence of an El Nino-type phenomenon in the Benguela system. – J. of Marine Research 44: 495-520.
- Shannon, L.V., R.J.M. Crawford, D.E. Pollock, L. Hutchings, A.J. Boyd, J. Taunton-Clark, A. Badenhorst, R. Melville-Smith, C.J. Augustyn, K.L. Cochrane, I. Hampton, G. Nelson, D.W. Japp, & R.J.O. Tarr (1992): The 1980s - A decade of change in the Benguela Ecosystem. S. 271-296- In: Payne, A.I.L., K.H. Brink, K.H. Mann & R. Hilborn [Hrsg.] (1992): Benguela Trophic Functioning. – S. Afr. J. Mar. Sci. 12, Sea Fisheries Research Institute, Cape Town, 1108S.
- Shannon, L.V. & G. Nelson (1996): The Benguela: Large Scale Features and Processes and System Variability. S. 163-210. - In: Wefer, G., W.H. Berger, G. Siedler & D.J. Webb [Hrsg.] (1996): The South Atlantic: Present and Past Circulation. - Springer, Berlin, Heidelberg, 644S.
- Shaviv, N.J. (2003): The spiral structure of the milky way, cosmic rays, and the ice age epochs on Earth. - New Astronomy 8: 39-77.
- Shaviv, N.J. & J. Veizer (2003): "Celestial Driver of Phanerozoic Climate?" - GSA Today 13: 4-10.
- Sheinbaum, J. (2003): Current theories on El Niño-Southern Oscillation: A review. - Geofísica Internacional 42, Num. 3: 291-305.
- Shindell, D.T., D. Rind, N. Balachandran, J. Lean & P. Lonergan (1999): Solar Cycle variability, ozone and climate. - Science 284: 305-308.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, M.E. Mann, D. Rind & A. Waple (2001): Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. - Science 294: 2149-2152.
- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, R.L. Miller & M.E. Mann (2003): Volcanic and Solar forcing of climate change during the Preindustrial Era. - J. Climate 16: 4094-4107.

- Shindell, D.T., G.A. Schmidt, M.E. Mann & G. Faluvegi (2004): Dynamic winter climate response to large tropical volcanic eruptions since 1600 - JGR 109, No. D5, D05104 doi:10.1029/2003JD004151 06.
- Shinoda, M. & R. Kawamura (1996): Relationships between rainfall over semi-arid Southern Africa, Geopotential Heights, and Sea Surface Temperatures. - J. Met. Soc. of Japan 74: 21-36.
- Siebert, L. & T. Simkin (2002-): Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3 (<http://www.volcano.si.edu/gvp/world/>).
- Simkin, T., L. Siebert, L. McClelland, D. Bridge, Ch. Newhall & J.H. Latter (1981): Volcanoes of the World - A regional directory Gazetteer and Chronology of Volcanism during the last 10,000 years. - Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg Pennsylvania, Smithsonian Institution, 232S.
- Singleton, A.T. & C.J.C. Reason (2007): Variability in the characteristics of cut-off low pressure systems over subtropical southern Africa. – Int. J. Climatol. 27: 295-310.
- Smayda, T. J. (2000): Ecological features of harmful algal blooms in coastal upwelling ecosystems. – S. Afr. J. Mar. Sci. 22: 219-253.
- Smith, T.M., R.W. Reynolds & C.F. Ropelewski (1994): Optimal Averaging of Seasonal Sea Surface Temperatures and Associated Confidence Intervals (1860-1989). - J. Climate 7: 949-964.
- Smith, T.M. & R.W. Reynolds (2002): Bias Corrections for Historical Sea Surface Temperatures Based on Marine Air Temperatures. - J. Climate 15: 73-87.
- Smith, T.M. & R.W. Reynolds (2003): Extended Reconstruction of Global Sea Surface Temperatures based on COADS Data (1854-1997). - J. Climate 16: 1495-1510.
- Sneyers, R. (1990): On the statistical analysis of series of observation. - WMO Technical Note No. 143, Geneva, 192S.
- Solanki, S.K. (2003): Sunspots: An overview. - The Astronomy and Astrophysics Rev. 11: 153-286.
- Solanki, S.K. & M. Fligge (1998): Solar Irradiance since 1874 Revisited. - GRL 25: 341-344.
- Solanki, S.K. & M. Fligge (1999): A reconstruction of total solar irradiance since 1700. - GRL 26: 2465-2468.
- Solanki, S.K. & N. A. Krivova (2003): Can solar variability explain global warming since 1970? - JGR 108, NO. A5, 1200, doi:10.1029/2002JA009753.
- Solanki, S.K., I.G. Usoskin, B. Kromer, M. Schüssler & J. Beer (2004): Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. – Nature 431: 1084-1087.
- Soon, W.H., E.S. Posmentier & S.L. Baliunas (1996): Inference of solar irradiance variability from terrestrial temperature changes, 1880-1993: An astrophysical application of the sun-climate connection. - The Astrophysical J. 472: 891-902.
- Staeger, T. (2003): Empirisch-statistische Analyse von Wechselbeziehungen zwischen Klimasystem und Anthroposphäre in neoklimatologischer Zeit. - Berichte des Inst. für Meteorol. und Geophys. 107, Frankfurt/Main. 170S.
- Staeger, T., J. Grieser & C.-D. Schönwiese (2003): Statistical Separation of Observed Global and European Climate Data into Natural and Anthropogenic Signals. – Clim. Res. 24: 3-13.
- Stager, J.C., P.A. Mayewski & L.D. Meeker (2002): Cooling cycles, Heinrich event 1, and the desiccation of Lake Victoria. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecology 183: 169-178.
- Stager, J.C., D. Ryves, B.F. Cumming, L.D. Meeker & J. Beer (2005): Solar variability and the levels of Lake Victoria, East Africa, during the last millennium. – J. Paleolimnol. 33: 243–251.
- Stager, J.C., A. Ruzmaikin, D. Conway, P. Verburg & P.J. Mason (2007): Sunspots, El Nino, and the levels of Lake Victoria, East Africa. – JGR 112, D15106, doi:10.1029/2006JD008362.
- Stenchikov, G.L., I. Kirchner, A. Robock, H.-F. Graf, J.C. Antuña, R.G. Grainger, A. Lambert & L. Thomason (1998): Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption. - JGR 103: 13,837-13,857.

- Stenchikov, G., K. Hamilton, R.J. Stouffer, A. Robock, V. Ramaswamy, B. Santer & H.-F. Graf (2006): Arctic Oscillation response to volcanic eruptions in the IPCC AR4 climate models. - *JGR* 111, D07107, doi:10.1029/2005JD006286.
- Sterl, A. & W. Hazeleger (2003): Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean. – *Clim. Dyn.* 21: 559-571.
- Stohl, A., H. Wernli, P. James, M. Bourqui, C. Forster, M.A. Liniger, P. Seibert & M. Sprenger (2003): A new perspective of stratosphere-troposphere exchange. - *BAMS* 84: 1565-1573.
- Stott, P.A., S.F.B. Tett, G.S. Jones, M.R. Allen, W.J. Ingram & J.F.B. Mitchell (2001): Attribution of twentieth century temperature change to natural and anthropogenic causes. – *Clim. Dyn.* 17: 1-21.
- Stott, P.A., G.S. Jones & J.F.B. Mitchell (2003): Do models underestimate the solar contribution to recent climate change? - *J. Climate* 16: 4079-4093.
- Stramma, L. & M. England (1999): On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. - *JGR* 104: 20863-20883.
- Suarez, M.J. & P.S. Schopf (1988): A delayed Action Oscillator for ENSO. – *J. of the Atmospheric Sciences* 45: 3283-3287.
- Suppiah, R. (2004): Trends in the Southern Oscillation phenomenon and Australian rainfall and changes in their relationship. - *Int. J. Climatol.* 24: 269-290.
- Sutton, R.T. & D.L.R. Hodson (2005): Atlantic Ocean Forcing of North American and European Summer Climate. - *Science* 309: 115–118.
- Suzuki, R., S.K. Behera, S. Iizuka & T. Yamagata (2004): Indian Ocean subtropical dipole simulated using a coupled general circulation model. - *JGR* 109, C09001, doi:10.1029/2003JC001974.
- Svalgaard, L. & E.W. Cliver (2004): Long-term variation of geomagnetic activity, the IHV -index. - *JGR* (eingereicht).
- Svensmark, H. (1998): Influence of cosmic rays on Earth`s climate. - *Physical Rev. Lett.* 81: 5027-5030.
- Svensmark, H. (2000): Cosmic rays and Earth`s climate. - *Space Science Rev.* 93: 155-166.
- Svensmark, H. & E. Friis-Christensen (1997): Variations of cosmic rays flux and global cloud coverage. A missing link in solar-climate relationships. – *JASTP* 59: 1225-1232.
- Taunton-Clark, J. (1990): Environmental events within the south-east Atlantic (1906-1985) identified by analysis of sea surface temperature and wind data. – *S. Afr. J. Sci.* 86: 470-472.
- Textor, C., H.-F. Graf, C. Timmreck & A. Robock (2004): Emissions from volcanoes. S. 269-303 - In: Granier, C., P. Artaxo & C.E. Reeves [Hrsg.] (2004): Emissions of atmospheric trace compounds. Kluwer, Dordrecht, 545S.
- Thejll, P. & K. Lassen (2000): Solar forcing of the Northern hemisphere land air temperature: New data. - *JASTP* 62: 1207-1213.
- Therrell, M.D., D.W. Stahle, L.P. Ries & H.H. Shugart (2006): Tree-ring reconstructed rainfall variability in Zimbabwe. – *Clim. Dyn.* 26: 677–685.
- Thomas, D.S.G. & P.A. Shaw (2002): Late Quaternary environmental change in central southern Africa: new data, synthesis, issues and prospects. - *Quaternary Science Rev.* 21: 783-798.
- Thompson, D.W.J. & J.M. Wallace (2000): Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-month variability. - *J. Climate* 13: 1000-1016.
- Thompson, D.W.J. & S. Solomon (2002): Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. - *Science* 296: 895-899.
- Thompson, D.W.J., J.M. Wallace & G.C. Hegerl (2000): Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II: Trends. - *J. Climate* 13: 1018-1036.
- Thompson, D.W.J., M.P. Baldwin & S. Solomon (2005): Stratosphere-troposphere coupling in the Southern Hemisphere. - *J. Atmos. Sci.* 62(3): 708-715.
- Thresher, R.E. (2002): Solar Correlates of Southern Hemisphere Mid-Latitude Climate Variability. - *Int. J. Climatol.* 22: 901-915.

- Tinsley, B.A. (2000): Influence of Solar Wind on the Global Electric Circuit, and Inferred effects on Cloud Microphysics, Temperature, and Dynamics in the Troposphere. - *Space Science Rev.* 94: 231-258.
- Tinsley, B.A. & F. Yu (2004): Atmospheric Ionization and Clouds as Links Between Solar Activity and Climate. S. 321-339. - In: Pap, J.M. & P. Fox [Hrsg.] (2004): *Solar Variability and Its Effects on Climate*. – AGU Geophysical Monograph 141, Washington DC, 366S.
- Todd, M.C. & R. Washington (1999): Circulation anomalies associated with tropical-temperate troughs over Southern Africa and the South West Indian Ocean. – *Clim. Dyn.* 15: 937-951.
- Todd, M.C., R. Washington & P.I. Palmer (2004): Water vapour transport associated with Tropical-Temperate Trough systems over Southern Africa and the Southwest Indian Ocean. - *Int. J. Climatol.* 24: 555-568.
- Tomozeiu, R., A. Busuioc, V. Marletto, F. Zinoni & C. Cacciamani (2000): Detection of changes in the summer precipitation time series of the region Emilia-Romagna, Italy. - *Theor. Appl. Climatol.* 67: 193-200.
- Torrence, C. & G.P. Compo (1998): A Practical Guide to Wavelet Analysis. - *BAMS* 79: 61-78.
- Toulmonde, M. (1997): The diameter of the Sun over the past three centuries. - *Astronom. and Astrophys.* 325: 1174-1178.
- Tourre, Y.M., B. Rajagopalan & Y. Kushnir (1999): Dominant Patterns of Climate Variability in the Atlantic Ocean Region during the last 136 Years. - *J. Climate* 12: 2285-2299.
- Trenberth, K.E. & D.J. Shea (1987): On the Evolution of the Southern Oscillation. - *Mon. Wea. Rev.* 115: 3078-3096.
- Trenberth, K.E. & J.W. Hurrell (1994): Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. – *Clim. Dyn.* 9: 303-319.
- Tsonis, A.A., J.B. Elsner, A.G. Hunt & T.H. Jagger (2005): Unfolding the relation between global temperature and ENSO. – *GRL* 32, L09701, doi:10.1029/2005GL022875.
- Tukey, J. W. (1991): The philosophy of multiple comparisons. - *Statistical Science* 6: 100-116.
- Tyson, P.D. (1981): Climate and Desertification in Southern Africa. - *GeoJournal Supplementary Issue* 2: 3-10.
- Tyson, P.D. (1986): *Climatic Change and Variability in Southern Africa*. - Oxford Univ. Press, Cape Town, 220S.
- Tyson, P.D. & R.A. Preston-Whyte (2000): *The Weather and Climate of Southern Africa*. - 2. Aufl., Oxford University Press, Cape Town, 396S.
- Tyson, P.D., W. Karlén, K. Holmgren & G.A. Heiss (2000): The Little Ice Age and medieval warming in South Africa. – *S. Afr. J. Sci.* 96: 121-126.
- Tyson, P.D., G.R.J. Cooper & T.S. McCarthy (2002a): Millennial to Multi-Decadal Variability in the Climate of Southern Africa. - *Int. J. Climatol.* 22: 1105-1117.
- Tyson, P.D., J. Lee-Thorp, K. Holmgren & J.F. Thackeray (2002b): Changing gradients of climate change in southern Africa during the past millenium: implications for population movements. – *Clim. Change* 52: 129-135.
- Unganai, L.S. (1997): Surface Temperature Variation over Zimbabwe Between 1897 and 1993. - *Theor. Appl. Climatol.* 56: 89-101.
- Unganai, L.S. & S.J. Mason (2001): Spatial characterization of Zimbabwe summer rainfall during the period 1920-1996. – *S. Afr. J. Sci.* 97: 425-431.
- Usoskin, I.G., S.K. Solanki, M. Schüssler, K. Mursula & K. Alanko (2003): A Millenium Scale Sunspot Number Reconstruction: Evidence for an Unusually Active Sun since the 1940` s. – *Phys. Rev. Lett.* 91 (21): 211101-1-211101-4.
- Usoskin, I.G., S. K. Solanki & M. Korte (2006a): Solar activity reconstructed over the last 7000 years: The influence of geomagnetic field changes. – *GRL* 33, L08103, doi:10.1029/2006GL025921.

- Usoskin, I.G., M. Voiculescu, G.A. Kovaltsov & K. Mursula (2006b): Correlation between clouds at different altitudes and solar activity: Fact or Artifact? – *JASTP* 68: 2164–2172.
- van Loon, H. (1967): The Half-Yearly Oscillation in Middle and High Southern Latitudes and the Coreless Winter. – *J. of Atmospheric Sciences* 24: 472-486.
- van Loon, H. & D.J. Shea (2000): The Global 11-Year Solar Signal in July-August. - *GRL* 27: 2965-2968.
- van Loon, H. & K. Labitzke (2000): The influence of the 11-year solar cycle on the stratosphere below 30km: A review. - *Space Sci. Rev.* 94: 259-278.
- van Loon, H., G.A. Meehl & J.M. Arblaster (2004): A decadal solar effect in the tropics in July–August. – *JASTP* 66: 1767–1778.
- Vauclair, F. & Y. du Penhoat (2001): Interannual variability of the upper layer of the tropical Atlantic Ocean from in situ data between 1979 and 1999. – *Clim. Dyn.* 17: 527-546.
- Venegas, S.A., L.A. Mysak & D.N. Straub (1997): Atmosphere-Ocean Coupled Variability in the South Atlantic. - *J. Climate* 10: 2904-2920.
- Venegas, S.A., L.A. Mysak & D.N. Straub (1998): An interdecadal cycle in the South Atlantic and its links to other ocean basins. - *JGR* 103: 723-736.
- Verschuren, D., K.R. Laird & B.F. Cumming (2000): Rainfall and drought in equatorial East Africa during the past 1100 years. - *Nature* 403: 410-414.
- Versteegh, G.J.M. (2005): Solar forcing of climate. 2: Evidence from the past. - *Space Science Rev.* 120: 243–286
- Villalba R., E.R. Cook, R.D. D'Arrigo, G.C. Jacoby, P.D. Jones, M.J. Salinger & J. Palmer (1997): Sea-level pressure variability around Antarctic since A.D. 1750 inferred from subantarctic tree-ring records. – *Clim. Dyn.* 13: 375- 390.
- Vizy, E.K. & K.H. Cook (2003): Connections between the summer east African and Indian rainfall regimes. - *JGR* 108, No. D16, 4510 doi:10.1029/2003JD003452.
- Vogel, C.H. (1989): A documentary-derived climatic chronology for South Africa, 1820-1900. – *Clim. Change* 14: 291-307.
- Vogel, J.C. & U. Rust (1990): Ein in der Kleinen Eiszeit (Little Ice Age) begrabener Wald in der nördlichen Namib. - *Berliner Geogr. Studien* 30: 15-34.
- von Storch, H. (1999): Misuses of Statistical Analysis in Climate Research. S. 11-26. - In: von Storch, H. & A. Navarra [Hrsg.] (1999): *Analysis of Climate Variability. Applications of Statistical Techniques*. 2. Aufl. - Springer, Berlin, Heidelberg, 342S.
- von Storch, H. & F.W. Zwiers (1999): *Statistical Analysis in Climate Research*. - Cambridge University Press, Cambridge, 484S.
- von Storch, H., S. Güss & M. Heimann (1999): *Das Klimasystem und seine Modellierung. Eine Einführung* – Springer, Berlin, Heidelberg, 255S.
- Wang, C. (2002): Atlantic Climate Variability and its associated atmospheric circulation cells. - *J. Climate* 15: 1516-1536.
- Wang, C. (2005): ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations. S. 173-202. - In: Diaz, H.F. & R.S. Bradley [Hrsg.] (2005): *The Hadley Circulation: Present, Past, and Future*. - Kluwer Academic Publishers, 511S.
- Wang, C. (2006): An overlooked feature of tropical climate: Inter-Pacific-Atlantic variability. - *GRL* 33, L12702, doi:10.1029/2006GL026324.
- Wang, C. & J. Picaut (2004): Understanding ENSO physics - A review. S. 21-48. - In: Wang, C., S.-P. Xie & J.A. Carton [Hrsg.] (2004): *Earth's Climate: The Ocean-Atmosphere Interaction*. AGU Geophys. Monograph 147, Washington DC, 414S.
- Wang, Y.-M., J.L. Lean & N.R. Sheeley, Jr. (2005): Modeling the Sun's Magnetic Field and Irradiance since 1713. – *The Astrophysical J.* 625: 522–538.

- Washington, R. & M. Todd (1999): Tropical-Temperate links in Southern African and southwest Indian Ocean Satellite-Derived daily rainfall. - *Int. J. Climatol.* 19: 1601-1616.
- Webster, P., J.P. Loschnigg, A.M. Moore & R.R. Leben (1999): The Great Indian Ocean Warming of 1997-1998: Evidence of Coupled Oceanic-Atmospheric Instabilities. - *Nature* 401: 356-360.
- Weischet, W. & W. Endlicher (2000): Regionale Klimatologie, Teil 2: Die Alte Welt, Europa, Afrika, Asien. – Teubner, Stuttgart, Leipzig, 625S.
- White, W.B., J. Lean, D.R. Cayan & M.D. Dettinger (1997): Response of global upper ocean temperature to changing solar irradiance. - *JGR* 102: 3255-3266.
- White, W.B., M.D. Dettinger & D.R. Cayan (2003): Sources of global warming of the upper ocean on decadal period scales. - *JGR* 108, No. C8, 3248, doi:10.1029/2002JC001396.
- Willson, R.C. & A.V. Mordvinov (2003): Secular total solar irradiance trend during solar cycles 21-23. - *GRL* 30, 5, 1199, doi:10.1029/2002GL016038.
- Wilson, R., A. Tudhope, P. Brohan, K. Briffa, T. Osborn & S. Tett (2006): Two-hundred-fifty years of reconstructed and modeled tropical temperatures. - *JGR* 111, C10007, doi:10.1029/2005JC003188.
- Wyrtik, K. (1973): An Equatorial Jet in the Indian Ocean. - *Science* 181: 262-264.
- Wyrtik, K. (1975): El Niño – The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. - *J. Phys. Oceanogr.* 5: 572-584.
- Xie, S.-P., H. Annamalai, F.A. Schott & J.P. McCreary Jr. (2002): Structure and Mechanisms of South Indian Ocean Climate Variability. - *J. Climate* 15: 864-878.
- Xoplaki, E., J.F. González-Rouco, D. Gyalistras, J. Luterbacher, R. Rickli, H. Wanner (2003): Interannual summer air temperature variability over Greece and its connection to the large-scale atmospheric circulation and Mediterranean SSTs 1950-1999.- *Clim. Dyn.* 20: 537-554.
- Xue, Y., T.M. Smith & R.W. Reynolds (2003): Interdecadal Changes of 30-Yr SST Normals during 1871-2000. - *J. Climate* 16: 1601-1612.
- Yamagata, T., S.K. Behera, S.A. Rao, Z. Guan, K. Ashok & H.N. Saji (2003): Comments on "Dipoles, Temperature Gradients, and Tropical Climate Anomalies". - *BAMS* 1418-1422.
- Yousef, S.M. (2006): 80-120 yr Long-term solar induced effects on the earth, past and predictions. - *Physics and Chemistry of the Earth* 31: 113–122.
- Yue, S. & M. Hashino (2003): Temperature trends in Japan: 1900-1996. - *Theor. Appl. Climatol.* 75: 15-27.
- Yue, S., P. Pilon & G. Cavadias (2002): Power of the Mann-Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonous trends in hydrological series. – *J. of Hydrology* 259: 254-271.
- Zaitseva, S.A., S.N. Akhremtchik, M.I. Pudovkin, Y.V. Galtsova, B.P. Besser & R.P. Rijnbeek (2003): Long-term variations of the solar activity-lower atmosphere relationship. - *Int. J. of Geomagnetism and Aeronomy* 4: 167-174.
- Zhang, Y., J.M. Wallace & D.S. Battisti (1997): ENSO-like Interdecadal Variability: 1900-93. - *J. Climate* 10: 1004-1020.
- Zhang, R. & T.L. Delworth (2006): Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. - *GRL* 33, L17712, doi:10.1029/2006GL026267.
- Zielinski, G.A., P.A. Mayewski, L.D. Meeker, S. Whitlow, M.S. Twickler, M. Morrison, D.A. Meese, A.J. Gow & R.B. Alley (1994): Record of volcanism since 7000 B.C. from the GISP2 Greenland ice core and implications for the volcano-climate system. - *Science* 264: 948-952.

ERKLÄRUNG

Ich versichere, dass ich der selbständige Verfasser der vorliegenden Arbeit bin, andere als die von mir angeführten Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und die aus anderen Schriftwerken wörtlich oder sinngemäß entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Augsburg, den 4. Februar 2008

(Joachim Rathmann)