



Simulation der indischen Monsunzirkulation mit dem Regionalen Klimamodell HIRHAM

Dissertation
zur Erlangung des akademischen Grades
"doctor rerum naturalium"
(Dr. rer. nat.)
in der Wissenschaftsdisziplin "Atmosphärische Zirkulationen"

**eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam**

**von
Stefan Polanski**

Potsdam, 1. Dezember 2010

Dieses Werk ist unter einem Creative Commons Lizenzvertrag lizenziert:
Namensnennung - Keine kommerzielle Nutzung - Weitergabe unter gleichen Bedingungen
3.0 Deutschland
Um die Bedingungen der Lizenz einzusehen, folgen Sie bitte dem Hyperlink:
<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/3.0/de/>

Online veröffentlicht auf dem
Publikationsserver der Universität Potsdam:
URL <http://opus.kobv.de/ubp/volltexte/2011/5250/>
URN <urn:nbn:de:kobv:517-opus-52508>
<http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:kobv:517-opus-52508>

Inhaltsverzeichnis

0	Überblick	1
1	Einleitung	3
1.1	Motivation	3
1.2	Zielstellung	4
2	Regionale Klimatologie Monsunasiens	6
2.1	Monsundefinition	6
2.2	Entstehungsmechanismen der indischen Monsunzirkulation	7
2.3	Monsunvariabilität	12
2.3.1	Zeitliche Schwankungen	12
2.3.3.1	Synoptische Variabilität	13
2.3.1.2	Intrasaisonale Variabilität	13
2.3.1.3	Interannuelle Variabilität	14
2.3.1.4	Dekadische Variabilität	16
2.3.1.5	Säkulare Variabilität	16
2.3.2	Regionalisierung	17
3	Modellbeschreibung HIRHAM	18
3.1	Allgemeiner Überblick	18
3.2	Modelldynamik und Numerik	18
3.2.1	Dynamische Grundgleichungen	19
3.2.2	Numerische Diskretisierungen	20
3.2.2.1	Horizontale Diskretisierung	20
3.2.2.2	Vertikale Diskretisierung	21
3.2.2.3	Zeitliche Diskretisierung	22
3.2.3	Horizontale Diffusion	22
3.3	Randantrieb und Modellinitialisierung	23
3.4	Modellsetup	25
3.5	Physikalische Parametrisierungen	26
3.5.1	Strahlung	26
3.5.2	Landoberflächenprozesse	27
3.5.3	Planetare Grenzschicht	29
3.5.4	Impulstransport durch Schwerewellen	30
3.5.5	Cumuluskonvektion	31

3.5.6	Großräumige Kondensation	32
4	Beobachtungsdaten	33
4.1	ERA40-Reanalysen	33
4.2	IMD-RF	34
4.3	GPCC4-Reanalysen	34
4.4	TRMM	35
4.5	Paläoklimatische Rekonstruktionen	35
4.6	GHCN-Stationen	36
5	Modellvalidierung	38
5.1	Vorbetrachtung	38
5.2	Atmosphärische Zirkulation	39
5.2.1	Klimatologie	39
5.2.1.1	Sommermonsun (JJAS)	39
5.2.1.2	Wintermonsun (DJF)	41
5.2.1.3	Klimatologischer Jahresgang des Bodenluftdrucks	44
5.2.2	Interannuelle Variabilität	44
5.2.3	Linearer Trend	46
5.3	Lufttemperatur	47
5.3.1	Klimatologie	47
5.3.1.1	Sommermonsun (JJAS)	47
5.3.1.2	Wintermonsun (DJF)	48
5.3.1.3	Klimatologischer Jahresgang der Temperatur	49
5.3.1.4	Vertikale Temperaturverhältnisse	50
5.3.2	Interannuelle Variabilität	52
5.3.3	Linearer Trend	53
5.4	Niederschlag	55
5.4.1	Klimatologie	55
5.4.1.1	Sommermonsun (JJAS)	55
5.4.1.2	Wintermonsun (DJF)	58
5.4.1.3	Klimatologischer Jahresgang des Niederschlags	59
5.4.2	Interannuelle Variabilität	60
5.4.3	Linearer Trend	61
5.4.4	Analyse von extremen Niederschlagsereignissen	62
5.5	Spezielle Indizes	65
5.5.1	KO-Index	65

5.5.2	Potentieller konvektiver Instabilitätsindex	66
5.6	Zusammenfassung der Ergebnisse	67
6	Antriebsmechanismen des indischen Monsuns	69
6.1	Niederschlagsanomalien (wet und dry Phasen)	69
6.1.1	Motivation	69
6.1.2	Methodik	69
6.1.3	Ergebnisse und Interpretation	70
6.1.3.1	Sommerliche Niederschlagsanomalien und konvektive Aktivität	70
6.1.3.2	Atmosphärische Zirkulation	72
6.1.3.3	Meeresoberflächentemperatur (SST)	74
6.2	Anomalien der SST	75
6.2.1	Motivation	75
6.2.2	Methodik	76
6.2.3	Ergebnisse und Interpretation	76
6.2.3.1	Regionalisierung der sommerlichen SST Anomalien	76
6.2.3.2	Sommerliche Niederschlagsanomalien und konvektive Aktivität	77
6.2.3.3	Atmosphärische Zirkulation	79
6.2.4	Variabilität der SST	80
6.2.4.1	Vorbetrachtung	80
6.2.4.2	Atmosphärische Zirkulation	81
6.2.4.3	Sommerliche Niederschlagsverhältnisse (JJAS)	82
6.3	Stärke des Sibirischen Hochs (SH)	84
6.3.1	Motivation	84
6.3.2	Methodik	84
6.3.3	Ergebnisse und Interpretation	85
6.3.3.1	Theoretische Vorbetrachtung	85
6.3.3.2	Wintermonsunzirkulation (DJF)	87
6.3.3.3	Strahlungsverhältnisse und sommerlicher Temperaturgradient	89
6.3.3.4	Sommermonsunzirkulation und Niederschlagsmuster (JJAS)	90
6.3.4	Anomalien der Bodenfeuchte	92
6.3.4.1	Vorbetrachtung	92
6.3.4.2	Teilexperiment I („Soil01“)	94
6.3.4.3	Teilexperiment II („Soil07“)	96

7 Paläoklimatisches Experiment für das mittlere Holozän	98
7.1 Motivation	98
7.2 Modellsetup und Validierung	99
7.2.1 Modellsetup	99
7.2.2 Validierung der Simulation	100
7.2.2.1 Vergleich mit ECHAM5 für 6 kyr	100
7.2.2.2 Unterschiede „6 kyr – 0 kyr“ und Vergleich mit Rekonstruktionen	101
7.3 Niederschlagsanomalien (wet und dry Phasen)	103
7.3.1 Methodik	103
7.3.2 Sommerliche Niederschlagsanomalien und konvektive Aktivität	104
8 Zusammenfassung und Ausblick	107
8.1 Zusammenfassung	107
8.2 Ausblick	111
Literaturverzeichnis	112
A Abbildungen	123
B Tabellen	128
C Formeln	138
D Modellvalidierung mit GHCN-Stationen	142
E Erweiterung der seitlichen Modellrandzone	144
Abbildungsverzeichnis	146
Tabellenverzeichnis	152
Danksagung	153
Erklärung	155

„ ... The difference between our weather (monsoon) and the weather in Europe is the difference between the poor man and the millionaire ... Europe is the poor fellow. His habits are predictable, his movements restricted. Each day he will follow the same routine, taking morning coffee in the same restaurant, trudging off a tedious job, going home to a bored wife. Indian weather, though, is extreme, willful, fast moving and wholly unpredictable ... Indian weather, though, is the millionaire – the sort who will impulsively jump on a plane and fly off to London for lunch.“ [attributed to M. S. Rajagopalan, Director, Trivandrum Meteorological Office in "Chasing the Monsoon" by Alexander Frater]

0 Überblick

In dieser Arbeit wird das regionale Klimamodell HIRHAM mit einer horizontalen Auflösung von 50 km und 19 vertikalen Schichten erstmals auf den asiatischen Kontinent angewendet, um die indische Monsunzirkulation unter rezenten und paläoklimatischen Bedingungen zu simulieren. Das Integrationsgebiet des Modells erstreckt sich von etwa 0°N - 50°N und 42°E - 110°E und bedeckt dabei sowohl die hohe Topographie des Himalajas und Tibet Plateaus als auch den nördlichen Indischen Ozean. Das Ziel besteht in der Beschreibung der regionalen Kopplung zwischen der Monsunzirkulation und den orographischen sowie diabatischen Antriebsmechanismen.

Eine 44-jährige Modellsimulation von 1958-2001, die am seitlichen und unteren Rand von ECMWF Reanalysen (ERA40) angetrieben wird, bildet die Grundlage für die Validierung der Modellergebnisse mit Beobachtungen auf der Basis von Stations- und Gitterdatensätzen. Der Fokus liegt dabei auf der atmosphärischen Zirkulation, der Temperatur und dem Niederschlag im Sommer- und Wintermonsun, wobei die Qualität des Modells sowohl in Bezug zur langfristigen und dekadischen Klimatologie als auch zur interannuellen Variabilität evaluiert wird. Im Zusammenhang mit einer realistischen Reproduktion der Modelltopographie kann für die Muster der Zirkulation und Temperatur eine gute Übereinstimmung zwischen Modell und Daten nachgewiesen werden. Der simulierte Niederschlag zeigt eine bessere Übereinstimmung mit einem hoch aufgelösten Gitterdatensatz über der Landoberfläche Zentralindiens und in den Hochgebirgsregionen, der den Vorteil des Regionalmodells gegenüber der antreibenden Reanalyse hervorhebt.

In verschiedenen Fall- und Sensitivitätsstudien werden die wesentlichen Antriebsfaktoren des indischen Monsuns (Meeresoberflächentemperaturen, Stärke des winterlichen Sibirischen Hochs und Anomalien der Bodenfeuchte) untersucht. Die Ergebnisse machen deutlich, dass die Simulation dieser Mechanismen auch mit einem Regionalmodell sehr schwierig ist, da die Komplexität des Monsunsystems hochgradig nichtlinear ist und die vor allem subgridskalig wirkenden Prozesse im Modell noch nicht ausreichend parametrisiert und verstanden sind.

Ein paläoklimatisches Experiment für eine 44-jährige Zeitscheibe im mittleren Holozän (etwa 6000 Jahre vor heute), die am Rand von einer globalen ECHAM5 Simulation angetrieben wird, zeigt markante Veränderungen in der Intensität des Monsuns durch die unterschiedliche solare Einstrahlung, die wiederum Einflüsse auf die SST, die Zirkulation und damit auf die Niederschlagsmuster hat.

0 Abstract

In this study the regional climate model HIRHAM with a horizontal resolution of 50 km and 19 vertical levels is applied over the Asian continent to simulate the Indian monsoon circulation under present-day and past conditions. The integration domain extends from 0°N - 50°N and 42°E - 110°E and covers the high topography of Himalayas and Tibetan Plateau as well as the northern Indian Ocean. The main objective is the description of the regional coupling between monsoon circulation and orographic as well as thermal driving mechanisms of monsoon.

A 44-years long simulation from 1958-2001, driven at the lateral and lower boundaries by European reanalysis (ERA40), is the basis for the validation of model results with observations based on station and gridded data sets. The focus is on the the long-term and decadal summer and winter monsoon climatology and its variability concerning atmospheric circulation, temperature and precipitation. The results successfully reproduce the observations due to a realistic simulation of topographic features. The simulated precipitation shows a better agreement with a high-resolution gridded data set over the central land areas of India and in the higher elevated Tibetan and Himalayan regions than ERA40.

In different case and sensitivity studies the main driving mechanisms of the Indian monsoon (Sea Surface Temperatures, strength of the Siberian High in winter and soil moisture anomalies) are investigated. The results show, that the simulation of these mechanisms with a regional climate model is also difficult related to the complex non linear monsoon system and the small-scale processes, which are not just sufficiently parameterized and understood in the model.

A paleoclimatic experiment for a 44-years long time slice in mid-holocene (6000 years before present), which is driven by a global ECHAM5 simulation, shows significant changes in the monsoon intensity due to the different solar forcing, which influences the SST, the circulation and the precipitation.

1 Einleitung

1.1 Motivation

Die asiatische Monsunzirkulation ist ein sehr komplexes und nichtlineares System mit einer hohen Variabilität auf saisonaler, interannueller und interdekadischer Zeitskala. Das wird exemplarisch in der Abbildung 1.1 dargestellt, in der eine Zeitreihe des Sommerniederschlages von 1958 bis 2001 als Gebietsmittel über eine definierte Region zu sehen ist, die die sommerlichen Hauptniederschlagszonen des Monsuns umfasst. Diese hohen Variationen des Niederschlags und der charakteristische Jahresgang mit der humiden sommerlichen und ariden winterlichen Jahreszeit unter dem Einfluss der signifikanten Umkehr der bestimmenden Zirkulationsmuster haben Auswirkungen auf den Wasserhaushalt und die Landnutzung in einer stark bevölkerten Region, in der die Landwirtschaft der dominante Wirtschaftsfaktor ist. Darüber hinaus beeinflussen sommerliche Starkniederschläge die geomorphologischen und tektonischen Prozesse an der Landoberfläche. Zu erwähnen sind in diesem Zusammenhang Küstenerosionen und katastrophale Bergstürze im Gebirge, die die naturräumliche Ausstattung und die Lebensqualität der Bevölkerung entscheidend bestimmen.

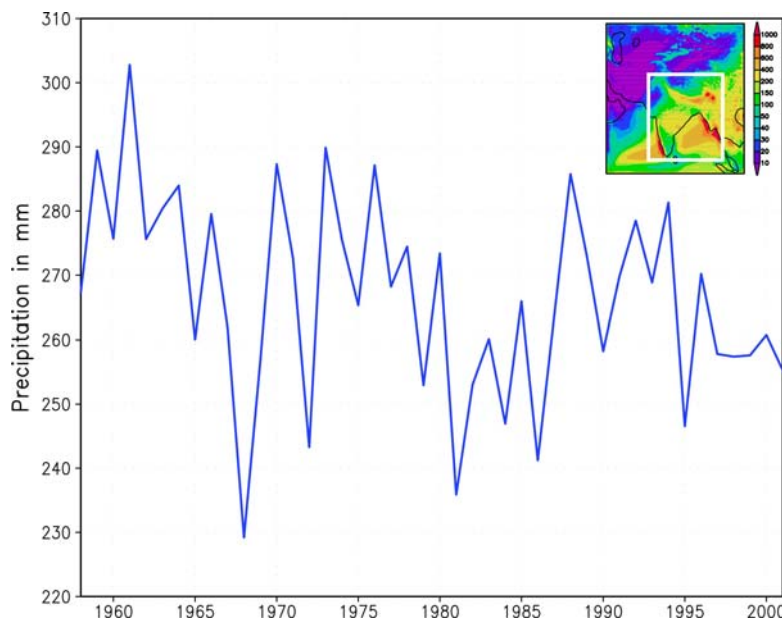


Abb. 1.1: Niederschlag (mm) als Gebietsmittel (siehe Box in kleiner Abbildung); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

Der Fokus dieser Studie liegt in der Analyse des indischen Monsuns, der eine Teilkomponente im gesamten asiatischen Monsunsystem ist und von zahlreichen regionalen und großräumigen Faktoren bestimmt wird, zu denen u.a. Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im Indischen Ozean, die Schwankung des winterlichen Sibirischen Hochdruckgebietes mit der eurasischen Schneedeckenausdehnung als auch Telekonnektionsmuster wie ENSO zählen, wobei hochgradig

nichtlineare Wechselwirkungen zwischen der Landoberfläche, der Atmosphäre und dem Ozean miteinander gekoppelt sind. In der aktuellen Monsunforschung werden immer noch viele Unsicherheiten und Widersprüche über die Intensität und Interaktion dieser Prozesse im asiatischen Monsunsystem diskutiert.

In diesem Zusammenhang ist das Verständnis der komplexen Mechanismen und Wechselwirkungen zwischen den atmosphärischen Mustern, die das gesamte Monsunsystem beeinflussen, von besonderem Interesse und stellt somit eine sehr aktuelle Forschungsthematik dar.

Globale Zirkulationsmodelle (GCMs) werden oft dazu verwendet, um die großräumige Monsunzirkulation zu simulieren [z.B. LAU und PLOSHAY, 2009; CHEN et al., 2010; DALLMEYER et al., 2010]. Regionale Klimamodelle (RCMs) mit einer höheren räumlichen und zeitlichen Auflösung können auf regionaler Skala einen Vorteil erzielen, wenn sie von globalen Modellen mit einer exakten großräumigen Zirkulation angetrieben werden. In diesem Zusammenhang werden regionale Klimamodelle, die in ein GCM eingebettet sind oder von Datenanalysen angetrieben werden, auf eine räumlich begrenzte Region auf der Grundlage des dynamischen Downscalings integriert [z.B. CASTRO et al., 2005; CASTRO et al., 2006]. Mehrere regionale Klimasimulationen wurden bereits für die südasiatische Monsunregion durchgeführt [z.B. BHASKARAN et al., 1996; JI und VERNEKAR, 1997; FU et al., 2005; CUI et al., 2007; RATNAM et al., 2008; SATO, 2008; SCHIEMANN et al., 2008; DOBLER und AHRENS, 2010].

1.2 Zielstellung

In dieser Studie wird das regionale Klimamodell HIRHAM erstmals auf ein asiatisches Integrationsgebiet, das die hohe Topographie des Himalajas und Tibet Plateaus einschließt, angewendet. 44-jährige Modellsimulationen für die Gegenwart (1958-2001) und das mittlere Holozän (etwa 6000 Jahre vor heute) werden analysiert. Im rezenten Modelllauf wird HIRHAM von Reanalysen des ECMWF (ERA40) angetrieben, während der Output eines gekoppelten globalen Modells (ECHAM5/JSBACH-MPIOM) zur paläoklimatischen Simulation des Monsuns verwendet wird.

Die wichtigsten Fragestellungen dieser regionalen Modellstudie sind: a) Was sind die Antriebsmechanismen der Monsunvariabilität in unterschiedlichen klimatischen Epochen? b) Spielen in diesem Kontext nichtlineare Wechselwirkungen eine wesentliche Rolle? Das Verständnis über die regionale Kopplung zwischen der Monsunzirkulation und den orographischen sowie diabatischen Prozessen sind dabei von zentralem Interesse.

Nach einem Überblick über die theoretischen Grundlagen der indischen Monsunzirkulation und seiner Variabilität in Kapitel 2, wird in Kapitel 3 das verwendete HIRHAM Modell ausführlich vorgestellt.

In Kapitel 4 schließt sich eine kurze Übersicht über die verwendeten Beobachtungsdaten an. Da das Modell erstmals auf diese Region, die man auch als „Dritter Pol“ bezeichnet, angewendet wird, ist

eine umfassende Validierung der Simulationsergebnisse mit verschiedenen Beobachtungsdaten unabdingbar. Diese ist gleichzeitig eine Voraussetzung für die nachfolgenden Untersuchungen zu den Antriebsmechanismen der indischen Monsunzirkulation. Der Fokus der Modellvalidierung, die in Kapitel 5 für mehrere bodennahe und vertikale Parameter der atmosphärischen Zirkulation, der Temperatur und des Niederschlags dargestellt ist, liegt auf der Sommer- und Wintermonsunzirkulation.

In Kapitel 6 werden anhand von drei ausgewählten rezenten Fallstudien zu interannuellen sommerlichen Niederschlagsanomalien, zu Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen im Indischen Ozean und zu Variationen in der Stärke des winterlichen Sibirischen Hochs die wesentlichen orographischen und diabatischen Antriebsmechanismen der indischen Monsunzirkulation analysiert. Zusätzlich werden zwei Sensitivitätsexperimente zur SST Variabilität und von Bodenfeuchteanomalien in diesem Kapitel diskutiert. Sie dienen dem besseren Verständnis über das Verhalten der simulierten Ergebnisse unter veränderten Modellparametern und klimatischen Bedingungen. Gleichzeitig soll die Sensitivität des hoch komplexen nichtlinearen Monsunsystems näher untersucht werden, um Erkenntnisse auf die Auswirkungen veränderter klimatischer Bedingungen auf die Monsunzirkulation zu gewinnen.

Das Kapitel 7 stellt die HIRHAM Modellergebnisse für eine 44-jährige Simulation im mittleren Holozän vor. Der Fokus liegt dabei auf einer vergleichenden Analyse der Antriebsmechanismen des indischen Sommermonsuns zwischen dem mittleren Holozän und heute. In diesem Zusammenhang wird eine analoge Fallstudie zu interannuellen sommerlichen Niederschlagsanomalien durchgeführt und mit den Ergebnissen der rezenten Fallstudie verglichen, um das Verständnis über die komplexen Wechselwirkungen zwischen unterschiedlich charakterisierten klimatischen Epochen zu verbessern. Gleichzeitig wird die Modellsimulation mit paläoklimatischen Rekonstruktionen auf der Basis von Multiproxies verglichen.

Eine Zusammenfassung und ein Ausblick in Kapitel 8 fassen die wichtigsten Ergebnisse dieser Arbeit zusammen.

2 Regionale Klimatologie Monsunasiens

2.1 Monsundefinition

Der Begriff Monsun (arab.: „mausim“ = Jahreszeit) bezeichnet die vollständige Umkehr des Windregimes innerhalb eines Jahres, die durch Veränderungen in der Windverteilung bedingt durch den solaren Jahreszyklus angetrieben wird. In diesem Zusammenhang wird ein thermischer Kontrast zwischen Land und Meer benötigt, um den Monsun auszulösen. Positive Wechselwirkungen zwischen der Zirkulation und der latenten Wärme halten den Monsun aufrecht [WEBSTER et al., 1998]. Die heute am weitesten verbreitete Begriffsdefinition ist die von CHROMOV [1957]. Er versteht unter einem Monsun eine Winderscheinung, bei der zwischen Januar und Juli eine signifikante Richtungsänderung der vorherrschenden Windrichtungen zwischen 120° und 135° auftritt. Dieser Windvektor wird auch als Monsunwinkel bezeichnet. Dabei müssen die Hauptwindrichtungen im Januar und Juli bestimmte gemittelte Häufigkeiten aufweisen. Bei über 60% spricht man von einem Monsun, bei 40% - 60% von einem Monsun mit geringer Beständigkeit und bei unter 40% weisen die Hauptwindrichtungen nur noch eine Monsuntendenz auf. Erweitert wurde diese Definition durch RAMAGE [1971], weshalb diese Kriterien unter den RAMAGE-CHROMOV-Kriterien subsumiert werden. Zusätzlich zu dem Windrichtungswechsel von mindestens 120° und einer gemittelten Häufigkeit der Hauptwindrichtung von über 40% im Januar und Juli, muss in diesen Monaten eine mittlere Windgeschwindigkeit von mindestens 3 m/s in der resultierenden Windrichtung auftreten und es darf nur ein Zyklone-Antizyklone-Wechsel pro zwei Jahren auf einer Fläche von 5 Breiten- mal 5 Längengraden vorkommen [RAMAGE, 1971]. Durch diese strenge Monsundefinition werden monsunähnliche Erscheinungen in den Außertropen vernachlässigt, weil deren Ursachen zur Entstehung monsunfremd sind.

Insbesondere das Kriterium der Beständigkeit hat zu einer starken räumlichen Eingrenzung der Monsunregionen geführt. Bekannte Monsunsysteme finden sich in Indien, Südost- und Ostasien, Australien, Westafrika und Nordamerika. In Asien existieren zwei wesentliche Monsunregionen, die sich in ihrer Genese und ihrem charakteristischen Erscheinungsbild voneinander unterscheiden. Der südasiatische (indische) Monsun (engl.: South Asian Monsoon, SAM) beschränkt sich auf die Gebiete von Indien, Pakistan und Bangladesch und der ostasiatische Monsun (engl.: East Asian Monsoon, EAM), welcher häufig auch noch in eine südostasiatische Komponente aufgegliedert wird, bedeckt Indonesien, Südostasien und das östliche China. Zwischen diesen beiden regionalen und hoch komplexen Monsunsystemen herrscht eine starke Kopplung vor. Die markanteste Monsunregion weltweit beeinflusst den indischen Subkontinent und seine Anrainerstaaten. Die nachfolgende Beschreibung der Entstehungsmechanismen des indischen Monsuns, der in dieser Arbeit thematisiert wird, bezieht sich auf diesen Großraum. Nach einem Überblick über die wichtigsten Kriterien und Prozesse der indischen Monsunzirkulation, erfolgt eine Beschreibung der zeitlichen und räumlichen

Monsunvariabilität. Weiterführende Erläuterungen zur Monsunklimatologie- und variabilität werden im Kapitel zur Modellvalidierung (vgl. Abschnitt 5) behandelt.

2.2 Entstehungsmechanismen der indischen Monsunzirkulation

Die komplexen Entstehungsmechanismen der indischen Monsunzirkulation werden von solaren, zirkulatorischen und tellurisch-orographischen Faktoren bestimmt, die untereinander interagieren [z.B. RAMAGE, 1971; ENDLICHER und WEISCHET, 2000; WANG et al., 2006; CLIFT und PLUMB, 2008; LIGHTHILL und PEARCE, 2009] und wie folgt zusammengefasst werden können:

- differentielle Erwärmung von Land und Meer (1),
- Erdrotation (2),
- Vorhandensein hoher latenter Wärmeenergie (3),
- Saisonalität des Klimas durch Jahresgang des solaren Maximums (4),
- Tibet Plateau mit dynamischem und thermischem Forcing (5),
- hoch troposphärische Strahlströme (6).

Eine umfassende Beschreibung der Monsunentstehung erfordert eine komplexe dreidimensionale Betrachtung der nichtlinearen gekoppelten Subprozesse innerhalb des Monsunsystems. Das Schema (vgl. Abb. 2.1) veranschaulicht die wesentlichen Prozesse der südasiatischen Sommer- und Wintermonsunzirkulation in einer vereinfachten Form. Die dabei bestimmenden Faktoren (1) – (6) werden nachfolgend näher erläutert:

- (1) Eine wichtige Voraussetzung zur Entstehung einer Monsunzirkulation ist die differentielle Erwärmung von Land und Meer bedingt durch die solare Einstrahlung. Dabei spielt die unterschiedliche Wärmekapazität von Land- und Wasseroberflächen eine entscheidende Rolle. Der daraus resultierende Energiegradient liefert die potentielle Energie, welche in Form der Monsunströmung anschließend in kinetische Energie umgewandelt wird. Dies entspricht einer kontinentweiten, saisonalen Land-See-Wind-Zirkulation. Im Frühjahr und Frühsommer erwärmen sich in Folge des solaren Jahresgangs die Landmassen stärker als die umliegenden Ozeanflächen (vgl. Abb. 2.2) und induzieren eine Ausgleichsströmung vom Meer zum Land, die sich im Winter aufgrund der stärkeren Erwärmung und Druckabnahme über dem Meer umkehrt.

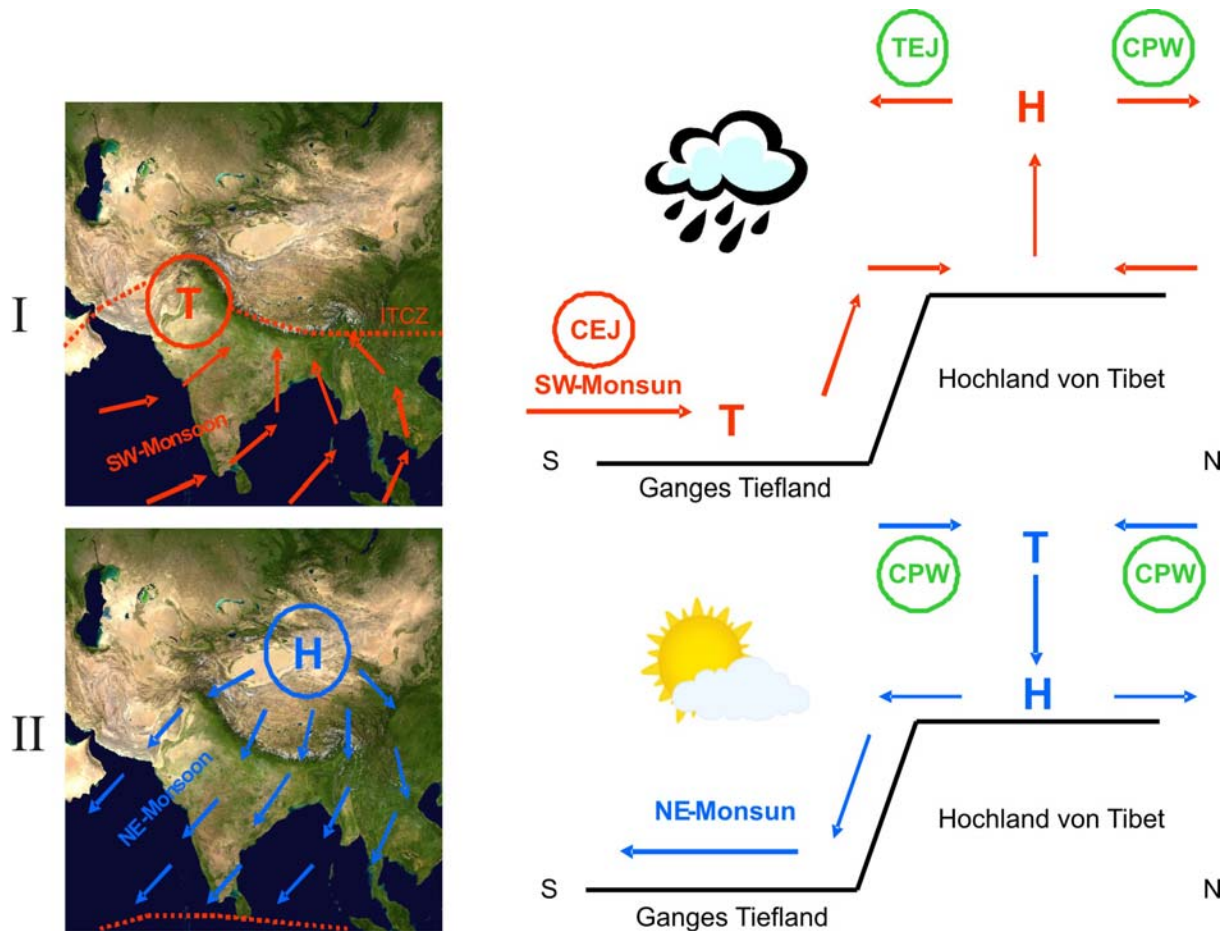


Abb. 2.1: Schema (vereinfacht) zur indischen Monsunzirkulation im Sommer - JJAS (I) und Winter - DJF (II). CEJ – Cross Equatorial Jet (Findlater Jet), TEJ – Tropical Easterly Jet, CPW – Circumpolar Westerly Jet, H – Hochdruckgebiet, T – Tiefdruckgebiet und ITCZ – Innertropische Konvergenz. Dargestellt ist die großräumige Luftdruckverteilung am Boden mit den entsprechenden bodennahen Strömungen (links) und die dreidimensionalen Strömungsverhältnisse zwischen unterer, mittlerer und oberer Troposphäre sowie Ganges Tiefland und Hochland von Tibet in einem Querschnitt (rechts). http://de.wikipedia.org/w/index.php?title=Datei:Asia_satellite_orthographic.jpg&filetimestamp=20050419113319 (Satellitenaufnahmen links).

Die solare Einstrahlung ist im Sommer über dem Arabischen Meer wie auch über große Teile West- und Zentralasiens aufgrund der Bewölkungsarmut mit Werten über 200 W/m^2 sehr hoch, wobei es keine Differenzierung zwischen Land- und Ozeanflächen gibt. Niedrigere Werte sind in den Regionen mit hohem Bewölkungsanteil innerhalb der monsunalen Niederschlagszonen zu erkennen. Die Differenzierung wird erst bei der thermalen Ausstrahlung sichtbar, wo ein deutlicher Gradient zwischen dem Arabischen Meer und den nördlich angrenzenden kontinentalen Regionen vorliegt, der auf die unterschiedlichen Wärmekapazitäten und Erwärmungsgeschwindigkeiten der Oberflächen zurückzuführen ist. Bei Betrachtung der solaren Nettostrahlung wird ein nordwärts gerichteter Gradient deutlich, der am stärksten zwischen dem

Arabischen Meer und den angrenzenden Festlandsregionen ausgeprägt ist. Dies ist der kausale Antrieb für die dynamische Monsunogenese.

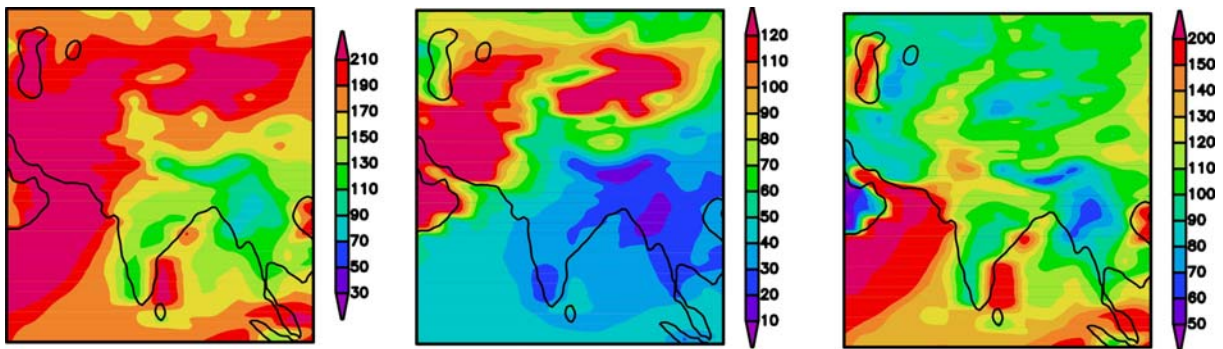


Abb. 2.2: Kurzwellige solare Einstrahlung (links), langwellige thermale Ausstrahlung (Mitte) und solare Nettostrahlung am Erdboden (rechts) in W/m^2 ; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001 ERA40.

(2) Aufgrund der großräumigen Ausprägung des Monsunphänomens hat die Erdrotation einen deutlichen Einfluss. Die Corioliskraft bewirkt auf der Nordhemisphäre (Südhemisphäre) eine Rechtsablenkung (Linksablenkung) der horizontalen Strömungen. Im Zusammenhang mit der Bodenreibung führt dies letztendlich zu einer ageostrophischen Strömungskomponente. Die direkte meridionale Ausgleichsströmung zwischen dem Indischen Ozean und der eurasischen Landmasse wird in eine südwestliche Hauptwindrichtung im Nordsummer, der als Cross Equatorial Jet (CEJ) bezeichnet wird (vgl. Abb. 2.1 - I und Abb. 2.3 - links) und in einen Nordostwind im Nordwinter (vgl. Abb. 2.1 - II und Abb. 2.3 - rechts) umgelenkt. Dabei erfolgt die Umlenkung des Südostpassats aufgrund des Druckfeldes bereits am Äquator, wo die Corioliskraft nicht vorhanden ist. Die unterschiedlichen bodennahen Monsunströmungen zwischen Sommer und Winter lassen sich sehr gut in der Strömungsklimatologie des 850-hPa Druckniveaus nachvollziehen (vgl. Abb. 2.3).

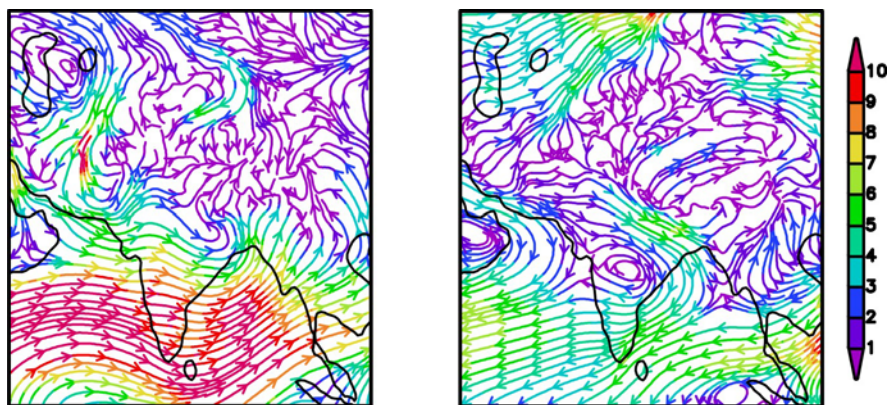


Abb. 2.3: 850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten in m/s; Sommermonsun (JJAS - links) und Wintermonsun (DJF - rechts) 1958-2001 ERA40.

- (3) Eine zusätzliche Energiequelle des Sommermonsuns stellt Wasserdampf dar, wobei der Indische Ozean ein Speicher für Sonnenenergie ist, welche über latente Wärmeflüsse und anschließende Kondensation an die Atmosphäre übertragen wird. Dieser Energieaustausch funktioniert über den subtropischen Ozeanen am effektivsten, da in diesen Regionen die solare Einstrahlung sehr hoch ist, gleichzeitig jedoch hoch reichende Konvektion wegen der generellen Absinktendenz in der vorhandenen Passatinversion unterbunden wird. Der Wasserdampf wird mit der bodennahen Sommermonsunströmung (vgl. Abb. 2.3 - links) landeinwärts transportiert, wo er über der erwärmten Landmasse in die Hebungsvorgänge eingebunden wird. Die Freisetzung der latenten Wärme in der mittleren Troposphäre führt zu einer Verstärkung des Energiegradienten zwischen Land und Meer und fördert damit die hoch reichende Konvektion mit den typischen Witterungserscheinungen während des Sommermonsuns. Eine zusätzliche Labilisierung und vertikale Ausdehnung wird durch die Flächenkonvergenz hervorgerufen, die besonders bei großskaligen Strömungen eine Rolle spielt.
- (4) Der Jahresgang des solaren Maximums beeinflusst die Saisonalität im Monsunklima. Innerhalb einer Zone der stärksten Einstrahlung bzw. Erwärmung entsteht die innertropische Konvergenz (engl.: Intertropical Convergence Zone, ITCZ), in deren Bereich die Luftmassen beim Aufsteigen der Feuchtadiabate folgen, während die Umgebungsluft in der Passatschicht trockenadiabatische Vertikalbewegungen vollzieht.

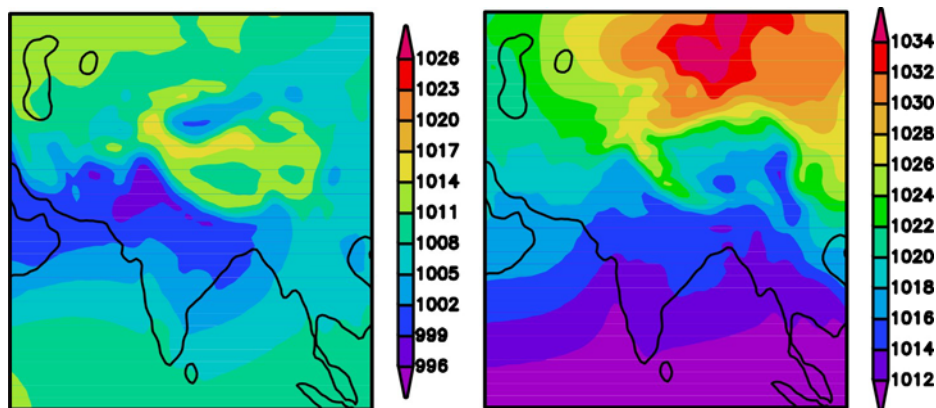


Abb. 2.4: Bodenluftdruck in hPa; Sommermonsun (JJAS - links) und Wintermonsun (DJF - rechts) 1958-2001 ERA40.

Dies führt zu einem weiteren Aufstieg der erwärmten Luft in einem breiten Band je nach Lage der ITCZ. Die weiteste polwärtige Verlagerung durchläuft die ITCZ im Indischen Ozean wegen des signifikanten Temperaturkontrastes zwischen dem tropisch-subtropischen Ozean im Süden und der ausgedehnten asiatischen Landmasse im Norden. Im Sommer befindet sie sich bei etwa 30°N. Diese starke Auslenkung wird durch das intensive bodennahe Hitzetief über Nordwestindien und den Einfluss der tibetanischen Heizfläche erreicht (vgl. Abb. 2.1 - I und Abb. 2.4 - links). Die ITCZ wird in eine polwärtige, solar bedingte sowie eine äquatornahe,

dynamisch induzierte Komponente aufgespalten, wobei zwischen beiden Bereichen eine westliche Hauptwindrichtung entsteht.

- (5) Ein sehr wichtiger orographischer Faktor bei der südasiatischen Monsungese ist die Existenz der riesigen eurasischen Landmasse mit dem Hochland von Tibet sowie dem Himalaja (vgl. Abb. A.1 und A.2). Die extreme Höhe, die hochkontinentale Lage und die Absperrung nach Süden durch den Himalaja führen zu einem geringen Wasserdampfanteil, einem sehr geringen Bewölkungsgrad, einem hohen Strahlungsinput sowie einer hohen Energiemenge für den sensiblen Wärmestrom [ENDLICHER und WEISCHET, 2000]. Diese Faktoren sind dafür verantwortlich, dass das Tibet Plateau im Frühjahr und Sommer als effektive Heizfläche (diabatische Wärmequelle) in der viel kühleren mittel-troposphärischen Umgebungsluft agiert. Die starke Erwärmung führt auch hier zur Ausbildung eines bodennahen, thermisch bedingten Hitzetiefs, welches in geringer Höhe über Grund bereits ein Ausgleichsniveau im Geopotential findet. Als Konsequenz bildet sich über dem Hochland eine Antizyklone mit Höhendivergenz aus (vgl. Abb. 2.1 - I). An ihrer Südseite bildet sich in diesem Zusammenhang der hoch troposphärische tropische Ostjet (engl.: Tropical Easterly Jet, TEJ), der eine wichtige Komponente in der dreidimensionalen indischen Monsunzirkulation ist und als hoch troposphärisches Gegenstück zum bodennahen CEJ betrachtet werden kann (vgl. Abb. 2.1). Die markanten Druck- und Strömungsmuster in der oberen Troposphäre lassen sich im 300-hPa Druckniveau veranschaulichen (vgl. Abb. 2.5).

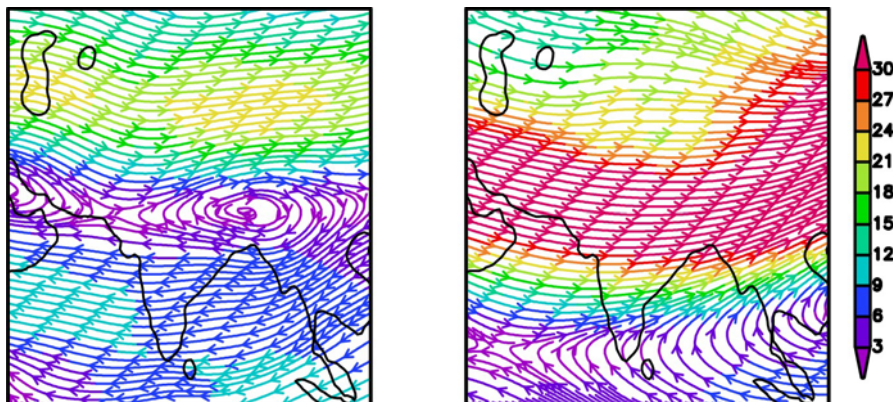


Abb. 2.5: 300-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten in m/s; Sommermonsun (JJAS - links) und Wintermonsun (DJF - rechts) 1958-2001 ERA40.

Ein Teil der Luftmassen im TEJ sinkt über dem Arabischen Meer ab, speist das Subtropenhoch über dem südlichen Ozean und sorgt somit für eine Schließung des atmosphärischen Kreislaufs im südasiatischen Sommermonsun. Des Weiteren übt die diabatische Wärmequelle des tibetischen Hochlandes einen starken Ansaugeffekt auf die ITCZ und damit auf die tropisch feuchtlabilen Luftmassen aus. Im Winter verringert sich der thermische Einfluss des Plateaus

zugunsten dynamischer Effekte, wobei die Region durch starke diabatische Abkühlung gekennzeichnet ist. Auslöser dieser Veränderung ist die großräumige Strömungsumkehr bedingt durch den Einfluss des thermisch induzierten sibirischen Kältehochs mit bodennaher divergenter Nordostströmung, starker Absinktendenz der kontinental, trockenen Luftmassen sowie strahlungsreichem, niederschlagsarmen Witterungscharakter (vgl. Abb. 2.1 - II). Mechanische Effekte des Hochlandes beruhen dabei auf der Blockierung der großräumigen atmosphärischen Strömung, die durch die Aufspaltung der winterlichen Westerlies in einen Nord- und Südast geschieht und für die Zirkulationsprozesse des Wintermonsuns verantwortlich ist.

- (6) Die hoch troposphärischen Strahlströme sind eine weitere Komponente im Monsunsystem. Im Winter ist der Subtropenjet (engl.: Circumpolar Westerlies, CPW) im Bereich des Tibet Plateaus in einen südlichen und einen nördlichen Ast aufgespalten (vgl. Abb. 2.1 - II). In Nordindien herrschen zu dieser Zeit trockene kontinentale Westwinde als dynamisches Glied der außertropischen Westwindzone vor (vgl. Abb. 2.5 - rechts), welche die bodennahe nordöstliche Passatströmung überlagern. In den Folgemonaten verlagern sich die Zirkulationszonen nach Norden und der südliche Ast des CPW verebbt, während der nördliche Ast die Nordseite der tibetischen Höhenantizyklone flankiert (vgl. Abb. 2.1 - I und Abb. 2.5 - links). In Folge dessen können sich der TEJ, die ITCZ, der CEJ und die darin transportierten tropischen Luftmassen bis etwa 30°N polwärts ausdehnen.

2.3 Monsunvariabilität

Das südasiatische Monsunklima wird von einer starken zeitlichen (vgl. 2.3.1) und räumlichen Variabilität (vgl. 2.3.2) charakterisiert, die im nachfolgenden Kapitel näher erläutert wird.

2.3.1 Zeitliche Schwankungen

Der jahreszeitliche Ablauf des indischen Monsuns, der neben den prägenden inversen Sommer- und Winterzirkulationsmustern auch durch eine vor- und nachmonsunale Phase mit jeweils charakteristischen klimatischen Merkmalen definiert ist (vgl. Tab. B.1), vollzieht sich nicht gleichförmig, sondern unterliegt starken Variationen auf unterschiedlichen Zeitskalen [z.B. RAMAGE, 1971; PRELL und KUTZBACH, 1992; SIROCKO, 1996; TEXIER et al., 2000; ANDERSON et al., 2002; WANG et al., 2006]. Diese Schwankungen werden durch externe Faktoren sowie interne Wechselwirkungen im Klimasystem beeinflusst. Die wichtigsten Einflussfaktoren der südasiatischen Monsunvariabilität sind in der Abb. 2.6 noch einmal veranschaulicht und werden im Folgenden näher beschrieben.

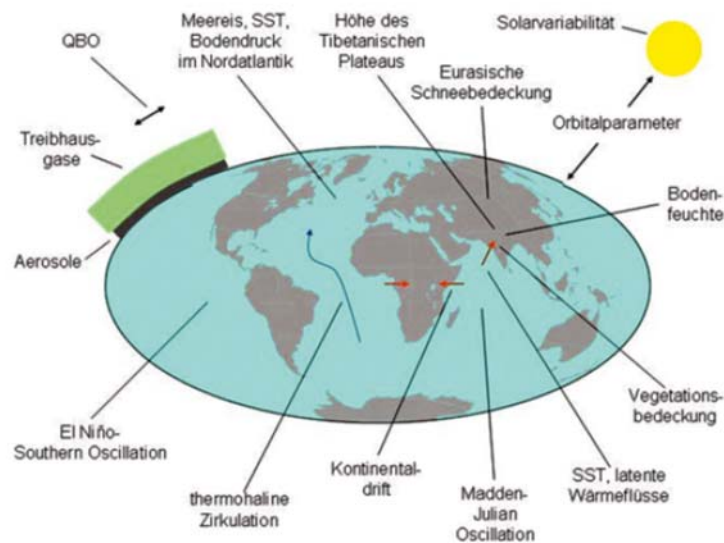


Abb. 2.6: Einflussfaktoren und Schwankungen des südasiatischen Monsuns auf unterschiedlichen Zeitskalen (erweitert nach SIROCKO [1996]). Quelle: PAETH, 2006.

2.3.1.1 Synoptische Variabilität

Die monsunale Witterung auf einer Zeitskala von einigen Tagen wird von unterschiedlichen synoptischen Systemen bestimmt, wobei in den niederen Breiten zwischen drei Typen unterschieden wird:

- (1) Zirkulationen mit überwiegender Abwärtsbewegung wie subtropische Antizyklonen und Ferrel'sche Hitzetiefs, die mit meist ruhigem trockenem Wetter verbunden sind,
- (2) Zirkulationen mit überwiegender Aufwärtsbewegung wie tropische und subtropische Zyklonen sowie Monsuntiefs, die zu ergiebigen Niederschlägen führen,
- (3) andere Systeme mit Druckgradienten wie der äquatoriale Monsuntrog, der sich über die gesamte untere Troposphäre erstreckt und in Bodennähe in Form der ITCZ manifestiert sowie MCSs (Meso Cloud Systems) mit dem Sonderfall der Squall Lines.

2.3.1.2 Intraseasonale Variabilität

Auf der Zeitskala von mehreren Wochen prägen aktive und inaktive Phasen des Sommermonsuns den Witterungscharakter in Indien, die auf der meridionalen Verlagerung des Monsuntrogs (in Bodennähe ITCZ) basieren. Die ITCZ befindet sich in der Region mit der stärksten bodennahen Erwärmung und verursacht durch Aufwärtsströmung hoch reichende Konvektion und ergiebige Niederschläge in den

eingebetteten synoptischen Systemen. Die hoch reichende Bewölkung führt zu einer Verminderung der solaren Einstrahlung (vgl. Abb. 2.2 - links), so dass sich in den Randbereichen der ITCZ neue Gebiete der stärksten Erwärmung entwickeln können. Dies hat zur Folge, dass die ITCZ innerhalb von etwa zwei Wochen zwischen dem Monsuntrog über Indien und der sekundären Konvergenzzone am Äquator wandert.

Ein weiteres intrasaisonales Phänomen mit einer Periode von 40 bis 50 Tagen stellt die MJO (Madden-Julian-Oscillation) dar. Dies ist eine atmosphärische Welle, die vom Indischen Ozean aus ostwärts wandert und Anomalien der tropischen Konvektion und Zirkulation verursacht [FEIN und STEPHENS, 1987; PAETH, 2006].

Auf der Jahresskala dominiert der bekannte saisonale Wechsel von Winter- und Sommermonsun mit der charakteristischen hygrischen Differenzierung (vgl. Tab. B.1).

2.3.1.3 Interannuelle Variabilität

Die interannuelle Variabilität in den niederen Breiten wird vor allem durch die troposphärische zweijährige Oszillation (engl.: Tropical Biennial Oscillation, TBO) gekennzeichnet [WEBSTER et al., 1998], die als wesentliches Merkmal des gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Systems zu betrachten ist und die Wechselwirkungen mit dem Grundstrom der außertropischen Zirkulation berücksichtigt (vgl. Abb. 2.7).

Überdurchschnittliche ostafrikanische Niederschläge im Nordwinter sowie ein schwacher australischer Monsun (vgl. Abb. 2.7 - A) resultieren aus warmen SSTs im östlichen Pazifik und westlichen Indischen Ozean und kalten SSTs in Indonesien. Das führt zur Ausbildung einer trogartigen Struktur der außertropischen nordhemisphärischen Rossby-Wellen über dem Nordpazifik und einem Hochdruckrücken über Zentralasien, der warme Luftmassen in den Kontinent transportiert und somit eine verminderte Schneebedeckung bedingt. Im folgenden Nordsommer kann mehr Solarenergie in die Hitzetiefgenese über Indien und Tibet fließen, statt für die Schneeschmelze und Verdunstung aufgebraucht zu werden. Die differentielle Erwärmung von Land und Meer ist damit stärker und der Sommermonsun intensiver ausgebildet als im Durchschnitt (vgl. Abb. 2.7 - B). In den Regionen mit ausgedehnter Bewölkung und Starkniederschlägen kühlen sich die SSTs durch die verminderte Einstrahlung ab und bestehen bis in den nächsten Nordwinter (vgl. Abb. 2.7 - C). Daraus entwickelt sich eine Umkehr der winterlichen Niederschläge und der Struktur des zonalen Grundstroms in den mittleren Breiten. Kaltluftadvektion über Asien führt zu einem starken Anwachsen der Schneedecke, das wiederum im Folgesommer einen schwächeren südasiatischen Monsun verursacht (vgl. Abb. 2.7 - D). Durch die entsprechenden Anomalien im Wolkenbedeckungsgrad ergeben sich wieder Temperaturabweichungen in den tropischen Ozeanen, die erneut das Anomalienmuster in Abb. 2.7 - A erzeugen.

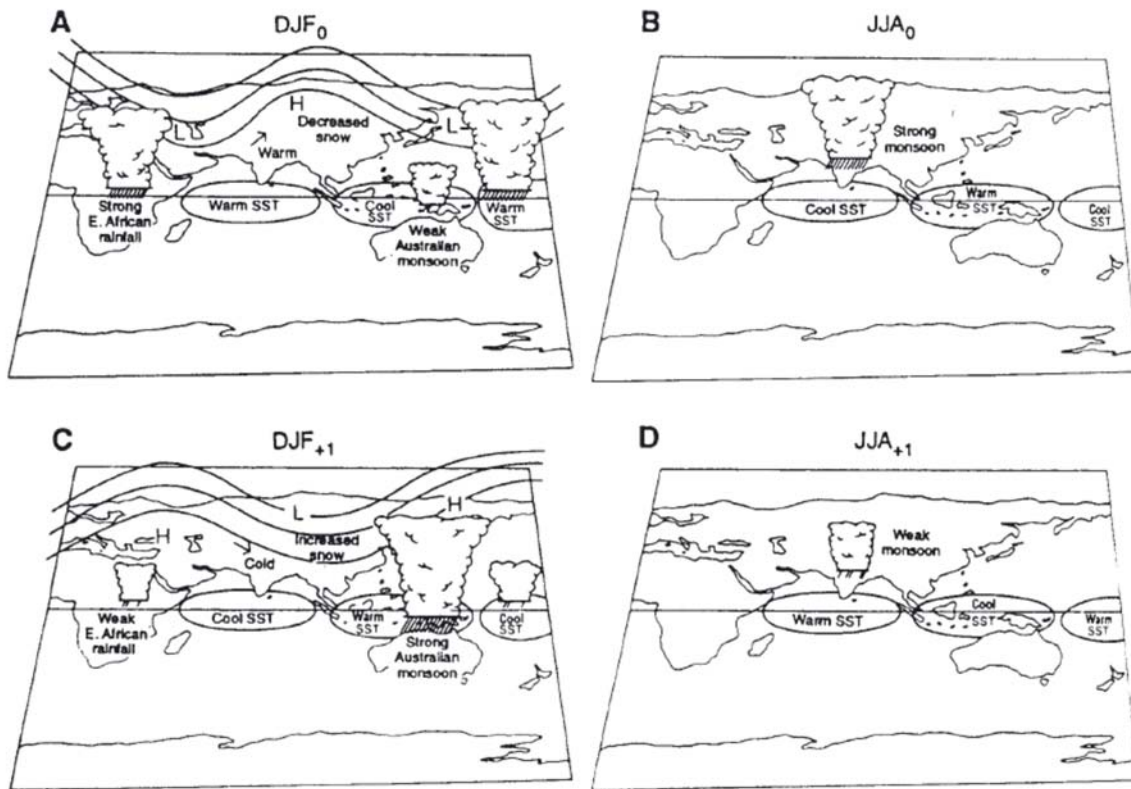


Abb. 2.7: Erklärungsansatz für die troposphärische zweijährige Oszillation starker und schwacher Monsun bzw. Niederschlag mit tropisch-außertropischen Wechselwirkungen ($L = \text{Trog}$, $H = \text{Rücken}$) sowie Anomalien in den Meeresoberflächentemperaturen (warme und kalte SST) und in der eurasischen Schneebedeckung (ausgeprägte und geringe Schneebedeckung) im Winter (DJF) und Sommer (JJA) in zwei aufeinander folgenden Jahren (0 und +1). Quelle: WEBSTER et al., 1998.

Die TBO wird noch von der quasi-zweijährigen Oszillation (engl.: Quasi-Biennial Oscillation, QBO) des Zonalwindes in der unteren äquatorialen Stratosphäre überlagert. Eine Ostwindphase der QBO bedingt einen schwächeren indischen Monsun, weil über dem Westpazifik adiabatische Abkühlung in der Höhe auftritt, welche dort die Stabilität der Atmosphäre herabsetzt und den umliegenden Regionen Absinkbewegungen und trockenes Wetter beschert.

Verbindungen des südasiatischen Monsuns zum ENSO-Phänomen (engl.: El-Nino-Southern Oscillation) mit einer Periodizität von 2 bis 7 Jahren [WEBSTER et al., 1998] werden gleichfalls diskutiert. So wird angenommen, dass ein starker Sommermonsun mit La Nina Anomalien im indopazifischen SST-Feld zusammenhängen könnte, wohingegen El Nino Ereignisse unterdurchschnittliche Monsunniederschläge in Indien auslösen.

2.3.1.4 Dekadische Variabilität

Natürliche dekadische Klimavariationen spielen auch bei der südasiatischen Monsunzirkulation eine entscheidende Rolle [z.B. MOOLEY und PARTHASARATHY, 1983; KRIPALANI und KULKARNI, 1997; MEHTA und LAU, 1997]. Der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus hat einen großen Einfluss auf viele Klimasystemkomponenten und speziell auf den strahlungsangetriebenen Monsun. Veränderungen der globalen thermohalinen Zirkulation des Ozeans verursachen ebenfalls dekadische Schwankungen im Monsunklima, wobei sich diese nicht nur auf regionale Prozesse im Indischen Ozean beziehen, sondern auch Variationen der Meereisbedeckung sowie der arktischen und nordatlantischen Zirkulation einschließen. Darüber hinaus existiert auch auf dekadischer Zeitskala eine enge Beziehung zwischen ENSO und dem indischen Monsun.

Klimamodellsimulationen zeigen einen starken Zusammenhang zwischen den dekadischen Klimavariationen und der internen Dynamik des Klimasystems [z.B. KURGANSKY et al., 1996; DORN, 2002; DETHLOFF et al., 2004; HANDORF et al., 2004]. Die multidekadische natürliche Variabilität der Atmosphäre wird durch komplexe nichtlineare Interaktionen zwischen den Komponenten Atmosphäre, Ozean, Meereis, Gletscher, Landoberfläche und Vegetation als auch innerhalb der Komponenten beeinflusst. Die Folge der Rückkopplungen ist ein chaotisches Verhalten des Klimasystems, das kaum vorhersagbar ist. Neben natürlichen dekadischen Schwankungen muss auch der anthropogene Anteil durch die Emission klimarelevanter Spurengase und Aerosole bei der Monsunvariabilität berücksichtigt werden [z.B. CUBASCH und KASANG, 2000].

2.3.1.5 Säkulare Variabilität

Sehr lange Variationsperioden des indischen Monsuns werden u.a. durch Veränderungen der Landoberfläche hervorgerufen, wobei die Vegetation in Südasien und die Vergletscherung des Himalajas von besonderer Bedeutung sind [z.B. PRELL und KUTZBACH, 1992; TEXIER et al., 2000; XUE et al., 2004; WANG et al., 2006]. Vegetation und Schneebedeckung haben einen Einfluss auf die Albedo und damit auf die in Wärme umgewandelte Solarenergie, die eine Auswirkung auf die Ausprägung des thermalen Gradienten zwischen Land und Meer hat. Des Weiteren speichert die Vegetation einen Teil des Niederschlagswassers und beeinflusst damit den Wasserkreislauf.

Auf langen geologischen Zeitskalen existieren ebenfalls grundlegende Veränderungen des südasiatischen Monsunklimas. Schwankungen der Orbitalparameter mit der Exzentrizität, der Schiefe der Ekliptik sowie der Präzession der Erdachse bestimmen entscheidend die Intensität der Jahreszeiten sowie den Wechsel von Warm- und Kaltzeiten. In diesem Kontext ist der südasiatische Monsun umso stärker, je intensiver die solare Einstrahlung im Frühjahr und Sommer in Abhängigkeit der Konstellation der Orbitalparameter ist. Dies wird im Kapitel 7 noch näher diskutiert.

Die Höhe des Himalajas ist für die Ausbildung des Monsunsystems von entscheidender Bedeutung. Modellergebnisse haben gezeigt, dass der Gebirgszug mindestens die halbe Höhe des Istzustandes aufweisen muss, damit der Monsun bis etwa 30°N vordringen kann [PRELL und KUTZBACH, 1992].

2.3.2 Regionalisierung

Das südasiatische Monsunklima weist aufgrund der stark differenzierten orographischen Gliederung der Region eine räumliche Differenzierung im Hinblick auf die hygri-schen und thermischen Klimacharakteristika auf. Dabei werden die solaren, zirkulatorischen und großräumig-tellurischen Monsunkriterien entscheidend regionalisiert [ENDLICHER und WEISCHET, 2000]. Diese regionalen Unterschiede insbesondere in der Niederschlagsverteilung innerhalb eines Jahres werden bei der Modellvalidierung im Abschnitt 5 noch umfassender beschrieben.

3 Modellbeschreibung HIRHAM

Klimasimulationen und Zukunftsszenarien sind in der aktuellen Klimaforschung von zentralem Interesse. Dabei bedient man sich häufig globaler Zirkulationsmodelle (GCMs), die jedoch aufgrund ihrer groben räumlichen Auflösung von etwa 3° (300 km) regionale klimatische Prozesse nicht hinreichend gut wiedergeben können. In der regionalen Klimamodellierung bettet man mit Hilfe des dynamischen Downscaling-Verfahrens ein regionales Klimamodell in ein GCM ein, um die räumliche Modellauflösung für eine begrenzte Region zu erhöhen.

Ein Vertreter dieser regionalen atmosphärischen Klimamodelle stellt das HIRHAM4 dar, welches im folgenden Kapitel im Hinblick auf die wesentlichen dynamischen und physikalischen Eigenschaften vorgestellt wird, wobei es sich hiermit um keine ausführliche Modellbeschreibung handelt. In diesem Zusammenhang sei auf die Beschreibung von CHRISTENSEN et al. [1996] verwiesen. In der Vergangenheit wurden bereits erfolgreich Klimasimulationen mit dem HIRHAM4 für einige europäische Regionen [z.B. CHRISTENSEN und CHRISTENSEN, 2007; DANKERS et al., 2009], für die gesamte Nordpolarregion [z.B. RINKE und DETHLOFF, 2008; MATTHES et al., 2010; RINKE et al., 2010] als auch für die Südpolarregion [z.B. DETHLOFF et al., 2010; XIN et al., 2010] durchgeführt.

3.1 Allgemeiner Überblick

Der Modellname HIRHAM4 setzt sich aus den beiden Hauptkomponenten des Modells HIRLAM und ECHAM4 zusammen. Es wurde in einer gemeinschaftlichen Kooperation zwischen dem Dänischen Meteorologischen Institut (DMI), dem Königlichen Niederländischen Meteorologischen Institut (KNMI) und dem Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI) [CHRISTENSEN und VAN MEIJGAARD, 1992; CHRISTENSEN et al., 1996] entwickelt und besteht aus einem dynamischen Teil, welcher auf dem Regionalmodell HIRLAM (High-Resolution Limited Area Model) [MACHENHAUER, 1988; GUSTAFSSON, 1993] basiert und einem physikalischen Teil, der die physikalischen Parametrisierungen des allgemeinen atmosphärischen Zirkulationsmodells ECHAM4 [ROECKNER et al., 1996] umfasst.

3.2 Modelldynamik und Numerik

Das HIRHAM4 ist ein hydrostatisches Modell, in dem die prognostischen Gleichungen für die horizontalen Windkomponenten (u und v), die Temperatur (T), die spezifische Feuchte (q), den Wolkenwassergehalt (q_w) und den Luftdruck am Boden (p_s) numerisch gelöst sind. Des Weiteren gibt es diagnostische Gleichungen für das Geopotential (Φ) und die vertikale Windgeschwindigkeit (ω). Die Gleichungen lassen sich aus den allgemeinen Grundgleichungen für atmosphärische

Bewegungsvorgänge herleiten. Die resultierenden Basisgleichungen des HIRHAM4, die auch als primitive Gleichungen bezeichnet werden, enthalten auch Terme, die physikalisch parametrisiert werden müssen.

3.2.1 Dynamische Grundgleichungen

Zwei metrische Koeffizienten (h_x, h_y) werden in Modellgleichungen für jedes orthogonale Koordinatensystem mit den Achsen (x, y) verwendet. Auf der Erdoberfläche kann eine Distanz $\delta X, \delta Y$ in dieser Form geschrieben werden

$$\partial X = ah_x \partial x \quad \text{und} \quad \partial Y = ah_y \partial y. \quad (3.1)$$

Um die Kugelgestalt der Erde zu berücksichtigen, ist es notwendig, für die Gleichungen eine Transformation in Kugelkoordinaten durchzuführen. Im Falle einer rotierten sphärischen Koordinate auf der Erdoberfläche (λ, ϕ), können die metrischen Koeffizienten in dieser Weise geschrieben werden

$$\partial X = a \cos \lambda d\lambda \quad \text{und} \quad \partial Y = a d\phi, \quad (3.2)$$

wobei a der Erdradius, ϕ die geographische Breite und λ die geographische Länge ist. Im kartesischen Koordinatensystem lauten die Modellgleichungen für Impuls und Thermodynamik

$$\frac{\partial u}{\partial t} = (f + \xi)v - \dot{\eta} \frac{\partial u}{\partial \eta} - \frac{R_d T_v}{ah_x} \frac{\partial \ln P}{\partial x} - \frac{1}{ah_x} \frac{\partial}{\partial x} (\Phi + E) + PH_u + K_u, \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -(f + \xi)u - \dot{\eta} \frac{\partial v}{\partial \eta} - \frac{R_d T_v}{ah_y} \frac{\partial \ln P}{\partial y} - \frac{1}{ah_y} \frac{\partial}{\partial y} (\Phi + E) + PH_v + K_v, \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{u}{ah_x} \frac{\partial T}{\partial x} - \frac{v}{ah_y} \frac{\partial T}{\partial y} - \dot{\eta} \frac{\partial T}{\partial \eta} + \frac{\kappa T_v \omega}{(1 + (\partial - 1)q_v)P} + PH_T + K_T, \quad (3.5)$$

wobei

$$\xi = \frac{1}{ah_x h_y} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} (h_y v) - \frac{\partial}{\partial y} (h_x u) \right\}, \quad (3.6)$$

$$E = \frac{1}{2} (u^2 + v^2), \quad (3.7)$$

$$\dot{\eta} = \frac{\partial \eta}{\partial t}. \quad (3.8)$$

Dabei ist u die zonale und v die meridionale Windkomponente, T die Lufttemperatur, R_d die Gaskonstante trockener Luft, f die Corioliskraft, Φ die geopotentielle Höhe, κ die von Kármán Konstante, T_v die virtuelle Lufttemperatur, PH_u , PH_v und PH_T sind Tendenzen der physikalischen Parametrisierung, K_u , K_v und K_T sind Tendenzen der horizontalen Diffusion. Die Wasserdampf- und Wolkenwassergleichungen lauten

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} = -\frac{u}{ah_x} \frac{\partial q_v}{\partial x} - \frac{v}{ah_y} \frac{\partial q_v}{\partial y} - \dot{\eta} \frac{\partial q_v}{\partial \eta} + PH_{q_v} + K_{q_v}, \quad (3.9)$$

$$\frac{\partial q_w}{\partial t} = -\frac{u}{ah_x} \frac{\partial q_w}{\partial x} - \frac{v}{ah_y} \frac{\partial q_w}{\partial y} - \dot{\eta} \frac{\partial q_w}{\partial \eta} + PH_{q_w} + K_{q_w}, \quad (3.10)$$

wobei q_v das Wasserdampf-mischungsverhältnis ist und $q_w = q_l + q_i$ stellt das Wolkenwasser-mischungsverhältnis mit dem flüssigen q_l und festen Anteil q_i dar. Die hydrostatische Grundgleichung lautet

$$\frac{\partial \Phi}{\partial P} = -\frac{R_d T_v}{P} \quad (3.11)$$

und die Kontinuitätsgleichung ist

$$\frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) + \nabla \cdot \left(\vec{V}_h \frac{\partial P}{\partial \eta} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\dot{\eta} \frac{\partial P}{\partial \eta} \right) = 0, \quad (3.12)$$

bei dem \vec{V}_h den horizontalen Windvektor darstellt. Die Definition des Divergenz Operators ist

$$\nabla \cdot \vec{V}_h = \frac{1}{ah_x ah_y} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} (h_y u) + \frac{\partial}{\partial y} (h_x v) \right\}. \quad (3.13)$$

Durch die Integration der Kontinuitätsgleichung unter Annahme der Randbedingungen $\dot{\eta} = 0$ bei $\eta = 0$ und $\eta = 1$, erhält man die Gleichung für die Luftdrucktendenz am Boden

$$\frac{\partial P_s}{\partial t} = -\int_0^1 \nabla \cdot \vec{V}_h \left(\frac{\partial P}{\partial \eta} \right) d\eta. \quad (3.14)$$

Die Vertikalgeschwindigkeit der Druckkoordinaten ergibt sich aus

$$\omega = \frac{\partial P_s}{\partial t} + \int_\eta^1 \nabla \cdot \vec{V}_h \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) d\eta + \vec{V}_h \cdot \nabla P \quad (3.15)$$

und die dazugehörige Gleichung der Vertikalgeschwindigkeit $\dot{\eta}$ lautet dann

$$\dot{\eta} \frac{\partial P}{\partial \eta} = \left(1 - \frac{\partial P}{\partial P_s} \right) \frac{\partial P_s}{\partial t} + \int_\eta^1 \nabla \cdot \vec{V}_h \left(\frac{\partial P}{\partial \eta} \right) d\eta. \quad (3.16)$$

Eine detaillierte Beschreibung zu den Grundgleichungen der atmosphärischen Dynamik findet man bei KLAUS [2009].

3.2.2 Numerische Diskretisierungen

3.2.2.1 Horizontale Diskretisierung

Die Gleichungen werden auf einem Arakawa-C-Gitter diskretisiert (vgl. Abb. 3.1) und durch zentrierte finite Differenzen approximiert. Die partielle räumliche Ableitung einer beliebigen Größe $\psi(x)$ wird durch den zentrierten Differenzenquotienten

$$\frac{\partial \psi}{\partial x} \rightarrow \frac{\psi(x + \Delta x) - \psi(x - \Delta x)}{2\Delta x} \quad (3.17)$$

ersetzt, wobei Δx der Gitterabstand ist. Für die zweite Ableitung ergibt sich

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \rightarrow \frac{\psi(x + \Delta x) - 2\psi(x) + \psi(x - \Delta x)}{(\Delta x)^2}. \quad (3.18)$$

Die einzelnen Variablen werden an verschiedenen Orten definiert, wodurch sich ein versetztes Gitter („staggered grid“) ergibt. Die Größen T , q , q_w und p_s werden dabei an den Gitterschnittpunkten (x,y) , die Größe u an den Punkten $(x + \Delta x / 2,y)$ und die Größe v an den Punkten $(x,y + \Delta y / 2)$ diskretisiert.

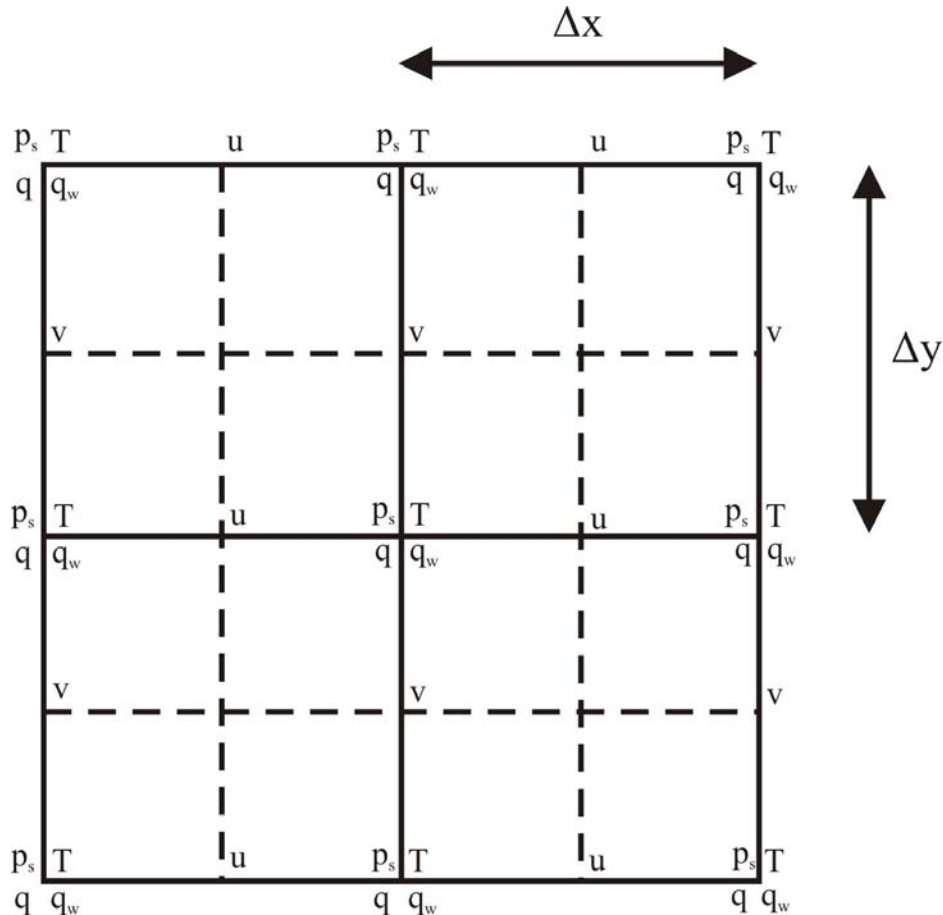


Abb. 3.1: Arakawa-C-Gitter.

3.2.2.2 Vertikale Diskretisierung

Das HIRHAM4 besteht in der vertikalen Struktur aus 19 Schichten in einem gemischten σ - p -Koordinatensystem mit einer dem Gelände folgenden Koordinate $\sigma = p/p_s$, welche die unteren Modellschichten prägt und einer Druckkoordinate p , die in den oberen Modellschichten entscheidend ist. Die kombinierte Vertikalkoordinate η ist eine Funktion des Luftdrucks in der Modellschicht p und des Luftdrucks am Boden p_s , also $\eta = \eta(p,p_s)$ mit den Randbedingungen $\eta(0,p_s) = 0$ und $\eta(p_s,p_s) = 1$. Die Modelllevel ($k = 1, \dots, 19$) werden durch den Luftdruck

$$p_k = \frac{1}{2}(p_{k+1/2} - p_{k-1/2}) \quad (3.19)$$

bestimmt, wobei $p_{k+1/2} = A_{k+1/2} + B_{k+1/2} \cdot p_s$ (3.20) durch die Konstanten $A_{k+1/2}$ und $B_{k+1/2}$ festgelegt ist. Für einen Referenzdruck von $p_s = 1013$ hPa sind die entsprechenden Werte in Tabelle B.2 aufgeführt.

3.2.2.3 Zeitliche Diskretisierung

Im Modell wird ein semi-implizites „Leap-Frog“-Zeitschrittverfahren zur numerischen Lösung der prognostischen Gleichungen verwendet. Mit diesem Verfahren ergibt sich für die Größe ψ zum Zeitschritt $n + 1$

$$\psi^{n+1} = \psi^{n-1} + 2\Delta t \cdot (F^n - S_\psi), \quad (3.21)$$

wobei die Funktion F^n die lokale zeitliche Änderung von ψ zum Zeitschritt n angibt. S_ψ steht für einen semi-impliziten Korrekturterm. Berücksichtigt man den prognostizierten Wert ψ_e^{n+1} , der sich mit dem expliziten „Leap-Frog“-Zeitschrittverfahren

$$\psi_e^{n+1} = \psi^{n-1} + 2\Delta t \cdot F^n \quad (3.22)$$

ergibt, lässt sich die Gleichung in dieser Form schreiben

$$\psi^{n+1} = \psi_e^{n+1} + 2\Delta t \cdot S_\psi. \quad (3.23)$$

Im Modell wird zunächst ψ_e^{n+1} mit dem expliziten Verfahren (3.22) bestimmt und anschließend wird die semi-implizite Korrektur S_ψ berechnet, um als Ergebnis ψ zum nächsten Zeitschritt ($n + 1$) zu erhalten.

Nach dem semi-impliziten Zeitschrittverfahren wird noch eine Zeitfilterung nach ASSELIN [1972] durchgeführt, um für eine beliebige Größe ψ zum Zeitschritt n den gefilterten Wert

$$\psi_f^n = \psi^n + \varepsilon_f (\psi_f^{n-1} + \psi_f^{n+1} - 2\psi^n) \quad (3.24)$$

zu erhalten, wobei $\varepsilon_f = 0,05$ der Zeitfilter-Koeffizient ist. Der Index f bezieht sich jeweils auf gefilterte Werte von ψ .

In Anlehnung an das Courant-Friedrichs-Lewy-Stabilitätskriterium oder kurz CFL-Kriterium [COURANT et al., 1928] ergibt sich ein Modellzeitschritt Δt von 300 s, um die numerische Stabilität bei der Berechnung der physikalischen Tendenz der prognostischen Größen T , q und q_w zu wahren.

3.2.3 Horizontale Diffusion

Da die Diskretisierung der Modellgleichungen eine zeitliche Mittelung umfasst, müssen Gleichungen für zeitlich gemittelte Größen verwendet werden. Dazu wird für alle Variablen eine Aufspaltung $\psi = \bar{\psi} + \psi'$ vorgenommen, bei dem $\bar{\psi}$ für den zeitlichen Mittelwert und ψ' für die Abweichung vom Mittelwert steht. Unter Berücksichtigung der Reynoldsschen Mittelungsregeln [z.B. HOLTON, 1992; ETLING, 1996] erhält man prognostische Gleichungen für die gemittelten Größen $\bar{u}, \bar{v}, \bar{T}, \bar{q}$

und \bar{q}_w , die sich von den Gleichungen für die ungemittelten Größen nur durch einen zusätzlichen Term unterscheiden, der den turbulenten Fluss der Größe ψ enthält und als turbulente Schubspannung interpretiert werden kann [z.B. ETLING, 1996]. Dabei lässt diese sich in eine vertikale und horizontale Komponente aufspalten, wobei der vertikale Anteil in der Grenzschicht-Parametrisierung eine Rolle spielt (vgl. Abschnitt 3.5).

Im Modell wird eine horizontale Diffusion berücksichtigt. Sie wird entlang der Modellflächen mit einem linearen Diffusionsschema vierter Ordnung für die prognostischen Größen u , v , T und q beschrieben. Für die Variable ψ ergibt sich die folgende Gleichung

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right)_{hd} = -K_\psi \frac{\partial^4}{\partial x_k^4} \psi^{n-1} \quad (3.25)$$

Der Index hd bezieht sich dabei auf die lokale Änderung von ψ als Folge der horizontalen Diffusion. K_ψ stellt den horizontalen Diffusionskoeffizienten in der Einheit $\text{m}^4 \text{s}^{-1}$ dar, $\partial / \partial x_k$ ist der horizontale Nabla-Operator und ψ^{n-1} kennzeichnet den Wert von ψ zum vorangegangenen Zeitschritt.

Die Ursache der horizontalen Diffusion basiert auf der turbulenten Strömung, bei der infolge barokliner Instabilität die Energie auf großer Skala zugeführt, durch den Zerfall barokliner Wirbel durch alle Skalen (planetar – synoptisch – subsynoptisch – mesoskalig) transportiert und bei der kleinsten Skala in Form von Wärme dissipiert wird.

Die gemischten σ - p -Koordinaten der Modellflächen, welche in Bodennähe der Orographie folgen, führen bedingt durch die horizontale Diffusion in Gebieten mit steiler Orographie zur Vermischung von unterschiedlich geprägten Luftmassen aus verschiedenen Höhen, wodurch unphysikalische Effekte ausgelöst werden können wie z.B. eine künstliche Konvektion mit Niederschlag, dessen Ursache nicht in den thermodynamischen Bedingungen der Atmosphäre zu finden ist. Zur Reduzierung dieser Effekte wird die horizontale Diffusion an den Gitterpunkten ausgeschaltet, die zu benachbarten Gitterpunkten derselben Schicht große Höhenunterschiede aufweisen [CHRISTENSEN et al., 1996].

3.3 Randantrieb und Modellinitialisierung

Der Antrieb des Modells wird z.B. durch ERA40 Reanalysedaten bestimmt. Dabei werden am seitlichen Rand die prognostischen Größen Temperatur, Bodenluftdruck, spezifische Feuchte und horizontaler Wind in einem 6-stündlichen Intervall und am unteren Rand die Meeresoberflächentemperatur täglich vorgeschrieben. Damit jedem Zeitschritt der Simulation Randwerte zuzuordnen sind, werden die Randfelder innerhalb der Modellsimulation einer linearen zeitlichen Interpolation unterworfen. Anschließend werden die Randinformationen an den seitlichen Rändern mit Hilfe einer Relaxation nach DAVIES [1976] über eine 10 Gitterpunkte umfassende Randzone ins Modellinnere transferiert [CHRISTENSEN et al., 1996]. Die Felder ψ_k kennzeichnen dabei die Modellwerte ψ_k^{HIRHAM} und die seitlichen Randwerte von ERA40 ψ_k^{ERA40} .

$$\psi_k = \alpha_k * \psi_k^{ERA40} + (1 - \alpha_k) \psi_k^{HIRHAM} \quad (3.26)$$

Die Koeffizienten α_k sind die Gewichtungsfaktoren, welche zu einer konsistenten Verbindung von Randantriebsfeld und internes Modellfeld innerhalb der Randzone führen. Sie hängen von der Gitterpunktdistanz ab.

$$\alpha_k = 1 - \tanh(ak) \quad (3.27)$$

Die Konstante a ist von der Anzahl der Relaxationspunkte abhängig.

Diese Randantriebsprozedur wird für alle prognostischen Variablen mit Ausnahme der spezifischen Feuchte und des Wolkenwassers durchgeführt. Die spezifische Feuchte ist dabei nur an den äußeren Randpunkten ($k = 0$) mit dem Antriebsfeld verbunden. Es wird ermittelt, ob die Windkomponenten einen horizontalen Feuchteabfluss ins Modell hinein oder aus dem Modell heraus anzeigen. Im ersten Fall wird dem Feuchtefeld am äußersten Gitterpunkt der Wert des Antriebsfeldes zugeordnet und im zweiten Fall wird dem Feuchtefeld am äußersten Gitterpunkt ein Wert gegeben, der durch Extrapolation aus den Werten der vier benachbarten, stromaufwärts liegenden Gitterpunkten innerhalb des Modellgebiets berechnet wird. Der Wolkenwassergehalt wird ebenfalls in Abhängigkeit der Strömungsrichtung bestimmt, wobei jedoch kein globales Antriebsfeld berücksichtigt wird. Dies führt im Falle einer ins Modell gerichteten Strömung dazu, dass am äußersten Gitterpunkt der Wolkenwassergehalt null gesetzt wird.

Die Anfangsbedingungen des Modells werden durch eine nichtlineare Normalmoden-Initialisierung erreicht [z. B. HOLTON, 1992]. Unter Normalmoden eines dynamischen Systems werden freie Schwingungen verstanden, die sich durch Linearisierung der diskreten Modellgleichungen um einen Grundzustand und Bestimmung der orthogonalen Eigenlösungen dieser linearisierten Gleichungen berechnen lassen. Als Ergebnis liegen für jeden Gitterpunkt in jeder Schicht drei Normalmoden vor: eine sich ostwärts und eine sich westwärts ausbreitende Schwerewelle und eine sich westwärts ausbreitende Rossby-Welle [HOLTON, 1992]. Das Ziel dieses Initialisierungsverfahrens ist die Eliminierung der hochfrequenten Schwerewellen, durch die ein gestörtes Gleichgewicht im Anfangszustand ausgelöst werden kann, wodurch unphysikalische oder aus numerischen Gründen fehlerhafte Lösungen der Gleichungen auftreten können. Darüber hinaus soll das Verhältnis zwischen den dynamischen und thermodynamischen Feldern, entsprechend den niederfrequenten Rossby-Wellen, die eine langsame Entwicklung der großräumigen Dynamik bestimmen, erhalten bleiben. Das Wolkenwasser wird bei der Initialisierung nicht berücksichtigt ($q_w = 0$ bei $t = 0$). Nähere Erläuterungen zu den ERA40 Daten finden sich im Kapitel 4. Das folgende Schema illustriert noch einmal die einzelnen Komponenten des Randantriebs und der Modellinitialisierung von HIRHAM4.

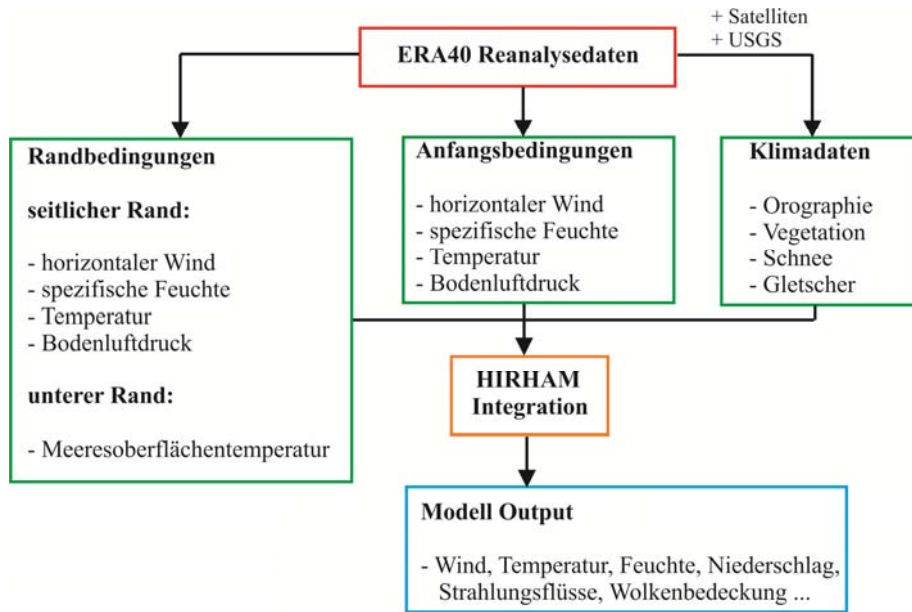


Abb. 3.2: *HIRHAM4*-Schema. Die Abbildung stellt die Zusammenhänge des globalen Randantriebs im Modell mit den Komponenten Randantrieb und Initialisierung prognostischer Größen, Modellintegration- und output dar. Die Klimadaten sind ein weiterer Bestandteil der Modellinitialisierung.

3.4 Modellsetup

Für die Klimasimulationen in der asiatischen Monsunregion wurde das bisher erfolgreich in den Polarregionen angewendete rotierte Gitter mit einer horizontalen räumlichen Auflösung von 0.5° , das etwa 50 km entspricht und 110×100 Gitterpunkte umfasst, auf ein Domain übertragen, das sich etwa von $0 - 50^\circ\text{N}$ und $42 - 110^\circ\text{E}$ erstreckt (vgl. Abb. 3.3).

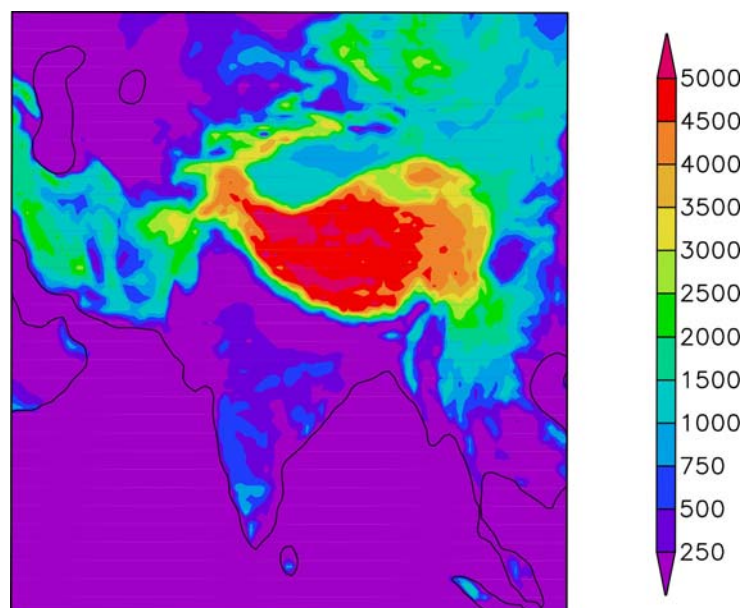


Abb. 3.3.: *Integrationsgebiet und Orographie (m) von HIRHAM4 in der asiatischen Monsunregion.*

Dabei wurde insbesondere berücksichtigt, dass wesentliche Antriebsmechanismen des indischen Monsuns (z.B. Meeresoberflächentemperatur und Orographie) in diesem Modellgebiet enthalten sind. In diesem Zusammenhang sei auf die bedeutende Wechselwirkung zwischen dem eurasischen Kontinent, der durch eine sehr hohe Topographie (z.B. Tibet Plateau oder Himalaja) sowie einer starken Reliefdifferenzierung charakterisiert ist und dem angrenzenden Indischen Ozean verwiesen.

3.5 Physikalische Parametrisierungen

In Klimamodellen werden die komplexen subgridskaligen Mechanismen im Klimasystem, die unterhalb der Gitterpunktauflösung liegen und aus diesem Grund nicht vom Modell wiedergegeben werden können durch die Vereinfachung physikalischer Prozesse beschrieben, wobei sie mit den auflösbaren großskaligen Modellgrößen zusammenhängen müssen.

Das HIRHAM4 umfasst dabei Parametrisierungen für Strahlung, Landoberflächenprozesse, Meeresoberflächen-Meereis-Prozesse, planetare Grenzschicht (vertikale Impuls-, Wärme- und Feuchtetransporte), Impulstransport durch Schwerewellen, Cumuluskonvektion und großräumige Kondensation, die hier mit Ausnahme der Meereisprozesse kurz vorgestellt werden, da sie in dem Integrationsgebiet keine Relevanz haben. Zusätzlich zu den unter 3.2 beschriebenen prognostischen und diagnostischen Gleichungen enthält das Modell noch eine Energiebilanzgleichung für die Oberflächentemperatur über Meereis, eine Wärmeleitungsgleichung für die Temperaturen in fünf Bodenschichten, eine hydrologische Bilanzgleichung, welche Regen, Schneefall, Verdunstung, Abfluss und Schneeschmelze beinhaltet und diagnostische Gleichungen für die Wolkenbedeckung und die Phasenanteile in Mischwolken [CHRISTENSEN et al., 1996; ROECKNER et al., 1996].

3.5.1 Strahlung

Die kurz- und langwellige Strahlung führt über die thermodynamische Energiegleichung zu einer Temperaturänderung, die durch die Divergenz der Netto-Strahlungsflüsse $F = F_k + F_l$ bestimmt wird, wobei F_k für den kurzwelligen und F_l für den langwelligen Strahlungsfluss steht. Im p -Koordinatensystem lässt sich unter der Annahme horizontal homogener Bedingungen die strahlungsbedingte Temperaturänderung durch diese Gleichung beschreiben

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_{rad} = \frac{g}{c_p} \frac{\partial F}{\partial p}, \quad (3.28)$$

wobei g die Erdbeschleunigung und c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck ist. Der Index *rad* bezieht sich auf die Strahlung. Da die vollständige Berechnung des Strahlungstransfers sehr viel Rechenzeit beansprucht, wird sie nur alle zwei Stunden durchgeführt. Damit die Änderungen des Sonnenzenitwinkels und der Temperatur auch zwischen diesen Zeiten berücksichtigt werden, werden die Strahlungsflüsse zu jedem Zeitpunkt durch

$$F_k = \tau_e \cdot S_0 \quad (3.29)$$

$$F_l = \varepsilon_e \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (3.30)$$

angenähert, wobei τ_e das effektive Transmissionsvermögen und ε_e das effektive Emissionsvermögen der jeweiligen Modellschicht zum Zeitpunkt der vollständigen Strahlungsberechnung ist. S_0 kennzeichnet den aktuellen Strahlungsfluss von der Sonne an der Obergrenze der Atmosphäre und σ steht für die Stefan-Boltzmann Konstante. Die Parametrisierung des Strahlungstransfers wurde vom ECMWF übernommen und basiert auf den Ansätzen von FOUQUART und BONNEL [1980] für die kurzwellige Strahlung F_k und MORCRETTE et al. [1986] für die langwellige Strahlung F_l . Zudem wurden noch einige Modifizierungen vorgenommen, die die Berücksichtigung zusätzlicher Treibhausgase (CH_4 , N_2O , FCKWs), die Ozonabsorption bei einer Wellenlänge von $14,6 \mu\text{m}$ und eine Verbesserung der Wasserdampfabsorption [GIORGETTA und WILD, 1995] betreffen. Der Strahlungstransfer in der Atmosphäre wird durch eine Reihe von strahlungsaktiven Bestandteilen und Beimengungen bestimmt, die im HIRHAM4 berücksichtigt werden. Hierzu zählen H_2O , CO_2 , CH_4 , N_2O , O_3 , FCKWs, Aerosole und Wolken. Neben einer Aufteilung in kurz- und langwellige Strahlung wird ebenso zwischen bewölktem und wolkenlosem Himmel unterschieden, wobei die Eigenschaften von Wolkenröpfchen und Eiskristallen in Bezug auf die Einfachstreuung der Strahlung von der Mie-Theorie abgeleitet und an ein verwendetes Breitbandmodell angepasst werden [ROCKEL et al., 1991]. Die Aerosol- und Treibhausgaskonzentrationen sowie die Konzentration von Wolkenröpfchen sind vorgegebene Parameter, wobei der effektive Radius von Wolkenröpfchen und Eiskristallen in Abhängigkeit des Gehalts an Wasser in flüssiger oder fester Form parametrisiert ist. Darüber hinaus wird eine fest eingestellte Solarkonstante von 1365 W/m^2 verwendet.

3.5.2 Landoberflächenprozesse

Im Modell wird zwischen verschiedenen Oberflächentypen unterschieden, die u.a. 16 Landbedeckungstypen und den offenen Ozean enthalten. Über den Landflächen wird dabei der Impuls-, Wärme- und Feuchteaustausch zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre berücksichtigt. Die meisten Landoberflächeneigenschaften, wie z.B. Orographie, Bodenalbedo, Vegetationstyp, Blattflächenindex oder die Wärmekapazität und maximale Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens, sind fest bzw. jahreszeitlich abhängig in den Klimadaten (siehe Abb. 3.2) vorgeschrieben. Die Berechnung der Bodenwärmeflüsse erfolgt mit einem fünfschichtigen Bodenmodell entsprechend der eindimensionalen Energieerhaltungsgleichung

$$\rho_g c_g \frac{\delta T}{\delta t} = -\frac{\delta F_z}{\delta z} = \frac{\delta}{\delta z} \left[\lambda_g \frac{\delta T}{\delta z} \right] \quad (3.31)$$

wobei $\rho_g c_g$ die Wärmekapazität des Bodens pro Volumeneinheit ist, T ist die Bodentemperatur in K, λ_g die Wärmeleitfähigkeit des Bodens und F_z der Wärmefluss in der Höhe z . Die Schichten des Bodens liegen zwischen 0 m und 10 m Tiefe. Die Schichtdicke nimmt dabei mit der Tiefe zu. Der obere Rand

wird durch den atmosphärischen Netto-Energiefluss F_{atm} bestimmt, der sich aus den turbulenten fühlbaren und latenten Wärmeflüssen am Boden und den Strahlungsflüssen am Boden zusammensetzt. Am unteren Rand wird der Wärmefluss auf null gesetzt. Die Temperatur in den einzelnen Schichten wird durch die Wärmehaushaltsgleichung bestimmt. Dabei ergibt sich für die oberste Schicht die Gleichung

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{F_0}{\rho_g c_g \Delta z_1} + \frac{2\lambda_g}{\rho_g c_g \Delta z_1} \cdot \frac{T_2 - T_1}{\Delta z_2 + \Delta z_1} \quad (3.32)$$

und für die 4 unteren Schichten

$$\frac{\partial T_i}{\partial t} = \frac{2\lambda_g}{\rho_g c_g \Delta z_i} \left(\frac{T_{i+1} - T_i}{\Delta z_{i+1} + \Delta z_i} - \frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta z_i + \Delta z_{i-1}} \right), \quad (3.33)$$

wobei Δz_i die Dicke der Schicht i und T_i die Temperatur in dieser Schicht ist. Das Produkt $\rho_g c_g$ gibt die Wärmekapazität pro Volumeneinheit an und ist vom Bodentyp abhängig, das durch den Index g zum Ausdruck gebracht wird. λ_g stellt die Wärmeleitfähigkeit des Bodens dar. Für den Fall, dass kein Schnee liegt, ist $F_0 = F_{atm}$ und die Temperatur an der Erdoberfläche T_s wird auf T_1 gesetzt. Unter der Bedingung, dass der Boden mit Schnee bedeckt ist, wird eine zusätzliche Wärmeleitungsgleichung für die Temperatur in der Mitte der Schneeschicht T_{Sn} benötigt

$$\frac{\partial T_{Sn}}{\partial t} = \frac{\Delta F_0}{\rho_{Sn} c_{Sn} Sn}, \quad (3.34)$$

bei der Sn die Schneedicke in Metern einer äquivalenten Wassersäule und $\rho_{Sn} c_{Sn}$ die Wärmekapazität von Schnee pro Volumeneinheit angibt. Die Flussdifferenz ΔF_0 beschreibt den an der Schneeobergrenze ankommenden Netto-Energiefluss aus der Atmosphäre F_{atm} minus dem Energiefluss F_0 , der die Grenzfläche zwischen Schneeschicht und Boden durchquert. Die Oberflächentemperatur lässt sich durch lineare Extrapolation aus T_{Sn} und T_1 bestimmen.

Die Gleichung 3.31 wird für die i -te Bodenschicht in dieser Form diskretisiert

$$\frac{c_i \Delta z_i}{\Delta t} (T_i^{n+1} - T_i^n) = -F_{i-1} + F_i, \quad (3.35)$$

wobei n und $n+1$ die Werte am Anfang und Ende des Zeitschritts Δt sind und c_i ist die Wärmekapazität pro Volumeneinheit.

Die Wärmehaushaltsgleichung ist eine partielle Differentialgleichung und kann mit Hilfe des Crank-Nicholson-Verfahrens [BONAN, 1996; CRANK und NICOLSON, 1996] numerisch gelöst werden. Dabei handelt es sich um eine implizite Finite-Differenzen-Methode 2. Ordnung, die numerisch stabil ist

$$\frac{c_i \Delta z_i}{\Delta t} (T_i^{n+1} - T_i^n) = \frac{1}{2} (-F_{i-1}^n + F_i^n - F_{i-1}^{n+1} + F_i^{n+1}). \quad (3.36)$$

Das Wasser am und im Boden wird im HIRHAM4 in drei Teile untergliedert: die Schneemenge Sn (in Metern einer äquivalenten Wassersäule), die Wassermenge W_i , die durch die Vegetation abgefangen wird und den Bodenwassergehalt W_s , wobei deren zeitliche Entwicklung durch die hydrologischen

Komponenten Regen, Schneefall, Verdunstung und Abfluss bestimmt wird. Die Abflussberechnung basiert auf dem Schema von DÜMENIL und TODINI [1992].

3.5.3 Planetare Grenzschicht

Die turbulenten Grenzschichtprozesse werden im HIRHAM4 mit Hilfe der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie nach LOUIS [1979] parametrisiert. Dabei wird zusätzlich für den Diffusionskoeffizienten eine Schließung höherer Ordnung nach BRINKOP und ROECKNER [1995] angewendet, um den turbulenten Austausch von Impuls, Wärme, Feuchte und Wolkenwasser in der Atmosphäre oberhalb der bodennahen Grenzschicht zu berechnen. Der turbulente Fluss einer mittleren Größe ψ wird in der Bodenschicht durch die Gleichung

$$\overline{w'\psi'_s} = -C\psi\sqrt{u_l^2 + v_l^2}(\psi_l - \psi_s) \quad (3.37)$$

bestimmt. Der Index l steht für die unterste Modellschicht, welche die obere Grenze der Bodenschicht darstellt und der Index s kennzeichnet die Erdoberfläche, die die Bodenschicht nach unten abgrenzt. u_l und v_l repräsentieren die horizontalen Windkomponenten in der untersten Modellschicht und $C\psi$ ist der Widerstandbeiwert für die Größe ψ , der von der Höhe der Schicht l und der Stabilität der Schichtung abhängig ist und aus der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie abgeleitet wird [ROECKNER et al., 1996].

Zur Bestimmung der turbulenten vertikalen Diffusion einer mittleren Größe ψ oberhalb der Bodenschicht wird für den vertikalen turbulenten Fluss $\overline{w'\psi'}$ dieser Größe der Gradientansatz für turbulente Flüsse verwendet

$$\overline{w'\psi'} = -K_\psi \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad (3.38)$$

wobei K_ψ der entsprechende Diffusionskoeffizient ist. Auf dieser Grundlage ergibt sich für die durch vertikale Diffusion (Index vd) bedingte lokale zeitliche Änderung der mittleren Größe ψ die Gleichung

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial t}\right)_{vd} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho K_\psi \frac{\partial \psi}{\partial z} \right). \quad (3.39)$$

Für den unbekanntenen Diffusionskoeffizienten wird eine Schließung 1,5ter Ordnung mit einer Prandtl-Kolmogorov-Parametrisierung verwendet,

$$K_\psi = c_o \cdot l_\psi \cdot \sqrt{e} \cdot S_\psi(Ri_m), \quad (3.40)$$

bei der der Diffusionskoeffizient als Funktion der turbulenten kinetischen Energie e angegeben wird (TKE-Schließung). c_o ist eine Konstante ($c_o = 0,516$), l_ψ ist der Mischungsweg für die Größe ψ und S_ψ ist eine empirische Stabilitätsfunktion, die von der feuchten Richardson-Zahl Ri_m (Index m für „moist“; auch als Bulk-Richardson-Zahl bekannt) abhängt. In diesem Fall muss eine weitere prognostische Gleichung für die turbulente kinetische Energie gelöst werden. Im Modell besteht sie aus dieser vereinfachten Form

$$\frac{\partial e}{\partial t} = \underbrace{-\frac{\partial}{\partial z} \overline{w'e'}}_{(1)} + \underbrace{\frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta'_v}}_{(2)} - \underbrace{\left(\overline{w'u'} \frac{\partial u}{\partial z} + \overline{w'v'} \frac{\partial v}{\partial z} \right)}_{(3)} - \underbrace{\frac{c_o^3}{l_m}}_{(4)} e^{3/2}. \quad (3.41)$$

Die einzelnen Terme gliedern sich dabei wie folgt auf: (1) Turbulenter Fluss von Turbulenzenergie, (2) Produktion oder Vernichtung von Turbulenzenergie durch turbulente Wärmeflüsse (Auftriebskräfte), (3) Produktion von Turbulenzenergie aus der Scherung der mittleren Strömung (Grundstrom), (4) Energiedissipation (Vernichtung von Turbulenzenergie durch molekulare Reibung). Die Advektion von turbulenter kinetischer Energie wird im Modell vernachlässigt.

Zur Bestimmung des Mischungsweges in Gleichung (3.40) wird auf den Ansatz von BLACKADAR [1962] zurückgegriffen, bei dem sich der Mischungsweg l als Funktion der Höhe z durch

$$l(z) = \frac{\kappa z}{1 + \frac{\kappa z}{\lambda}} \quad (3.42)$$

berechnen lässt, wobei κ die von Kármánsche Konstante $\kappa = 0,4$ und λ eine asymptotische Mischungslänge ist.

3.5.4 Impulstransport durch Schwerewellen

Orographisch induzierte Schwerewellen, die bei stabiler Schichtung über hügeligem Gelände entstehen und eine charakteristische Wellenlänge von rund 1-10 km besitzen, können bei einer Modellgitterweite von 50 km nicht mehr aufgelöst werden und müssen demzufolge parametrisiert werden, da insbesondere der Impulstransport durch Schwerewellen von Bedeutung ist. Dies erfolgt mit Hilfe des Schemas von MILLER et al. [1989]. Unter Schwerewellen versteht man kleinskalige Störungen u' der mittleren Strömung u des Modells und können somit wie turbulente Größen interpretiert werden. Für die durch Schwerewellen verursachte lokale zeitliche Änderung des mittleren Impulses ergibt sich

$$\left(\frac{\partial u}{\partial t} \right)_{gw} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \overline{w'u'}). \quad (3.43)$$

Der Impulsfluss pro Volumeneinheit lässt sich durch die Reynoldsschen Schubspannungen $\tau = -\rho \overline{w'u'}$ ausdrücken. Der Index gw steht für Schwerewellen (engl.: gravity waves).

Das Parametrisierungs-Schema besteht aus 2 Teilen: aus einer Parametrisierung der Schubspannungen τ in den unteren Schichten und aus der Modellierung der dynamischen Prozesse, die die vertikale Struktur von τ bestimmen. Die Schubspannung in den unteren Schichten ist von der horizontalen

Windgeschwindigkeit, den orographischen Varianzen und der Brunt-Vaisala-Frequenz $N = \sqrt{\frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta}{\partial z}}$

(3.44) abhängig, welche die Stabilität der atmosphärischen Schichtung durch den Vertikalgradienten der potentiellen Temperatur θ beinhaltet.

Die Schubspannung in den oberen Schichten resultiert aus der aufwärts gerichteten Wellenausbreitung. Zur Beschreibung der Turbulenz, z.B. infolge konvektiver Instabilität, wird eine lokale Wellen-Richardson-Zahl bestimmt. Einzelheiten findet man in der Modellbeschreibung des ECHAM3 vom DKRZ [1993].

3.5.5 Cumuluskonvektion

Die Parametrisierung der Cumuluskonvektion basiert auf dem Massenflusskonzept von TIEDTKE [1989] mit Modifizierungen für die hoch reichende Konvektion nach NORDENG [1994]. Man unterscheidet im Modell zwischen flacher, mittlerer und hoch reichender Konvektion:

- (a) Unter flacher Konvektion wird die Cumuluskonvektion subsumiert, die vorwiegend in ungestörten Strömungen ohne großräumige Konvergenz auftritt und die sich beispielsweise durch Schönwettercumuli unterhalb einer Absinkinversion äußert.
- (b) Bei der mittleren Konvektion handelt es sich um konvektive Zellen, die durch dynamische Hebung von Luftmassen über das Hebungskondensationsniveau entstehen, wo dann freie Konvektion einsetzen kann. Diese findet man u.a. in Verbindung mit Warmfronten.
- (c) Der Begriff hoch reichende Konvektion bezieht sich auf Konvektionszellen, die eine große vertikale Erstreckung bis zur Tropopause haben, wobei eine hoch reichend feuchtlabile Schichtung oberhalb des Kondensationsniveaus vorausgesetzt wird. Sie tritt bei synoptischskaliger Konvergenz an Kaltfronten oder Tiefdrucktrögen auf.

Alle Konvektionsschemen setzen einige Bedingungen voraus, um die Wolkenparameter mit den großskaligen Größen zu verbinden. Für die flache Konvektion muss der Feuchtegehalt in der atmosphärischen Grenzschicht stationär sein, bei der mittleren Konvektion muss der Massenfluss an der Wolkenbasis mit der großskaligen Vertikalgeschwindigkeit verknüpft sein und für die hoch reichende Konvektion wird der Massenfluss mit der konvektiv verfügbaren potentiellen Energie in Beziehung gesetzt. Die Wolkenbasis wird durch die unterste Modellschicht festgelegt, in der in einem aufsteigenden Luftpaket Kondensation auftritt. Der Massenfluss an der Wolkenbasis berechnet sich aus der Feuchtekonvergenz in der atmosphärischen Grenzschicht, wobei für die hoch reichende Konvektion die Schließung von NORDENG [1994] verwendet wird. Die Wolkenobergrenze wird durch die erste Modellschicht bestimmt, an der ein aufsteigendes Luftpaket negativen Auftrieb erfährt.

3.5.6 Großräumige Kondensation

Im HIRHAM4 wird die Wolkenbildung, die unterhalb der Gitterauflösung stattfindet, mit dem Ansatz von SUNDQVIST [1978] parametrisiert, in dem die Gitterzellen des Modells in einen mit Wolken bedeckten (b) und einen wolkenlosen Teil ($1-b$) gegliedert werden. Zunächst werden in jeder Gitterzelle die spezifische Feuchte und das Wolkenwasser für den mit Wolken bedeckten und den wolkenfreien Teil getrennt berechnet. Anschließend werden in jeder Gitterzelle und jeder Modellschicht die Kondensations- und Verdunstungsraten bestimmt. Die Auswirkungen der wolkenphysikalischen Prozesse (z.B. Wachstum von Wassertröpfchen oder Eiskristallen) werden durch einen umfassenden Satz von Parametrisierungen berücksichtigt. Am Ende werden die Änderungen der spezifischen Feuchte und des Wolkenwassers zusammen mit der entsprechenden Temperaturänderung berechnet, um die Auswirkungen von Kondensation und Verdunstung auf die Temperatur einzubeziehen. Für die mittleren Werte in einer Gitterzelle ergeben sich diese Gleichungen

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{con} = \frac{l_v}{c_p} (bC_c + (1-b)C_o - (1-b)E_o), \quad (3.45)$$

$$\left(\frac{\partial q}{\partial t}\right)_{con} = -bC_c - (1-b)C_o + (1-b)E_o, \quad (3.46)$$

$$\left(\frac{\partial q_w}{\partial t}\right)_{con} = bC_c + (1-b)C_o - bP_c, \quad (3.47)$$

wobei l_v die spezifische latente Wärme und c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck ist. C_c und C_o sind die Kondensationsraten. Der Index c bezieht sich auf den mit Wolken bedeckten Teil und der Index o auf den wolkenlosen Teil der Gitterzelle. P_c bezeichnet die Niederschlagsrate im wolkenbedeckten Teil und E_o die Verdunstungsrate von Niederschlag, der in den wolkenlosen Teil fällt. Verdunstung im wolkenbedeckten Teil findet nicht statt ($E_c = 0$) und Niederschlag kann nur aus Wolken fallen ($P_o = 0$). Der Index con steht für Kondensation.

Der Flächenanteil der Wolkenbedeckung b ist als eine nichtlineare Funktion der über eine Gitterzelle gemittelten relativen Feuchte U parametrisiert. Für $U_b < U < U_{sat}$ mit U_b als Schwellenwert der Kondensation und U_{sat} als Sättigungsfeuchte, lässt sich b durch

$$b = 1 - \sqrt{1 - \frac{U - U_b}{U_{sat} - U_b}} \quad (3.48)$$

bestimmen. Im anderen Fall ist $b = 0$, d.h. existierende Wolken lösen sich im Fall $U < U_b$ auf. Der Schwellenwert für die Kondensation ist eine Funktion der Höhe und die Sättigungsfeuchte nimmt im Modell den Wert eins an.

4 Beobachtungsdaten

Für die Validierung des Modells wurde eine Reihe von Beobachtungsdaten herangezogen, die sowohl mit dem Modelloutput als auch untereinander verglichen wurden. Dabei wurde auf Gitterdaten von unterschiedlichen Quellen, Stationsdaten und paläoklimatische Rekonstruktionen zurückgegriffen. Die folgende Tabelle gibt zunächst einen Überblick über die verwendeten Gitterdaten, die nachfolgend einzeln näher beschrieben werden. Die Gitterdaten sind durch eine unterschiedliche räumliche und zeitliche Auflösung charakterisiert (vgl. Tab. 4.1). Um einen direkten Vergleich zwischen den Gitterdatensätzen und den Ergebnissen der Modellsimulation zu erreichen, wurden die Beobachtungen auf das HIRHAM Gitter interpoliert.

Datensatz	Horizontale Auflösung	Anzahl der Gitterpunkte	λ	φ	Zeitperiode	Zeitliche Auflösung	Quelle
ERA40 ^{1,2,3,4,5}	1.125°	320x80	0-360 global	90-90 global	1958-2002	monatl.	(Station+Satellit) ECMWF
IMD-RF ⁵	1.0°	35x32	66.5-101.5 (°E)	6.5-38.5 (°N)	1951-2003	täglich	Station (Landoberfläche Indien) IMD
GPCC4 ⁵	0.5°	720x360	0-360 global	90-90 global	1901-2006	monatl.	Station (Landoberfläche) DWD
TRMM (3B43-V6) ⁵	0.25°	1440x400	0-360 global	50-50 (°N-°S)	1998-2008	monatl.	(Station+Satellit) NASA
TRMM (3B42-V6) ⁵	0.25°	1440x400	0-360 global	50-50 (°N-°S)	1998-2007	3-stdl.	Satellit (IR+PMW) NASA

Tab. 4.1: Gitterdatensätze zur Modellvalidierung für Bodenluftdruck (1), Geopotential (2), Wind (3), 2m-Lufttemperatur (4) und Niederschlag (5).

4.1 ERA40-Reanalysen

Reanalyse Produkte sind dazu bestimmt, globale und homogene Datensätze zu erzeugen, die für die längst mögliche Zeitspanne von Messdaten verfügbar sind. In Reanalysen werden einheitliche, hochmoderne atmosphärische Vorhersagemodelle und Assimilationsschemen auf der Basis von meteorologischen Beobachtungsdaten angewendet. Variationen im Datenassimilationssystem und Typ der Daten rufen einen signifikanten Sprung im Klima der reanalysierten Daten hervor, der sich insbesondere in datenarmen Regionen äußert [MARSHALL et al., 2002; BROMWICH und FOGT, 2004]. In diesem Zusammenhang sei auf die Einführung des Satellitenzeitalters am Ende der 1970er Jahre verwiesen, die in vielen Reanalysedaten zu einer auffälligen Veränderung der klimatischen Charakteristika geführt hat.

Die ERA40-Reanalysen vom European Centre of Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) [UPPALA et al., 2005], die den Zeitraum vom September 1957 bis August 2002 abdecken, haben eine spektrale, horizontale Auflösung von T106, die einem Gitterabstand von 1.125° (≈ 125 km) entspricht. Die vertikale Schichtung besteht aus 60 hybriden σ -p Level mit 23 Standarddruckflächen und einer oberen Grenze von 0.1 hPa. Die Daten wurden durch ein vierdimensionales Assimilationsmodell erzeugt und für vergangene Beobachtungsdaten angewendet, wobei es sich bei diesen Beobachtungen um eine Kombination aus Satelliten- und Radiosondendaten sowie Schiffsbeobachtungen und Klimadaten von Landstationen handelt [UPPALA et al., 2005]. Zur Validierung der HIRHAM Simulationsergebnisse wurden der Bodenluftdruck, das Geopotential auf verschiedenen Druckniveaus, die horizontale und vertikale Windkomponente, die 2m-Lufttemperatur und der Niederschlag für die Zeitperiode von 1958 bis 2001 analysiert.

4.2 IMD-RF

Der hoch auflösende gegriddete Niederschlagsdatensatz des indischen meteorologischen Instituts (engl.: Indian Meteorological Department Daily Gridded Rainfall Data, IMD-RF), umfasst den Zeitraum von Januar 1951 bis Dezember 2003 auf der Basis von täglichen Niederschlagswerten von 1803 indischen Stationen mit einer räumlichen Abdeckung zwischen 6.5°N und 38.5°N sowie 66.5°E und 101.5°E . Die horizontale Auflösung beträgt 1.0° auf einem rechtwinkligen Koordinatengitter von 35×32 Gitterpunkten. Die Interpolation der Stationsdaten erfolgte nach der Methode von SHEPARD [1968]. Sie basiert auf der Berechnung der gewichteten Distanzen zwischen der Station und dem Gitterpunkt [RAJEEVAN et al., 2006]. Zum Vergleich mit der HIRHAM Simulation wird die Periode von 1958 bis 2001 ausgewählt.

4.3 GPCC4-Reanalysen

Das Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) wurde 1989 durch die World Meteorological Organization (WMO) initiiert und wird vom Deutschen Wetterdienst (DWD) als eine deutsche Beteiligung des World Climate Research Programs (WCRP) geleitet. Alle GPCC-Produkte sind messstationsbasierte monatliche Niederschlagsdatensätze für die globale Landoberfläche in unterschiedlichen räumlichen Auflösungen. Der in dieser Arbeit verwendete GPCC-Reanalysedatensatz mit einer horizontalen Auflösung von 0.5° basiert auf der kompletten monatlichen Niederschlagsdatenbank des GPCC. Die Analysedaten entstammen allen in der GPCC-Datenbank für den individuellen Monat zur Verfügung stehenden Niederschlagsstationen. Die aktuelle 4. Version deckt einen Zeitraum von 1901 bis 2007 ab und ist seit Juli 2008 verfügbar [ftp://ftp-anon.dwd.de/pub/data/gpcc/html/fulldata_download.html]. Ein Update der Daten erfolgt in unregelmäßigen Abständen im Zusammenhang mit bedeutenden Veränderungen in der Datenbank,

wie beispielsweise die Einführung einer neuen GPCC Klimatologie als Analyse-Hintergrund der neuen Version [SCHNEIDER et al., 2008]. Für die Validierung wurde wieder auf den Zeitraum von 1958 bis 2001 zurückgegriffen.

4.4 TRMM

Die Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) ist eine Kooperation zwischen der NASA und der japanischen Raumfahrtagentur JAXA mit dem Ziel, die Niederschläge in den Tropen zu überwachen und gleichzeitig das quantitative Wissen über die Niederschlagsverteilung in dieser Klimazone zu verbessern. TRMM ist Bestandteil des Earth Observing Systems (EOS), eines längerfristigen Forschungsprogramms der NASA. Der Satellit, der am 27. November 1997 erstmals gestartet wurde, enthält unterschiedliche Sensoren, u.a. einen Niederschlagsradar (TRMM-PR), einen passiven Mikrowellensensor (TRMM-PMW) und einen Scanner für sichtbares Licht und Infrarotstrahlung (TRMM-VIRS). Zwei wichtige operationelle TRMM-Produkte, die in dieser Arbeit als vergleichende Beobachtungsdatensätze für die Validierung des Niederschlages von 1998 bis 2001 herangezogen wurden, sind die Niederschlagsalgorithmen (3B-42) und (3B-43), die unter „TRMM and Other Satellites“ subsumiert und bei HUFFMAN et al. [2007] näher beschrieben werden. Der Algorithmus 3B-42 in der 6. Version (V6) basiert auf der Kombination verschiedener Sensoren (TRMM-PMW und TRMM-IR), wobei das Ausgabeformat 3-stündliche Niederschlagsfelder sind. Der Algorithmus 3B-43, der auch in der 6. Version (V6) vorhanden ist, verbindet monatliche Mittel von 3B-42 mit globalen Gitternetzdaten von Landstationen des NOAA Climate Prediction Centre (NCEP) und des Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), um ein qualitativ hochwertiges monatliches Niederschlagsfeld zu erhalten. Daten stehen ab Januar 1998 bis heute zur Verfügung [http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=TRMM_3-Hourly; http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-bin/G3/gui.cgi?instance_id=TRMM_Monthly].

Die Versionen sind ausschließlich Beobachtungsdatensätze, die als Gitterdatenanalyse auf Satellitenmessungen und einer Kombination aus satelliten- sowie messstationsgestützten Berechnungen des Niederschlages beruhen. Die horizontale Auflösung beider Datensätze beträgt 0.25° mit einer geographischen Abdeckung von 50°N bis 50°S [HUFFMAN et al., 2007].

4.5 Paläoklimatische Rekonstruktionen

Ein Vergleich der mit HIRHAM simulierten Niederschläge zwischen dem mittleren Holozän (6 kyr) und heute (0 kyr) wurde anhand rekonstruierter paläoklimatischer Daten auf der Basis eines relativen hygri-schen Index durchgeführt [WANG et al., 2010]. In diesem Zusammenhang wurden 55 Punkte, die sich vor allem über dem eurasischen Hochgebirgskomplex befinden, als Proxy zur Validierung verwendet. Dabei handelt es sich bei diesen Proxies um eine Kombination aus Seesedimenten,

Eisbohrkernen und Pollen. Die Klassifizierung der hygrischen Bedingungen in 6 kyr gemessen an 0 kyr erfolgte nach folgendem Schema: „0“ – kaum Veränderungen (normal), „-2“ – sehr trocken, „-1“ – mäßig trocken, „+1“ – mäßig feucht und „+2“ – sehr feucht.

4.6 GHCN-Stationen

Die zentralasiatischen Stationsdaten (Central Asia Station Data) stammen vom NOAA Global Historical Climate Network (GHCN) mit einem Fokus auf die Gebirgsregionen des nördlichen Tienschan und des Pamir sowie die Tieflandsebenen der Kasachischen Steppe und des Tieflands von Turan in der Nähe vom Aralsee und Kaspischem Meer (vgl. Abb. 4.1).

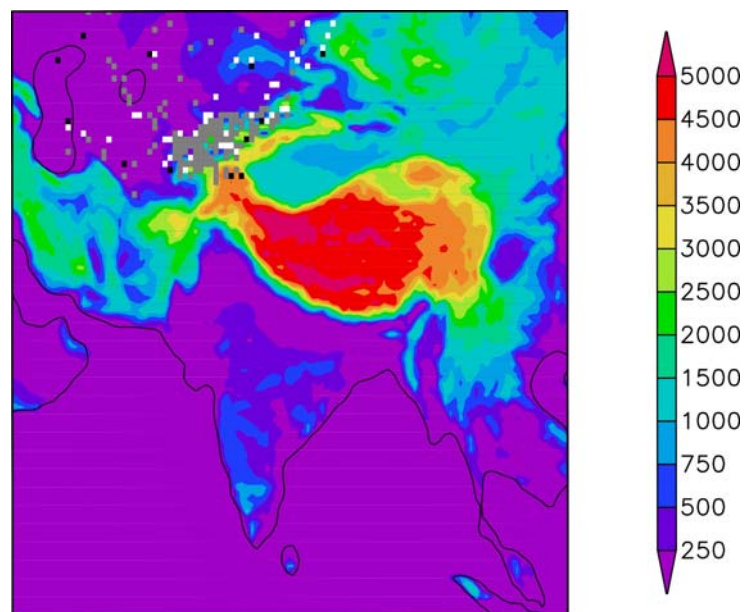


Abb. 4.1: Verteilung der GHCN Stationen (punktiert) im HIRHAM4 Modellgebiet. Stationen mit Temperaturen (schwarz), Stationen mit Niederschlag (weiß) und Stationen mit Temperaturen und Niederschlag an derselben Station (grau). Die Farbskala zeigt die Orographie (m) vom HIRHAM Modell.

Die Stationen liegen innerhalb einer räumlichen Begrenzung von 35°N bis 50°N und 55°E bis 85°E. Die ausführlichen geographischen Metadaten jeder einzelnen Station können dem Appendix B entnommen werden (vgl. Tab. B.3). Diese Daten sind als Monatsmittel der 2m-Lufttemperatur für 194 Stationen und Monatssummen des Niederschlags für 262 Stationen verfügbar und können beim National Snow and Ice Data Centre (NSIDC) online abgerufen werden [<ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/NOAA/G02174/>]. Die zeitliche Abdeckung variiert zwischen den Stationen, wobei die absolute Zeitspanne der verfügbaren Daten von 1879 bis 2003 reicht [WILLIAMS und KONOVALOV, 2005].

Um die Simulationsergebnisse von HIRHAM mit den Stationsdaten vergleichen zu können, musste das Modelloutput zunächst linear vom HIRHAM Gitter auf die Stationskoordinaten interpoliert werden. Der Höhenunterschied zwischen Modell und Beobachtungen auf sehr kurzen horizontalen

Distanzen hat einen Temperaturfehler zur Folge, der eine Korrektur der Modelltemperaturen notwendig macht. Dies wurde mit einem konstanten vertikalen Temperaturgradienten von 0.65 K pro 100 m und in Anlehnung an andere wissenschaftliche Veröffentlichungen durchgeführt [z.B. OHSAWA et al., 1983; FANG und YODA, 1988; ALISON et al., 2008]. Die Abbildung D.1 vergleicht das Verhältnis von Temperatur- zu Höhenfehler „HIRHAM - Stationen“ vor der Korrektur (blaue Punkte) und danach (rote Punkte) für den Winter- und Sommermonsun 1958-2001. Dabei wird deutlich, dass der höhenbedingte Temperaturfehler nach der Korrektur geringer wird.

5 Modellvalidierung

5.1 Vorbetrachtung

Numerische Klimasimulationen weisen häufig Fehler im Vergleich zu Beobachtungsdaten auf, die sich vorwiegend auf unterschiedliche physikalische Parametrisierungen, Anfangs- und Randbedingungen sowie numerische Schemen zurückführen lassen. Das Hauptziel dieses Kapitels liegt in der Analyse der HIRHAM Modellergebnisse, die mit gegrideten und stationsbasierten Beobachtungen (vgl. Abschnitt 4) evaluiert wurden.

Eine 44-jährige Modellsimulation von 1958-2001, die am seitlichen und unteren Rand von ERA40-Reanalysedaten angetrieben wurde, stellt die Grundlage der Modellevaluierung für unterschiedliche bodennahe und vertikale meteorologische Parameter dar. Der Fokus der Validierung liegt dabei auf der Sommer- und Wintermonsunzirkulation.

Eine zusätzliche Untergliederung des Modellgebietes in verschiedene Subdomains (vgl. Abb. A.3 a-h) dient der Regionalisierung und besseren Beurteilung der Simulationsergebnisse. Dabei erfolgte die Einteilung in diese ausgewählten Regionen: gesamtes Domain, Festland, Ozean, Hochgebirge > 1500 m NN, Tibet Plateau, Indien Festland, Gletscher und Wüsten. Die zugrundeliegenden Auswahlkriterien für die jeweiligen Teilregionen werden im Anhang A beschrieben.

Für einen quantitativen Vergleich zwischen HIRHAM und den Gitterdaten wurden übliche statistische Parameter: mittleres Quadrat des Fehlers (engl.: root mean square error, RMSE), Fehler „HIRHAM minus Beobachtung“ (engl.: bias, BIAS) und der räumliche Korrelationskoeffizient (engl.: pattern correlation coefficient, PATCOR) zwischen dem Modell und den verschiedenen Datensätzen berechnet, wobei dies sowohl für das gesamte Integrationsgebiet als auch für einzelne der beschriebenen Subdomains exemplarisch durchgeführt wurde (vgl. Tab. B.4 und Tab. B.5).

Nähere Erläuterungen zu den Berechnungsformeln der Statistikgrößen sind im Anhang C zu finden.

In der folgenden umfassenden Modellvalidierung werden wichtige unter Abschnitt 2 bereits erwähnte Monsuncharakteristika im Sommer (Juni-September) und Winter (Dezember-Februar) anhand ausgewählter meteorologischer Variablen zur Zirkulation (Bodenluftdruck, Geopotential und Wind), Temperatur (2-Meter-Lufttemperatur) und Niederschlag beschrieben, wobei sowohl deren klimatologische räumliche (horizontal und vertikal) und zeitliche Verteilung als auch deren interannuelle Variabilität eine Rolle spielen. Ergänzend werden Trendaussagen zu einzelnen Monsungrößen aufgeführt und bestimmte Klimaindizes vorgestellt.

5.2 Atmosphärische Zirkulation

5.2.1 Klimatologie

5.2.1.1 Sommermonsun (JJAS)

Für die Validierung der mittleren Zirkulationsmuster in unterschiedlichen atmosphärischen Niveaus wurden saisonal gemittelte ERA40-Reanalysedaten verwendet. Die Abbildung 5.1 stellt den Bodenluftdruck und das 500-hPa Geopotential als klimatologisches Mittel des Sommermonsuns über die Simulationsperiode von 1958-2001 dar.

Die HIRHAM Simulation zeigt ein ausgedehntes Tiefdrucksystem über Nordwestindien, das die gesamte nördliche Region Indiens, das Gangestiefland südlich des Himalajas und den nördlichen Indischen Ozean mit Werten unter 1000 hPa bedeckt. Es steht in Verbindung mit der Lage des bodennahen monsunalen Hitzetiefs.

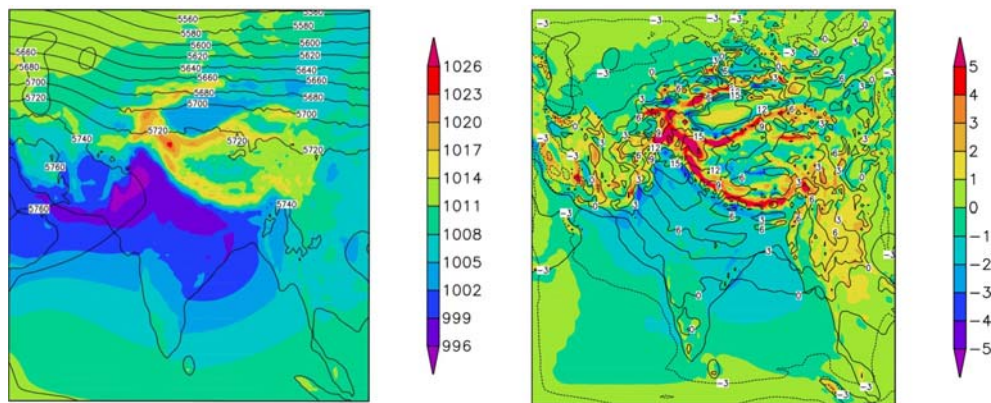


Abb. 5.1: Bodenluftdruck (hPa; schattiert) und geopotentielle Höhe in 500 hPa (gpm; Isolinien) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

Die überwiegenden Teile des Domains weisen geringe Differenzen „HIRHAM-ERA40“ auf, die zwischen -2 hPa und +2 hPa für den Bodenluftdruck und zwischen -5 gpm und +5 gpm für das 500-hPa Geopotential schwanken. In den Gebirgsregionen lassen sich höhere Abweichungen nachweisen, die zwischen -8 hPa und +8 hPa beim Bodenluftdruck und bis zu -15 gpm beim Geopotential in 500 hPa liegen. Da der Luftdruck an der Erdoberfläche über dem Hochland von Tibet inhomogen ist, stellt die geopotentielle Höhe in 500 hPa das erste atmosphärische Niveau dar, welches nicht von der Topographie beeinflusst wird. Die Differenzen im mittleren Bodenluftdruck über dem Hochgebirgskomplex können als Ergebnis der unterschiedlichen Topographie zwischen HIRHAM und ERA40 in Zusammenhang mit der Extrapolation für die Drucklevel unterhalb von 500 hPa angesehen werden. Bedingt durch die unterschiedliche horizontale Auflösung zwischen dem HIRHAM Modell (~ 50 km) und ERA40 (~ 125 km) wird die Orographie in HIRHAM viel realistischer wiedergegeben als in ERA40. Diese Unterschiede in der Topographie sind für den höheren Bias in den Gebirgsregionen verantwortlich.

Die gute Übereinstimmung der mittleren bodennahen großräumigen atmosphärischen Sommerzirkulation zwischen HIRHAM und ERA40 innerhalb des gesamten Modelldomains wird exemplarisch durch einen hohen räumlichen Korrelationskoeffizienten (0.95), einen geringen Bias (0.5 hPa) und einen geringen RMSE (1.5 hPa) für den Bodenluftdruck zum Ausdruck gebracht (vgl. Tab. B.4). Der Einfluss der unterschiedlich aufgelösten Orographie zwischen HIRHAM und ERA40 mit den bekannten Anomalien in den Gebirgen wird bei der Berechnung der regionalisierten statistischen Parameter für unterschiedliche Subdomains deutlich. Im Vergleich mit „ALL“, sind in „ELEV1500“ der Bias (2.0 hPa) und RMSE (2.9 hPa) höher, während der Korrelationskoeffizient geringer ist (0.80). Im Gegensatz dazu sind in „SEA“ Bias (0.1 hPa) und RMSE (0.6 hPa) niedriger mit einem höheren PATCOR (0.99) als im gesamten Gebiet (vgl. Tab. B.4).

Die untere Troposphäre ist von einer starken bodennahen südwestlichen Strömung über dem Arabischen Meer und dem Golf von Bengalen in Richtung der Küstenlinien Südasiens charakterisiert (vgl. Abb. 5.2). HIRHAM und ERA40 zeigen sehr ähnliche Strukturen in den klimatologischen 850-hPa Windfeldern. Die höher aufgelöste Topographie im HIRHAM Modell beeinflusst die regionalen Windsysteme in den höher gelegenen Regionen.

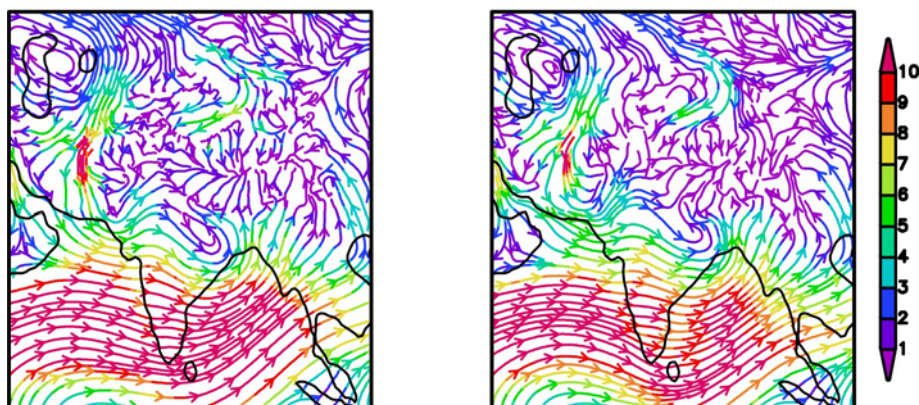


Abb. 5.2: 850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

Die simulierten geopotentiellen Höhen bei 300 hPa (vgl. Abb. 5.3) werden von der hoch troposphärischen Antizyklone über dem Tibet Plateau bestimmt. An dessen nördlicher Grenze existieren die Westerlies als signifikante Strömungen. Südlich der Antizyklone kommt der hoch troposphärische tropische Ostjet vor. Alle Muster werden sehr gut vom HIRHAM reproduziert. Dies lässt sich auch im Vergleich der klimatologischen hoch troposphärischen Windfelder in 300 hPa erkennen, die in Abbildung 5.4 dargestellt sind. Im Vergleich mit ERA40 sind die Differenzen im Geopotential gering und liegen innerhalb ± 10 gpm bei der geopotentiellen Höhe in 300 hPa und bis zu +20 gpm beim 70-hPa Geopotential in der unteren Stratosphäre.

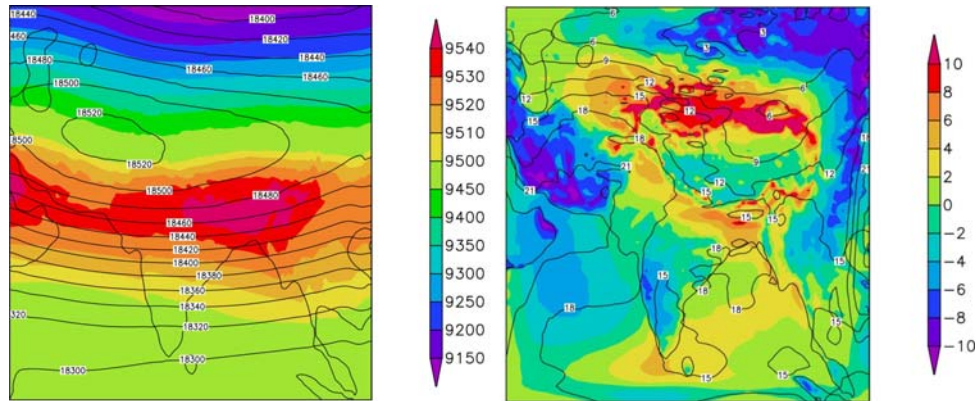


Abb. 5.3: Geopotential in 300 hPa (gpm; schattiert) und geopotentielle Höhe in 70 hPa (gpm; Isolinien) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

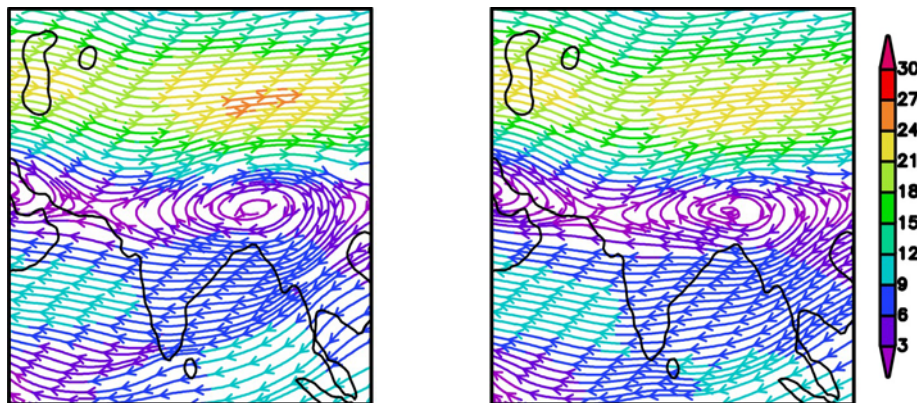


Abb. 5.4: 300-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

5.2.1.2 Wintermonsun (DJF)

Im Winter stellt sich die großräumige Monsunzirkulation grundlegend um. Der eurasische Kontinent steht nun unter dem Einfluss des thermisch bedingten, bodennahen quasistationären Kältehochs (vgl. Abb. 5.5), das mit seiner flächendivergenten Strömung den trockenkalten, kontinentalen Witterungscharakter in Monsunisien maßgeblich bestimmt.

Das HIRHAM Modell (vgl. Abb. 5.5) simuliert das Bodenhoch mit Bodenluftdruckwerten über 1030 hPa nördlich des Hochgebirgskomplexes in Sibirien. Geprägt ist die Wintermonsunzirkulation von einer signifikanten Nordostströmung am Boden, die im orographisch gegliederten Gelände teilweise modifiziert wird. Hervorgerufen wird dieses Strömungsmuster durch divergentes bodennahes Ausströmen der kalten, aus der Höhe absinkenden Luftmassen im steuernden Kältehoch in Richtung der äquatorialen Tiefdruckzone. Durch Bodenreibung und Corioliskraft wird diese Nordströmung in eine nordöstliche Komponente abgelenkt, wie sie insbesondere über dem Indischen Ozean in der 850-hPa Strömung gut zu erkennen ist (vgl. Abb. 5.6).

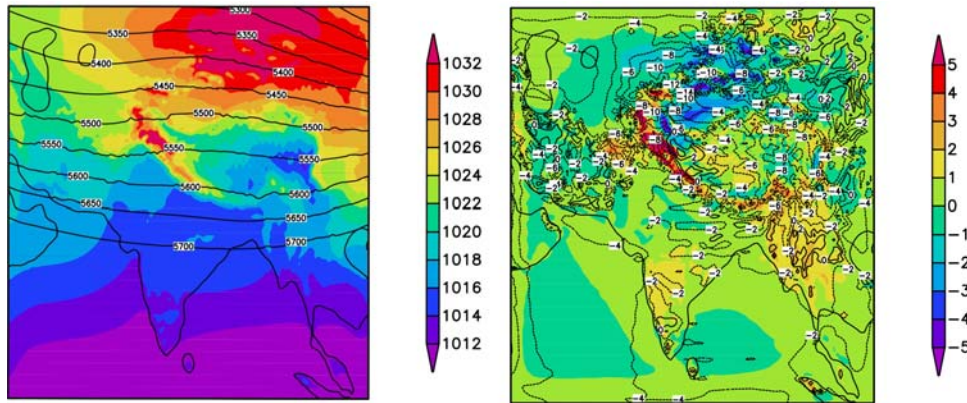


Abb. 5.5: Bodenluftdruck (hPa; schattiert) und geopotentielle Höhe in 500 hPa (gpm; Isolinien) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001.

Analog zum Sommer weisen die meisten Regionen des HIRHAM Modellgebietes wieder nur sehr geringe Differenzen „HIRHAM-ERA40“ beim Bodenluftdruck (± 1 hPa) und beim 500-hPa Geopotential (± 3 gpm) auf, die in den Gebirgsregionen durch die bereits erwähnte bessere Auflösung der HIRHAM Topographie etwas höher ausgeprägt sind (vgl. Abb. 5.5). Bei der Betrachtung der 850-hPa Strömungen fällt bei HIRHAM wieder die feinere Auflösung der Strukturen in den Gebirgen auf, wobei die sehr geringen Abweichungen der mittleren Windgeschwindigkeit mit ± 0.8 m/s auflösungsbedingte Ursachen haben (vgl. Abb. 5.6).

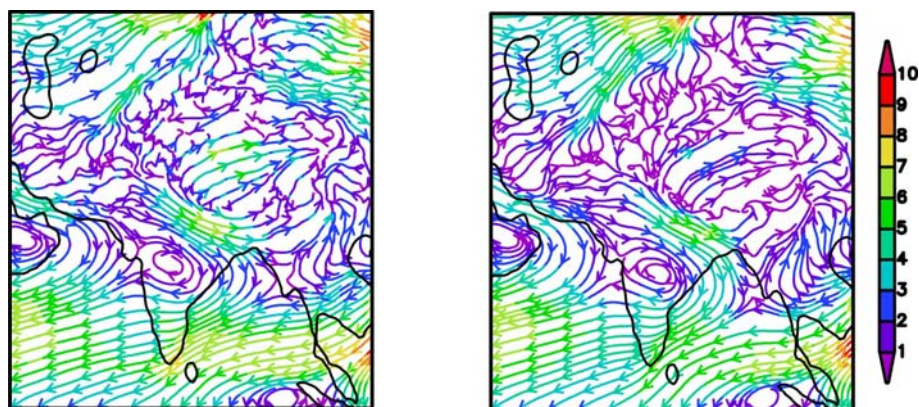


Abb. 5.6: 850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001.

Ein hoher Korrelationskoeffizient (0.97), ein geringer Bias (-0.1 hPa) und ein geringer RMSE (1.7 hPa) für den Bodenluftdruck im gesamten Modellierungsgebiet unterstreichen auch bei der Wintermonsunzirkulation die gute Übereinstimmung in der Klimatologie der großräumigen atmosphärischen Zirkulationsmuster zwischen HIRHAM und ERA40, wobei der Einfluss der unterschiedlich aufgelösten topographischen Strukturen zwischen Modell und Daten mit den sich daraus ergebenden höheren Abweichungen in den orographisch geprägten Regionen wiederholt durch

einen, im Vergleich zu „ALL“, höheren Bias (0.4 hPa) und RMSE (2.6 hPa) in „ELEV1500“ zum Ausdruck gebracht werden (vgl. Tab. B.5).

Die hoch troposphärischen Muster, die durch das Geopotential und die Höhenströmung in 300 hPa beschrieben werden (vgl. Abb. 5.7 und Abb. 5.8), zeigen den winterlichen Einfluss der Westerlies, wobei die westliche Höhenströmung bis an die Südspitze Indiens reicht und erst dort in die tropische Ostströmung übergeht. Die höchsten mittleren Windgeschwindigkeiten sind im Bereich der Jetachse über dem zentralen Hochland von Tibet mit Werten von mehr als 30 m/s zu finden. Die kontinuierliche Zunahme der geopotentiellen Höhe in 300 hPa in Richtung des Äquators ist an die solar bedingte Zunahme der Lufttemperatur und Abnahme des Bodenluftdrucks mit abnehmender geographischer Breite gekoppelt (vgl. Abb. 5.7). Die untere Stratosphäre in 70 hPa (vgl. Abb. 5.7) weist eine zonale Westströmung in den mittleren Breiten auf, die eng an die Brewer-Dobson-Zirkulation gekoppelt ist. Die Tropen liegen wieder unter dem Einfluss der stratosphärischen QBO mit den sich abwechselnden Ost- und Westwindphasen [ANDREWS et al., 1987].

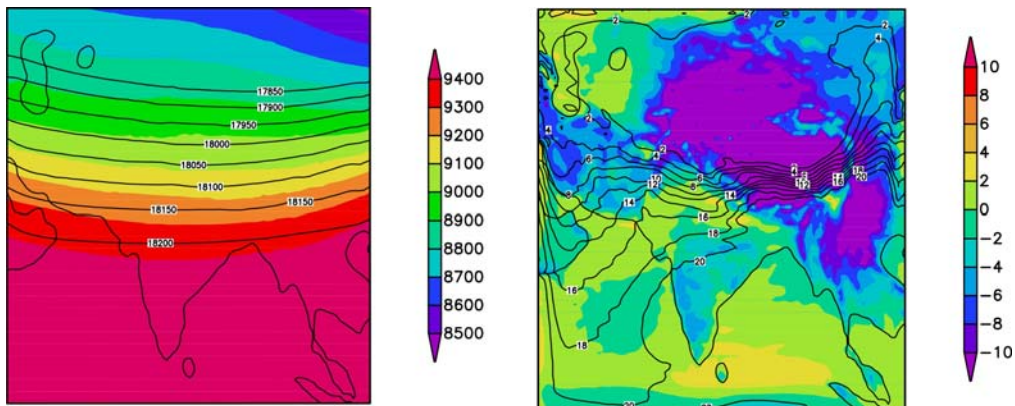


Abb. 5.7: Geopotential in 300 hPa (gpm; schattiert) und geopotentielle Höhe in 70 hPa (gpm; Isolinien) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001.

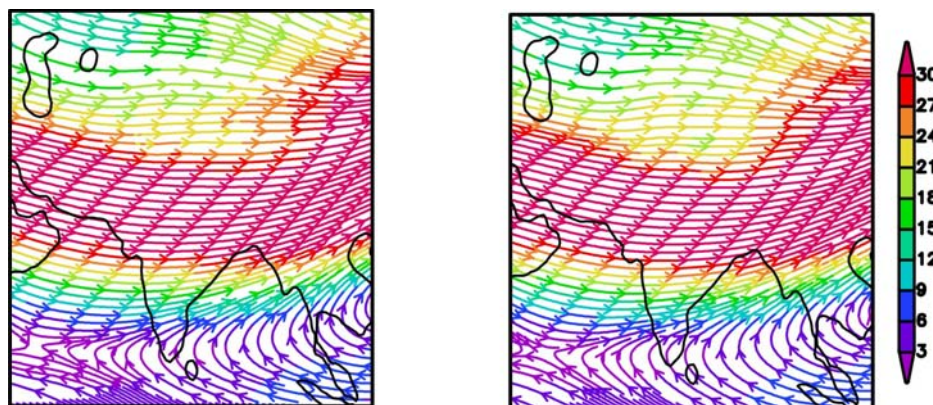


Abb. 5.8: 300-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001.

Der Vergleich von HIRHAM mit den ERA40 Beobachtungen ergibt wieder geringe Differenzen, die für das 300-hPa Geopotential innerhalb ± 4 gpm und für das Geopotential in 70 hPa bei ± 5 gpm liegen. Höhere auflösungsbedingte Abweichungen im Hochland von Tibet und in den südöstlich angrenzenden Regionen betragen -10 gpm beim 300-hPa Geopotential und bis +20 gpm bei der geopotentiellen Höhe von 70 hPa.

5.2.1.3 Klimatologischer Jahresgang des Bodenluftdrucks

In der folgenden Abbildung 5.9 ist der klimatologisch gemittelte Jahresgang des Bodenluftdrucks für HIRHAM und ERA40 dargestellt.

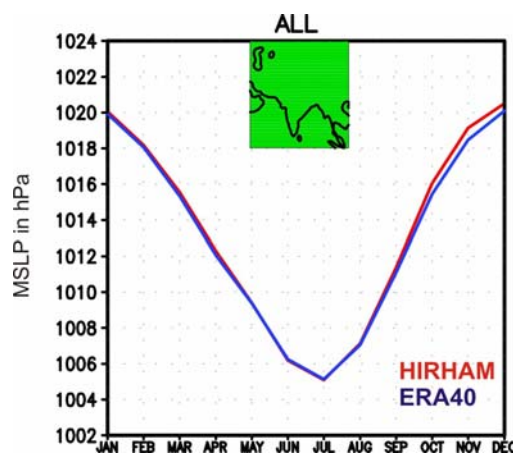


Abb. 5.9: Klimatologischer Jahresgang 1958-2001 des Bodenluftdrucks MSLP (hPa) in HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) für das gesamte Modellgebiet „ALL“.

Im Sommerhalbjahr wird das Minimum und im Winterhalbjahr das Maximum des mittleren Bodenluftdrucks verzeichnet, das auf den Einfluss von Monsuntief (Sommer) und Sibirisches Hoch (Winter) zurückzuführen ist. Die Jahresgänge von HIRHAM und ERA40 liegen ganzjährig eng zusammen und zeigen nur sehr geringe Abweichungen voneinander. Daran erkennt man die Tatsache, dass HIRHAM von ERA40 angetrieben wird. Insgesamt kann man erwähnen, dass sich damit neben den räumlichen Mustern der Zirkulation auch die klimatologischen Jahresgänge vom Modell gut reproduzieren lassen.

5.2.2 Interannuelle Variabilität

Das südasiatische Monsunklima ist von starken zeitlichen Schwankungen gekennzeichnet. Die interannuelle Variabilität, welche durch die Standardabweichung der jeweiligen meteorologischen Größe (vgl. Formel C.1) definiert ist, spielt in diesem Kontext eine entscheidende Rolle bei der Charakterisierung der indischen Monsunzirkulation und soll aus diesem Grund hier für ausgewählte

Monsunparameter näher erläutert werden. Die nachfolgende Abbildung 5.10 stellt die Standardabweichung des Bodenluftdrucks für den Sommer- und Wintermonsun über die Simulationsperiode von 1958-2001 dar.

Im Sommermonsun simuliert das Modell ein regional begrenztes Maximum (>1.8 hPa) im westlichen Teil des Himalajas, das in ERA40 nach Nordosten und Osten verschoben und räumlich ausgeprägter ist. Die interannuelle Variabilität des mit seinem Kern über Nordwestindien liegenden Monsuntiefs ist nur sehr gering. Gleichzeitig simuliert HIRHAM die größte Variabilität am nördlichen Rand dieser Depression, die in ERA40 überhaupt nicht zu erkennen ist. Deutlichere Strukturen und Übereinstimmungen finden sich beim Wintermonsun, wo das Modell für sehr ausgedehnte Regionen in Zentral- und Hochasien einschließlich des Tibet Plateaus eine starke interannuelle Variabilität (>2.0 hPa) simuliert, die auf den prägenden Einfluss des sibirischen Bodenhochs zurückgeht und auch bei den Beobachtungen nachweisbar ist. Demzufolge kann man festhalten, dass die Sommermonsunvariabilität deutlich geringer und kleinräumiger ausgeprägt ist als die Variabilität der Wintermonsunzirkulation. Darüber hinaus ist die Variabilität über dem Festland stärker als über dem Ozean.

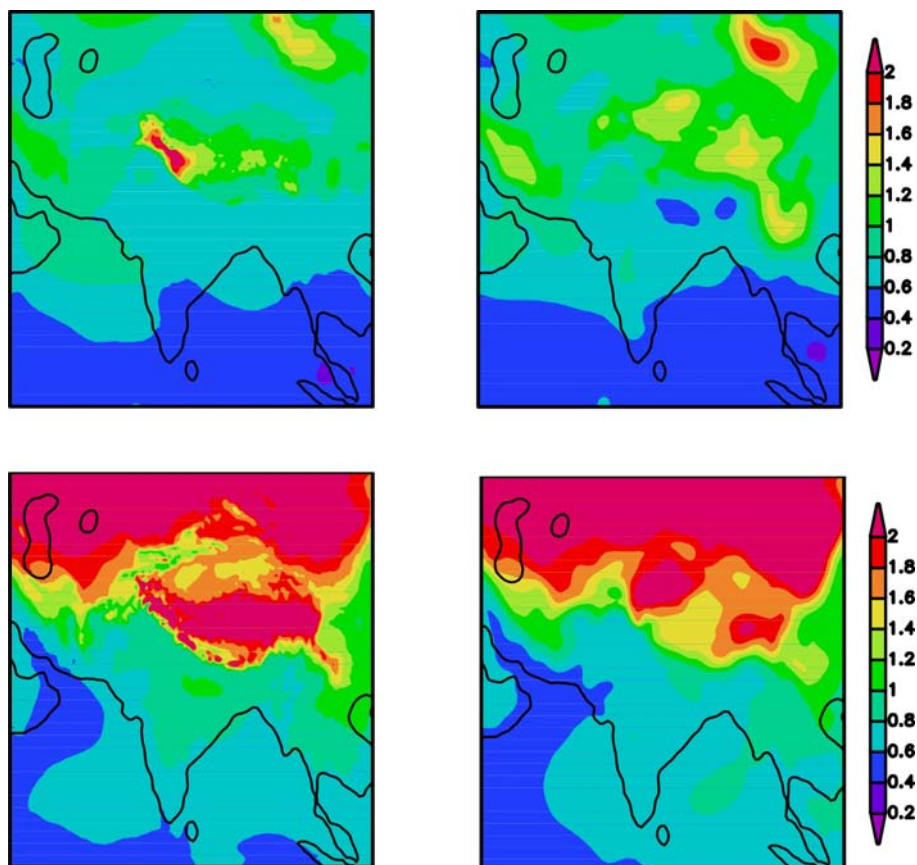


Abb. 5.10: Standardabweichung des Bodenluftdrucks (hPa) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS - oben) und Wintermonsun (DJF - unten) 1958-2001.

5.2.3 Linearer Trend

Abschließend sollen einige Trendaussagen zur Zirkulation innerhalb des Simulationszeitraums dargestellt werden. Exemplarisch für die Zirkulation wird wieder auf den Bodenluftdruck verwiesen, der in der Abbildung 5.11 sowohl für den Sommer- als auch für den Wintermonsun als Trend pro Dekade in der Periode 1958-2001 angegeben ist. Die statistische Signifikanz errechnet sich aus dem Trend-/Rauschverhältnis nach SCHÖNWIESE [2000] (vgl. Anhang C).

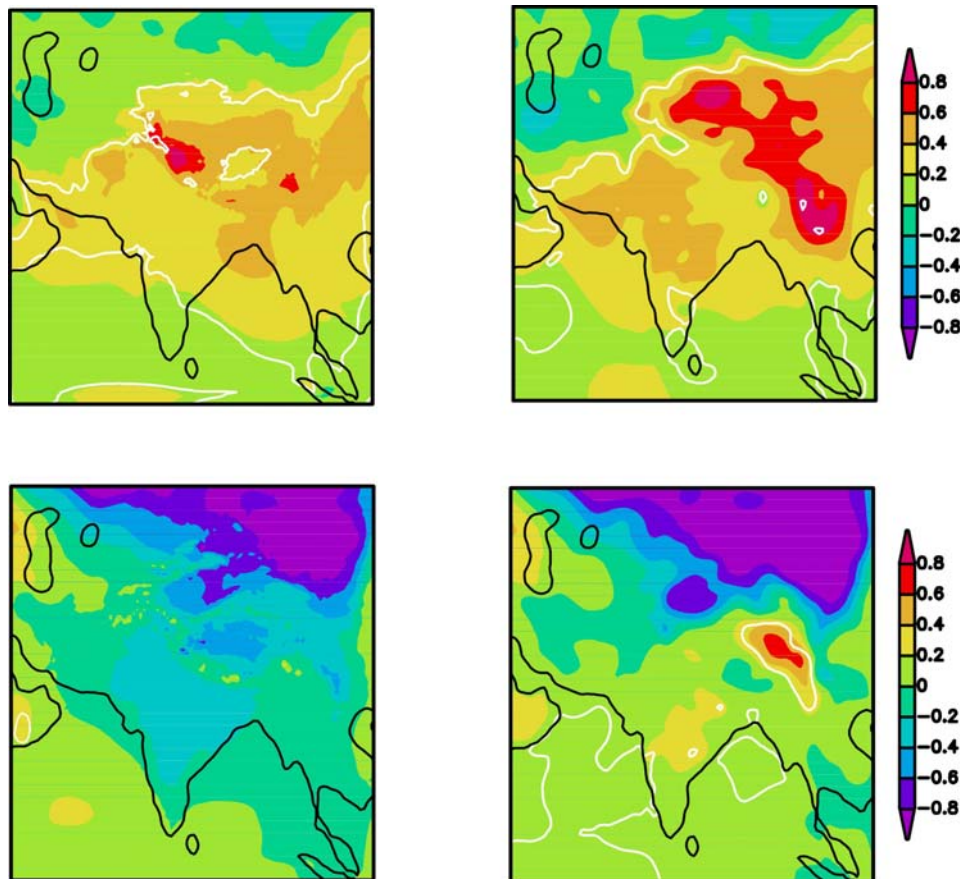


Abb. 5.11: Trend pro Dekade des Bodenluftdrucks (schattiert; hPa/Dekade) und Signifikanzen (weiße Isolinien; $S_i=95\%$) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS – oben) und Wintermonsun (DJF – unten) 1958-2001.

Im Sommermonsun zeichnet sich über große Teile Zentral- und Ostasiens einschließlich Nordindiens sowie den nördlichen Bereichen vom Arabischen Meer und dem Golf von Bengalen ein leichter positiver Trend im sommerlichen Bodenluftdruck ab (0.2-0.4 hPa/Dekade), der über dem Tibet Plateau und insbesondere über dem westlichen Himalaja (>0.6 hPa/Dekade) am stärksten ausgeprägt und zu 95% statistisch signifikant ist. Die Unterschiede zu ERA40 sind dabei minimal. Im Wintermonsun ist dagegen in den meisten Regionen ein negativer dekadischer Trend (< -0.2 hPa/Dekade) bei HIRHAM zu erkennen, der in den nördlichen Gebieten mit Annäherung an den

winterlichen Hochdruckkern am stärksten ist, wobei eine statistische Signifikanz bei 95% nicht nachgewiesen werden kann. Dieser Abschwächungstrend des Bodenluftdrucks ist mit der verringerten Stärke des Sibirischen Hochs ab Mitte der 1980er Jahre verbunden, die eng an die dekadischen Klimavariabilitätsmuster der Nordatlantischen Oszillation (engl.: North-Atlantic-Oszillation, NAO) und Arktischen Oszillation (engl.: Arctic Oszillation, AO) gekoppelt sind.

5.3 Lufttemperatur

Die Validierung der bodennahen Lufttemperatur wurde mit saisonal gemittelten ERA40 Reanalysen als klimatologisches Mittel über die Simulationsperiode 1958-2001 durchgeführt. Des Weiteren dienten ERA40 Temperaturen für verschiedene Modelllevel dem Vergleich des vertikalen Temperaturprofils in der untersten Troposphäre. Ein Vergleich mit Stationsdaten aus Zentralasien ist im Anhang D aufgeführt.

5.3.1 Klimatologie

5.3.1.1 Sommermonsun (JJAS)

Die höchsten Sommertemperaturen, die in der Abbildung 5.12 dargestellt sind, kommen in der Tharr Wüste im Nordwesten Indiens und auf der Arabischen Halbinsel vor. Ein sehr deutlicher Temperaturgradient zwischen den warmen Tieflandsregionen Indiens und den kälteren hoch gelegenen Regionen des Tibet Plateaus wird vom HIRHAM simuliert.

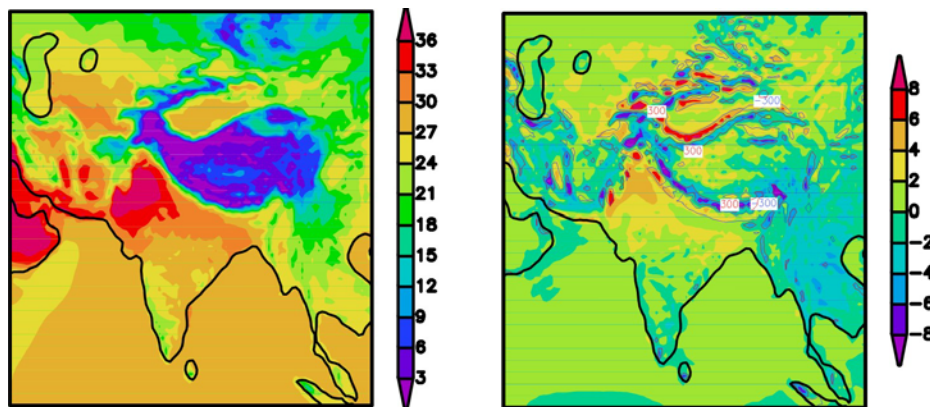


Abb. 5.12: 2m-Lufttemperatur (°C; schattiert) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. Zusätzlich werden im rechten Bild die Höhendifferenzen (m; Isolinien) „HIRHAM-ERA40“ gezeigt.

Geringe Differenzen von ± 2 K dominieren in den meisten Regionen (vgl. Abb. 5.12). In den Gebirgsregionen werden höhere Abweichungen (± 8 K) berechnet, die durch die unterschiedlich aufgelöste Orographie von Modell und Daten hervorgerufen werden. Diese topographiebedingten

Temperaturunterschiede zwischen HIRHAM und ERA40 werden bei der Untersuchung ausgewählter statistischer Parameter noch deutlicher (vgl. Tab. B.4), die einen hohen Korrelationskoeffizienten (0.96), einen geringen Bias (0.3 K) und einen geringen RMSE (2.3 K) in „ALL“ zeigen. Im Vergleich mit dem Mittel des gesamten Modelldomains, treten in „ELEV1500“ höhere Werte für BIAS (-1.7 K) und RMSE (3.5 K) sowie ein geringerer Korrelationskoeffizient (0.90) auf, wie sie bereits für den Bodenluftdruck diskutiert wurden.

5.3.1.2 Wintermonsun (DJF)

Der Wintermonsun wird von dem kräftigen, quasistationären Kältehoch über Eurasien beeinflusst, so dass weite Teile des eurasischen Kontinents von sehr geringen winterlichen Lufttemperaturen bestimmt werden (vgl. Abb. 5.13).

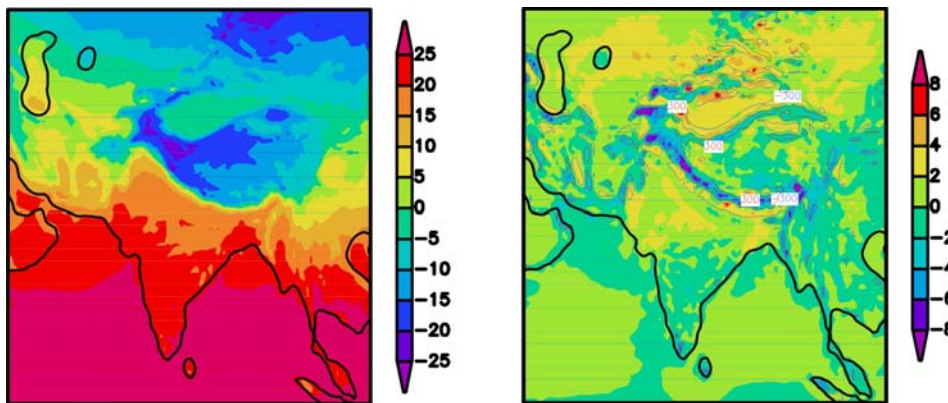


Abb. 5.13: 2m-Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$; schattiert) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001. Zusätzlich werden im rechten Bild die Höhendifferenzen (m; Isolinien) „HIRHAM-ERA40“ gezeigt.

Der meridionale Temperaturgradient innerhalb des Modelldomains beträgt rund 50 K. Die geringsten mittleren Wintertemperaturen unter -15°C sind im Kernbereich des Hochdruckgebietes nördlich von 40°N in den Ebenen Sibiriens sowie im Altaigebirge zu finden. Das Hochland von Tibet weist in seinem westlichen bis zentralen Teil einschließlich der sich nordwestlich und nördlich angrenzenden Gebirgsketten des Pamir und Tienschan ähnlich niedrige Werte auf, während der östliche Bereich mäßig kalte Mittelwerte zwischen -10°C und -15°C vorweist. Die Hochgebirgsbeckenlandschaften wie beispielsweise das Tarimbecken sind aufgrund ihrer vergleichsweise niedrigen Höhenlage, der Eingrenzung durch zahlreiche Hochgebirge sowie dem Wüstenklima im zentralen Bereich von negativen Wintertemperaturen zwischen 0°C und -5°C gekennzeichnet. Demgegenüber stehen die relativ warmen Temperaturen ($>20^{\circ}\text{C}$) über dem zentralen und südlichen Indien, die durch den Einfluss der sehr warmen Ozeantemperaturen und der Annäherung an die, sich äquatorwärts solar

bedingt verschobene, ITCZ hervorgerufen werden. Die nördlichen Regionen Indiens innerhalb der Gangesebene sind von milden Temperaturen zwischen 10°C und 15°C geprägt, wobei der Himalaja als orographische Barriere ein südliches Vordringen der sehr kalten Festlandsluftmassen unterbindet.

Analog zum Sommermonsun dominieren auch im Winter wieder nur geringe Temperaturdifferenzen zwischen HIRHAM und ERA40 von ± 2 K, die auflösungsbedingt in den Gebirgsregionen punktuell erneut mit ± 8 K höher ausfallen (vgl. Abb. 5.13). Die geläufige Ursache wird bei der Betrachtung der statistischen Parameter untermauert (vgl. Tab. B.5). Eine sehr hohe Korrelation der räumlichen Muster (0.99) sowie ein geringer Bias (-0.2 K) und RMSE (2.1 K) in „ALL“ zeigen auch im Winter eine sehr gute Übereinstimmung in der klimatologischen Temperaturverteilung zwischen Modell und Daten. Die Differenzierung des Modelldomains unterstreicht die allgemeine Aussage, dass in den Gebirgsregionen aufgrund der Unterschiede in der Topographie höhere Abweichungen vorliegen, wobei der Bias (-1.0 K) und RMSE (3.2) in „ELEV1500“ über dem gesamten Gebietsmittel liegen und der Korrelationskoeffizient (0.93) ist erneut geringer als in „ALL“ (vgl. Tab. B.5).

5.3.1.3 Klimatologischer Jahresgang der Lufttemperatur

In der folgenden Abbildung 5.14 sind die klimatologisch gemittelten Jahresgänge der 2-Meter-Lufttemperatur über die Simulationsperiode von 1958-2001 für HIRHAM und ERA40 dargestellt, wobei beim Gebietsmittel auf die drei Regionen: „ALL“, „SEA“ und „TIBET“ zurückgegriffen wird.

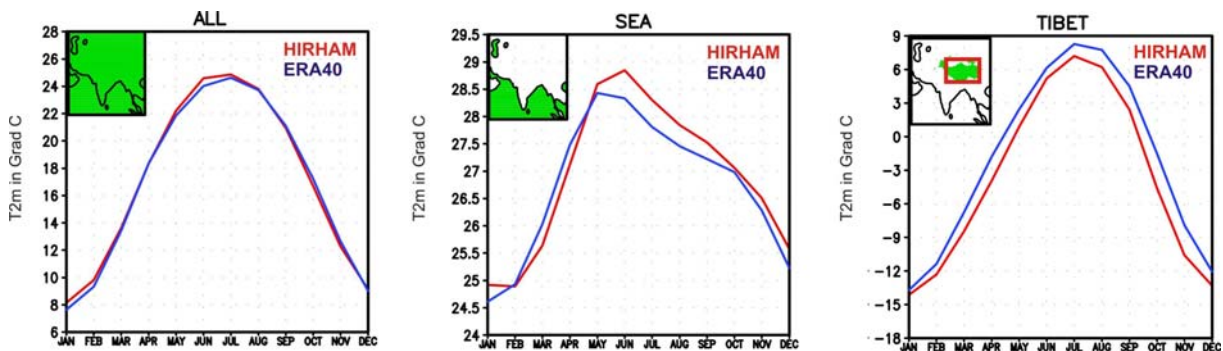


Abb. 5.14: Klimatologische Jahresgänge 1958-2001 der 2m-Lufttemperatur T_{2m} (°C) in HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) für ausgewählte Regionen im Modellgebiet: „ALL“ (links), „SEA“ (Mitte) und „TIBET“ (rechts).

Es ist zu erkennen, dass alle drei Regionen im Sommer das Maximum und im Winter das Minimum der Lufttemperatur aufweisen, wobei bei „SEA“ insbesondere in den ERA40-Beobachtungen eine Verschiebung dieses Maximums in den späten Vormonsun (Mai) hinein zu sehen ist. Die Temperaturmaxima- und minima innerhalb des Jahres verhalten sich dabei invers zu den simulierten wie beobachteten Bodenluftdruckmustern (vgl. Abb. 5.9). Monate mit geringem/hohen Bodenluftdruck sind durch hohe/niedrige Lufttemperaturen gekennzeichnet.

Bei „ALL“ liegen die Jahresgänge von HIRHAM und ERA40 wieder dicht zusammen und zeigen unbedeutende Abweichungen voneinander. Erst die differenzierte Betrachtung bei der

Regionalisierung des Domains lässt signifikantere Abweichungen zwischen Modell und Daten erkennen, die sowohl bei „SEA“ als auch bei „TIBET“ ausgeprägt sind. Die Ozeanflächen weisen speziell in den Sommermonaten die größten Abweichungen auf, wobei ERA40 um etwa 1.0 K geringere Lufttemperaturen zeigt als das HIRHAM Modell. Dies ist an den erhöhten sommerlichen Bedeckungsgrad in ERA40 gekoppelt (vgl. Abb. A.4). In „TIBET“ sind die Differenzen „HIRHAM-ERA40“ mit -1.5 K aufgrund der unterschiedlichen topographischen Auflösung am größten, wobei HIRHAM ganzjährig geringere Lufttemperaturen simuliert als ERA40, auch wenn die Jahresamplitude vergleichbar ist (vgl. Abb. 5.14). Diese niedriger simulierten Lufttemperaturen in HIRHAM sind eng an einen höher simulierten Bodenluftdruck gekoppelt.

5.3.1.4 Vertikale Temperaturverhältnisse

Ergänzend zur Beschreibung der horizontalen mittleren Temperaturverhältnisse soll auch die vertikale Temperaturschichtung anhand von Profilen der unteren Troposphäre einschließlich der Grenzschicht für ausgewählte Subregionen im Wintermonsun vorgestellt werden, wobei der Fokus auf das Vorhandensein möglicher winterlicher, bodennaher Temperaturinversionen liegt, die insbesondere in den Gebirgsregionen ausgebildet sein können [ENDLICHER und WEISCHET, 2000]. Sie spielen eine entscheidende Rolle bei der Ausbildung der bodennahen Windverhältnisse und in der Umverteilung der atmosphärischen Strahlung. Die Stärke der Bodeninversion wird als Temperaturdifferenz zwischen dem Boden und der wärmsten Temperatur in der untersten Troposphäre definiert. Inversionen sind mit extrem stabil geschichteten Bedingungen verbunden, die den Boden von der unteren Troposphäre über der Inversionsobergrenze entkoppeln. Sie beeinflussen Wärme- und Feuchteflüsse, die vertikale Durchmischung in der Grenzschicht, die Wolkenbildung sowie bodennahe Windgeschwindigkeiten. Durch die starke Strahlungsabkühlung in der Nacht, die auf einer sehr geringen Luftfeuchte und dem Abfluss von Kaltluft aus den höher gelegenen Bergregionen in die Hochtäler basiert, sinkt die Lufttemperatur während der winterlichen Nächte immer weiter ab, sodass eine Inversionsschicht am Boden auftritt [DU et al., 2007].

Die nachfolgende Abbildung 5.15 stellt die vertikalen Temperaturschichtungen der Troposphäre in den untersten Modellleveln für das gesamte Domain „ALL“ sowie für die beiden Subregionen „ELEV1500“ und „SEA“ mit ihren inversen Reliefeigenschaften für den Wintermonsun dar. Die Darstellung beschränkt sich auf die untersten Schichten der Troposphäre, da die Inversionen damit detaillierter sichtbar gemacht werden und die Differenzen zwischen HIRHAM und ERA besser zu quantifizieren sind. Die Differenzen „HIRHAM-ERA40“ sind bei „ALL“ (links) und „SEA“ (rechts) geringer als bei „ELEV1500“ (Mitte). In „SEA“ sind sie mit rund 0.2 K am geringsten.

Sowohl in „ALL“ als auch in „ELEV1500“ lassen sich bodennahe Temperaturinversionen mit einer Obergrenze bei etwa 155 m beobachten, die von HIRHAM lediglich in „ELEV1500“ simuliert werden können. In „ALL“ zeigt HIRHAM eine leichte Abnahme der Temperatur vom Boden bis etwa 155 m,

wohingegen ERA40 eine schwache Inversion am Boden kennzeichnet. Die größte Differenz „HIRHAM-ERA40“ findet sich am Boden (0.7 K), wobei diese dann mit zunehmender Höhe kontinuierlich abnimmt. Mit Ausnahme der Grenzschicht lässt sich in „ALL“ eine gute Übereinstimmung zwischen Modell und Daten beobachten. In „ELEV1500“ kann auch HIRHAM die beobachtete Bodeninversion simulieren, auch wenn sie schwächer ausgeprägt ist als in den ERA40 Daten. Das liegt an der im HIRHAM höher simulierten mittleren horizontalen Windgeschwindigkeit (vgl. Abb. 5.16).

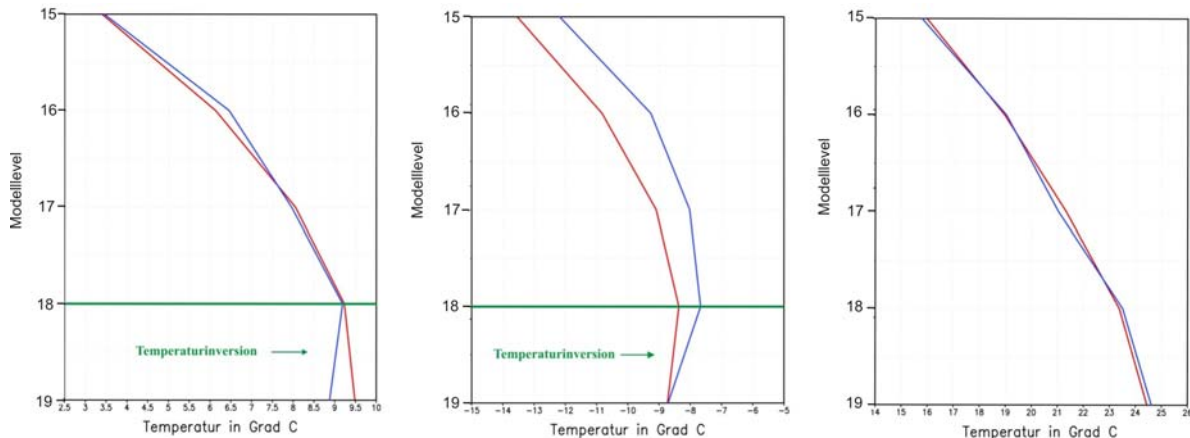


Abb. 5.15: *Klimatologische Temperaturprofile (°C) der untersten Troposphäre in HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) für ausgewählte Regionen im Modellgebiet: „ALL“ (links), „ELEV1500“ (Mitte) und „SEA“ (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001. Die Obergrenze der Temperaturinversion ist als grüne Linie dargestellt. Die Modelllevel entsprechen den folgenden Höhen: 19 (ca. 34 m), 18 (ca. 155 m), 17 (ca. 409 m), 16 (ca. 836 m) und 15 (ca. 1455 m).*

In den untersten Schichten der Troposphäre nimmt die Windgeschwindigkeit mit der Höhe zu, das auf katabatische Winde im orographisch stark gegliederten Hochgebirgsland zurückzuführen ist. Durch die erhöhte Windgeschwindigkeit im Modell steigt auch die vertikale turbulente Durchmischung in den untersten Schichten an und unterbindet damit die Ausbildung einer starken Temperaturinversion.

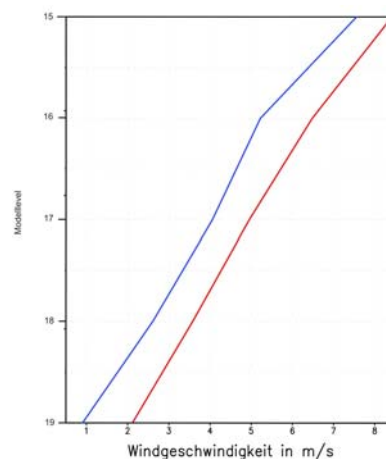


Abb. 5.16: *Klimatologisches Windprofil (m/s) der untersten Troposphäre in HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) für „ELEV1500“; Wintermonsun (DJF) 1958-2001. Die Modelllevelhöhen entsprechen der Abb. 5.15.*

5.3.2 Interannuelle Variabilität

Die Standardabweichung der 2-Meter-Lufttemperatur wird in der folgenden Abbildung 5.17 für die Simulationsperiode 1958-2001 im Sommer- und Wintermonsun dargestellt.

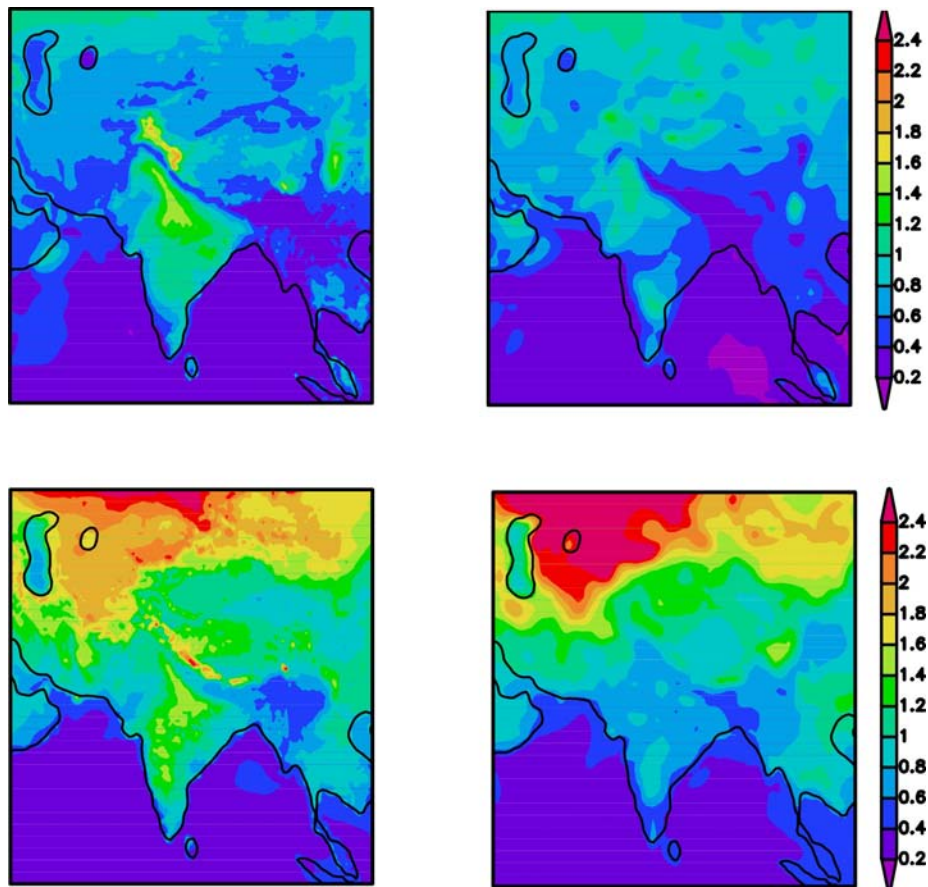


Abb. 5.17: Standardabweichung der 2m-Lufttemperatur (°C) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS - oben) und Wintermonsun (DJF - unten) 1958-2001.

Analog zur Standardabweichung des mittleren Bodenluftdrucks simuliert HIRHAM das Maximum der Temperaturvariabilität im Sommermonsun wieder räumlich eng begrenzt, wobei die höchsten Werte (1.2°C bis 2.2°C) einerseits nördlich des Monsuntiefzentrums im westlichen Himalaja und andererseits über den nördlichen und zentralen Regionen des indischen Subkontinents zu sehen sind. Diese sind vorrangig auf mittel troposphärische Monsundepressionen zurückzuführen, die sich im nördlichen Golf von Bengalen bilden und dann entlang einer Trajektorie über das Gangestiefland sowie die nördlichen und zentralen Bereiche Indiens nach Nordwesten driften. In ERA40 sind diese Strukturen nicht zu erkennen. Das lässt vermuten, dass die angesprochenen Zyklonen nicht weit genug nach Nordwesten auf den Kontinent vordringen können. Stattdessen weist die Reanalyse ein leichtes Maximum nördlich und westlich des Tibet Plateaus auf, das mit dem Einfluss kurzzeitiger sommerlicher Niederschlagsereignisse durch Zyklonen der Westwinddrift zu erklären wäre.

Im Wintermonsun zeigen Modell und Beobachtungen für sehr ausgedehnte Gebiete in Zentralasien nördlich von etwa 35°N eine starke Variabilität der Lufttemperatur ($>2.0^{\circ}\text{C}$), die durch die Variabilität des quasistationären Bodenhochs (vgl. Abb. 5.10) entscheidend beeinflusst wird. Bei einer starken Ausprägung des Sibirischen Hochs kann die Lufttemperatur infolge der extremen Absinkbewegung und bodennahen Divergenz viel niedriger ausfallen als im umgekehrten Fall, wo der Einfluss westlicher außertropischer Zyklonen mit advektivem Niederschlag bedeutender wird. Dies führt dann dazu, dass die Temperaturen aufgrund der geringeren langwelligen Ausstrahlung durch das Vorhandensein einer Wolkendecke nicht so stark absinken können. Diese Interaktion im winterlichen Bodenluftdruck bedingt somit die Variabilität der Temperatur.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Sommermonsunvariabilität der Lufttemperatur geringer und kleinräumiger ausgeprägt ist als die Variabilität der Wintermonsunzirkulation, wie es bereits für den Bodenluftdruck diskutiert wurde. Gleichzeitig ist sie über dem Kontinent wieder stärker als über dem Ozean.

5.3.3 Linearer Trend

Die Abbildung 5.18 stellt den dekadischen Trend 1958-2001 der Lufttemperatur sowie die statistische Signifikanz aus dem errechneten Trend-/Rauschverhältnis nach SCHÖNWIESE [2000] für den Sommer- und Wintermonsun dar.

Während des Sommermonsuns berechnet HIRHAM für die zentralen und westlichen Regionen Indiens sowie die östliche Küste der Arabischen Halbinsel einen signifikanten positiven Trend in der Temperatur, der Werte über 0.4 K/Dekade annimmt. Über dem äquatornahen Indischen Ozean sowie dem Kaspischen Meer vollzieht sich ein etwas schwächerer, aber auch statistisch signifikanter, positiver Trend in der Lufttemperatur (0.2-0.4 K/Dekade). Das Tibet Plateau sticht mit einem sommerlichen negativen Trend heraus, der im Mittel unter -0.2 K/Dekade und an einzelnen exponierten Stellen auch unter -0.5 K/Dekade liegt. Dieser negative Temperaturtrend ist mit dem unter Abb. 5.11 dargestellten sommerlichen positiven Trend des Bodenluftdrucks auf dem Hochland von Tibet gekoppelt. Durch die veränderte simulierte Temperaturverteilung im Sommer erhöht sich der thermische Gradient zwischen Ozean und Festland, der zu einer Verstärkung des Sommermonsuns und somit zu einer Intensivierung der sommerlichen Niederschläge führt. Stationsdaten von FRAUENFELD et al. [2005] zeigen stattdessen einen leichten positiven Trend der Sommertemperaturen von 0.11 K/Dekade auf dem Plateau.

Für den Wintermonsun berechnet HIRHAM für ausgedehnte Regionen in Indien sowie nördlich und nordöstlich des Tibet Plateaus einen sehr starken positiven Temperaturtrend (>0.5 K/Dekade). In den übrigen Gebieten existiert meist ein mäßiger Temperaturanstieg zwischen 0.2 und 0.4 K/Dekade, wobei alle Trends zu 95% statistisch signifikant sind. Die Erwärmung innerhalb des Trendzeitraumes ist eindeutig auf den Einfluss des Sibirischen Hochs zurückzuführen. Seine Abschwächung im letzten

Drittel des Zeitraumes, wie sie beim Trend des winterlichen Bodenluftdrucks (vgl. Abb. 5.11) gezeigt wurde, führt durch die Verringerung der Kaltluftansammlung am Boden und im Kontext mit bestimmenden außertropischen Zyklonen der Westwinddrift zu einer Temperaturerhöhung. Im Vergleich mit ERA40 sind in den meisten Regionen nur geringe Veränderungen der simulierten Temperaturerhöhung zu erkennen, wobei der negative Temperaturtrend über Indien mit unter -0.3 K/Dekade die Tatsache unterstreicht, dass die in anderen Beobachtungen sichtbare winterliche Erwärmung über Indien [HINGANE et al., 1985] in den Reanalysen nicht zu sehen ist. Des Weiteren weist das Hochland von Tibet in ERA40 keinen eindeutigen positiven Trend auf, der bereits in anderen Studien untersucht wurde. FRAUENFELD et al. [2005] fanden bei einem Vergleich von Temperaturtrends zwischen Stationsdaten und der ERA40 Reanalyse auf dem Tibet Plateau heraus, dass ERA40 die winterlichen positiven Trends der Stationen von 0.27 K/Dekade nicht reproduzieren kann. Als Begründung wurde die extensive lokale und regionale Landnutzungsänderung in dieser Region in den letzten 50 Jahren aufgeführt, die in ERA40 nicht berücksichtigt wird. Die ungenaue Behandlung der Grenzschichtprozesse in ERA40 könnte auch die Trends reduzieren [FRAUENFELD et al., 2005].

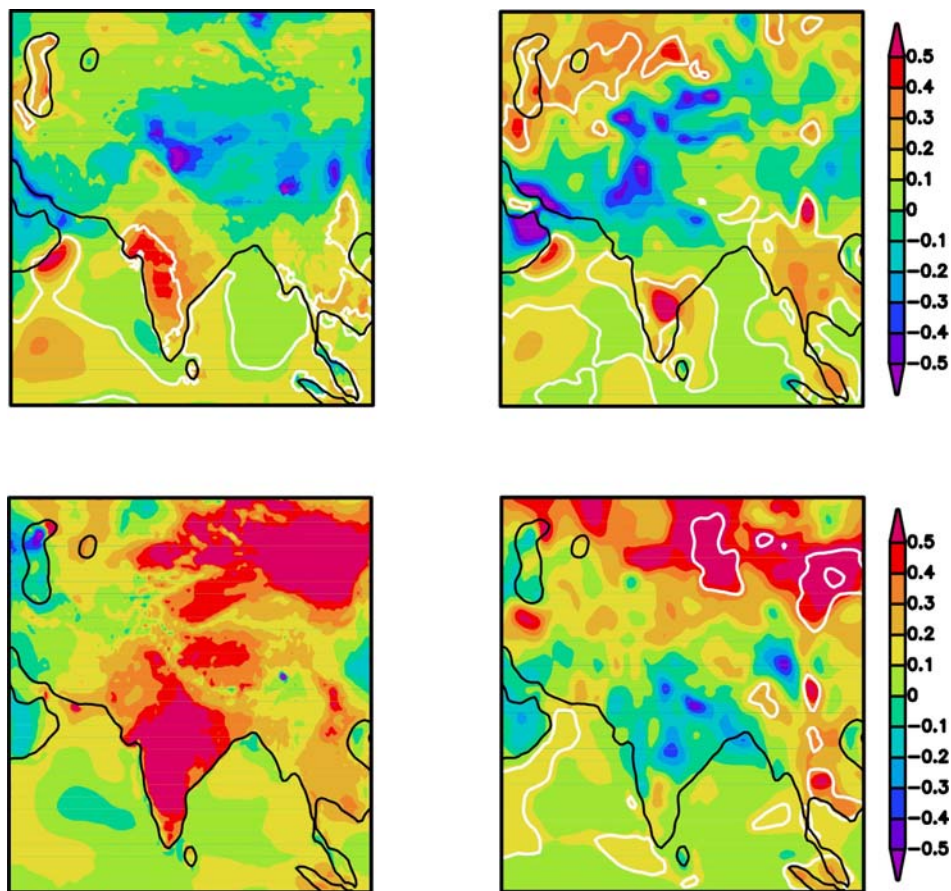


Abb. 5.18: Trend pro Dekade der 2m-Lufttemperatur (schattiert; °C/Dekade) und Signifikanzen (weiße Isolinien; $S_i=95\%$) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS – oben) und Wintermonsun (DJF – unten) 1958-2001.

5.4 Niederschlag

5.4.1 Klimatologie

5.4.1.1 Sommermonsun (JJAS)

Im Zusammenhang mit der Sommermonsunzirkulation und den orographischen Hebungsprozessen lassen sich vor allem im Luv der Gebirge und an den vorgelagerten Küstenregionen intensive und lang anhaltende Niederschlagsereignisse nachweisen. Dadurch werden die maximalen sommerlichen Niederschlagssummen mit mehr als 800 mm im Luv der West Ghats an der Malabarküste, an den südlichen Hängen des Himalajas und im südwestlichen Luv des burmesischen Grenzgebirges im östlichen Golf von Bengalen beobachtet. Diese drei Zonen werden gut vom HIRHAM wiedergegeben (vgl. Abb. 5.19). Auf der anderen Seite führen Lееeffekte beispielsweise im Dekkan Plateau zu geringen Niederschlagssummen unter 100 mm. Die geringsten Werte unter 10 mm werden in den Wüsten und Halbwüsten simuliert.

Saisonal gemittelte ERA40-Reanalysen für die Simulationsperiode 1958-2001 dienten wieder als Vergleich der Modellergebnisse mit den Beobachtungen. GPCC4, IMD-RF und TRMM Daten wurden als zusätzliche Gitterdatensätze zur Niederschlagsvalidierung verwendet. Ergebnisse zu den zentralasiatischen Stationen sind im Anhang D beschrieben.

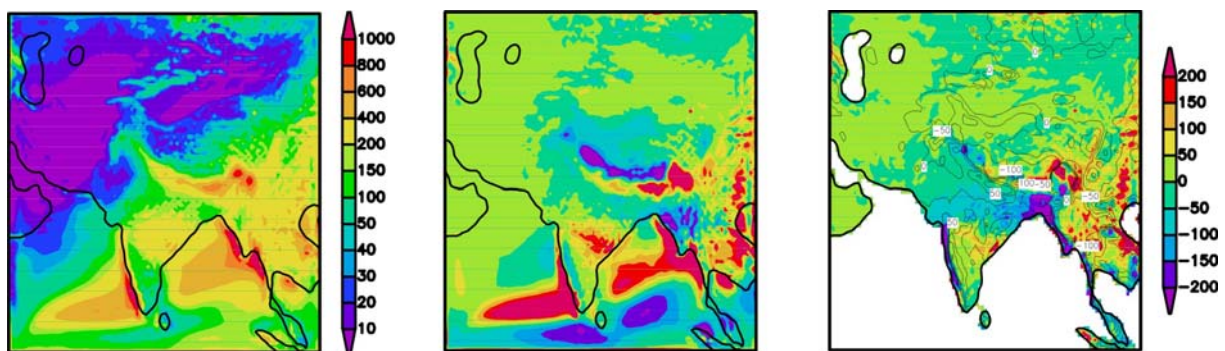


Abb. 5.19: Niederschlag (mm; schattiert) für HIRHAM (links), die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (Mitte) und die Differenzen „HIRHAM-GPCC4“ (rechts; schattiert) und „GPCC4-ERA40“ (rechts; Isolinien); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

Im Vergleich mit ERA40 (vgl. Abb. 5.19) zeigen sich meistens nur geringe Differenzen innerhalb ± 50 mm. Höhere Abweichungen sind dagegen in den Regionen anzutreffen, wo der Hauptanteil des Sommerniederschlages auftritt. HIRHAM unterschätzt den Niederschlag an den südlichen Hängen des Himalajas um -200 mm und zeigt eine Überschätzung von etwa +200 mm im Khasi Gebirge und Shillong-Plateau südöstlich des Himalajas in der Nähe von Assam in Verbindung mit der geglätteten Orographie in ERA40 aufgrund der größeren horizontalen Auflösung. Die statistischen Parameter (vgl. Tab. B.4) zeigen für „ALL“ einen relativ hohen Korrelationskoeffizienten (0.75), einen Bias von 27.4 mm und einen RMSE von 128.5 mm. Die Subregionen sind durch eine deutliche Differenzierung

mit höheren Werten für Bias und RMSE besonders in „SEA“ charakterisiert. Des Weiteren kann man ein markantes Dipolmuster von trockenen Niederschlagsdifferenzen über dem Süden Ceylons und dem südlichen Golf von Bengalen mit Werten unter -200 mm und feuchten Differenzen westlich der Malabarküste über dem Arabischen Meer und dem zentralen Golf von Bengalen mit mehr als +200 mm (vgl. Abb. 5.19) erkennen. Dieses Dipolmuster ist auch in der schwächeren Korrelation in „SEA“ (vgl. Tab. B.4) zu sehen. Zum besseren Verständnis dieser Anomaliepattern wurde ein Sensitivitätsexperiment durchgeführt, das die Auswirkungen der seitlichen Randzone mit verschiedenen Relaxationsbreiten analysieren sollte (vgl. Anhang E).

Der Niederschlag wird sehr stark von der Topographie beeinflusst [GAO et al., 2006] und das unterstreicht die Notwendigkeit einer höheren Auflösung der Niederschlagsprozesse in HIRHAM. Durch die bessere räumliche Auflösung (0.5°) und die hohe Anzahl assimilierter Stationen der Landoberfläche, ist GPCC4 zur Validierung des Niederschlags besser geeignet als ERA40. Die Differenzen „HIRHAM-GPCC4“ (vgl. Abb. 5.19) sind geringer als „HIRHAM-ERA40“. Die deutliche negative Differenz an den Süabdachungen des Himalajas, die im Vergleich mit ERA40 auftritt, ist fast vollständig verschwunden. Dadurch ist der von HIRHAM simulierte Niederschlag in den höher gelegenen Regionen näher an GPCC4, das durch einen niedrigeren Bias (4.1 mm) und RMSE (73.3 mm) verifiziert wird. Höhere Korrelationen für „HIRHAM vs. GPCC4“ in „ELEV1500“ (0.85) und „INDIA“ (0.81) im Vergleich zu „HIRHAM vs. ERA40“ in „ELEV1500“ (0.72) und „INDIA“ (0.77) demonstrieren den Vorteil eines hoch aufgelösten Modells, der als „added value“ von HIRHAM bezeichnet wird (vgl. Tab. B.4).

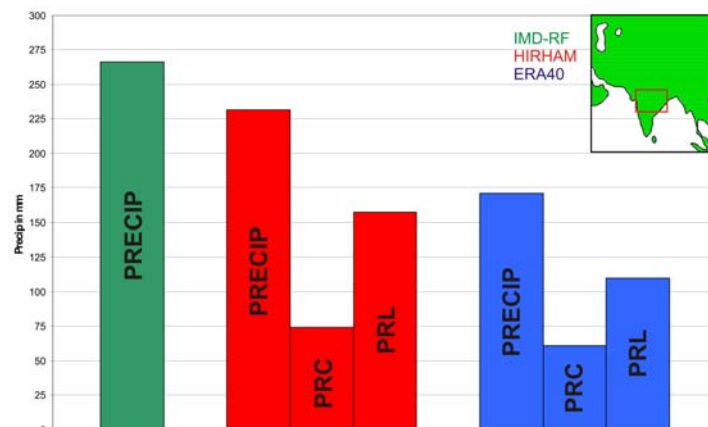


Abb. 5.20: Niederschlag (mm) für IMD-RF (grün), HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) in einer ausgewählten Region der zentralindischen Landoberfläche; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. PRECIP = Gesamtniederschlag, PRC = konvektiver Niederschlag und PRL = advektiver Niederschlag.

Die Validierung des von HIRHAM simulierten Niederschlags über dem zentralen Indien mit einem anderen stationsbasierten hoch aufgelösten Gitterdatensatz vom Indischen Meteorologischen Dienst (IMD-RF) unterstreicht den bereits diskutierten „added value“ der HIRHAM Simulation in dieser Region (vgl. Abb. 5.20). Ein Mittel über ein Gebiet, das dieses charakteristische Niederschlagsmuster

über der zentralindischen Landoberfläche umfasst, wird für IMD-RF, HIRHAM und ERA40 miteinander verglichen. Dabei liegt HIRHAM näher an den Daten des IMD-RF (266.1 mm) durch die Simulation von mehr Gesamtniederschlag (231.5 mm) als ERA40 (171.1 mm). Die Aufspaltung des gesamten Niederschlags in seine zwei Teilkomponenten macht deutlich, dass der größte Anteil auf den advektiven großräumigen Niederschlag zurückgeht und ein geringerer Teil in Verbindung mit konvektivem Niederschlag steht. Beide Teilkomponenten fallen im Vergleich zu ERA40 in HIRHAM höher aus.

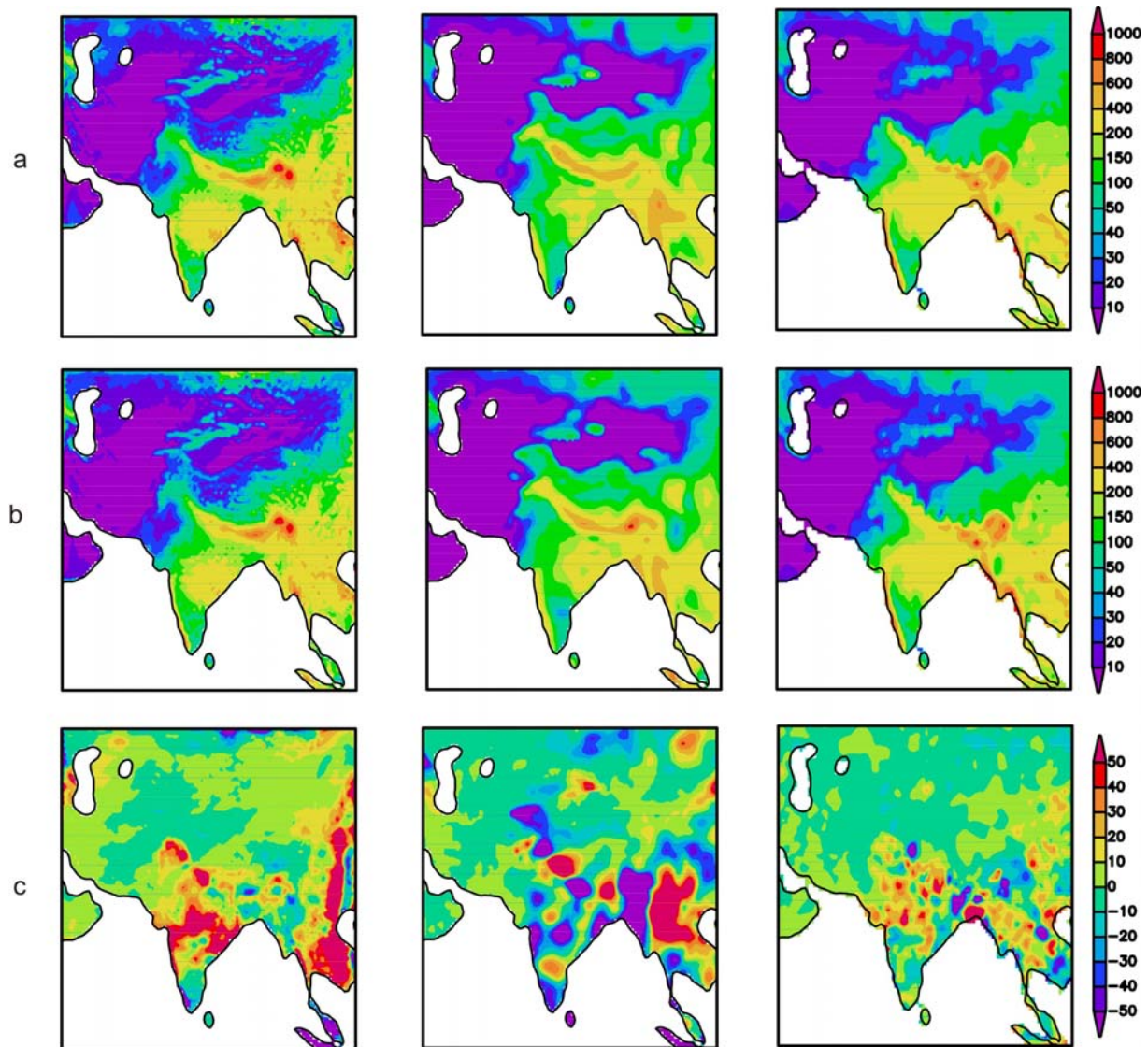


Abb. 5.21: Niederschlag (mm) für HIRHAM (links), ERA40 (Mitte) and GPCP4 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1970-1980 [a], 1990-2000 [b] und die Differenz "1970-1980 minus 1990-2000" [c].

Die Abbildung 5.21 stellt den mittleren Niederschlag über der Landoberfläche für zwei ausgewählte Dekaden innerhalb der langfristigen HIRHAM Simulationsperiode dar. Die erste Dekade (1970-1980) ist nach WANG et al. [2006] durch feuchtere und die zweite Periode (1990-2000) durch normale sommerliche Niederschlagsbedingungen gekennzeichnet. In beiden Dekaden spiegelt der HIRHAM

Niederschlag den GPCC4 Datensatz gut wider. Das wird besonders über dem südlichen und zentralen Indien sowie über dem östlichen Himalaja ersichtlich. Aus diesem Grund kann der „added value“ von HIRHAM im Vergleich zu ERA40 nicht nur in der langfristigen Klimatologie nachgewiesen werden, sondern auch auf dekadischen Zeitskalen.

5.4.1.2 Wintermonsun (DJF)

Das Modell simuliert winterliche Niederschläge entlang des Himalajas sowie im Pamir und Hindukusch. Eine zweite Zone erstreckt sich vom südlichen Arabischen Meer über Südindien und den südlichen Golf von Bengalen bis nach Indonesien. Die Niederschlagshöhen liegen jedoch deutlich unter den sommerlichen Werten und schwanken zwischen 50 mm und 400 mm, wobei die Verteilung durch regional- und lokalspezifische Kriterien wie Küstenkonvergenz und orographische Hebung modifiziert wird (vgl. Abb. 5.22). Die Niederschläge im Hochgebirge sind vor allem auf den Einfluss außertropischer Zyklonen mit advektivem Niederschlag zurückzuführen, wobei dieser vor allem als Schnee fällt. Die tropischen Niederschläge entlang des Äquators sind zenitale Konvektionsregen der nach Süden verschobenen ITCZ.

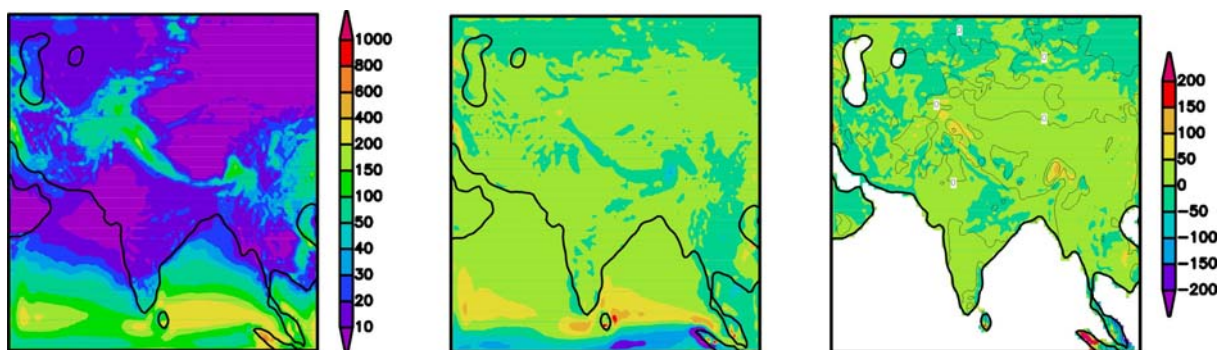


Abb. 5.22: Niederschlag (mm; schattiert) für HIRHAM (links), die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (Mitte) und die Differenzen „HIRHAM-GPCC4“ (rechts; schattiert) und „GPCC4-ERA40“ (rechts; Isolinien); Wintermonsun (DJF) 1958-2001.

Im Vergleich mit den ERA40 Daten (vgl. Abb. 5.22) zeigen sich im Winter deutlich geringere absolute Differenzen als im Sommer, die mit den allgemein geringeren Niederschlägen im gesamten Monsungebiet zu erklären sind. Die meisten Regionen zeigen Abweichungen von ± 50 mm mit einer Ausnahme in einer schmalen Zone entlang des Äquators, wo die Werte meist innerhalb ± 150 mm liegen. Damit wird deutlich, dass die Übereinstimmung bei den konvektiven tropischen Niederschlägen etwas schlechter ist als bei den großräumigen außertropischen Niederschlägen. Die statistischen Parameter unterstreichen die gute Übereinstimmung zwischen Modell und ERA40 (vgl. Tab. B.5), wobei der Bias (18.9 mm) und RMSE (52.3 mm) in „ALL“ niedriger ausfällt als im

Sommermonsun (vgl. Tab. B.4). Der Korrelationskoeffizient in „ALL“ liegt dennoch unter dem sommerlichen Wert (0.65).

Die Vergleiche zwischen HIRHAM und GPCC4 bzw. GPCC4 und ERA40 (vgl. Abb. 5.22) stellen ähnliche Ergebnisse wie im Sommer dar, wobei auch hier die absoluten Abweichungen geringer sind und sich auf isolierte Regionen beschränken, die durch erhöhte winterliche Niederschlagsmengen charakterisiert sind.

5.4.1.3 Klimatologischer Jahresgang des Niederschlags

Die weitere Untersuchung der klimatologischen Jahresgänge des Niederschlags, die in der Abbildung 5.23 für ausgewählte Subdomains (LAND, INDIA, TIBET und GLACIER) und die langfristige Simulationsperiode 1958-2001 dargestellt sind, unterstreichen zusätzlich den „added value“ des HIRHAM Modells gegenüber den antreibenden ERA40 Daten.

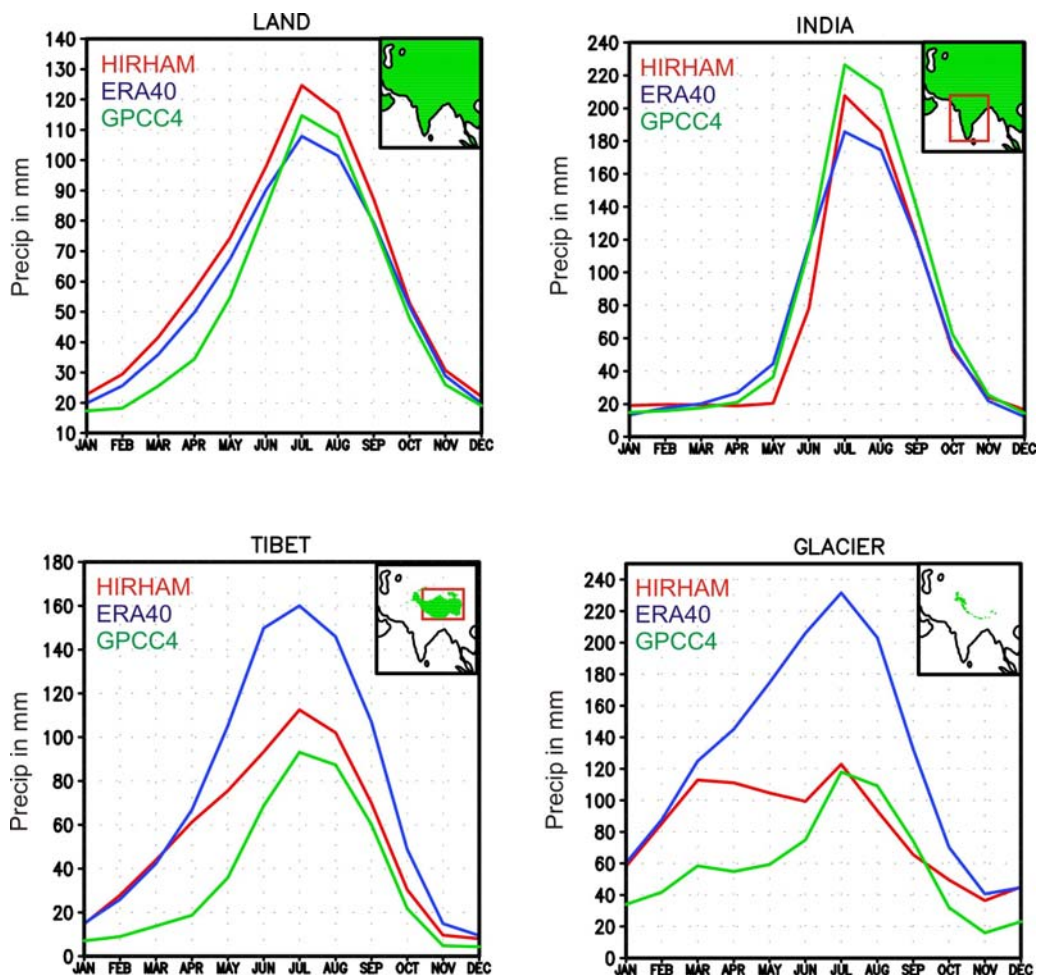


Abb. 5.23: Klimatologische Jahresgänge des Niederschlags (mm) in HIRHAM (rot), ERA40 (blau) und GPCC4 (grün) für ausgewählte Regionen im Modellgebiet: „LAND“ (oben links), „INDIA“ (oben rechts), „TIBET“ (unten links) und „GLACIER“ (unten rechts).

In „LAND“ und „INDIA“ gibt es eine gute Übereinstimmung zwischen HIRHAM, ERA40 und GPCC4 mit geringen ganzjährigen Differenzen von maximal 20 mm. In den Sommermonaten simuliert HIRHAM mehr Niederschlag als ERA40 und liegt somit näher an GPCC4. In den Hochgebirgsregionen „TIBET“ und „GLACIER“ zeigt ERA40 eine deutliche Überschätzung des Niederschlags von bis zu 110 mm insbesondere von Mai bis September. Das entspricht der gesamten Sommermonsunjahreszeit. Beim Vergleich mit GPCC4 wird deutlich, dass HIRHAM durch die bessere räumliche Auflösung den Niederschlag realistischer simulieren kann. Die statistischen Parameter in den Tabellen B.4 und B.5 unterstreichen diesen „added value“ von HIRHAM.

5.4.2 Interannuelle Variabilität

Die Standardabweichung des Niederschlags wird als Mittel über 1958-2001 für den Sommer- und Wintermonsun in der Abbildung 5.24 dargestellt. Zum besseren Vergleich mit GPCC4 werden lediglich die Landoberflächenpunkte visualisiert.

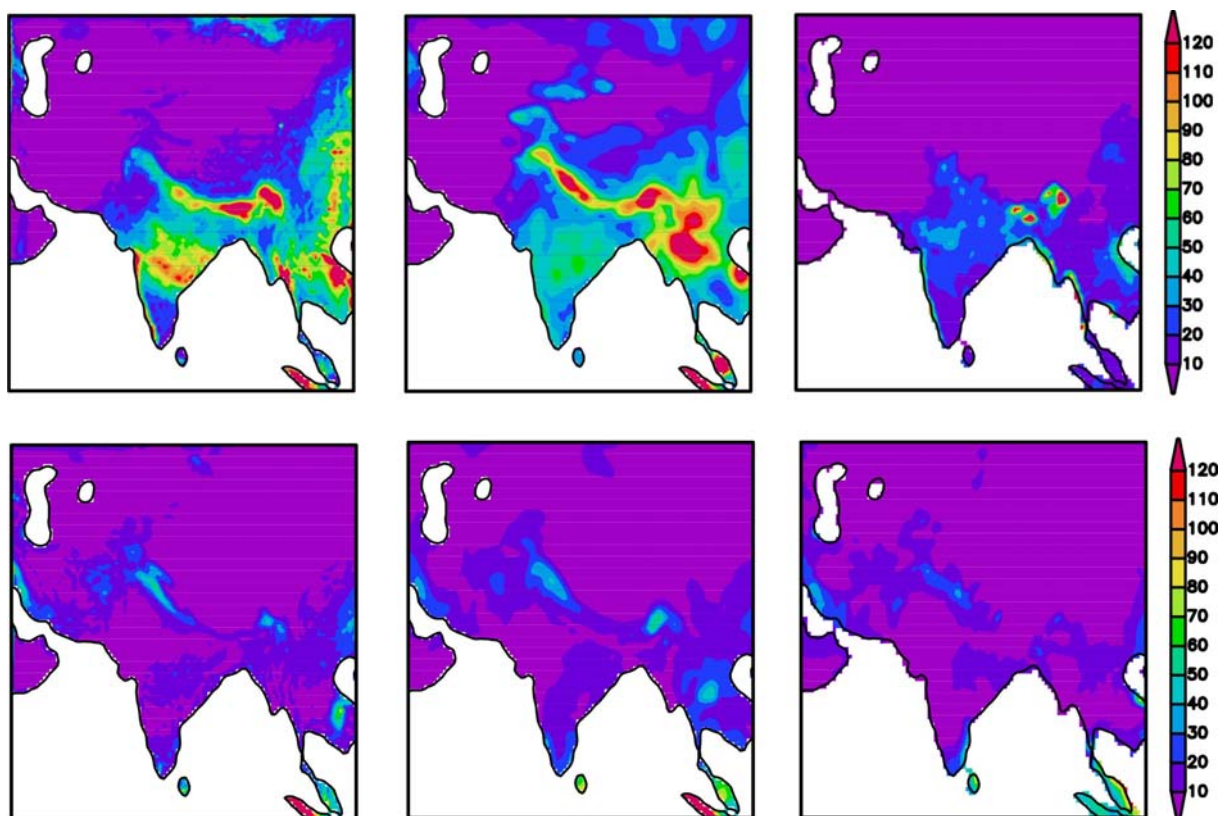


Abb. 5.24: Standardabweichung des Niederschlags (mm) für HIRHAM (links), ERA40 (Mitte) und GPCC4 (rechts); Sommermonsun (JJAS - oben) und Wintermonsun (DJF - unten) 1958-2001.

Im Sommer zeigen alle Datensätze übereinstimmend eine hohe interannuelle Variabilität des Niederschlags über den West Ghats, in Zentralindien, an den südlichen Hängen des Himalajas mit dem Khasi Gebirge und dem Shillong Plateau und über Südostasien. Im Vergleich mit GPCC4

überschätzen HIRHAM und ERA40 die interannuelle Niederschlagsvariabilität um mehr als 100 mm. Eine geringe Variabilität kann über den außertropischen Breiten nördlich von 30°N im Hochland von Tibet, über der Arabischen Halbinsel und in den Wüsten- und Halbwüstenregionen südlich des Kaspischen Meeres registriert werden.

Die Standardabweichungen im Wintermonsun sind deutlich geringer. Sie liegen im westlichen und südöstlichen Himalaja bei rund 50 mm. In den anderen Regionen ist die Variabilität mit unter 10 mm viel geringer. HIRHAM, ERA40 und GPCC4 zeigen eine bessere Übereinstimmung der Muster als im Sommer, wobei auch im Winter HIRHAM und ERA40 die interannuelle Variabilität im Himalaja gegenüber GPCC4 leicht überschätzen.

5.4.3 Linearer Trend

Die Abbildung 5.25 illustriert den dekadischen Trend 1958-2001 des Niederschlags sowie dessen statistische Signifikanz aus dem errechneten Trend-/Rauschverhältnis nach SCHÖNWIESE [2000] für den Sommer- und Wintermonsun.

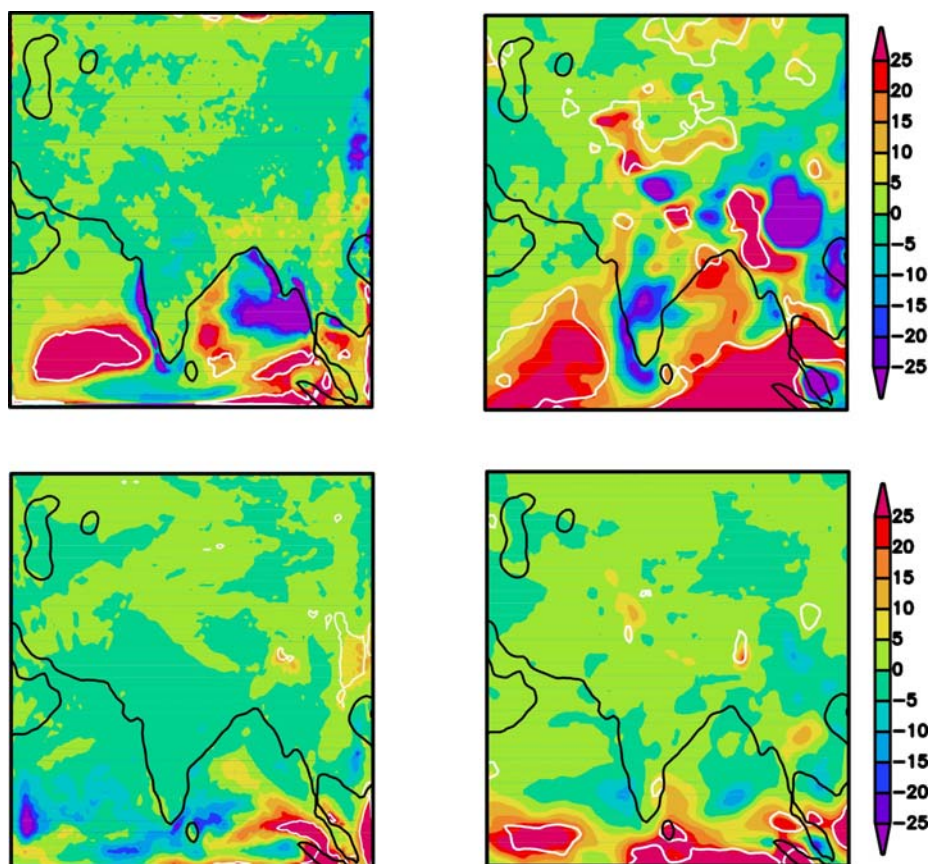


Abb. 5.25: *Trend pro Dekade des Niederschlags (schattiert; mm/Dekade) und Signifikanzen (weiße Isolinien; $S_i=95\%$) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS – oben) und Wintermonsun (DJF – unten) 1958-2001.*

Für den Sommermonsun berechnet das HIRHAM Modell eine Abnahme der Niederschläge unter -50 mm entlang der gesamten westindischen Küste sowie an den Küsten im östlichen Golf von Bengalen. Auffällig sind jedoch die starken positiven Niederschlagssignale im zentralen Arabischen Meer sowie im südlichen Golf von Bengalen. Im Vergleich mit ERA40 ist zu erkennen, dass die von HIRHAM simulierten Signale im Indischen Ozean auch in ERA40 zu sehen sind, wobei die positiven Signale dort stärker ausgeprägt sind. Über dem Kontinent lässt sich in ERA40 eine stärkere Differenzierung der Niederschlagssignale auf geringer Distanz nachweisen. Dabei existiert südöstlich des Tibet Plateaus ein Dipolsignal.

Der Winter zeigt kaum Trends im Niederschlag. Lediglich in einer schmalen Zone in der Nähe des Äquators kommt es zu signifikanten Veränderungen.

5.4.4 Analyse von extremen Niederschlagsereignissen

Der simulierte HIRHAM Niederschlag wurde auch mit dem hoch aufgelösten TRMM Datensatz verglichen, der ab 1998 verfügbar ist. Aus diesem Grund wurde eine 4-jährige Vergleichsperiode von 1998-2001 ausgewählt. Die hohe räumliche Auflösung und verfügbare tägliche Daten erlauben somit ebenfalls die Evaluierung von täglichen Niederschlagsmustern.

Bei der kurzen Beschreibung der Ergebnisse soll lediglich auf den Sommermonsun verwiesen werden, da er als Voraussetzung für die Betrachtung der extremen Niederschlagsereignisse im Sommer dient.

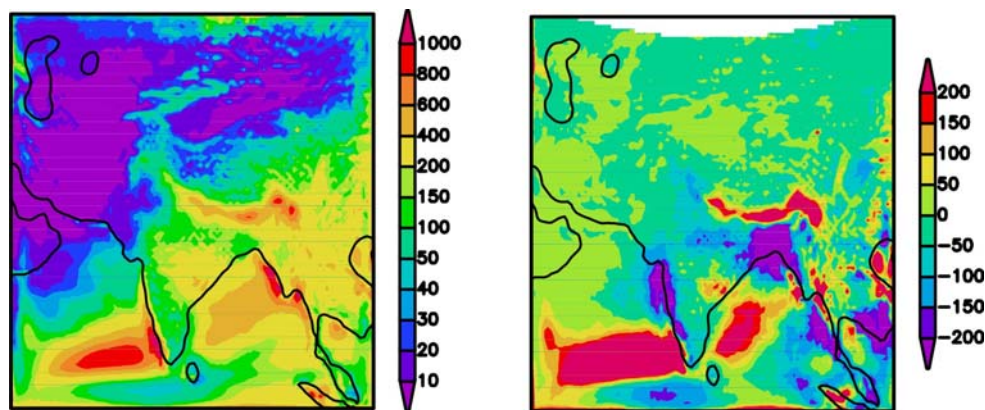


Abb. 5.26: Niederschlag (mm) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-TRMM“; Sommermonsun (JJAS) 1998-2001.

Der simulierte Sommerniederschlag (vgl. Abb. 5.26) für diese Periode zeigt annähernd ähnliche Niederschlagsmuster, wie sie bereits für die Simulationsperiode 1958-2001 diskutiert wurden. Jedoch sind die Differenzen insbesondere im zentralen und östlichen Himalaja höher als zwischen HIRHAM und GPCC4. Dies hat mit der unterschiedlichen Auflösung zwischen TRMM (0.25°), HIRHAM (0.5°) und GPCC4 (0.5°) zu tun. Der Bias „HIRHAM-TRMM“ in „ALL“ ist mit 9.8 mm annähernd identisch zu „HIRHAM-GPCC4“. Auch wenn in „ELEV1500“ für „HIRHAM-TRMM“ ein geringerer Bias (1.5

mm) und RMSE (73.2 mm) als für „HIRHAM-GPCC4“ registriert werden können, weist die schlechte räumliche Korrelation (0.68) in dieser Region auf die schlechtere Übereinstimmung der Muster zwischen HIRHAM und TRMM als zwischen HIRHAM und GPCC4 hin (vgl. Tab. B.4).

Der tägliche Niederschlag für den Zeitraum von 1998-2001 wurde in 4 Intensitätsklassen eingeteilt: leichter (Klasse I: ≤ 0.1 mm/Tag), (Klasse II: 0.1-0.5 mm/Tag), mäßiger (Klasse III: 0.5-10.0 mm/Tag) und starker Niederschlag (Klasse IV: ≥ 10.0 mm/Tag). Die regionale Häufigkeitsverteilung der Intensitätsklassen ist in der Abbildung 5.27 dargestellt. Regionen, die normalerweise durch geringe mittlere sommerliche Niederschläge auf der Basis von überwiegend kurzen konvektiven Schauern gekennzeichnet sind, werden durch eine leichte tägliche Niederschlagsintensität charakterisiert, wobei die Klassen I und II mit mehr als 80% am gesamten Sommerniederschlag dominieren. Insbesondere die Wüsten und Halbwüsten in Zentralasien und auf der Arabischen Halbinsel sowie große Teile der Hochgebirgsbeckenlandschaften (z.B. Tarimbecken im Norden des Tibet Plateaus) zeigen diese typischen Merkmale (vgl. Abb. 5.27).

Mäßige und starke tägliche Niederschläge, die durch die Intensitätsklasse III und IV beschrieben werden, treten in einem Streifen vom zentralen Arabischen Meer über das zentrale und südliche Indien sowie den Golf von Bengalen bis nach Indonesien auf und umfassen damit die Zonen des maximalen mittleren Sommerniederschlags.

HIRHAM zeigt eine relativ gute Übereinstimmung mit TRMM für die leichten Niederschlagsereignisse (vgl. Abb. 5.27), die sich insbesondere in Teilen Zentralasiens südlich des Kaspischen Meeres bis zum Persischen Golf und Arabischen Meer beobachten lassen. Mäßiger täglicher Niederschlag tritt in HIRHAM über dem östlichen Tibet Plateau und dem gesamten südöstlichen Asien auf. Innerhalb der Zonen mit den maximalen mittleren Sommerniederschlägen entlang der Luvgebiete der Gebirge (West Ghats, Burmesisches Gebirge und an den südlichen Hängen des Himalajas) lässt sich in HIRHAM ein signifikanter Sprung zu starken täglichen Niederschlagsereignissen mit Intensitäten von mehr als 10.0 mm/Tag (Klasse IV) beobachten. Damit wird unterstrichen, dass der monsunale Niederschlag im Allgemeinen durch konvektive Starkniederschlagsereignisse mit einer hohen zeitlichen Variabilität charakterisiert ist.

Regionale Klimamodelle tendieren oft dazu, den Niederschlag zu überschätzen. Das wurde bereits in anderen Studien gezeigt [z.B. DOBLER und AHRENS, 2010]. HIRHAM stellt in diesem Zusammenhang eine höhere Häufigkeit von mäßigen und starken sommerlichen Niederschlägen dar (vgl. Abb. 5.27). Je höher der Betrag und die Variabilität des mittleren Sommerniederschlags sind, desto schwieriger ist die Simulation der beobachteten räumlichen Muster für die täglichen Intensitäten in HIRHAM. Darüber hinaus kann die Dipolstruktur im Indischen Ozean, die bereits in der langfristigen Klimatologie diskutiert wurde, in der Intensitätsklasse IV beobachtet werden. Dies zeigt, dass vorwiegend starke konvektive Niederschlagsereignisse dieses Modelldefizit beeinflussen.

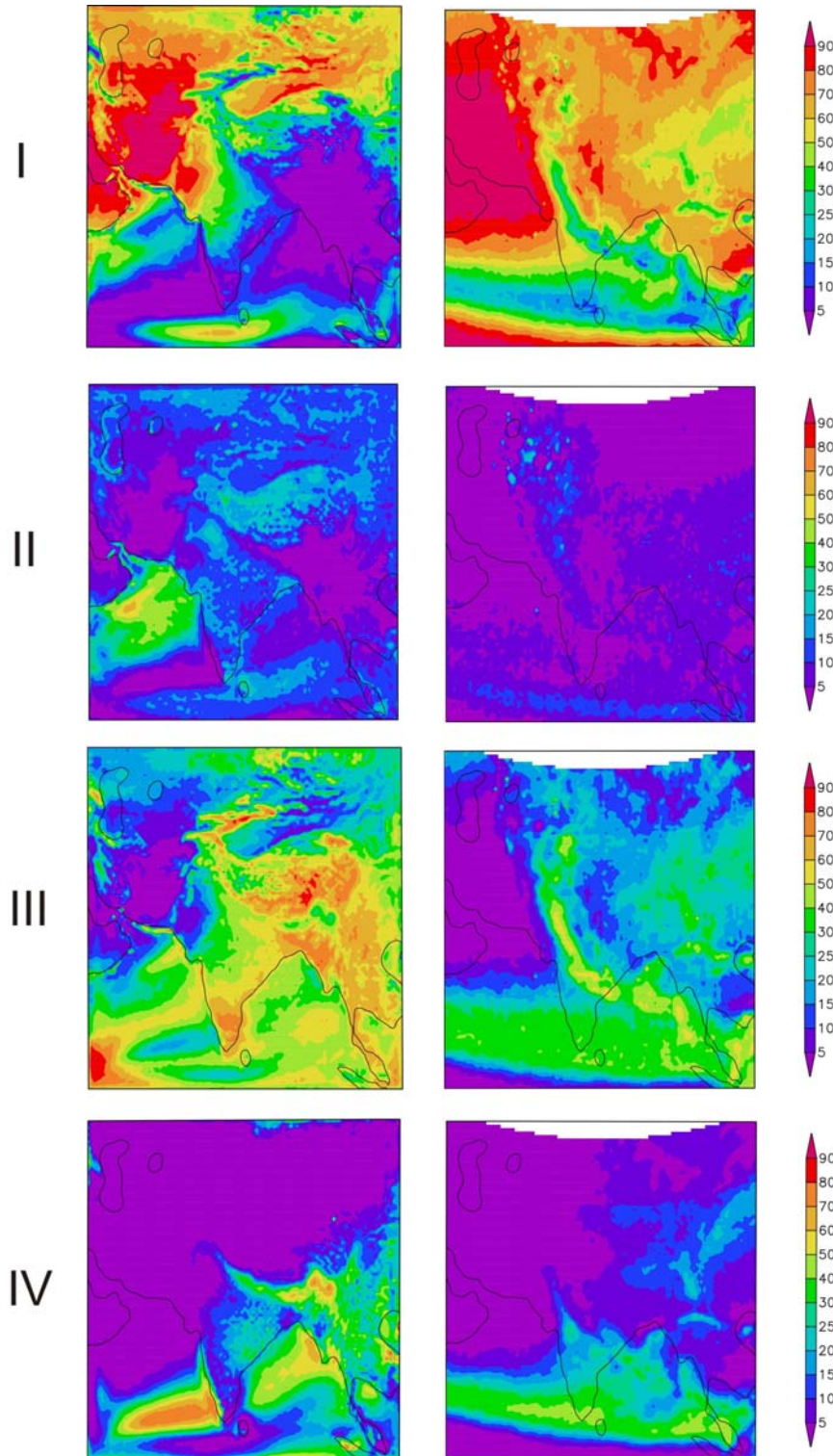


Abb. 5.27: Relative Häufigkeitsverteilung des täglichen Sommerniederschlages (%) klassifiziert in leichter (Klasse I: ≤ 0.1 mm/Tag), (Klasse II: 0.1-0.5 mm/Tag), mäßiger (Klasse III: 0.5-10.0 mm/Tag) und starker Niederschlag (Klasse IV: ≥ 10.0 mm/Tag) für HIRHAM (links) und TRMM (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1998-2001.

5.5 Spezielle Indizes

Die sommerlichen Niederschläge werden teilweise von konvektiven Niederschlagsereignissen bestimmt. Im nachfolgenden Abschnitt werden abschließend zwei thermodynamische Indizes vorgestellt, die die konvektiven dynamischen Mechanismen der sommerlichen Niederschlagsmuster beschreiben. Gleichzeitig dient der Vergleich zwischen der HIRHAM Simulation und den ERA40 Daten einer zusätzlichen quantitativen Beurteilung des simulierten Niederschlags.

5.5.1 KO-Index

Der Konvektivitätsindex (KO-Index) des Deutschen Wetterdienstes dient vor allem in der synoptischen Meteorologie und hier speziell im Nowcasting zur Prognose hoch reichender Konvektion. Die Berechnung des KO-Indexes erfolgt durch die Beziehung der potentiellen Äquivalenttemperatur θ_e zwischen mittlerer und unterer Troposphäre:

$$KO = 0.5 (\theta_{e700} + \theta_{e500} - 2 \theta_{e850}) [K], \quad (5.1)$$

wobei $\theta_{e700,500,850}$ die potentielle Äquivalenttemperatur in 700 hPa, 500 hPa und 850 hPa ist. Mit abnehmenden θ_e -Werten mit der Höhe erhält der KO-Index ein negatives Vorzeichen. Die Einteilung der Klassen für die thermische Schichtung erfolgt dabei nach folgender Festlegung: $KO \leq 2$: *potentiell labil*, $2 < KO \leq 6$: *potentiell indifferent*, $6 < KO \leq 10$: *potentiell stabil* und $KO > 10$: *potentiell sehr stabil* [<http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/download.php?file=KO-Index.pdf>]. Zur besseren Beschreibung der Maxima und Minima der potentiellen Instabilität wird diese Klassifizierung in der Abbildung 5.28 für die Simulationsperiode 1958-2001 differenzierter dargestellt.

Weitere Informationen zur Berechnung der Äquivalenttemperatur (C.6) und der potentiellen Äquivalenttemperatur (C.7) finden sich im Anhang C.

Sowohl das Modell als auch die ERA40 Reanalyse zeigen im Sommermonsun ausgedehnte Regionen mit potentieller Labilität ($KO \leq 2$), die sich von der Arabischen Halbinsel über den gesamten Indischen Ozean und den indischen Kontinent bis nach Südost- und Ostasien erstrecken. Lediglich das tibetische Hochland hebt sich mit sehr stabiler Schichtung ($KO > 10$) von der restlichen Umgebung ab. Bei HIRHAM ist insbesondere über den Gebirgsregionen und in Zentralasien eine deutliche Differenzierung zu erkennen, die den Vorteil eines Regionalmodells mit dessen besserer räumlicher Auflösung unterstreicht. Das kann man auch an der Simulation der indifferenten Schichtung ($2 < KO \leq 6$) im Persischen Golf und östlich von Ceylon sehen, die aufgrund der gröbereren Auflösung in ERA40 nicht sichtbar ist. Die geringsten Werte unter -6 K treten entlang des Monsuntroges über Nordindien und im Bereich des sommerlichen Hitzetiefkerns über dem Nordwesten Indiens auf. Die Zonen sind in Modell und Daten sehr ähnlich wiedergegeben. Im Kontext mit der bodennahen Monsunströmung und den orographisch induzierten Hebungsvorgängen im Luv der Gebirge kann festgehalten werden, dass die stärkste konvektive Aktivität mit bedingten Starkniederschlägen entlang

dieser bereits mehrfach erwähnten Zonen des Hauptniederschlags im Sommer liegt. Dies betrifft die Luvgebiete der West Ghats, der Gebirgszüge östlich des Golfs von Bengalen und an den Südabdachungen des Himalajas.

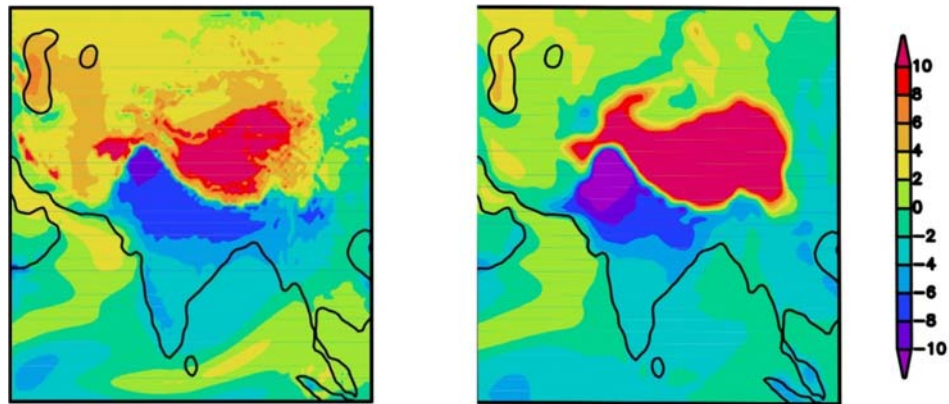


Abb. 5.28: *KO-Index (K) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.* Die Einteilung der Klassen erfolgt nach der thermischen Schichtung: $KO \leq 2$: potentiell labil, $2 < KO \leq 6$: potentiell indifferent, $6 < KO \leq 10$: potentiell stabil und $KO > 10$: potentiell sehr stabil.

5.5.2 Potentieller konvektiver Instabilitätsindex

Ein weiterer Index zur Beschreibung der potentiellen konvektiven Instabilität basiert auf der Differenz zwischen der potentiellen Äquivalenttemperatur θ_e in 700 hPa und 1000 hPa:

$$\theta_{e700} - \theta_{e1000} \quad [K], \quad (5.2)$$

wobei positive Werte potentielle Stabilität und negative Werte potentielle Instabilität in der unteren Troposphäre bedeuteten, die ein grober Indikator für Konvektion und Niederschlag im Sommer ist [GOSWAMI und XAVIER, 2005]. Die nachfolgende Abbildung 5.29 stellt diesen Index für HIRHAM und ERA40 für den Sommermonsun (JJAS) als Mittel über den Zeitraum von 1990-2000 dar.

Der gesamte Indische Ozean und die Landoberfläche südlich des Tibet Plateaus und Himalajas sind durch instabile Bedingungen mit Minima im nördlichen Arabischen Meer charakterisiert. Im Vergleich zwischen HIRHAM und ERA40 zeigen die Muster in der Modellsimulation differenziertere Strukturen über der hohen Topographie, die durch die höhere horizontale Auflösung bedingt sind. Die zentralindische Landoberfläche und das nördliche Arabische Meer sind in HIRHAM durch eine stärkere Instabilität repräsentiert als in ERA40, die in Verbindung mit einer höheren potentiellen konvektiven Aktivität steht. Diese wird durch positive Anomalien von „Niederschlag-Verdunstung“ sowie in der 500-hPa Vertikalgeschwindigkeit und mehr Niederschlag in dieser Region zum Ausdruck gebracht. Dieses Ergebnis stimmt gut mit dem erhöhten Niederschlag über Zentralindien überein, der näher am GPCC4 Datensatz liegt (vgl. Abb. 5.19) und den „added value“ von HIRHAM in diesen Regionen demonstriert.

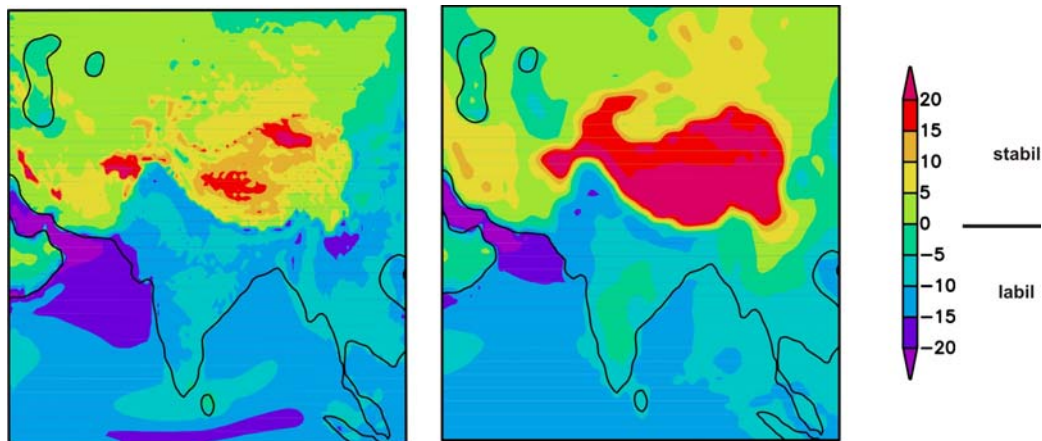


Abb. 5.29: Potentieller konvektiver Instabilitätsindex nach GOSWAMI und XAVIER [2005] (K) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1990-2000. Die Einteilung der Klassen erfolgt nach der thermischen Schichtung: negative Werte bedeuten potentiell instabil und positive Werte potentiell stabil.

5.6 Zusammenfassung der Ergebnisse

Im vorangegangenen Kapitel wurde die Simulation der indischen Sommer- und Wintermonsunzirkulation mit dem regionalen Klimamodell HIRHAM vorgestellt und gegen mehrere Beobachtungsdatensätze validiert. Die Qualität von HIRHAM wurde in Bezug zur Klimatologie und Variabilität der atmosphärischen Zirkulation, der Temperatur und des Niederschlags quantifiziert. Eine gute Übereinstimmung zwischen Modell und ERA40 konnte für die Muster der Zirkulation und Temperatur nachgewiesen werden. Die Validierung der Niederschlagsklimatologie- und variabilität mit verschiedenen Beobachtungsdatensätzen (ERA40, GPCC4, IMD-RF und TRMM) hat gezeigt, dass die Simulationen eine bessere Übereinstimmung mit den höher aufgelösten Datensätzen vorweisen und einen „added value“ im Vergleich mit ERA40 zeigen. HIRHAM zeigt die beste Übereinstimmung mit dem GPCC4 Datensatz. Insbesondere in der Hochgebirgsregion sowie über der zentralindischen Landoberfläche liegt das Modell näher an GPCC4. Die zusätzliche Validierung des von HIRHAM simulierten Niederschlags mit dem IMD-RF Datensatz zeigt die besseren Ergebnisse des Regionalmodells über Zentralindien gegenüber ERA40. Die klimatologischen Jahressgänge des Niederschlags wurden für verschiedene Teilregionen untersucht. In den höher gelegenen Regionen „TIBET“ und „GLACIER“ zeigt ERA40 von Mai bis September eine Überschätzung des Niederschlags. Im Vergleich mit GPCC4 und durch die bessere räumliche Auflösung ist HIRHAM in der Lage, den Niederschlag dort realistischer zu reproduzieren als ERA40.

Alle Datensätze kennzeichnen eine hohe sommerliche interannuelle Niederschlagsvariabilität, die über den West Ghats, an den südlichen Hängen des Himalajas und in Südostasien besonders ausgeprägt ist. Im Vergleich mit GPCC4 wird diese Variabilität von HIRHAM und ERA40 überschätzt. Eine geringe Variabilität nördlich von 30°N wird von allen gut wiedergegeben. Im Winter ist die Variabilität im Niederschlag deutlich geringer. HIRHAM, ERA40 und GPCC4 zeigen eine bessere Übereinstimmung

der Muster als im Sommer, auch wenn HIRHAM und ERA40 die interannuelle Variabilität im Himalaja gegenüber GPCC4 leicht überschätzen.

Niederschlagsereignisse auf einer täglichen Zeitskala wurden analysiert, um zu untersuchen, wie gut HIRHAM diese Ereignisse auf kürzeren Zeitskalen simulieren kann. Im Vergleich mit TRMM gibt das Modell den täglichen Niederschlag in verschiedenen Intensitätsklassen nur zum Teil gut wieder. Dies betrifft vor allem die unterste Klasse mit geringem Niederschlag. Bei den anderen Klassen ist die Übereinstimmung zwischen HIRHAM und TRMM schlecht. Das lässt darauf schließen, dass HIRHAM nicht in der Lage ist, diese hochgradig nichtlinearen Prozesse auf kurzer Zeitskala realistisch zu simulieren. Ein wichtiges Ergebnis dieser Validierung ist die Notwendigkeit weiterer Sensitivitätsexperimente, beispielsweise zu Folgen einer veränderten Parametrisierung der Cumuluskonvektion.

Zusätzliche Indizes zur Beschreibung der potentiellen konvektiven Aktivität zeigen, dass die Muster in HIRHAM aufgrund der höheren horizontalen Auflösung in der Hochgebirgsregion differenzierter auftreten als in ERA40. Eine stärkere potentielle Instabilität in HIRHAM über der Landoberfläche Zentralindiens steht in Zusammenhang mit einer intensiveren Konvektion und mehr Niederschlag in dieser Region, der näher an GPCC4 liegt.

Die Resultate haben gezeigt, dass das Modell in der Lage ist, sowohl die räumliche und zeitliche Klimatologie als auch die interannuelle Variabilität ausgewählter Variablen in der indischen Monsunregion realistisch zu reproduzieren, um damit die grundlegenden Mechanismen der Monsunzirkulation, wie sie im Abschnitt 2 vorgestellt wurden, zu verifizieren.

6 Antriebsmechanismen des indischen Monsuns

Im folgenden Kapitel stehen verschiedene Fall- und Sensitivitätsstudien im Mittelpunkt, die das Verständnis über die wesentlichen diabatischen und orographischen Antriebsmechanismen der indischen Monsunzirkulation näher beleuchten. Dabei wird einerseits untersucht, welche charakteristischen Antriebsmechanismen für die Ausbildung sommerlicher Niederschlagsanomalien (feuchte (wet) und trockene (dry) Phasen) verantwortlich sind. Andererseits wird der Einfluss von zwei entscheidenden Monsunfaktoren (Meeresoberflächentemperatur und winterliches Sibirisches Hochdruckgebiet) auf die saisonale Zirkulations- und Niederschlagsentwicklung analysiert. Damit dienen diese Fallstudien zum besseren Verständnis über die gekoppelten Prozesse der Monsunzirkulation und erlauben durch die vergleichende Betrachtung von Anomaliephasen einen detaillierteren Einblick in das Verhalten der Monsunzirkulation während extremer Ereignisse auf interannuellen Zeitskalen.

6.1 Niederschlagsanomalien (wet und dry Phasen)

6.1.1 Motivation

Interannuelle Variationen des monsonalen Niederschlags spielen bei der Analyse und Vorhersage des indischen Monsuns eine entscheidende Rolle, denn extreme Monsunjahre haben weitreichende Konsequenzen für die ökologische und ökonomische Stabilität der Monsunregion. So lässt sich langfristig beobachten, dass sich Jahre mit hohen sommerlichen Niederschlagsmengen (engl.: wet monsoon years) und Jahre mit sehr geringen sommerlichen Niederschlägen (engl.: dry monsoon years) einander abwechseln. Dabei lösen sie in diesem Zusammenhang unter bestimmten Voraussetzungen katastrophale Flut- und Dürreereignisse aus [WANG et al., 2006]. Zahlreiche wissenschaftliche Studien untersuchten dabei die Ursachen für diese Niederschlagsanomalien, wobei häufig Bezüge zu interannuellen Schwankungen der Meeresoberflächentemperatur und der großräumigen Zirkulation angesprochen werden [z.B. KANAMITSU und KRISHNAMURTI, 1978; BHALME und MOOLEY, 1980; MOOLEY und PARTHASARATHY, 1983; KRISHNAMURTI et al., 1989; KRISHNAN et al., 2003]. Die nachfolgende Fallstudie analysiert extreme feuchte und trockene Monsunjahre sowohl für die HIRHAM Simulation als auch für Beobachtungen von ERA40 und GPCC4. Dabei geht es nicht nur um die Ursachen für diese Anomalien, sondern auch um das Verständnis von Feedbacks im komplexen Monsunsystem.

6.1.2 Methodik

Die Fallstudie basiert auf einem Vergleich von extremen feuchten und extremen trockenen Monsunjahren innerhalb der Gesamtperiode von 1958 bis 2001. Dabei erfolgt die Auswahl dieser

Jahre in Anlehnung an die Kriterien von FARRARA und YU [2003], die eine Studie zur interannuellen Variabilität der südwestamerikanischen Monsunzirkulation durchgeführt haben. In der nachfolgenden Abbildung 6.1 ist eine Niederschlagszeitreihe des Sommermonsuns von 1958 bis 2001 für das HIRHAM-Output als Gebietsmittel über ein von GOSWAMI und XAVIER [2005] postuliertes Monsungebiet dargestellt. Dieses Gebiet umfasst alle drei wichtigen Zonen mit maximalen sommerlichen Niederschlägen entlang der West Ghats, an der Südabdachung des Himalajas und an den Gebirgsketten östlich des Golfs von Bengalen. Nach FARRARA und YU [2003] symbolisieren Jahre mit Niederschlag von mehr (weniger) als 0.5 der Standardabweichung über (unter) dem klimatologischen Mittel wet (dry) Monsunjahre. Die Auswahl der wet (dry) Jahre erfolgte darüber hinaus auch für die Beobachtungen von ERA40 und GPCC4, wobei aber die ausgewählten extremen Jahre nicht identisch sind (vgl. Abb. A.5 und A.6).

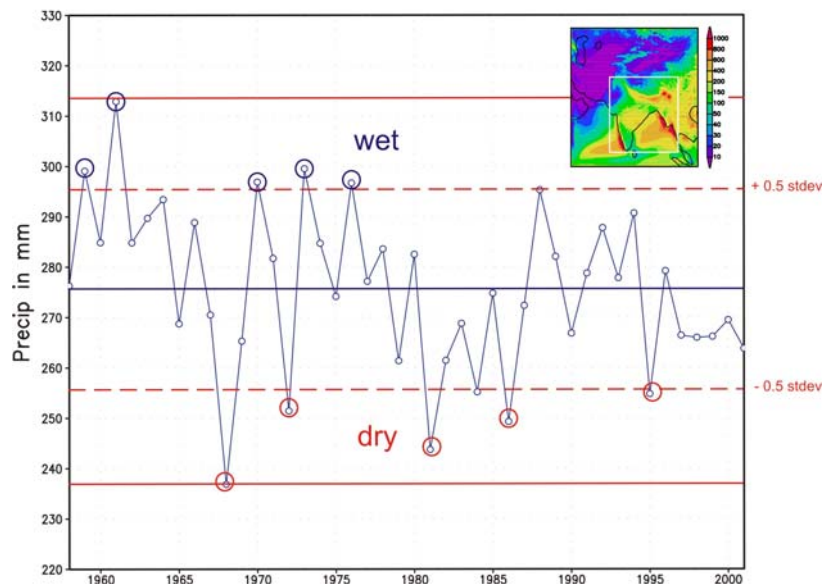


Abb. 6.1: Auswahl extremer Niederschlagsjahre (wet und dry) nach FARRARA und YU [2003] für HIRHAM 1958-2001. „Wet“-Jahre: 1959, 1961, 1970, 1973 und 1976. „Dry“-Jahre: 1968, 1972, 1981, 1986 und 1995. Das Monsungebiet nach GOSWAMI und XAVIER [2005] ist in der kleinen Abbildung dargestellt.

6.1.3 Ergebnisse und Interpretation

6.1.3.1 Sommerliche Niederschlagsanomalien und konvektive Aktivität

Das Modell simuliert die zu erwartende Verstärkung des indischen Sommermonsuns mit den begleitenden charakteristischen Mustern der positiven Niederschlagsanomalien „wet-dry“, wie sie von den Beobachtungen dargestellt werden, auch wenn HIRHAM eine deutlichere Differenzierung in der Verteilung dieser Muster insbesondere gegenüber ERA40 aufweist (vgl. Abb. 6.2 a-c). Zum besseren Vergleich der Muster mit dem landbasierten GPCC4 Datensatz werden nur die Landoberflächenpunkte visualisiert.

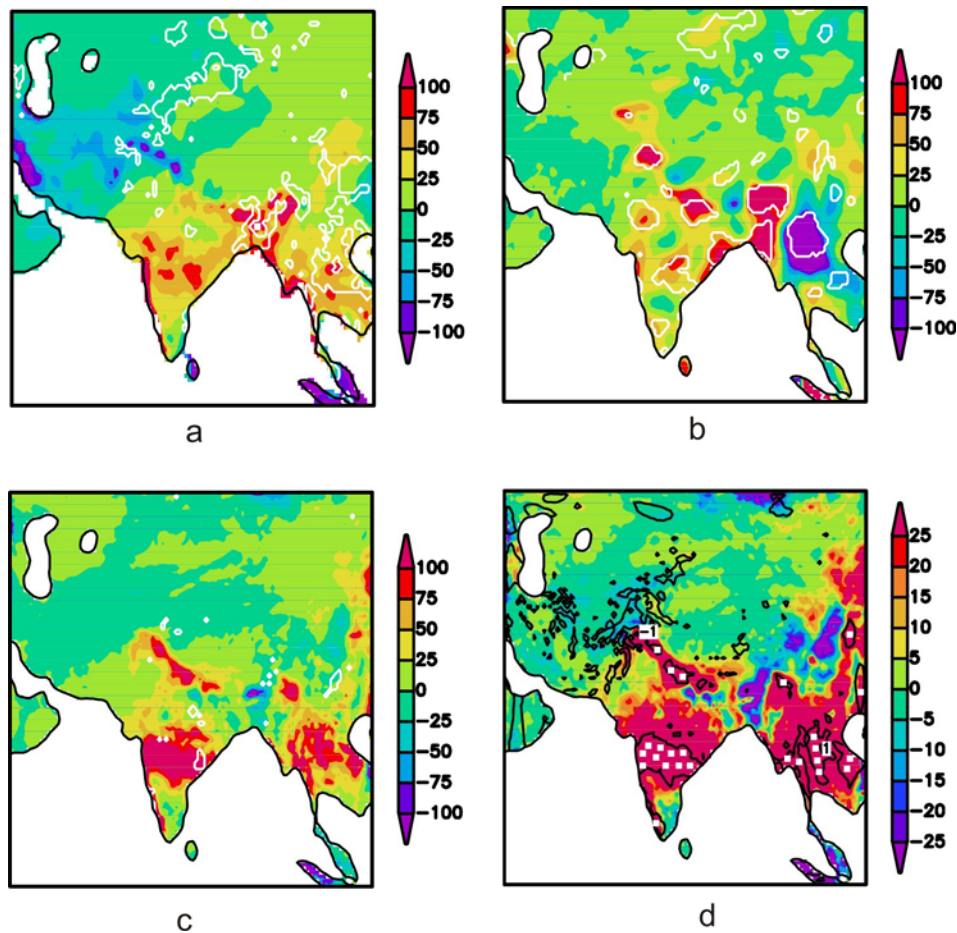


Abb. 6.2: Niederschlag „wet-dry“ (mm; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) für GPCC4 [a], ERA40 [b] and HIRHAM [c]. Niederschlag – Verdunstung (P-E) „wet-dry“ (mm; schattiert) und Vertikalgeschwindigkeit (ω) in 500 hPa „wet-dry“ (hPa/h; schwarze Konturlinien) für HIRHAM [d]; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. Die weißen Punkte in [d] zeigen Gebiete mit positiven Anomalien P-E und ω .

Die negative Niederschlagsanomalie über dem südlichen Indien zeigt eine bessere Übereinstimmung zwischen der HIRHAM Simulation und GPCC4. Dies kann auch beim Vergleich des positiven Niederschlagssignals über dem zentralen Indien und entlang der indischen Westküste nachgewiesen werden, wo HIRHAM näher an GPCC4 liegt. Die dritte positive Anomalie über Südostasien wird vom HIRHAM Modell auch reproduziert, wohingegen ERA40 ein inverses Muster zeigt. Auf der anderen Seite reproduziert HIRHAM nicht die positive Anomalie über Bangladesch, die in GPCC4 sichtbar ist. Ein Anteil des sommerlichen Niederschlags wird von starken konvektiven Niederschlagsereignissen angetrieben, das bereits bei der Analyse der täglichen Niederschlagsintensitätsklassen (vgl. Abb. 5.27) deutlich wurde. Die Abbildung 6.2 d stellt den „Niederschlag – Verdunstung“ sowie die Vertikalgeschwindigkeit in 500 hPa für die HIRHAM Simulation „wet-dry“ im Sommer (JJAS) dar. Die weißen Punkte kennzeichnen die Zonen stärkster potentieller konvektiver Aktivität, die in Verbindung mit dem Auftreten von positiven Anomalien „Niederschlag – Verdunstung“ als auch positiven Anomalien der Vertikalgeschwindigkeit in 500 hPa für „wet-dry“ zusammenfällt. Die in der

Abbildung 6.2 c simulierten drei Zonen positiver Niederschlagsanomalie „wet-dry“ sind an diese Regionen stärkster potentieller Konvektion gekoppelt, womit die komplexen Feedbacks zwischen der Konvektion und dem großräumigen advektiven Niederschlag in den HIRHAM Simulationen wiedergegeben werden. Diese Feedbacks lassen sich wie folgt erklären:

Konvektion tritt über warmen ozeanischen und kontinentalen Regionen auf, die sich von den Tropen bis zu den mittleren Breiten erstrecken und isolierte Wolkenstrukturen mit einer horizontalen Auflösung von 1-10 km bis zu mesoskaligen konvektiven Systemen mit horizontaler Auflösung von ungefähr 1000 km beinhalten. Lokale Konvektion beeinflusst die Erdoberfläche durch Starkregen und dessen Rückkopplung auf die großräumigen atmosphärischen Flüsse von Impuls, Wärme und Feuchte. Zahlreiche atmosphärische Prozesse unterschiedlicher Skalierung bestimmen die vertikale thermodynamische Struktur der Atmosphäre, wobei die Konvektion ausgelöst wird. Diese Prozesse stehen im Zusammenhang mit der Feuchte in der unteren Troposphäre. Die lokale Änderung des Wasserdampf-mischungsverhältnisses hängt von der horizontalen und vertikalen Advektion seiner mittleren Komponenten und von den horizontalen und vertikalen Konvergenzen seiner Eddie-Komponenten ab (vgl. Formel 3.9). Ein beständiger Aufstieg von Wasserdampf sättigt die unteren Schichten der Troposphäre. Auf diese Weise trägt die Vertikalbewegung durch induzierte advektive Prozesse zur thermodynamischen Destabilisierung der vertikalen Säule bei. Im langfristigen Mittel ist P-E ein Maß der Feuchtekonvergenz in der Säule, die von Konvektion und großräumiger horizontaler Advektion von Wasserdampf beeinflusst wird.

6.1.3.2 Atmosphärische Zirkulation

Starke interannuelle Schwankungen des monsonalen Niederschlags werden entscheidend von Variationen in der großräumigen atmosphärischen Zirkulation beeinflusst, wobei die Variabilität des sommerlichen Niederschlags vom Verhalten des Monsuntrogs (ITCZ) bestimmt wird, dessen periodischer Wandel ein wichtiges Merkmal des indischen Monsuns darstellt. Niederschlagsgebiete verändern sich dabei in Verbindung mit der Verlagerung des Trogs. In „wet“ Jahren verschiebt sich diese Zone weiter südwärts und liegt über dem Gangestiefland bei etwa 23°-30°N und 75°-88°E, wobei die Ebenen durch mehr und die südlichen Hänge des Himalajas durch weniger Niederschläge geprägt werden, das sich speziell bei GPCC4 (vgl. Abb. 6.2 a) im nordwestlichen Himalaja sehr gut beobachten lässt. Die Lage der Trogachse entlang der vorgelagerten Gebirgshänge führt allerdings zu einer schwachen Überlagerung dieses Effekts, wodurch weniger Niederschlag über den Ebenen und mehr Niederschlag an den Hängen erzeugt wird [BHALME and MOOLEY, 1980]. In extrem feuchten Jahren kommt es vor allem an der Westküste Indiens, im Arabischen Meer und entlang des Persischen Golfs im Zusammenhang mit der Lage des Monsuntrogs zu einer signifikanten Vertiefung des Bodenluftdruckfeldes, die statistisch signifikant ist (vgl. Abb. 6.3). Im Vergleich mit extremen trockenen Jahren ist der meridionale Bodenluftdruckgradient zwischen dem Indischen Ozean und dem

eurasischen Kontinent deutlich erhöht, der wiederum zu einer Verstärkung der monsonalen Aktivität führt [BHALME and MOOLEY, 1980].

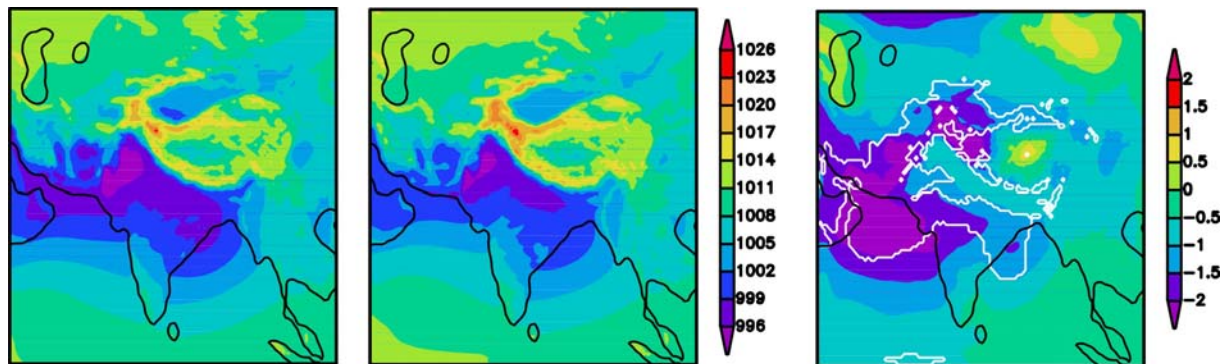


Abb. 6.3: Bodenluftdruck (hPa; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) für HIRHAM in „wet“ Jahren (links), in „dry“ Jahren (Mitte) und in „wet-dry“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

Die Verstärkung des bodennahen Luftdruckgradienten in „wet“ Jahren bedingt eine Intensivierung der Monsunströmung (vgl. Abb. 6.4) und führt dazu, dass mehr Feuchtigkeit in Richtung der Kontinente transportiert werden kann, wodurch mehr Niederschlag über den zentralen Teilen Indiens und in Südostasien fällt. Des Weiteren fördert das intensivere auflandige Anströmen an die Gebirgsketten die orographisch induzierte Hebung der feuchten Luftmassen im Luv der West Ghats und insbesondere an den südlichen Hängen des Himalajas, womit die höheren Niederschlagsmengen in Jahren starker Monsunaktivität zu erklären sind.

Eine Studie von KRISHNAMURTI et al. [1989] zeigt komplexe Zusammenhänge zwischen Strömungsanomalien auf der Südhemisphäre und der beobachteten Niederschlagsgenese in „dry“ Jahren. Der südhemisphärische Bodenluftdruck bei etwa 20° - 25° S ist zu dieser Zeit viel höher ausgeprägt, wobei sich eine antizyklonale Anomalie im 850-hPa Geopotentialfeld ausbildet, die sich mit der saisonalen Erwärmung nach Norden verschiebt und sich im Nordsommer über dem Arabischen Meer und dem Golf von Bengalen befindet (vgl. Abb. A.7). Dieses Anomaliemuster in der unteren Troposphäre schwächt die bodennahe Monsunströmung über dem Arabischen Meer deutlich ab. In „wet“ Jahren verhalten sich die Muster invers. Die Abschwächung und südliche Verschiebung des Maximums in der 850-hPa Strömung in „dry“ Jahren kann man gut erkennen (vgl. Abb. 6.4).

Die korrespondierende Höhenströmung zeigt ebenfalls charakteristische Unterschiede zwischen „wet“ und „dry“ Jahren. So lässt sich in Jahren mit einer positiven Niederschlagsanomalie eine Intensivierung der subtropischen Hochdruckbrücke einschließlich der tibetischen Antizyklone erkennen. Durch den erhöhten troposphärischen meridionalen Luftdruckgradienten kommt es auch zu einer Verstärkung des tropischen Ostjets und des außertropischen Westjets, die sich durch jeweils höhere mittlere Windgeschwindigkeiten bemerkbar macht (vgl. Abb. 6.5). KRISHNAMURTI et al. [1989] zeigen in ihrer Untersuchung, dass sich in „dry“ Jahren die Hochdruckzone bei 25° - 30° N mit

der charakteristischen divergenten Zirkulation einschließlich des tibetischen Höhenhochs nach Osten verschiebt, die ansatzweise vom Modell verifiziert werden kann (vgl. Abb. 6.5). Dies bedingt eine Anomalie westlicher Winde nördlich von Indien, die das Einströmen trockener Luftmassen aus den Wüstenregionen in die tropische Hochatmosphäre fördert (vgl. Abb. 6.5). Diese Luftmassen dringen ostwärts vor und unterdrücken die intensive Konvektion über den zentralen, westlichen und nördlichen Regionen Indiens, die zu einer Reduzierung des Niederschlags in trockenen Jahren führt.

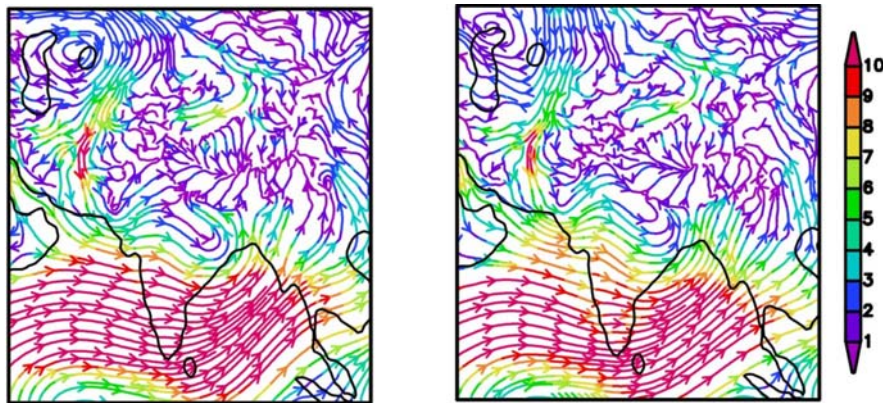


Abb. 6.4: 850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM in „wet“ Jahren (links) und „dry“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

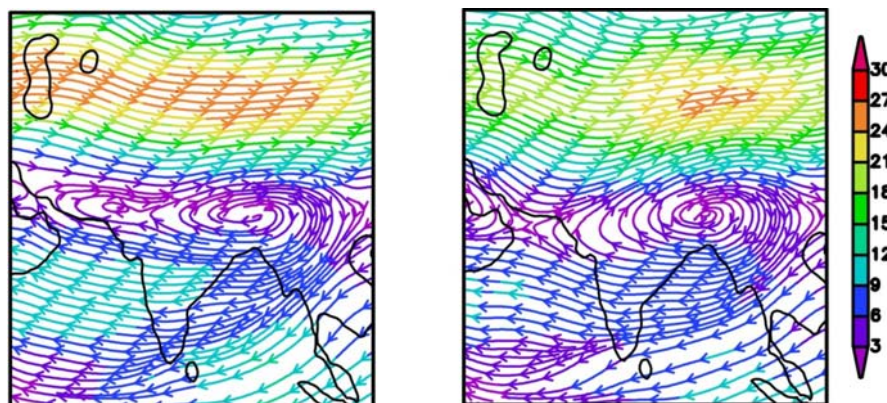


Abb. 6.5: 300-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM in „wet“ Jahren (links) und „dry“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

6.1.3.3 Meeresoberflächentemperatur (SST)

Zahlreiche wissenschaftliche Publikationen [z.B. KRISHNAMURTI et al., 1989; KRISHNAN et al., 2003] stellen einen engen Zusammenhang zwischen der SST und den charakteristischen beobachteten Niederschlagsanomalien in der indischen Monsunregion zwischen „wet“ und „dry“ Jahren her, wobei der Fokus einerseits auf lokale Auswirkungen und zum anderen auf Telekonnektionsmuster wie SST Anomalien im südlichen tropischen Ozean während des ENSO Phänomens liegt. In dieser Fallstudie sollen einige Ergebnisse der direkten Kopplung zwischen der SST im nördlichen Indischen Ozean und

der monsonalen Niederschlagssignale auf dem asiatischen Kontinent während starker und schwacher Monsunaktivität anhand der Modellergebnisse evaluiert werden.

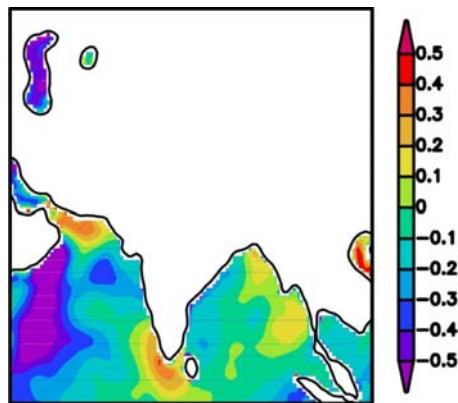


Abb. 6.6: Meeresoberflächentemperatur „wet-dry“ (°C) für HIRHAM; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

Es lässt sich festhalten, dass eine positive Anomalie der SST die lokale Konvektion von Feuchte erhöhen und eine negative Anomalie diese Prozesse über dem Ozean hemmen kann [KRISHNAMURTI et al., 1989]. HIRHAM simuliert zwischen „wet“ und „dry“ Jahren eine ausgeprägte negative SST Anomalie im gesamten Arabischen Meer mit Ausnahme des nördlichsten Küstenabschnittes sowie entlang der Ostküste Indiens, wobei die stärksten negativen Abweichungen „wet-dry“ (< -0.5 K) im westlichen Arabischen Meer entlang des Golfs von Aden beobachtet werden können (vgl. Abb. 6.6). In der Realität werden die lokalen Prozesse über dem Ozean von überregionalen Feedbacks zwischen der SST und der atmosphärischen Zirkulation überlagert. Diese Prozesse können nur mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell simuliert werden. Der Antrieb der bodennahen Monsunströmung wird maßgeblich vom Temperaturgradienten zwischen dem Indischen Ozean und dem eurasischen Kontinent bestimmt. Durch die überwiegend negativen Anomalien der SST in extrem feuchten Jahren verstärkt sich der meridionale Gradient vom Ozean zum Festland, wodurch sich die Monsunströmung und die Feuchteflüsse intensivieren und somit mehr Wasserdampf nach Nordosten transportiert wird. Durch die verstärkte tropische östliche Höhenströmung werden diese Prozesse noch verschärft. Orographische Hebung im Luv der Gebirge bedingt dann letztendlich die positiven Niederschlagsanomalienmuster in „wet“ Jahren. Damit ist ein direkter Zusammenhang zur SST gegeben.

6.2 Anomalien der SST

6.2.1 Motivation

Die vorangegangene Fallstudie hat bereits gezeigt, dass der Einfluss der SST auf die Ausprägung der regionalen sommerlichen Niederschlagsintensität bedeutend ist. Dabei stand die Beschreibung charakteristischer Antriebsmechanismen wie die SST während extremer Monsunjahre im Mittelpunkt.

Nachfolgend sollen nun die Auswirkungen von Anomalien der SST auf die Zirkulations- und Niederschlagsmuster untersucht werden, wobei der Fokus wieder auf dem Sommermonsun (JJAS) liegt.

6.2.2 Methodik

Zur Auswahl der extremen Jahre mit jeweils hoher und niedriger SST wurden für den Sommermonsun (JJAS) die jährlichen Abweichungen der Meeresoberflächentemperaturen vom klimatologischen Mittel (28.2°C) über dem gesamten nördlichen Indischen Ozean bestimmt. Die Abbildung 6.7 stellt die entsprechende Zeitreihe 1958-2001 als Mittel über das gewählte Modelldomain des nördlichen Indischen Ozeans mit der Auswahl der extremsten fünf positiven (SST+) und negativen (SST-) Jahre dar. Diese Jahre wurden anschließend miteinander verglichen. Auffällig ist, dass bis etwa Mitte der 1980er Jahre negative und anschließend positive Anomalien in der sommerlichen SST des nördlichen Indischen Ozeans zu beobachten sind, wobei die Abweichungen in den SST+ Jahren deutlich höher ausfallen und eine stärkere Variation aufweisen als in den SST- Jahren.

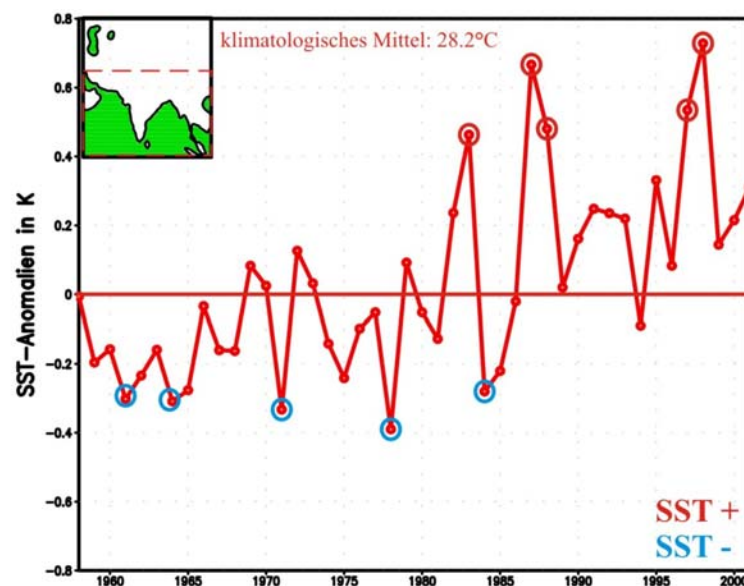


Abb. 6.7: Auswahl extremer Jahre mit positiver und negativer SST Anomalie für HIRHAM im Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. „SST+“-Jahre: 1983, 1987, 1988, 1997 und 1998. „SST-“-Jahre: 1961, 1964, 1971, 1978 und 1984. Das Domain des Gebietsmittels ist in der kleinen Abbildung dargestellt. Es entspricht der grünen Farbgebung innerhalb der rot schraffierten Box.

6.2.3 Ergebnisse und Interpretation

6.2.3.1 Regionalisierung der sommerlichen SST Anomalien

Für eine spätere Analyse der sommerlichen Zirkulations- und Niederschlagscharakteristika in den bestimmenden Jahren hoher und niedriger SST, muss zunächst die räumliche Verteilung der SST

Anomalien dargestellt werden (vgl. Abb. 6.8). Sowohl in SST+ als auch in SST- Jahren lassen sich ähnliche Muster feststellen, die sich jedoch in ihrer Intensität zwischen den extremen Jahren ändern, wodurch ein entscheidender Einfluss auf die monsunale Niederschlagsgenese in dieser Region ausgeübt wird.

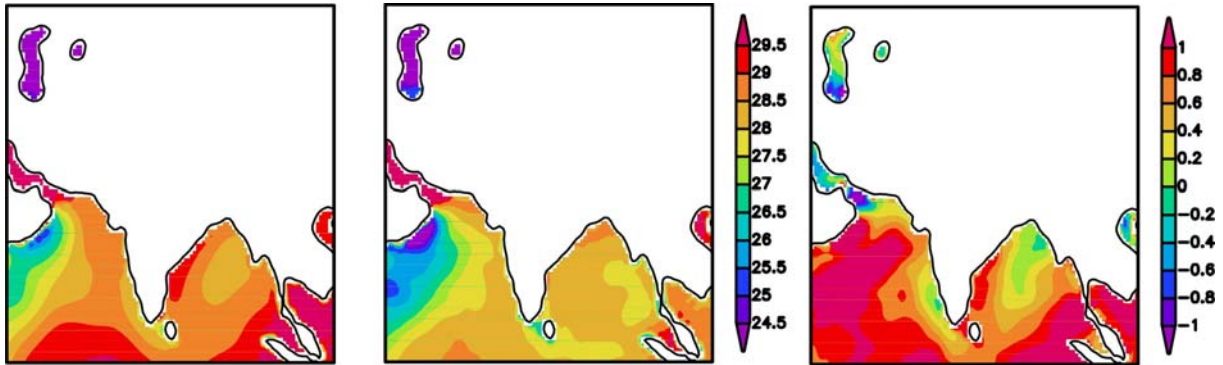


Abb. 6.8: Meeresoberflächentemperatur ($^{\circ}\text{C}$) als Mittel über Jahre mit SST+ (links), SST- (Mitte) und die Differenz „SST+ minus SST-“ (rechts) für HIRHAM; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

So lässt sich im westlichen Arabischen Meer eine Region mit kühleren SST ($< 26^{\circ}\text{C}$) feststellen, die sich sowohl in SST+ als auch in SST- Jahren nachweisen lässt und bereits in der vorangegangenen Fallstudie sichtbar wurde (vgl. Abb. 6.6). Demgegenüber weisen die anderen Regionen deutlich höhere Temperaturen auf, die insbesondere im Persischen Golf sowie Richtung Äquator stark zunehmen. Die stärksten Änderungen in der Intensität zwischen SST+ und SST- Jahren vollziehen sich vor allem im Arabischen Meer sowie im südlichen Golf von Bengalen, wo es zu einer Erhöhung der SST in SST+ Jahren kommt. Schwache positive SST Differenzen werden an der Westküste Indiens sowie im nördlichen Golf von Bengalen registriert. Die lokale Konvektion sowie die damit verbundenen Niederschläge über dem Indischen Ozean werden in Jahren hoher SST direkt über den Regionen mit positiven SST Anomalien verstärkt und in den Regionen mit negativen SST Anomalien abgeschwächt. Die Überlagerung dieser Prozesse durch advektive Feuchtetransporte, die während negativer SST Anomalien aufgrund des höheren meridionalen Temperatur- und Druckgradienten erhöht sind, führen dann auf dem Kontinent zu mehr Niederschlag in Jahren mit niedriger SST. Diese Zusammenhänge wurden bereits unter 6.1.3.3 für Jahre mit starker („wet“-Jahre) und schwacher („dry“-Jahre) Monsunaktivität diskutiert.

6.2.3.2 Sommerliche Niederschlagsverhältnisse und konvektive Aktivität

Die Darstellung der charakteristischen Niederschlagsanomalien zwischen Jahren mit hoher und niedriger SST beschränkt sich analog zur ersten Fallstudie wieder auf die Landoberfläche.

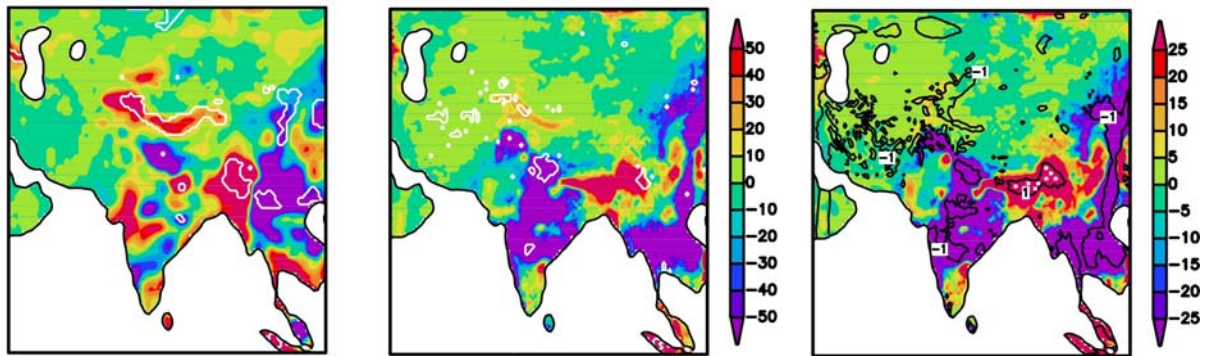


Abb. 6.9: Niederschlag „SST+ minus SST-“ (mm; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) für ERA40 (links) und HIRHAM (Mitte). Niederschlag – Verdunstung (P-E) „SST+ minus SST-“ (mm; schattiert) und Vertikalgeschwindigkeit (ω) in 500 hPa „SST+ minus SST-“ (hPa/h; schwarze Konturlinien) für HIRHAM (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. Die weißen Punkte (rechts) zeigen Gebiete mit positiven Anomalien P-E und ω .

Beim Vergleich zwischen Modell und Daten lassen sich meist annähernd gleiche Niederschlagsanomalien nachweisen. Entlang des westlichen Tibet Plateaus und in der Pamirregion werden sowohl in der Modellsimulation von HIRHAM als auch in ERA40 positive Niederschlagsanomalien repräsentiert, die in ERA40 stärker als in HIRHAM ausgeprägt sind. In der nördlichen Bangladesch Region weisen beide ein positives Niederschlagssignal auf. Die Übereinstimmung zeigt sich auch in der negativen Niederschlagsanomalie über Südostasien und dem leichten positiven Signal über dem südlichen Indien. Demgegenüber simuliert HIRHAM über den zentralen und nördlichen Regionen Indiens negative Niederschlagsanomalien, die nur ansatzweise in ERA40 zu erkennen sind. Durch die hier verwendete Differenzbildung „SST+ minus SST-“ kommt es im Vergleich mit der ersten Fallstudie zu einem auffälligen Vorzeichenwechsel der simulierten wie beobachteten Niederschlagsanomalien (vgl. Abb. 6.2), der sich insbesondere über dem indischen Kontinent, entlang der südlich vorgelagerten Hänge des Himalajas und in Südostasien bemerkbar macht. Diese Gebiete sind in Jahren mit hoher SST durch deutlich weniger Niederschlag geprägt. Gleichzeitig reduziert sich in SST+ Jahren die potentielle konvektive Aktivität (vgl. Abb. 6.9 - rechts), die einen Anteil dieses Niederschlags bestimmt. Regionen, die in extrem feuchten Jahren (vgl. Abb. 6.2 d) durch eine positive Vertikalgeschwindigkeit in 500 hPa und eine positive Differenz von „Niederschlag – Verdunstung“ geprägt waren, weisen nun die entgegengesetzten Muster auf. Dies lässt darauf schließen, dass sich die Konvektion durch die abgeschwächte Monsunaktivität verringert hat. Lediglich in der nördlichen Bangladesch Region kann noch eine kleinräumige potentielle konvektive Aktivität nachgewiesen werden. Damit wird klar, dass Jahre mit einer starken Monsunaktivität im Sommer und viel Niederschlag über dem Kontinent mit Jahren einer kühleren sommerlichen SST in Beziehung stehen und Jahre mit einer schwächeren sommerlichen Monsunaktivität sowie weniger Niederschlag im Sommer prinzipiell mit erhöhten Meeresoberflächentemperaturen zu erklären sind, wobei die Zirkulationsmechanismen entscheidend

von dem thermischen meridionalen Gradienten zwischen Ozean und Festland bestimmt werden. Anhand dieser beiden Fallstudien kann nachgewiesen werden, dass ein Großteil der sommerlichen Niederschlagssignale durch die SST bestimmt wird.

6.2.3.3 Atmosphärische Zirkulation

In der folgenden Abbildung 6.10 ist der Bodenluftdruck für Jahre mit einer hohen und geringen SST dargestellt, wobei die starken positiven Differenzen speziell über dem Hochland von Tibet die bereits erwähnten Zusammenhänge zwischen SST, Zirkulation und Niederschlag unterstreichen. In SST+ Jahren ist der meridionale Bodenluftdruckgradient zwischen Ozean und Festland deutlich verringert. Diese Muster entsprechen Jahren mit einer geringen Monsunaktivität (dry Jahre).

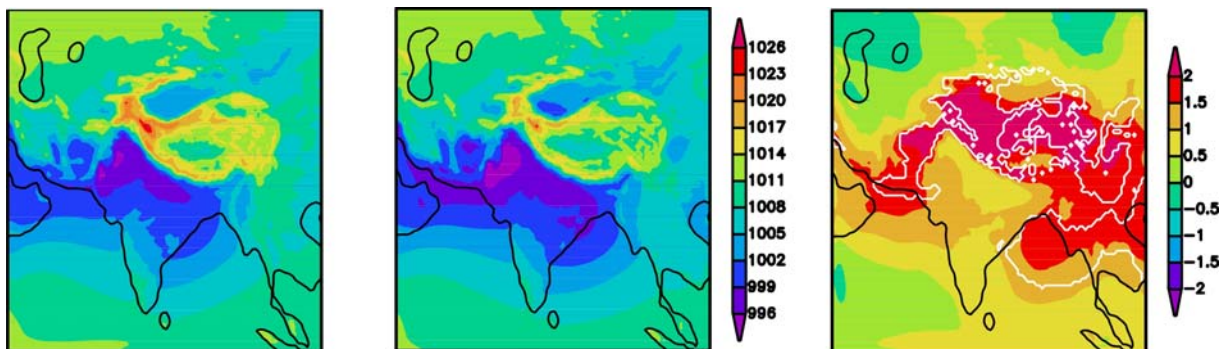


Abb. 6.10: Bodenluftdruck (hPa; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) für HIRHAM in „SST+“ Jahren (links), in „SST-“ Jahren (Mitte) und in „SST+ minus SST-“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

Die Abbildung 6.11 beschreibt die mit HIRHAM simulierte Strömung in der unteren und oberen Troposphäre bei 850 hPa bzw. 300 hPa für Jahre mit hoher und niedriger SST und man erkennt dabei sehr deutlich, dass sich die Hauptmonsunströmung über dem Arabischen Meer und dem Golf von Bengalen nach Süden verschiebt und abschwächt, während sie in Jahren mit einer geringeren SST intensiver und weiter nach Norden verschoben ist. Die dazu korrespondierende Höhenströmung bei 300 hPa zeigt dieselben Muster wie beim Vergleich der Jahre mit sommerlichen Niederschlagsanomalien (vgl. Abb. 6.5). Analog zu den Jahren mit einer starken Monsunaktivität sind in SST- Jahren sowohl der außertropische Westjet als auch der tropische Ostjet stärker ausgebildet als in SST+ Jahren, das durch höhere mittlere Windgeschwindigkeiten zum Ausdruck gebracht wird und eine Intensivierung des hoch troposphärischen meridionalen Druckgradienten auslöst, der die bodennahe Monsunströmung verschärft.

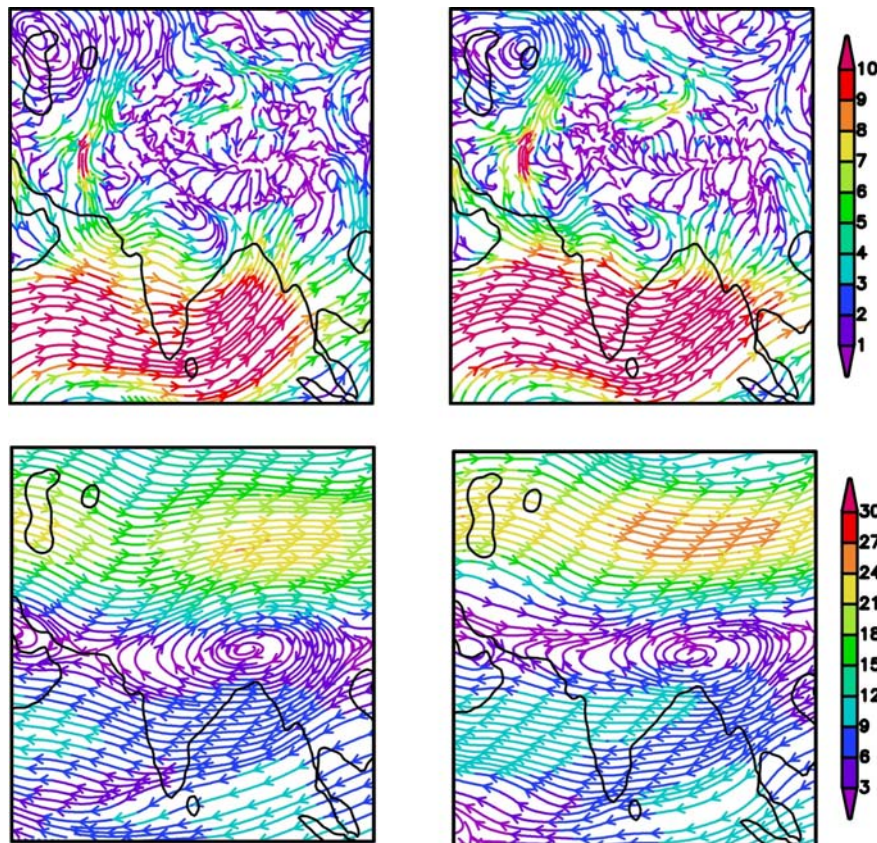


Abb. 6.11: Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) in 850 hPa (oben) und 300 hPa (unten) für HIRHAM in „SST+“ Jahren (links) und „SST-“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

6.2.4 Variabilität der SST

6.2.4.1 Vorbetrachtung

In den vorangegangenen Fallstudien wurde die SST als ein wichtiger Antriebsmechanismus der indischen Monsunzirkulation erörtert. In dem folgenden Sensitivitätsexperiment soll in Anlehnung an die Studie von FARRARA und YU [2003] untersucht werden, welche Bedeutung die interannuelle Variabilität der SST für die Zirkulations- und Niederschlagsmuster im Sommermonsun (JJAS) hat. In diesem Zusammenhang wird die aktuelle SST, die alle 24 Stunden von ERA40 vorgegeben und in der Kontrollsimulation verwendet wird (HIRHAM „CTRL“), durch klimatologisch gemittelte Tageswerte (HIRHAM „SST“) über die 44-jährige Simulationsperiode von 1958-2001 ersetzt. Damit werden die interannuellen SST Schwankungen eliminiert. Die Abbildung 6.12 stellt die räumliche Verbreitung der sommerlichen interannuellen Variabilität der SST gemessen an der klimatologischen Standardabweichung 1958-2001 für den Kontrolllauf (HIRHAM „CTRL“) dar. Die interannuellen Schwankungen sind dabei relativ gering, wobei die Regionen im Arabischen Meer und im Persischen Golf die stärksten Schwankungen aufweisen (0.2-0.4 K).

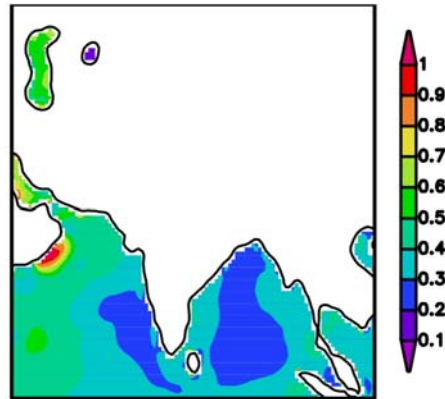


Abb. 6.12: Standardabweichung der SST (°C) für HIRHAM „CTRL“; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

6.2.4.2 Atmosphärische Zirkulation

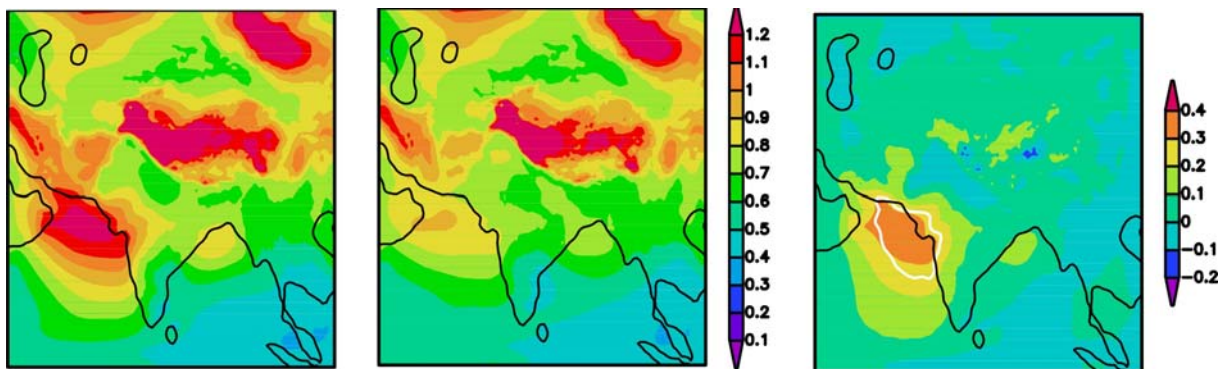


Abb. 6.13: Standardabweichung des Bodenluftdrucks (hPa) für HIRHAM „SST“ (links), HIRHAM „CTRL“ (Mitte) und HIRHAM „SST-CTRL“ (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. Die weißen Konturlinien (rechts) stellen die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) dar.

Die Verteilung der interannuellen Variabilität der Bodenluftdruckmuster (vgl. Abb. 6.13) stellt sowohl im SST-Experiment als auch im Kontrolllauf hohe Standardabweichungen über dem Tibet Plateau, nordöstlich dieses Hochgebirgskomplexes sowie im zentralen und westlichen Arabischen Meer dar. Bei der Unterdrückung der SST Variabilität verstärkt sich vor allem das Muster über dem Arabischen Meer, das signifikant ist. Auffällig ist, dass die Verstärkung der Bodenluftdruckvariationen vor allem im nördlichen Arabischen Meer auftreten, wo gleichzeitig die höchsten Schwankungen der SST in „CTRL“ (vgl. Abb. 6.12) registriert werden. Normalerweise müsste es bei einer Verringerung der SST Variabilität auch zu einer sichtbaren Reduzierung in der Variabilität des Bodenluftdrucks kommen. Stattdessen wirkt sich der Einfluss einer klimatologischen SST ohne Variation unmittelbar direkt und lokal über dem Ozean aus. Als Ursache kann auch kein übergeordnetes Signal beispielsweise aus den klimatologischen Bodenluftdruckanomalien nachgewiesen werden, da die Unterschiede in der Klimatologie zwischen Experiment und Kontrollsimulation nicht nennenswert sind. Gründe hierfür könnten in der zu schwachen interannuellen Variabilität der SST liegen (vgl. Abb. 6.12).

Die Strömung in der unteren Troposphäre, die in der Abbildung 6.14 für 850 hPa dargestellt ist, zeigt für das SST-Experiment eine Abschwächung und südliche Verlagerung der Hauptmonsunströmung speziell im Arabischen Meer und über Indien. Gleichzeitig schwächen sich der hoch troposphärische tropische Ostjet und der außertropische Westjet bei Verwendung klimatologischer SSTs ab, wodurch sich ein geringerer meridionaler Druckgradient in der oberen Troposphäre ergibt, der die Abschwächung in den unteren Atmosphärenschichten bedingt.

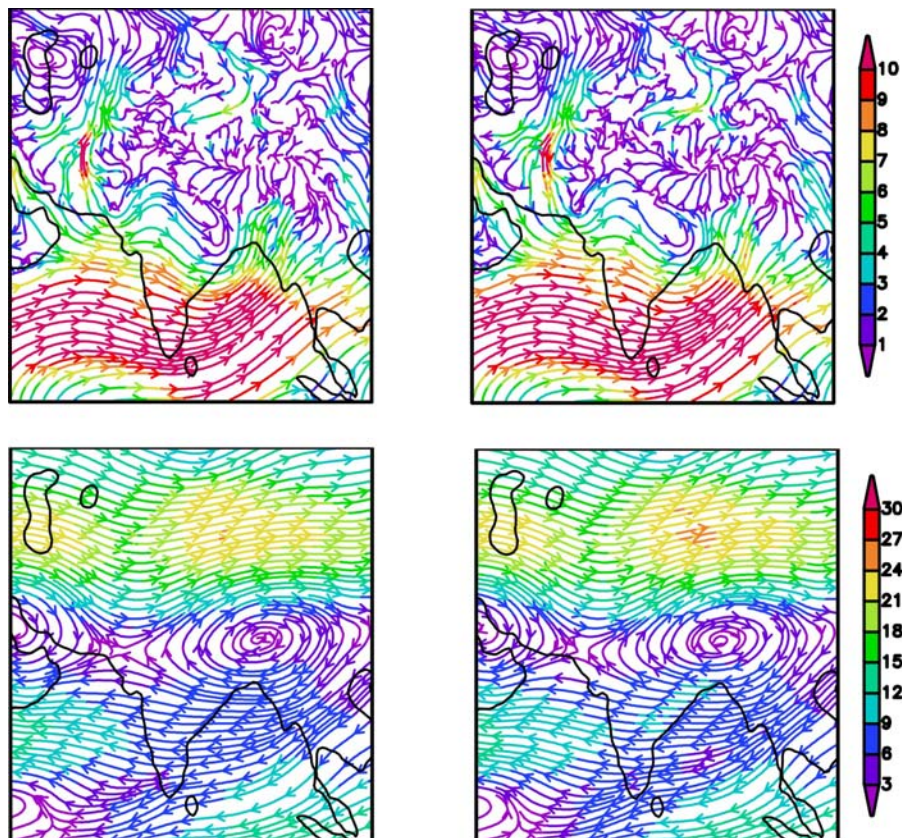


Abb. 6.14: Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) in 850 hPa (oben) und 300 hPa (unten) für HIRHAM „SST“ (links) und HIRHAM „CTRL“ (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

6.2.4.3 Sommerliche Niederschlagsverhältnisse (JJAS)

Die Abbildung 6.15 visualisiert die von HIRHAM simulierte sommerliche interannuelle Variabilität der Niederschlagsmuster unter Verwendung von klimatologischen und täglich aktuellen SSTs und vergleicht diese mit der interannuellen Niederschlagsvariabilität von GPCC4. Die statistische Signifikanz basiert wie bei den Bodenluftdruckmustern auf einem F-Test nach SCHÖNWIESE [2000], der im Anhang C beschrieben wird.

Unter Verwendung einer klimatologischen SST wird die interannuelle Variabilität im Niederschlag über dem Kontinent größtenteils verstärkt. Insbesondere in den zentralen und südlichen Regionen Indiens, auf der Arabischen Halbinsel und entlang der zentralen Gebirgsketten im Himalaja wird eine

Zunahme der Variabilität zwischen 15% und 20% beobachtet, die meist zu 95% statistisch signifikant erscheint. Des Weiteren lässt sich eine starke kleinräumige Differenzierung der positiven und negativen prozentualen Anomalienmuster in der Niederschlagsvariabilität zwischen dem Experiment und der Kontrollsimulation nachweisen, wobei die positiven Abweichungen dominieren. Im Vergleich mit GPCC4 ist eindeutig zu erkennen, dass sich die Differenzen „HIRHAM-GPCC4“ in der interannuellen Niederschlagsvariabilität beim SST-Experiment verstärken. Dies wird speziell über Zentralindien und im südöstlichen Himalaja deutlich.

Das Experiment hat gezeigt, dass sich interannuelle Variationen der SST nicht auf die Klimatologie der Monsunparameter selbst auswirken, sondern nur auf deren Variabilität, wobei dies von der zu schwachen SST Variabilität in HIRHAM ausgelöst werden könnte. Das haben die unbedeutenden Differenzen in der Klimatologie zwischen Experiment und Kontrollsimulation, die aus diesem Grund hier nicht vorgestellt werden, bewiesen. Gleichzeitig wurde deutlich, dass der Randantrieb mit täglichen aktuellen SSTs für die realistische Simulation von Variationen in der sommerlichen Monsunzirkulation und im Niederschlag sinnvoller erscheint als die Verwendung von klimatologischen SSTs, die im Ergebnis die Niederschlagsvariabilität über dem Festland erhöhen und die Differenzen zu den Beobachtungsdaten verschärfen.

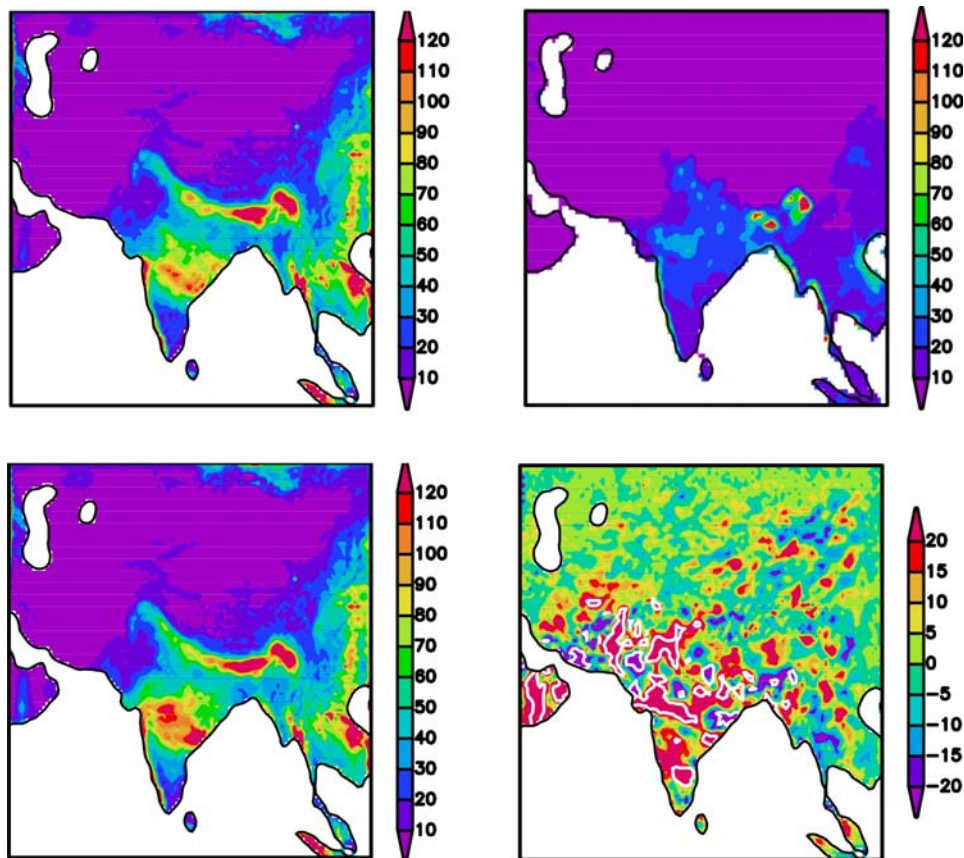


Abb. 6.15: Standardabweichung des Niederschlags (mm; schattiert) für HIRHAM „CTRL“ (oben links), GPCC4 (oben rechts), HIRHAM „SST“ (unten links) und HIRHAM „SST-CTRL/CTRL“ (%; schattiert; unten rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) im unteren rechten Bild wird durch weiße Konturlinien dargestellt.

6.3 Stärke des Sibirischen Hochs (SH)

6.3.1 Motivation

Das winterliche sibirische Hochdruckgebiet hat eine dominante Stellung im asiatischen Klima mit weitreichenden Konsequenzen für die tropische und außertropische atmosphärische Zirkulation. In diesem Zusammenhang sei auf Studien verwiesen, die den Einfluss der Intensität dieses Hochdruckgebietes im Kontext mit der winterlichen eurasischen Schneeverhältnisse auf die sommerliche Monsunzirkulation in Südasien untersucht haben [vgl. HAHN und SHUKLA, 1976; MEEHL, 1994; BAMZAI und SHUKLA, 1999; KRIPALANI und KULKARNI, 1999]. Einige wichtige Ergebnisse dieser Studien werden in der nachfolgenden Fallstudie anhand des Vergleichs von Jahren mit einer schwachen und starken Ausprägung des Sibirischen Hochs sowohl für die HIRHAM Simulation als auch teilweise für die Beobachtungen von ERA40 und GPCP4 evaluiert, um einen weiteren wichtigen Antriebsmechanismus des indischen Monsuns zu analysieren.

6.3.2 Methodik

In der nachfolgenden Abbildung 6.16 ist eine Zeitreihe der jährlichen Bodenluftdruckanomalien während des Wintermonsuns (DJF) von 1958 bis 2001 für die HIRHAM Simulation über ein von PANAGIOTOPOULOS et al. [2005] postuliertes Domain dargestellt, das die Lage des Sibirischen Hochs im Winter zwischen 40°-52°N und 80°-110°E (siehe kleine Abbildung) kennzeichnet.

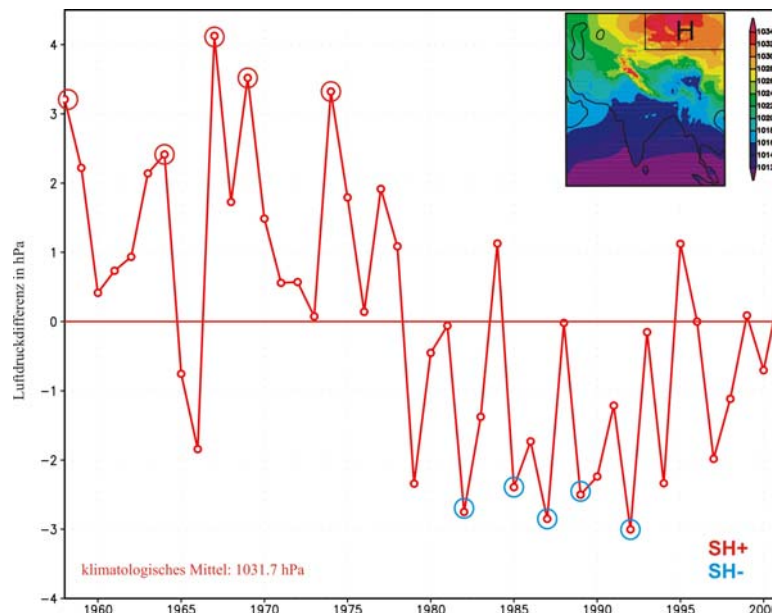


Abb. 6.16: Auswahl extremer Jahre mit positiver (SH+) und negativer (SH-) Anomalie des Sibirischen Hochs (SH) für HIRHAM im Wintermonsun (DJF) 1958-2001. „SH+“-Jahre: 1958, 1964, 1967, 1969 und 1974. „SH-“-Jahre: 1982, 1985, 1987, 1989 und 1992. Die Abbildung stellt eine Zeitreihe der Luftdruckanomalien über ein definiertes Gebiet des Sibirischen Hochs im Nordosten des Modelldomains dar (siehe Box „H“ in der kleinen Abbildung).

Die fünf extremsten positiven (SH+) und negativen (SH-) Jahre wurden anhand dieser Anomalien ausgewählt und miteinander verglichen. Die Auswahl dieser Jahre erfolgte darüber hinaus auch für ERA40 (vgl. Abb. A.8), da sich die extremen Jahre zwischen HIRHAM und ERA40 voneinander unterscheiden. Es wird anhand der Abbildung deutlich, dass sich die Intensität des Hochdruckgebiets ab Ende der 1970er Jahre abschwächt hat. Dies wird durch den markanten Sprung von positiven zu negativen Luftdruckanomalien im Winter ersichtlich, der mit natürlichen multidekadischen Variationen des Bodenluftdrucks unter telekonektiver Einwirkung der Arktischen Oszillation (AO), der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und mit ENSO in Verbindung steht [z.B. COHEN et al., 2001; GONG und HO, 2001].

6.3.3 Ergebnisse und Interpretation

6.3.3.1 Theoretische Vorbetrachtung

Die Abbildung 6.17 stellt die Feedbacks zwischen der Stärke des Sibirischen Hochs mit den entsprechenden bodennahen Zirkulationen, der westeurasischen Schneebedeckung im Winter (DJF) und der Stärke des darauffolgenden Sommermonsuns (JJAS) vereinfacht dar, wobei eine negative Korrelation zwischen der Schneebedeckung speziell im westlichen Himalaja und der Sommermonsunintensität besteht [KRIPALANI und KULKARNI, 1999].

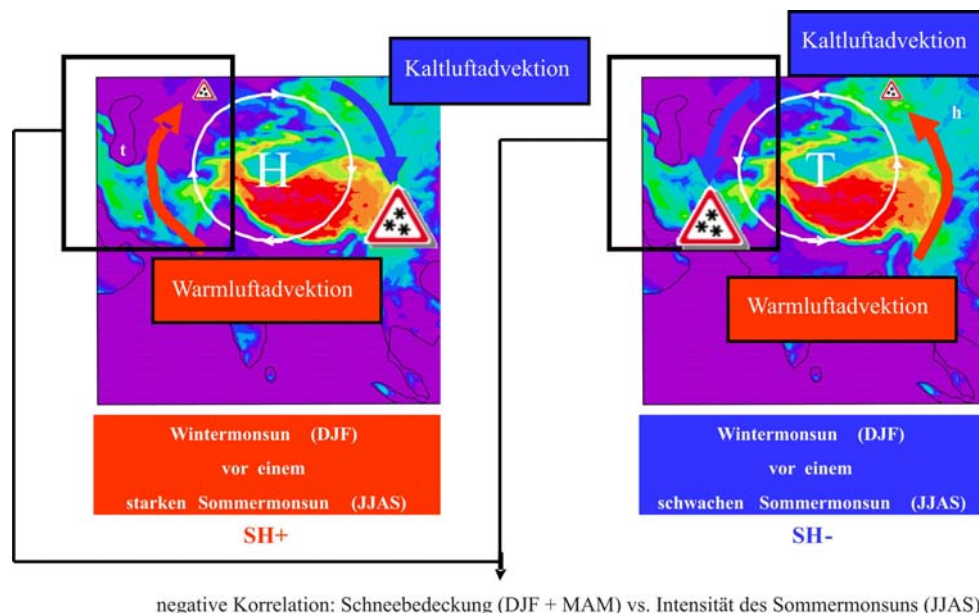


Abb. 6.17: Schematische Darstellung der komplexen Zusammenhänge zwischen der Stärke des winterlichen Sibirischen Hochs und der Intensität des nachfolgenden Sommermonsuns (JJAS).

Vor einem starken Sommermonsun (vgl. Abb. 6.17 - links) wird Asien durch ein intensives bodennahes Kältehoch im Winter bestimmt, das durch antizyklonale Strömung gekennzeichnet ist. Auf der östlichen Vorderseite des Hochs gelangt mit einer Nordströmung kalte Luft aus polaren

Breiten nach Süden in die östlichen Regionen des Tibet Plateaus, wo sich die Schneefälle intensivieren und die Schneedeckenhöhe akkumuliert wird, während auf der westlichen Rückseite des Hochs mit einer Südströmung warme subtropische Luftmassen in die westeurasischen Regionen transportiert werden, die zu einer deutlichen Reduzierung der Schneeniederschläge zugunsten von Regen führen, womit dort weniger Schnee angereichert wird. Das Hochland von Tibet spielt in diesem Zusammenhang eine wichtige Rolle, denn es agiert im Winter als diabatische Kältequelle für die Ausprägung des Sibirischen Hochs und dient als orographische Barriere für das direkte Vordringen von Luftmassen aus hohen bzw. niederen Breiten, wodurch die Luft in weitem Bogen um den Hochgebirgskomplex strömt und dadurch speziell die westlichen und östlichen Regionen beeinflusst. Vor einem schwachen Sommermonsun (vgl. Abb. 6.17 - rechts) kehren sich die Verhältnisse um. Das Sibirische Hoch zieht sich weit nach Nordosten zurück und damit können Tiefdruckgebiete aus Westasien weiter nach Osten vordringen und beeinflussen dabei speziell den westlichen Himalaja. Die zyklonale Zirkulation über dem Kontinent bedingt in Konstellation mit dem Tibet Plateau auf der Vorderseite des Tiefs eine Advektion warmer Luft aus Süden mit einer Reduzierung der Schneeniederschläge und auf der Rückseite durch Kaltluftadvektion aus Norden eine Verstärkung von Schneefall, der sich an den Gebirgshängen im Luv des Himalajas durch orographische Hebung intensiviert. Die Akkumulation von Schnee in der westeurasischen Region und insbesondere im westlichen Himalaja (siehe Kasten) hat weitreichende Konsequenzen auf die Ausbildung des nachfolgenden Sommermonsuns. In diesem Zusammenhang wirken eine Reihe von externen Bedingungen und internen Feedbacks, die für die Modellsimulation und die Beobachtungen diskutiert werden. Eine Übersicht über die wesentlichen Faktoren zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre, ist in der Abbildung 6.18 dargestellt.

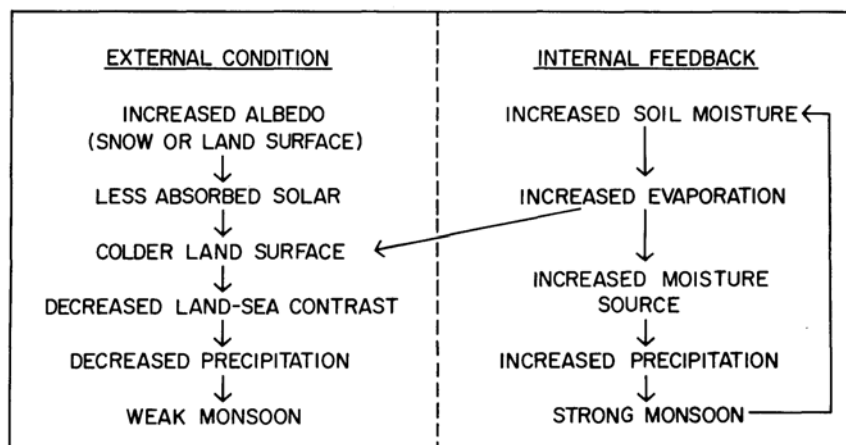


Abb. 6.18: Charney Kriterien mit externen Bedingungen (Albedo) und internen Feedbacks (Bodenfeuchte). Quelle: MEEHL, 1994. Nähere Erläuterungen im nachfolgenden Text.

Die westasiatische Schneebedeckung im Winter bestimmt die Albedo und die Menge der Solarenergie, die im Frühjahr zum Auftauen des Schnees anstelle zur Erwärmung des Bodens gebraucht wird und

damit die Temperaturen der darüber liegenden Luftschicht. Fällt im Frühjahr durch eine große und dicke Schneedecke viel Schmelzwasser an, erhöht sich außerdem die Bodenfeuchte, die bei Verdunstung zusätzlich den Temperaturanstieg im Sommer verzögert (vgl. Abschnitt 6.3.4). Gleichzeitig fördert eine erhöhte Verdunstung im Sommer auch die lokale Konvektion und führt zu mehr Niederschlag, wodurch sich wiederum die Bodenfeuchte erhöht. Damit sind positive als auch negative interne Rückkopplungen zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre zu beobachten, wobei die negativen Feedbacks (Temperaturreduzierung durch Verdunstung) stärker ausgeprägt sind. Eine größere und mächtigere Schneedecke im Winter bedeutet also für den Sommer einen geringeren Temperaturgradienten zwischen dem asiatischen Kontinent und dem Indischen Ozean und damit einen schwächeren Monsun.

6.3.3.2 Wintermonsunzirkulation (DJF)

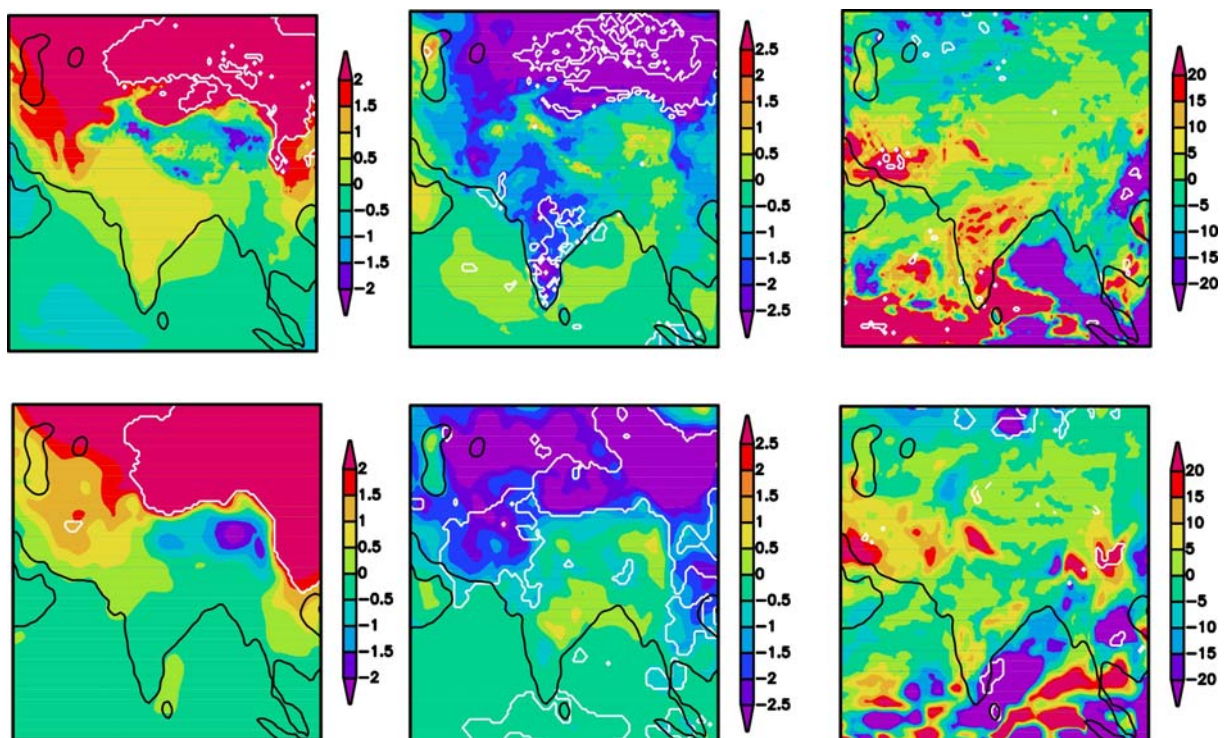


Abb. 6.19: Bodenluftdruck (hPa; links), 2m-Lufttemperatur (°C; Mitte) und Niederschlag (mm; rechts) für HIRHAM (oben) und ERA40 (unten) „SH+ minus SH-“; Wintermonsun (DJF) 1958-2001. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) ist durch weiße Konturlinien dargestellt.

HIRHAM und ERA40 zeigen eine signifikante positive Bodenluftdruckanomalie über ausgedehnten Regionen nördlich des Tibet Plateaus, die die Lage und extreme Ausdehnung des Sibirischen Hochs im Winter beschreibt. Die Anomalie im Bodenluftdruck korreliert mit der signifikanten negativen Anomalie in der 2m-Lufttemperatur, womit die großräumige diabatische Abkühlung auf dem eurasischen Kontinent hervorgehoben wird, die in Jahren mit einer starken Ausprägung des Sibirischen Hochs intensiver ist. Innerhalb des Hochs vollziehen sich großräumige

Absinkbewegungen von sehr kalter Luft aus der Höhe, wodurch sich einerseits der Bodenluftdruck weiter erhöht und andererseits die Lufttemperatur reduziert. Durch extrem stabile Schichtung und Wasserdampfarmut der hoch kontinentalen kalten Luftmassen im Kernbereich des Hochs ist der Niederschlag sehr gering (vgl. Abb. 5.22). Die winterlichen Niederschlagsanomalien in der Abbildung 6.19 zeigen sowohl für HIRHAM als auch ERA40 im Bereich des Hochs eine Niederschlagsabnahme von -50 % während der SH+ Jahre. Insbesondere über Westasien und in Indien lassen sich positive Niederschlagsanomalien erkennen, die jedoch nicht statistisch signifikant sind. Sie treten in den Regionen auf, die auch im mittleren Winterniederschlag die höchsten Niederschlagsmengen aufweisen (vgl. Abb. 5.22). In Westasien können in SH+ Jahren Tiefdruckgebiete aufgrund des quasistationären stabilen Kältehochs über Asien nicht weiter nach Osten an den Rand des Himalajas vordringen, womit sich die Niederschläge auf die Region südlich des Kaspischen Meeres beschränken. In Jahren mit einer schwächeren Intensität des steuernden Bodenhochs gelangen die Zyklonen weiter nach Osten und beeinflussen insbesondere die luvseitigen Gebirgszüge des westlichen Himalajas, wodurch in Zusammenspiel mit der veränderten Strömung und Kaltluftadvektion aus Norden vermehrt Schneefälle auftreten.

Die Abbildung 6.20 stellt die Schneehöhe im Winter (DJF) als Differenz zwischen SH+ und SH- Jahren sowohl für die HIRHAM Simulation als auch ERA40 vergleichend dar.

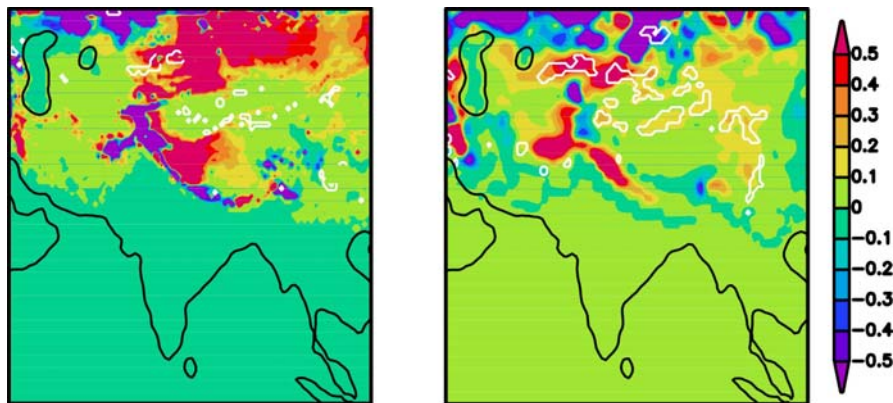


Abb. 6.20: Schneehöhe (cm; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) „SH+ minus SH-“ für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001.

HIRHAM simuliert die erwähnte negative Anomalie in SH+ Jahren entlang der westlichen Gebirgsketten des Himalajas, die allerdings nicht statistisch signifikant ist. Auf der anderen Seite gibt es mehr Schnee über dem westlichen Tibet Plateau und am nördlichen Rand des Domains. Dieser ist durch Akkumulation aus dem vorangegangenen Spätherbst zurückzuführen und nicht auf Schneefälle im Winter. Die ausgedehnte Schneedecke im Kernbereich des Sibirischen Hochs verstärkt dessen Intensität durch weitere bodennahe diabatische Strahlungsabkühlung über der Schneeoberfläche. Im Vergleich mit ERA40 fällt auf, dass die von HIRHAM simulierten Muster über dem Himalaja teilweise stärker ausgebildet sind oder durch eine negative Anomalie umgekehrt werden. Dies hat mit

der unterschiedlichen Topographie zwischen HIRHAM und ERA40 zu tun, wodurch die Muster in ERA40 räumlich verschoben oder nicht so regional aufgelöst werden.

Die nachfolgenden Auswirkungen der winterlichen Schneebedeckung auf den folgenden Sommermonsun werden zunächst unter externen Bedingungen untersucht. Die internen Feedbacks werden im Abschnitt 6.3.4 betrachtet, wo der Einfluss von Bodenfeuchteanomalien auf die Monsuntätigkeit analysiert wird.

6.3.3.3 Strahlungsverhältnisse und sommerlicher Temperaturgradient

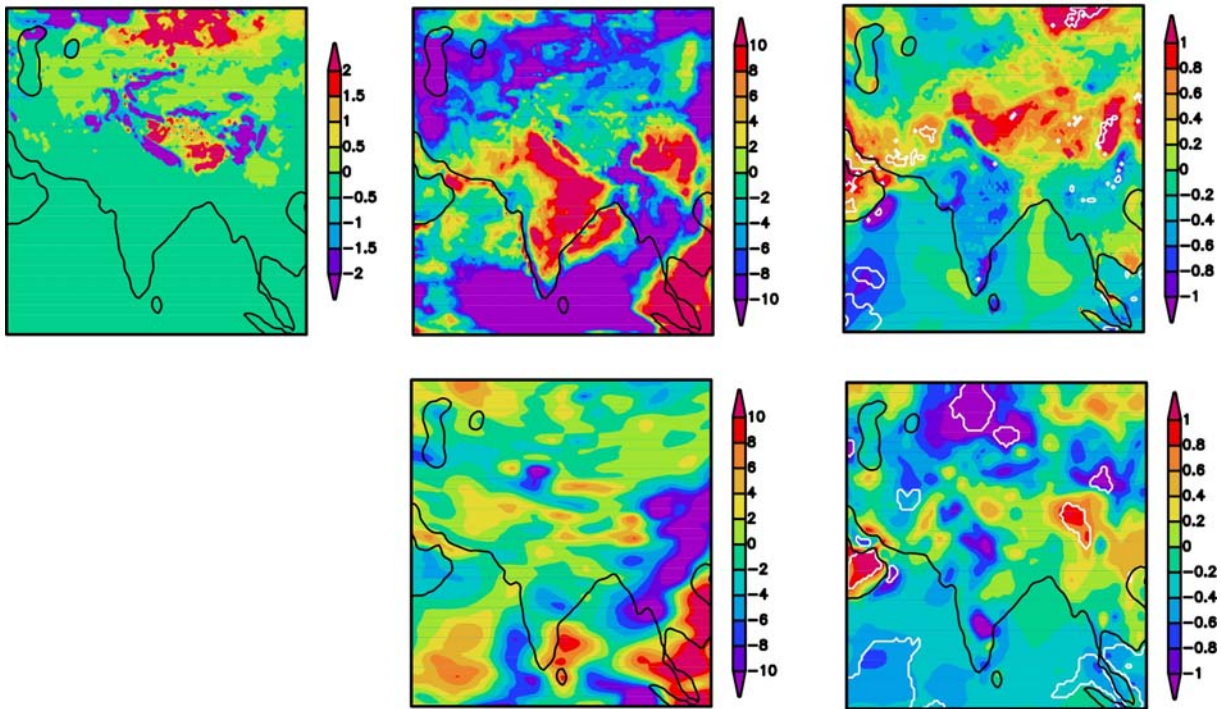


Abb. 6.21: Albedo (%; links) und Nettostrahlungsbilanz (kurzwellige Einstrahlung – langwellige Ausstrahlung) an der Erdoberfläche (W/m^2 ; Mitte) im Vormonsun (MAM) 1958-2001 und 2m-Lufttemperatur ($^{\circ}C$; rechts) im Sommermonsun (JJAS) 1958-2001 für HIRHAM (oben) und ERA40 (unten) „SH+ minus SH-“. Die statistische Signifikanz ($Si=95\%$) ist durch weiße Konturlinien dargestellt.

Im Frühjahr beginnt mit der solaren Einstrahlung und Erwärmung der bodennahen Schichten die Schneeschmelze, die bis in den Sommer anhält. Die Ausdehnung der Schneedecke in diesem Zeitraum hat Einfluss auf die Albedo, die in Regionen mit geringer (hoher) Schneehöhe reduziert (erhöht) ist. Die Abbildung 6.21 stellt die vormonsunale Albedo für die HIRHAM Simulation dar, wobei zu erkennen ist, dass der westliche und südliche Himalaja sowie einzelne Regionen entlang der Hochgebirgsketten Innerasiens negative Albedoanomalien in SH+ Jahren aufweisen, die an die verringerte Schneehöhe gekoppelt sind. Die Schneehöhe hat außerdem Einfluss auf die Solarenergie, die beim Auftauprozess des Schnees benötigt wird. Der Verbrauch ist umso geringer, je geringer die Schneedicke ist, das sehr deutlich bei der Betrachtung der vormonsunalen Nettostrahlungsbilanz in

Abbildung 6.21 zu erkennen ist, jedoch sollte man bei der Bewertung dieser Zusammenhänge aufgrund der fehlenden Signifikanz der negativen Schneehöhenanomalie im westlichen Himalaja sehr vorsichtig sein. HIRHAM simuliert eine positive Strahlungsbilanz über dem indischen Kontinent, die mit den genannten externen Prozessen zwischen Schneeausdehnung und Strahlungsbilanz in Beziehung stehen könnte, wobei diese Muster in ERA40 nicht so deutlich werden. Eine Erhöhung der Nettostrahlung am Erdboden führt im darauffolgenden Sommer zu einer positiven Temperaturanomalie, die sich in HIRHAM vor allem über dem Hochland von Tibet, der Arabischen Halbinsel und im Persischen Golf zeigt, jedoch nicht sehr signifikant ist. Die bodennahen Lufttemperaturen über dem Indischen Ozean und dem indischen Festland sind reduziert, wodurch sich ein erhöhter meridionaler Temperaturgradient zwischen dem Hochland von Tibet und dem indischen Vorland ergibt, der in ERA40 nicht so prägnant ist. Die Verstärkung des Temperaturgradienten ist ein wichtiger Faktor für die Intensivierung der sommerlichen bodennahen Monsunströmung und fördert damit mehr Niederschlag.

6.3.3.4 Sommermonsunzirkulation und Niederschlagsmuster (JJAS)

Der sommerliche Bodenluftdruckgradient verstärkt sich in Jahren mit einem vorangegangenen starken Sibirischen Hoch, womit die Theorie bestätigt wird, dass ein kräftiges winterliches Hochdruckgebiet im folgenden Sommer eine Intensivierung des Monsuns in Folge abnehmenden Luftdrucks bedingt (vgl. Abb. 6.22).

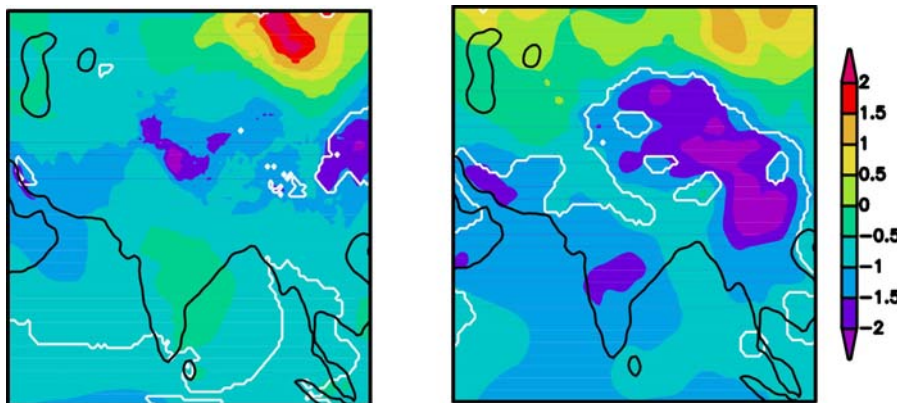


Abb. 6.22: Bodenluftdruck (hPa; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) „SH+ minus SH-“ für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

Auch die von HIRHAM simulierten Strömungsmuster der unteren Troposphäre bedingen eine Intensivierung des Sommermonsuns (vgl. Abb. 6.23).

Dabei fällt auf, dass sich in SH+ Jahren die Monsunströmung in 850 hPa über dem Arabischen Meer, Indien und speziell im Golf von Bengalen abschwächt, wohingegen ein stärkeres Einströmen feuchter Luft im nordwestlichen Himalaja simuliert wird. Diese Veränderungen sind auf die verstärkte

Intensität des sommerlichen thermalen Land-See-Gegensatzes zurückzuführen (vgl. Abb. 6.21 – rechts), der zwischen dem Hochgebirge und den vorgelagerten Tieflandsregionen einschließlich des Indischen Ozeans stärker ausgebildet ist als zwischen Indien und dem umliegenden Ozean, sodass mehr Feuchtigkeit an die Gebirgshänge transportiert wird und dort positive sommerliche Niederschlagsanomalien in SH+ Jahren simuliert werden.

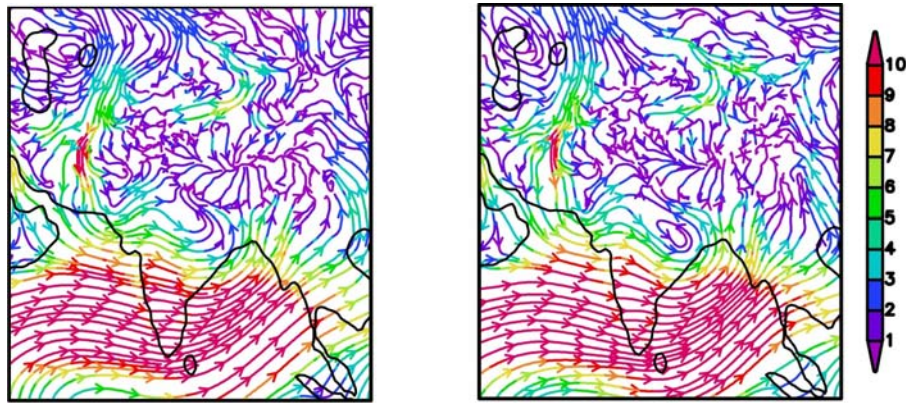


Abb. 6.23: 850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM in „SH+“ Jahren (links) und „SH-“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.

Abschließend werden die sommerlichen Niederschlagsanomalien zwischen SH+ und SH- Jahren analysiert (vgl. Abb. 6.24).

Anhand der Ergebnisse muss man eine differenziertere Theorie ableiten, dass sich in Jahren mit einer starken Ausprägung des Sibirischen Hochs der Sommermonsun eher abschwächt, wobei man dies regionalisiert betrachten muss und nicht verallgemeinern darf. Ausgehend von den Niederschlagsanomalien und den Strömungsmustern (vgl. Abb. 6.23) kann man sagen, dass sich der Sommermonsun über Zentralindien, Bangladesch und dem südlichen Südostasien abgeschwächt hat. Auf der anderen Seite hat er sich insbesondere über dem Himalaja und in Ostasien verstärkt.

Im Vergleich mit ERA40 gibt es in einigen Regionen eine relativ gute Übereinstimmung in den Niederschlagsanomalien. Die bereits erwähnte positive Niederschlagsanomalie entlang des Himalajas wird sowohl von HIRHAM als auch von ERA40 repräsentiert. In Ostasien und im nördlichen Südostasien werden positive und im südlichen Südostasien negative Niederschlagsanomalien simuliert, die auch gut übereinstimmen. Über dem zentralen Hochland von Tibet simuliert HIRHAM eine leichte positive Niederschlagsanomalie, die von ERA40 aufgrund der schlechteren horizontalen Auflösung überschätzt wird. Über den zentralen und südlichen Regionen Indiens sind die Übereinstimmungen in den räumlichen Anomalie Mustern zwischen HIRHAM und ERA40 weniger gut. In Bangladesch werden vom HIRHAM kleinräumige positive und negative Anomalien simuliert, die in ERA40 deutlich unterschätzt werden.

Des Weiteren kann beobachtet werden, dass sich die potentielle konvektive Aktivität (vgl. Abb. 6.24 - rechts) in SH+ Jahren stark reduziert und sich nur noch auf eine Region östlich des Tibet Plateaus beschränkt.

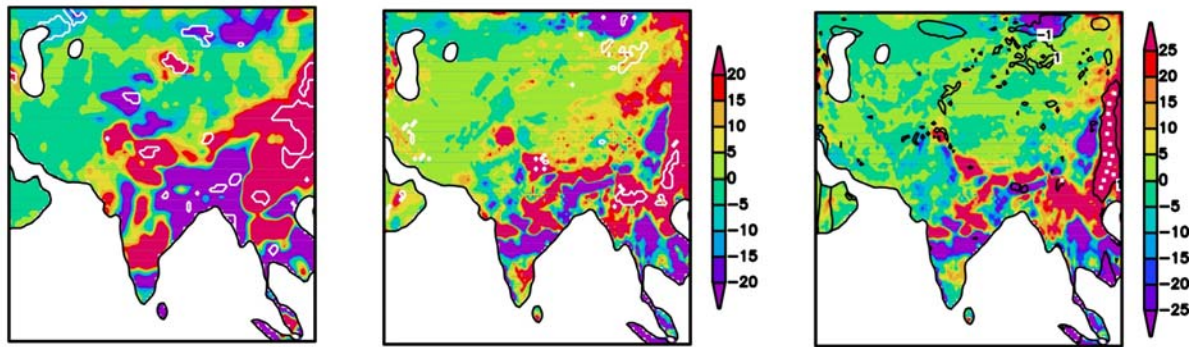


Abb. 6.24: Niederschlag “SH+ minus SH-” (mm; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) für ERA40 (links) und HIRHAM (Mitte). Niederschlag – Verdunstung (P-E) “SH+ minus SH-” (mm; schattiert) und Vertikalgeschwindigkeit (ω) in 500 hPa “SH+ minus SH-” (hPa/h; schwarze Konturlinien) für HIRHAM (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. Die weißen Punkte (rechts) zeigen Gebiete mit positiven Anomalien P-E und ω .

6.3.4 Anomalien der Bodenfeuchte

6.3.4.1 Vorbetrachtung

Wechselwirkungen zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre haben einen entscheidenden Einfluss auf die indische Monsunzirkulation, wobei die Bodenfeuchte einen internen Schlüsselparameter im Klimasystem darstellt (vgl. Abb. 6.18). Die Anomalien der Bodenfeuchte haben dabei eine Persistenz von Tagen bis mehreren Monaten. Klimamodellstudien haben gezeigt, dass diese Anomalien eine Vielzahl positiver und negativer Feedbacks mit lokalen und regionalen Auswirkungen auf den Wasser- und Energiehaushalt bedingt [z.B. DELWORTH und MANABE, 1989; FENNESSY et al., 1994; SCHÄR et al., 1999; FERRANTI et al., 1999; DOUVILLE et al., 2001]. So führt beispielsweise eine erhöhte Bodenfeuchte lokal zu einer gesteigerten Verdunstung und damit zu mehr Niederschlag. Die erhöhte Verdunstung bewirkt gleichzeitig eine Abkühlung und reduziert damit den Temperaturgradienten zwischen der Landoberfläche und dem Ozean, wodurch sich die Monsunströmung und die Monsunaktivität abschwächen. Des Weiteren hat die Bodenfeuchte regionale Auswirkungen auf die latenten und fühlbaren Wärme Flüsse. Das nachfolgende Experiment untersucht die lokalen und regionalen Folgen einer positiven Anomalie der Bodenfeuchte auf den Sommermonsun (JJAS). In zwei unabhängigen Telexperimenten wird die Bodenfeuchte bei der Initialisierung im Januar (EXP I) und im Juli (EXP II) um jeweils +20 % erhöht. Diese Erhöhung wird nicht auf das gesamte Integrationsgebiet angewandt, sondern nur auf Regionen, die durch eine hohe Kopplung zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre charakterisiert sind (vgl. Abb. 6.25).

Die stärksten Interaktionen zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre treten in Regionen auf, die nicht zu trocken und nicht zu feucht sind, weil die Anomalien der Bodenfeuchte in sehr trockenen Böden bereits verdunstet sind, bevor sie die Atmosphäre beeinflussen können, wohingegen die schnelle Sättigung sehr feuchter Böden keine eindeutigen Rückschlüsse der veränderten Bodenfeuchte

auf die Evapotranspiration zulassen. Das Verhältnis zwischen der potentiellen Verdunstung (PE) und dem Niederschlag (P) kann nach DELWORTH und MANABE [1989] als ein diagnostischer Indikator zur Beschreibung der Regionen mit einer starken Land-Atmosphäre-Kopplung verwendet werden. Die Abbildung 6.25 stellt diesen dimensionslosen Indikator für die HIRHAM Simulation als Mittel von 1958 bis 2001 für den Januar und Juli dar. Die Berechnung der potentiellen Verdunstung wird im Anhang C beschrieben. Sehr hohe Werte ($P < PE$) repräsentieren sehr trockene Regionen („dry“) und sehr niedrige Werte ($P > PE$) stellen sehr feuchte Regionen („wet“) mit viel Niederschlag und stark gesättigten Böden dar. Werte zwischen 1 und 4 kennzeichnen die Gebiete mit einer starken Land-Atmosphäre-Kopplung, in denen die Bodenfeuchte bei der Initialisierung um +20 % erhöht wurde.

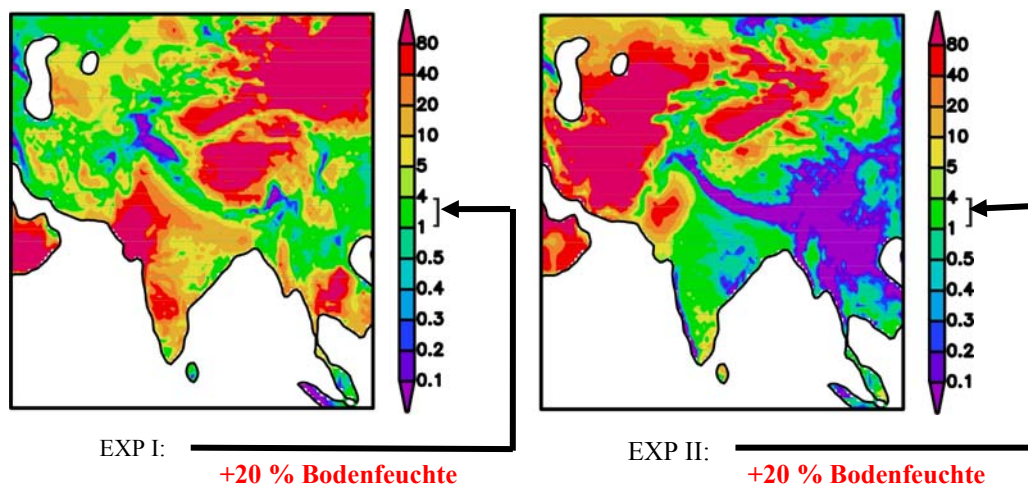


Abb. 6.25: Dimensionsloses Verhältnis zwischen der potentiellen Verdunstung „PE“ [nach PENMAN-MONTEITH] und dem Niederschlag „P“ für HIRHAM im Januar (links) und Juli (rechts); 1958-2001. Werte zwischen 1 und 4 kennzeichnen Regionen mit einer starken Land-Atmosphäre-Kopplung, in denen in zwei Telexperimenten (EXP I und EXP II) die Bodenfeuchte um +20 % erhöht wurde.

Es ist zu erkennen, dass sich die räumlichen Muster zwischen Januar und Juli unterscheiden. Dies war ein Kriterium zur Durchführung zweier Telexperimente für die Simulationsperiode von 1958 bis 1977, wobei die jeweiligen Auswirkungen auf den Sommermonsun miteinander verglichen werden. Als Vergleichszeitraum werden nur die Jahre von 1960 bis 1977 betrachtet, da sich Veränderungen des Bodenfeuchteparameters im Modell zunächst einschwingen müssen. Das erste Telexperiment wird am 1.1.1958 und das zweite Telexperiment am 1.7.1958 initialisiert. Die nachfolgende Abbildung 6.26 zeigt die Felder der Bodenfeuchte im Januar und Juli vor und nach der aufgeprägten Störung. Die weißen Konturlinien kennzeichnen die Regionen mit starker Land-Atmosphäre-Kopplung. Eine hohe Sättigung der Böden tritt sowohl im Januar als auch im Juli entlang des Himalajas sowie in Ost- und Südostasien auf, während sie in den innerasiatischen Hochgebirgswüsten und in Westasien ganzjährig eine geringe Sättigung aufweisen, die im Sommerhalbjahr noch geringer ausgeprägt ist als im Winter. Eine positive Anomalie der Bodenfeuchte wirkt sich vor allem in den Regionen aus, die durch geringen Niederschlag und eine geringe Bodenfeuchte geprägt sind, während

die stark gesättigten humiden Böden in der Monsunregion kaum Effekte auf die Atmosphäre und den Niederschlag haben. Dort wirkt sich lediglich eine Reduktion der Bodenfeuchte aus [COLLINI et al., 2008]. Darum stehen vor allem die hoch- und westasiatischen Regionen als auch der indische Subkontinent im Mittelpunkt dieser Untersuchung.

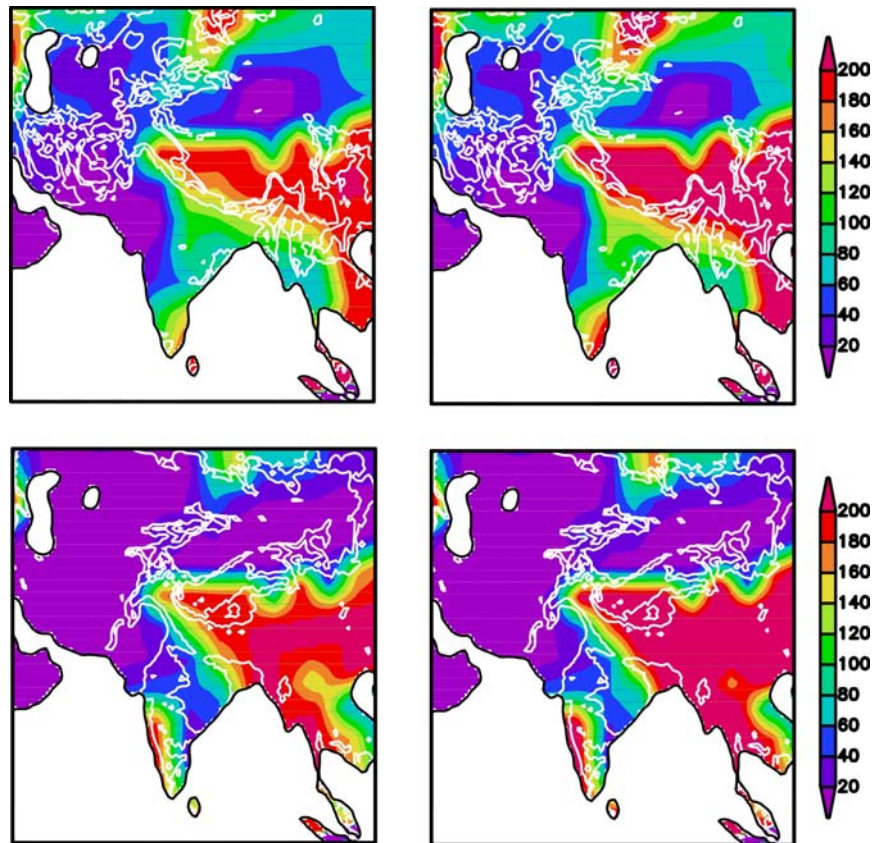


Abb. 6.26: Klimatologische Bodenfeuchte (mm; schattiert) für HIRHAM im Januar (oben) und Juli (unten) vor (links) und nach der Störungsinitialisierung (rechts). Die weißen Konturlinien kennzeichnen die Regionen mit starker Land-Atmosphäre-Kopplung (siehe Abb. 6.25). In diesen Regionen wird die Bodenfeuchte um +20 % erhöht.

6.3.4.2 Teilexperiment I („SOIL 01“)

Zunächst werden die direkten Auswirkungen der Bodenfeuchteanomalie im Januar auf den Winter vorgestellt, wobei in der Abbildung 6.27 die Verdunstung und die relativen Niederschlagsänderungen zwischen dem Experiment und der Kontrollsimulation für den ersten Monat der Simulation dargestellt sind, bei dem die Störung initialisiert wurde.

Man erkennt eine Zunahme der Verdunstung entlang des Himalajas und im südlichen Indien, die direkt an die erhöhte Bodenfeuchte gekoppelt ist. Die stärksten Änderungen im Niederschlag vollziehen sich dabei auf dem indischen Subkontinent, wobei eine hohe räumliche Differenzierung der Anomaliepattern zu beobachten ist. Die nordöstliche Bodenströmung im Winter führt dazu, dass die verdunstete Bodenfeuchte nach Südwesten transportiert wird und dort die stärksten Niederschlagssignale hervorruft.

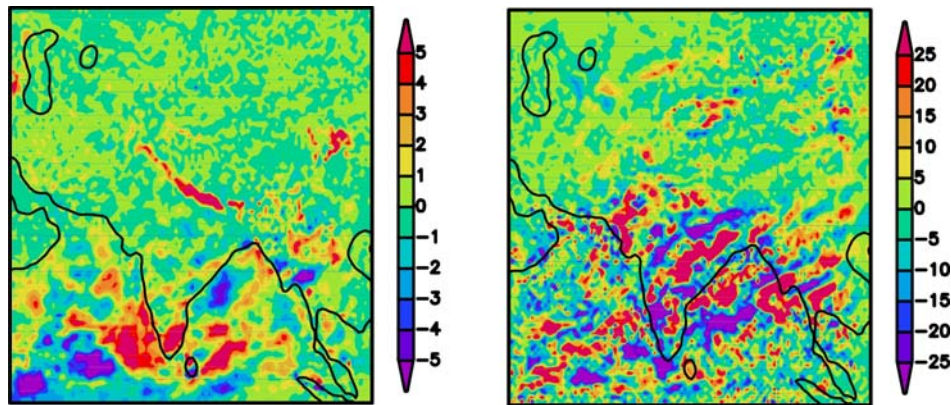


Abb. 6.27: Verdunstung (mm) für HIRHAM „SOIL01-CTRL“ und Niederschlag (%) für HIRHAM „SOIL01-CTRL/CTRL“; Januar 1958.

Für den nachfolgenden Sommermonsun (JJAS) sind die Auswirkungen einer positiven Anomalie der Bodenfeuchte im Januar nur gering. Das zeigen die kleinräumigen Veränderungen der klimatologischen Charakteristika in Indien und den westasiatischen Wüsten- und Halbwüsten (vgl. Abb. 6.28). Die sehr geringe statistische Signifikanz unterstreicht die schwache Ausprägung der regionalen sommerlichen Veränderungen durch die winterliche Bodenfeuchteanomalie.

Als Ursache kann die kurze Persistenz der Anomalien in der Bodenfeuchte aufgeführt werden, die etwa $\frac{1}{2}$ Jahr nach der Störung kaum noch Relevanz auf den Sommer hat. Eine Erhöhung der Bodenfeuchte führt zu nicht eindeutigen Mustern mit erhöhten und verringerten Niederschlagswerten. Positive Feedbacks treten nur dort auf, wo die erhöhte Bodenfeuchte zu mehr Niederschlag führt. Dies kann in Westasien beobachtet werden. Regionen, wo sich der Niederschlag stattdessen verringert, lassen sich mit dynamischen Faktoren erklären.

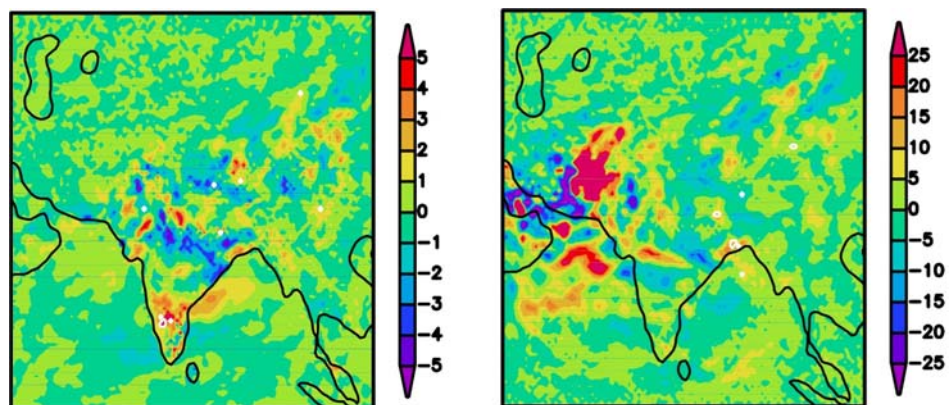


Abb. 6.28: Verdunstung (mm) für HIRHAM „SOIL01-CTRL“ und Niederschlag (%) für HIRHAM „SOIL01-CTRL/CTRL“; Sommermonsun (JJAS) 1960-1977. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) wird durch weiße Konturlinien dargestellt.

6.3.4.3 Teilexperiment II („SOIL07“)

Die Simulationsergebnisse für das zweite Teilexperiment „SOIL07“ zeigen, dass die Erhöhung der Bodenfeuchte im Juli einen direkten Einfluss auf das sommerliche Klima hat (vgl. Abb. 6.29). Die Störung wird in Indien, in Teilgebieten Zentral- und Westasiens als auch im östlichen Arabischen Meer und im nördlichen Golf von Bengalen aufgrund der stärksten Land-Atmosphäre-Kopplung im Juli (vgl. Abb. 6.25) aufgeprägt. In diesem Zusammenhang ist zu erkennen, dass sich zwei Regionen mit positiven (I) und negativen (II) Wechselwirkungen herausbilden.

(I) Nördlich von etwa 30°N nimmt aufgrund der höheren Bodenfeuchte die Verdunstung stark zu, die sich durch positive Anomalien „SOIL07-CTRL“ im Pamir, im Tienschan, auf dem Tibet Plateau sowie in östlich und nördlich angrenzenden Gebieten bemerkbar macht. Damit steht in diesen klimatisch ariden Gebieten mehr Feuchtigkeit zur Verfügung. Es kommt zu einer Labilisierung der unteren Troposphäre sowie zu einer erhöhten Konvektion, die durch eine negative Anomalie beim KO-Index zum Ausdruck gebracht wird. Letztendlich führt das zu einer Niederschlagszunahme in diesen trockenen Regionen Hoch- und Zentralasiens, die statistisch signifikant ist (vgl. Abb. 6.29).

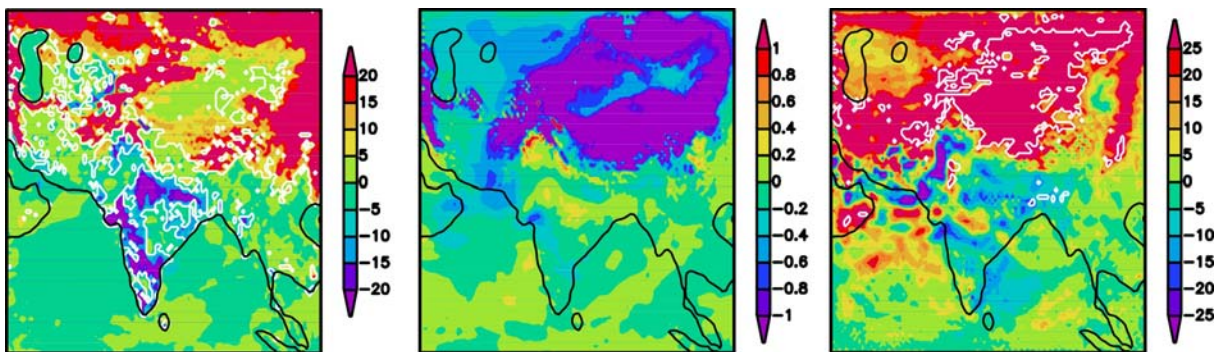


Abb. 6.29: Verdunstung (mm; links), KO-Index (K; Mitte) für HIRHAM „SOIL07-CTRL“ und Niederschlag (%; rechts) für HIRHAM „SOIL07-CTRL/CTRL“; Sommermonsun (JJAS) 1960-1977. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) wird durch weiße Konturlinien dargestellt.

Damit wird der direkte positive Feedback im Wasser- und Energiekreislauf zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre beschrieben. Die Verdunstungsabkühlung bewirkt eine Abnahme der 2m-Lufttemperatur und der sensiblen Wärmeflüsse, wohingegen sich die latente Wärme erhöht und damit die Feuchteflüsse sowie der Niederschlag intensiviert werden (vgl. Abb. 6.30).

(II) Trotz Zunahme der Bodenfeuchte reduziert sich über dem indischen Subkontinent der Niederschlag, wodurch sich daraus die Verdunstung, die latente Wärme und die Konvektion abschwächen und die 2m-Lufttemperatur als auch die sensible Wärme erhöhen (vgl. Abb. 6.29 und Abb. 6.30). Die negative Niederschlagsanomalie wird durch dynamische Zirkulationseffekte bestimmt, die die positive Rückkopplung überlagern und gleichzeitig dominieren.

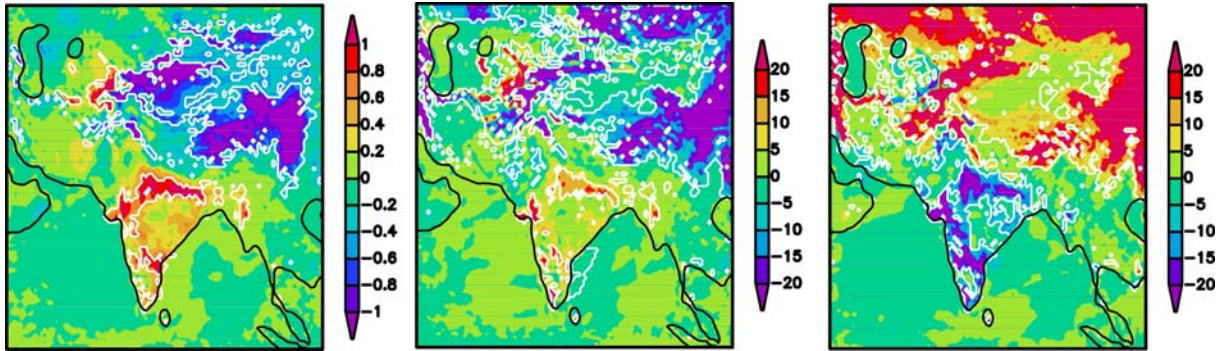


Abb. 6.30: 2m-Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$; links), sensibler Wärmefluss (W/m^2 ; Mitte) und latenter Wärmefluss (W/m^2 ; rechts) für HIRHAM „SOIL07-CTRL“; Sommermonsun (JJAS) 1960-1977. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) wird durch weiße Konturlinien dargestellt.

Die Verdunstungsabkühlung bewirkt gleichzeitig eine Reduzierung des meridionalen Temperaturgradienten zwischen der Landoberfläche und dem Indischen Ozean, der im Zusammenhang mit einem erhöhten Bodenluftdruck über dem Tibet Plateau steht, wodurch sich der meridionale Bodenluftdruckgradient zwischen Ozean und Festland abschwächt (vgl. Abb. 6.31). Daraus resultiert eine Abschwächung der Monsunströmung und weniger Niederschlag in den sommerlichen Hauptniederschlagsregionen im Luv der West Ghats, im burmesischen Grenzgebirge und entlang des Himalajas als negative Rückkopplung der Bodenfeuchteanomalie.

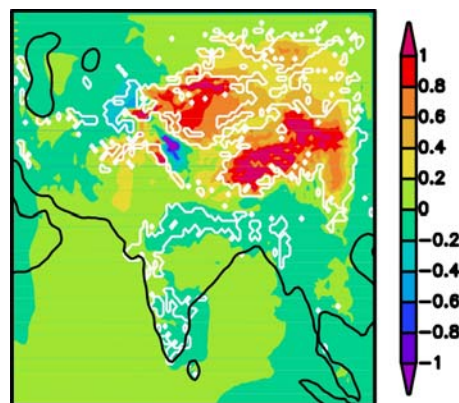


Abb. 6.31: Bodenluftdruck (hPa) für HIRHAM „SOIL07-CTRL“; Sommermonsun (JJAS) 1960-1977. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) wird durch weiße Konturlinien dargestellt.

7 Paläoklimatisches Experiment für das mittlere Holozän

In diesem Kapitel werden die HIRHAM Modellergebnisse für eine 44-jährige Simulation im mittleren Holozän (etwa 6000 Jahre vor heute = 6 kyr) vorgestellt. Der Fokus liegt dabei auf einer vergleichenden Analyse der wesentlichen Antriebsmechanismen des indischen Sommermonsuns (JJAS) zwischen dem mittleren Holozän und heute. In diesem Zusammenhang wird eine analoge Fallstudie zu extremen Monsunjahren (wet und dry) durchgeführt und mit den Ergebnissen der rezenten Fallstudie verglichen, um das Verständnis über die komplexen Wechselwirkungen zwischen unterschiedlich charakterisierten klimatischen Epochen zu verbessern. Gleichzeitig wird die Modellsimulation mit paläoklimatischen Rekonstruktionen auf der Basis von Multiproxies verglichen.

7.1 Motivation

Säkulare Variationen der Erdbahnparameter führten im mittleren Holozän, das als Klimaoptimum bezeichnet wird, zu einer veränderten Einstrahlung, die im Sommer auf der Nordhemisphäre einen maximalen Anstieg bis $+35 \text{ W/m}^2$ und im Winter einen Rückgang von bis zu -20 W/m^2 im Vergleich zu heute auslöste [LORENZ et al., 1996].

Diese externen Veränderungen in der Solarstrahlung haben einen starken Einfluss auf das globale und regionale Klima und bedingen eine ausgeprägte Variabilität des Systems von der intrasaisonalen bis zur säkularen Zeitskala. Paläoklimatische Rekonstruktionen zeigen signifikante Veränderungen der Monsunintensität während des Holozäns. Um 6000 Jahre vor heute (6 kyr) drang der indische Monsun weiter auf den Kontinent vor, der sich durch ein feuchteres Klima hervorhob. Frühe Modellstudien stellen die Verstärkung des Monsuns aufgrund dieser veränderten Einstrahlung in den Vordergrund [z.B. KUTZBACH und OTTO-BLIESNER, 1982; HARRISON et al., 1998]. Durch den verstärkten solaren Jahresgang erhöhte sich der Temperaturgegensatz zwischen dem Festland und dem Ozean und die damit verbundene Monsunströmung. Diese verschiedenen klimatischen Bedingungen zwischen 6 kyr und 0 kyr auf der Basis eines unterschiedlichen externen solaren Antriebs sowie die hohe Variabilität des Niederschlags waren wesentliche Kriterien zur Auswahl dieser Zeitscheibe für die paläoklimatische Modellsimulation. Die Abbildung 7.1 stellt die Anomalien der Nettostrahlungsbilanz als Differenz aus solarer Einstrahlung und thermaler Ausstrahlung, der 2m-Lufttemperatur und der Meeresoberflächentemperatur für den Sommer- und Wintermonsun dar.

Die sommerliche Nettostrahlungsbilanz und die 2m-Lufttemperatur zeigen in 6 kyr einen Anstieg nördlich von 30°N , in Südwestasien und im nördlichen Golf von Bengalen sowie einen Rückgang im nördlichen Indien einschließlich des Himalajas. Die SST weist in 6 kyr positive Anomalien im westlichen Arabischen Meer sowie im südlichen und zentralen Golf von Bengalen auf. Der Winter ist in 6 kyr durch eine negative Nettostrahlungsbilanz und bodennahe Lufttemperaturanomalie geprägt.

Bei der SST sind mit Ausnahme des westlichen Arabischen Meeres in 6 kyr negative Anomalien vorzuweisen, die am stärksten im nördlichen Golf von Bengalen ausgeprägt sind (vgl. Abb. 7.1).

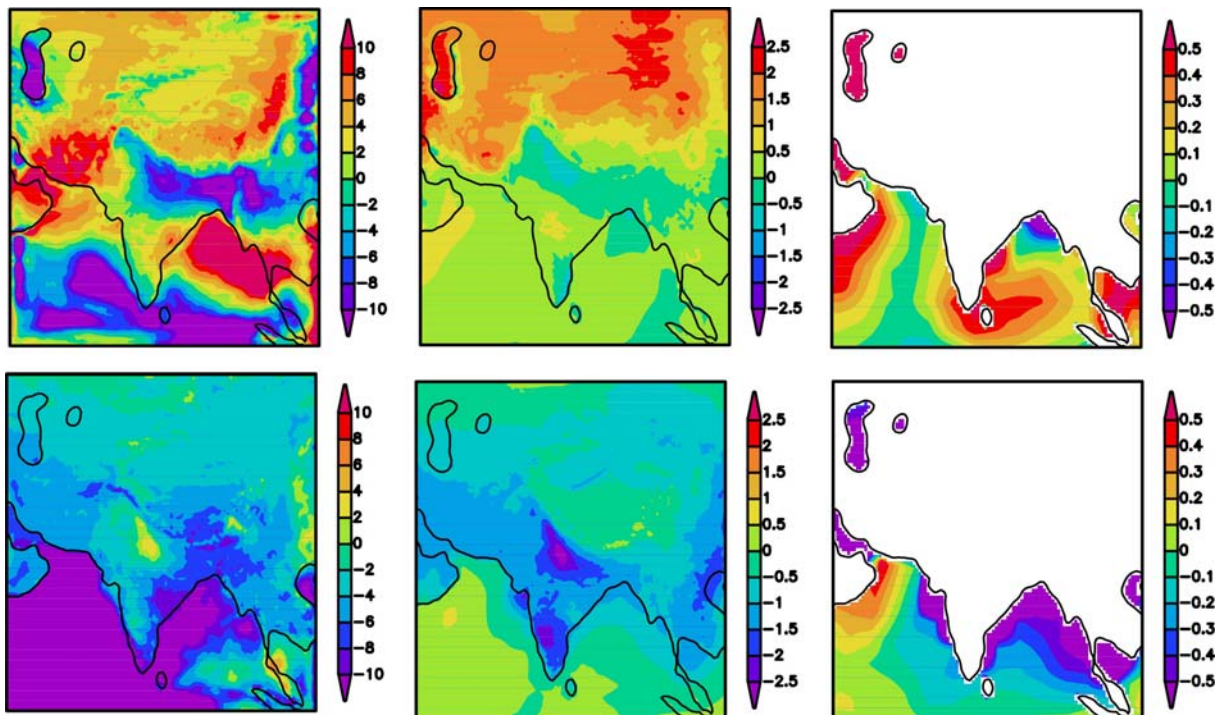


Abb. 7.1: Nettostrahlung (W/m^2 ; links), 2m-Lufttemperatur ($^{\circ}C$; Mitte) und SST ($^{\circ}C$; rechts) als Differenz zwischen dem mittleren Holozän und heute „6 kyr – 0 kyr“ für HIRHAM im Sommermonsun (JJAS – oben) und im Wintermonsun (DJF – unten).

7.2 Modellsetup und Validierung

7.2.1 Modellsetup

Der 44-jährige HIRHAM Modelllauf für das mittlere Holozän wird am Rand mit dem Output des gekoppelten und komplexen Erdsystemmodells ECHAM5-JSBACH/MPIOM (im folgenden „ECHAM5“ genannt) angetrieben, das am Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg entwickelt wurde. Die Simulationen wurden mit einer horizontalen Auflösung von etwa 3.75° und 19 vertikalen Schichten in einem hybriden σ -p System für den Zeitraum 6000 Jahre vor heute von OTTO et al. [2009] durchgeführt. Für den Randantrieb der HIRHAM Simulation werden die Ergebnisse der Atmosphäre berücksichtigt, die durch das ECHAM5 repräsentiert werden [ROECKNER et al., 2003]. Am seitlichen Rand werden die prognostischen Größen Temperatur, horizontaler Wind, spezifische Feuchte, Wolkenwassergehalt und der Luftdruck an der Erdoberfläche in einem 12-stündigen Zeitintervall vorgegeben. Die SST wird am unteren Rand aus dem Output des globalen gekoppelten Modells täglich vorgeschrieben. Die Orbitalparameter für 6 kyr basieren auf BERGER [1978] und die Zusammensetzung der Treibhausgaskonzentration wird nach der PMIP [<http://pmip2.lscce.ipsl.fr>] entsprechend der Umsetzung im antreibenden ECHAM5-Lauf auf die präindustriellen Werte gesetzt

(vgl. Tab. 7.1). Ein detaillierter Vergleich von ECHAM5 Ergebnissen und Beobachtungen für die zentrale und ostasiatische Region ist bei CUI et al. [2006] und DALLMEYER et al. [2010] beschrieben. Zum besseren Vergleich der HIRHAM Ergebnisse von 6 kyr mit der rezenten Simulation wurde zusätzlich ein ECHAM5 angetriebener HIRHAM Modelllauf für 0 kyr durchgeführt. Die entsprechenden Veränderungen betreffen nur die Orbitalparameter (vgl. Tab. 7.1). Die Treibhausgaskonzentrationen basieren weiterhin auf den präindustriellen Werten.

Experiment	Orbitalparameter nach BERGER [1978]			Treibhausgaskonzentrationen PMIP		
	Exzentrizität	Präzession	Obliquität	CO ₂	CH ₄	N ₂ O
6 kyr	0.018682	180.87	24.105	280 ppm	760 ppb	270 ppb
0 kyr	0.016724	282.04	23.446	280 ppm	760 ppb	270 ppb

Tab. 7.1: *Orbitalparameter und Randbedingungen für die HIRHAM Simulationen in 6 kyr und 0 kyr.*

7.2.2 Validierung der Simulation

7.2.2.1 Vergleich mit ECHAM5 für 6 kyr

Die nachfolgende Abbildung 7.2 stellt die 2m-Lufttemperatur und den Niederschlag im Sommermonsun (JJAS) in 6 kyr für die Simulationen von HIRHAM und ECHAM5 vergleichend dar.

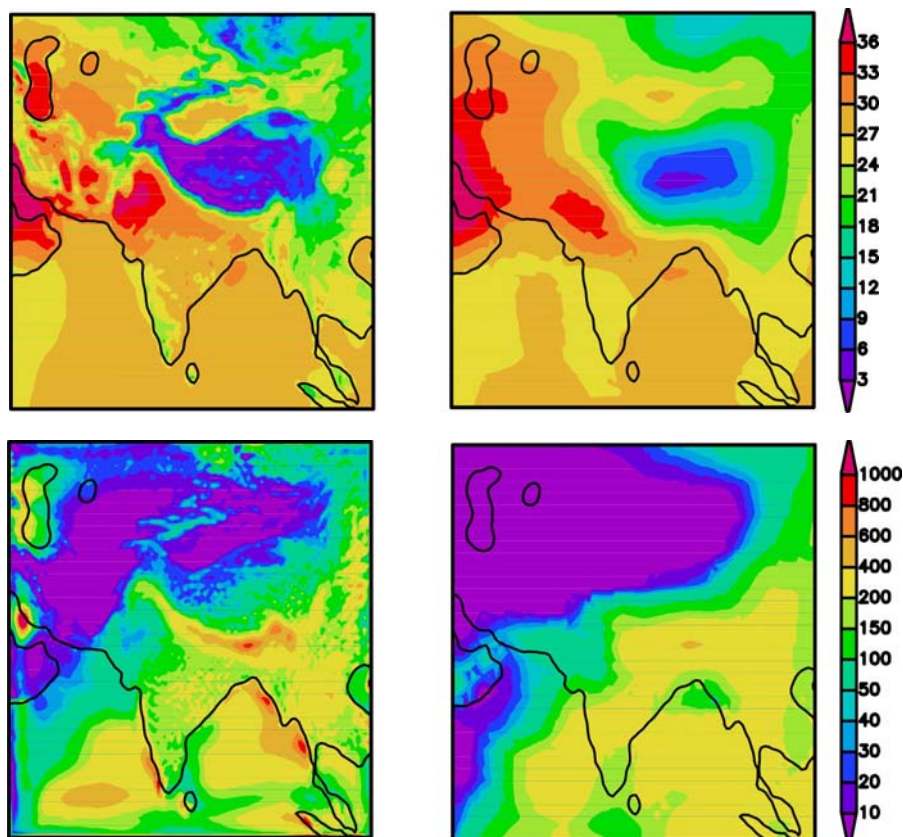


Abb. 7.2: *2m-Lufttemperatur (°C; oben) und Niederschlag (mm; unten) für HIRHAM (links) und ECHAM5 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 6 kyr.*

In diesem Zusammenhang wird deutlich, dass die bessere räumliche Auflösung von HIRHAM die von ECHAM5 vorgegebenen groben Strukturen insbesondere in den Gebirgsregionen detaillierter wiedergibt. Damit wird der Vorteil eines Regionalmodells noch einmal hervorgehoben. Gleichzeitig ist zu erkennen, dass die wesentlichen Signale des antreibenden globalen Modells in der 6 kyr Simulation von HIRHAM realistisch reproduziert werden. Diese Voraussetzung ist für die nachfolgende Analyse der Antriebsmechanismen des indischen Monsuns zwischen dem mittleren Holozän und heute unabdingbar.

7.2.2.2 Unterschiede „6 kyr – 0 kyr“ und Vergleich mit Rekonstruktionen

In der Abbildung 7.3 sind die von HIRHAM simulierte sommerliche Strömungsmuster in 850 hPa zwischen 0 kyr und 6 kyr gegenübergestellt. Dabei simuliert das Modell im mittleren Holozän eine reduzierte und sich südlich verlagernde Strömung über dem Arabischen Meer und dem Golf von Bengalen.

Diese Veränderungen in der großräumigen sommerlichen Zirkulation beeinflussen die beobachteten unterschiedlichen Niederschlagssignale im Sommer, wobei sich in 6 kyr eine Zunahme des Niederschlags über dem südlichen Indien und eine Abnahme über Zentralindien und dem Golf von Bengalen registrieren lässt (vgl. Abb. 7.4). Auf der anderen Seite vollzieht sich durch die Umlenkung des bodennahen Finklatterjets über Pakistan ein verstärktes Eindringen von Feuchte an die luvseitigen Gebirgshänge des westlichen und südlichen Himalajas. Dadurch intensivieren sich die Hebungsprozesse und führen im Ergebnis zu deutlich mehr Niederschlag in dieser Region. Diese Strukturen lassen sich auch im ECHAM5 nachweisen, wobei der Vorteil des Regionalmodells durch die bessere räumliche Auflösung insbesondere im Gebirge auch hier sichtbar wird.

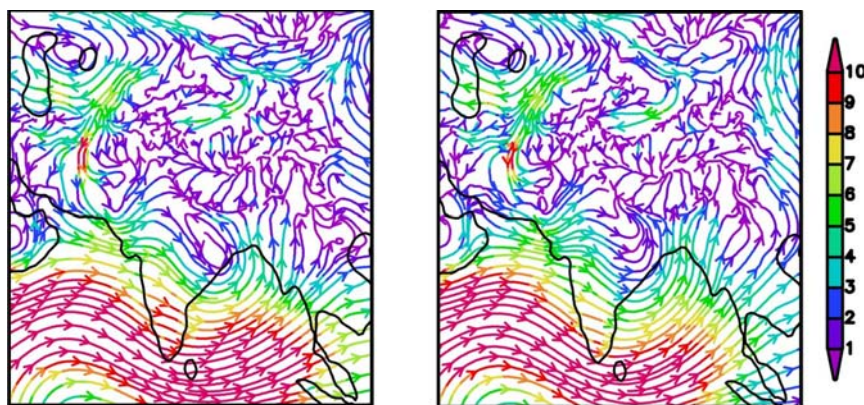


Abb. 7.3: 850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM 0 kyr (links) und HIRHAM 6 kyr (rechts); Sommermonsun (JJAS).

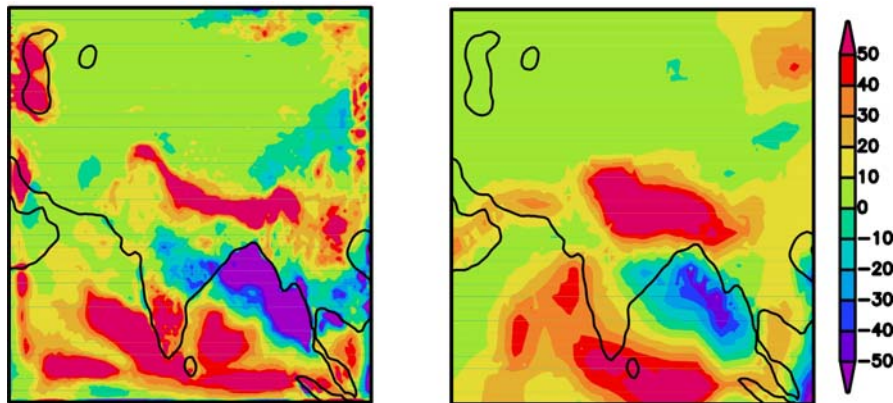


Abb. 7.4: Niederschlag (mm) für HIRHAM „6 kyr – 0 kyr“ (links) und ECHAM5 „6 kyr – 0 kyr“ (rechts); Sommermonsun (JJAS).

Ein Vergleich des simulierten Niederschlags mit Rekonstruktionen ist ein wichtiges Tool zur Validierung der Proxies bezüglich der korrekten Lage, denn bei einer geringen Verschiebung des Standortes kann es zu einer Umkehr im rekonstruierten Niederschlagsignal kommen, da die Auflösung der Strukturen in der Modellsimulation speziell in der Hochgebirgsregion sehr detailliert sind. Der Vergleich der HIRHAM Niederschlagsimulation mit den Rekonstruktionen nach WANG et al. [2010], die in Kapitel 4 vorgestellt wurden, zeigen sehr deutlich, dass es in ausgewählten Regionen eine Übereinstimmung in der simulierten und rekonstruierten jährlichen Niederschlagsanomalie zwischen dem mittleren Holozän und heute gibt, die sich insbesondere entlang des Gradienten im nordöstlichen Tibet Plateau und im Nordwesten Indiens nachweisen lässt (vgl. Abb. 7.5). Auf der anderen Seite gibt es eine relativ schlechte Übereinstimmung im östlichen Hochland von Tibet, wo das Modell weniger und die Rekonstruktionen mehr Niederschlag in 6 kyr aufweisen.

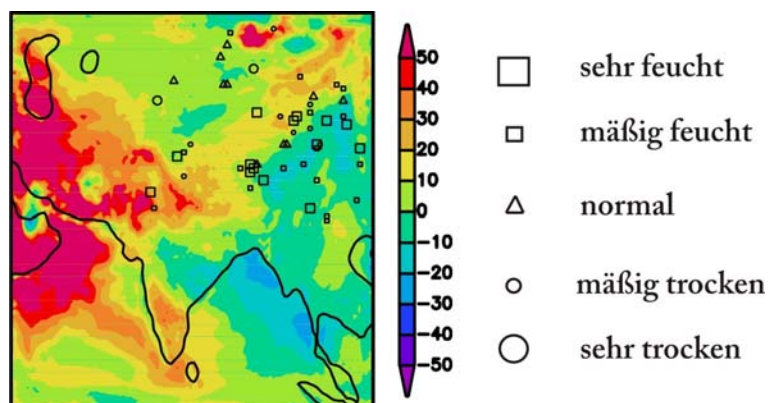


Abb. 7.5: Jährliche relative Niederschlagsanomalie für HIRHAM (%; schattiert) „6 kyr – 0 kyr / 0 kyr“ und relativer Feuchtigkeitsindex nach WANG et al. [2010] auf der Basis paläoklimatischer Rekonstruktionen (Symbole kennzeichnen Veränderungen in 6 kyr gegenüber 0 kyr).

HIRHAM simuliert für 6 kyr positive jährliche Niederschlagsanomalien vor allem im westlichen Arabischen Meer, auf der Arabischen Halbinsel, südlich des Kaspischen Meeres und im westlichen Himalaja. Der Hauptanteil der Jahresniederschlagsanomalien geht auf sommerliche Niederschlagsereignisse zurück (vgl. Abb. 7.4). Die Zunahme über dem Arabischen Meer kann mit der Erhöhung der SST (vgl. Abb. 7.1) und der Intensivierung der lokalen Konvektion in dieser Region erklärt werden. Die negativen Niederschlagsanomalien im nördlichen Golf von Bengalen sind demzufolge mit der verringerten SST und einer Abschwächung der lokalen konvektiven Prozesse verbunden.

7.3 Niederschlagsanomalien (wet und dry Phasen)

7.3.1 Methodik

In der nachfolgenden Fallstudie sollen die wesentlichen Antriebsmechanismen der sommerlichen Niederschlagsmuster während einer starken und schwachen Monsunaktivität zwischen 0 kyr und 6 kyr verglichen werden. Die Auswahl der extremen Jahre erfolgt wie bereits unter Abschnitt 6.1 beschrieben in Anlehnung an die Kriterien von FARRARA und YU [2003].

Die Abbildungen 7.6 und 7.7 stellen die Niederschlagszeitreihen mit den ausgewählten extremen Jahren für HIRHAM in 0 kyr und 6 kyr dar.

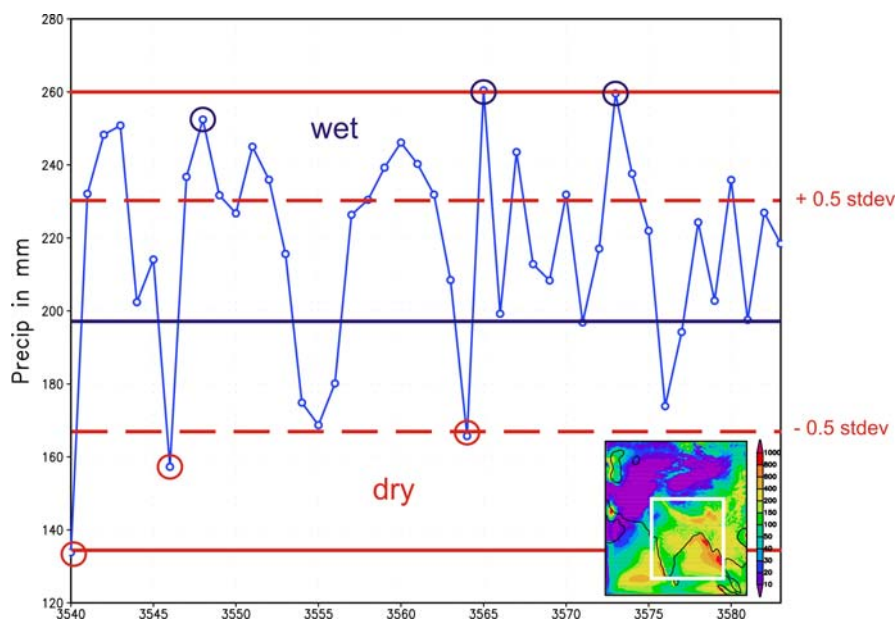


Abb. 7.6: Auswahl extremer Niederschlagsjahre (wet und dry) nach FARRARA und YU [2003] für HIRHAM 0 kyr. „Wet“-Jahre: 3548, 3565 und 3573. „Dry“-Jahre: 3540, 3546 und 3564. Die Bezeichnung dieser Jahre wurde aus dem ECHAM5-Lauf übernommen. Das Monsundomain nach GOSWAMI und XAVIER [2005] ist in der kleinen Abbildung dargestellt.

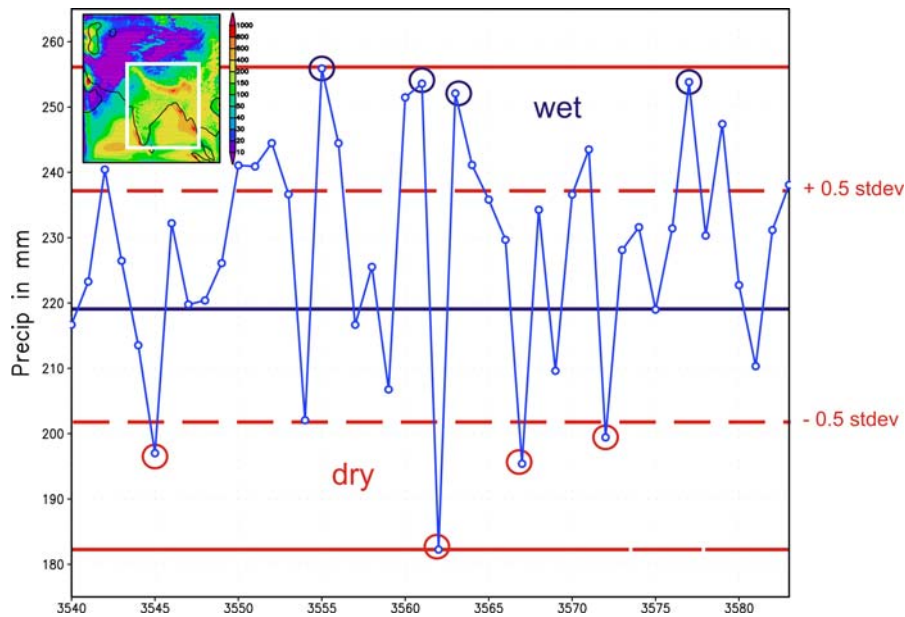


Abb. 7.7: Auswahl extremer Niederschlagsjahre (wet und dry) nach FARRARA und YU [2003] für HIRHAM 6 kyr. „Wet“-Jahre: 3555, 3561, 3563 und 3577. „Dry“-Jahre: 3545, 3562, 3567 und 3572. Die Bezeichnung dieser Jahre wurde aus dem ECHAM5-Lauf übernommen. Das Monsundomain nach GOSWAMI und XAVIER [2005] ist in der kleinen Abbildung dargestellt.

7.3.2 Sommerliche Niederschlagsanomalien und konvektive Aktivität

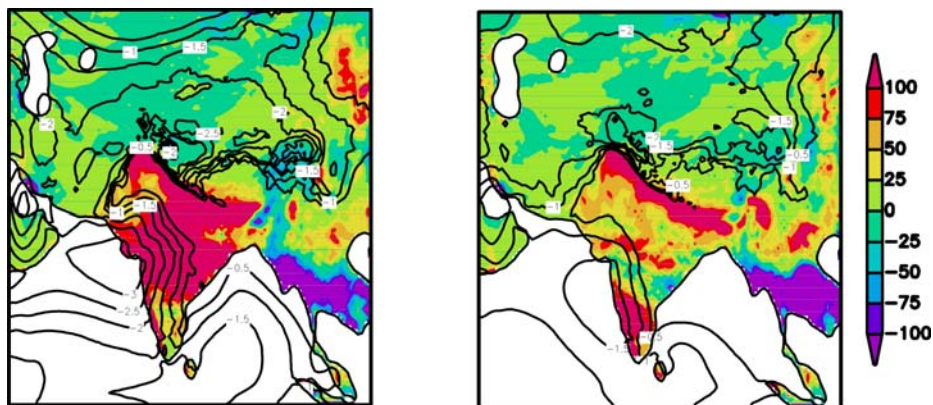


Abb. 7.8: Niederschlag „wet-dry“ (mm; schattiert) und Bodenluftdruck „wet-dry“ (hPa; schwarze Konturlinien) für HIRHAM 0 kyr (links) und HIRHAM 6 kyr (rechts); Sommermonsun (JJAS).

Der Antrieb des sommerlichen Niederschlags zwischen Jahren mit starker und schwacher Monsunaktivität wird maßgeblich von der SST, der lokalen Konvektion und der Zirkulation bestimmt. Diese Mechanismen lassen sich sowohl in 0 kyr als auch in 6 kyr eindeutig belegen. Veränderungen in der Verteilung der Niederschlagsanomalien „wet-dry“ basieren dabei auf sich verschiebende Zirkulationsmuster, die auf veränderte lokale thermische Bedingungen der SST reagieren.

Zwischen dem mittleren Holozän und heute lassen sich entlang des Himalajas und in Südostasien gemeinsame Muster von Niederschlagsanomalien zwischen „wet“ und „dry“ Jahren identifizieren. Demgegenüber simuliert das HIRHAM Modell in 6 kyr mehr Niederschlag über dem südlichen Indien und im südöstlichen Himalaja. Weniger Niederschlag wird über dem zentralen und nördlichen Indien simuliert (vgl. Abb. 7.8). Diese Niederschlagsanomalien werden sehr stark von Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation beeinflusst, die durch die Differenzen in den Bodenluftdruckfeldern dargestellt ist. In starken Monsunjahren von 6 kyr kommt es zu einer südlichen Verlagerung und Abschwächung der Zone niedrigen Bodenluftdrucks vom nördlichen und zentralen Arabischen Meer nach Südwest Indien. Damit lässt sich die südliche Verschiebung der positiven Niederschlagsanomalie vom zentralen Indien nach Südindien erklären. Die Meeresoberflächentemperaturen des Indischen Ozeans haben dabei einen entscheidenden Einfluss auf die veränderten Zirkulationsmuster und letztendlich auf die Niederschlagsanomalien „wet-dry“. Die Abbildung 7.9 stellt die Anomalien „wet-dry“ der SST im Indischen Ozean zwischen 0 kyr und 6 kyr gegenüber.

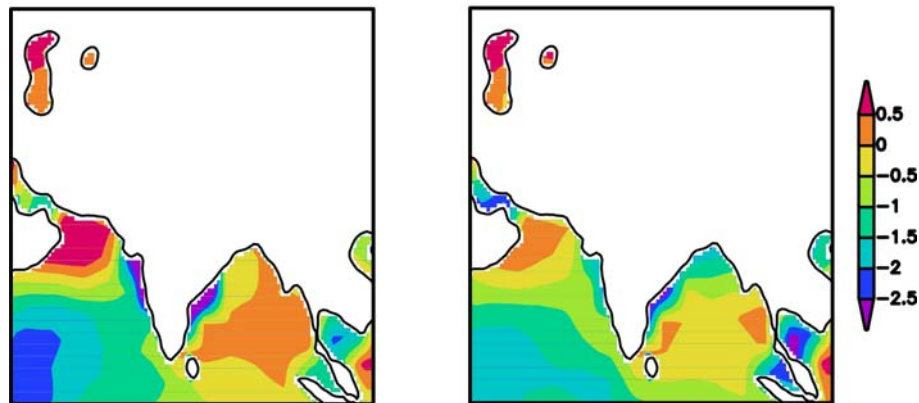


Abb. 7.9: Meeresoberflächentemperatur „wet-dry“ (°C) für HIRHAM 0 kyr (links) und HIRHAM 6 kyr (rechts); Sommermonsun (JJAS).

Die ausgeprägte positive Anomalie der SST im nördlichen Arabischen Meer ist an eine intensivere lokale Konvektion und damit an die Vertiefung des Bodenluftdruckfeldes in dieser Region in „wet“ Jahren von 0 kyr gekoppelt. Dies führt zu den beobachteten positiven Niederschlagsanomalien über dem nördlichen und zentralen Indien, wohingegen negative Anomalien der SST im südlichen Arabischen Meer die Konvektion hemmen. Damit verliert dort das kräftige Bodentief seinen Einfluss und der Niederschlag weist folglich negative Abweichungen über Südindien auf. In 6 kyr schwächt sich die positive SST Anomalie im nördlichen Arabischen Meer ab, bleibt aber noch erhalten, wodurch die konsistenten positiven, aber geringen Niederschlagsanomalien entlang des Himalajas und im Gangestiefland erklärt werden können. Im nördlichen Golf von Bengalen tritt in 6 kyr im Gegensatz zu 0 kyr eine leichte negative SST Anomalie auf, die den Bodenluftdruck erhöht und die geringeren Niederschläge im Gangesdelta, in Südostasien und in Zentralindien bedingt.

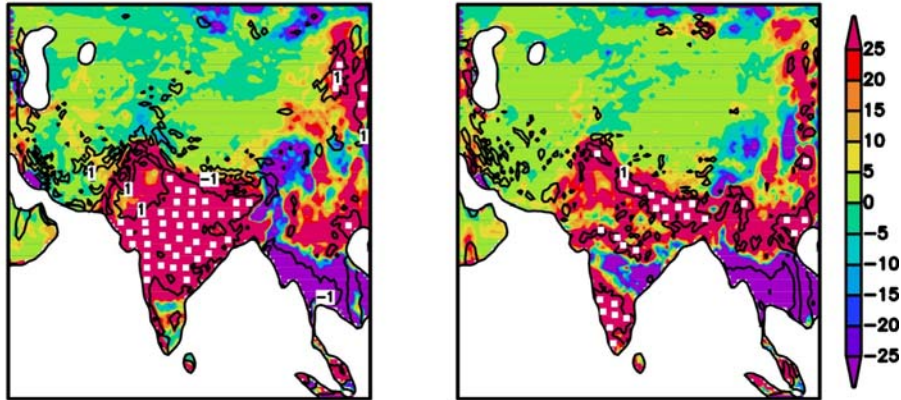


Abb. 7.10: Niederschlag – Verdunstung (P-E) „wet-dry“ (mm; schattiert) und Vertikalgeschwindigkeit (ω) in 500 hPa „wet-dry“ (hPa/h; schwarze Konturlinien) für HIRHAM 0 kyr (links) und HIRHAM 6 kyr (rechts); Sommermonsun (JJAS).

Die Abbildung 7.10 stellt den „Niederschlag – Verdunstung“ sowie die Vertikalgeschwindigkeit in 500 hPa für die HIRHAM Simulationen von 0 kyr und 6 kyr als Differenz „wet-dry“ im Sommer (JJAS) dar. Die weißen Punkte repräsentieren die Zonen stärkster potentieller konvektiver Aktivität, die mit dem Auftreten von positiven Anomalien „Niederschlag – Verdunstung“ als auch positiven Anomalien der Vertikalgeschwindigkeit in 500 hPa für „wet-dry“ zusammenfällt. Diese sind an die Bereiche der in Abbildung 7.8 dargestellten positiven Niederschlagsanomalien „wet-dry“ gekoppelt. In 6 kyr findet sich demzufolge die stärkste potentielle Konvektion entlang des Himalajas und im Süden Indiens. Durch die größere Ausdehnung der positiven Niederschlagsanomalie über dem indischen Kontinent verzeichnet 0 kyr eine größere Zone mit potentieller konvektiver Aktivität, die sich in 6 kyr durch die verschobenen Zirkulationsmuster deutlich reduziert.

In diesem Kapitel wurde deutlich, dass die wesentlichen Antriebsmechanismen des indischen Monsuns während starker und schwacher Aktivität zwischen dem mittleren Holozän und heute ähnlich sind, wobei die beobachteten Unterschiede in der Verteilung des sommerlichen Niederschlags durch die miteinander in Wechselwirkung stehenden nichtlinearen Prozesse hervorgerufen werden. Die Komplexität des Monsunsystems, die bereits in den vorangegangenen Kapiteln diskutiert wurde, wird damit noch einmal verifiziert.

8 Zusammenfassung und Ausblick

8.1 Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurde das regionale atmosphärische Klimamodell HIRHAM auf eine asiatische Region angewendet, um die Mechanismen der indischen Monsunzirkulation unter rezenten und paläoklimatischen Bedingungen zu untersuchen. Dabei wurden jeweils 44-jährige Simulationen mit einer horizontalen Auflösung von 50 km für eine rezente Periode von 1958-2001 angetrieben durch ERA40 Reanalysen und eine Zeitscheibe im mittleren Holozän (etwa 6000 Jahre vor heute) mit dem Antrieb eines globalen ECHAM5 Outputs durchgeführt.

Da das Modell erstmals auf diese Region angewendet wurde, war zunächst eine umfassende Validierung der Simulationsergebnisse mit verschiedenen Beobachtungsdaten notwendig, die eine Voraussetzung für die nachfolgenden Untersuchungen zu den Antriebsmechanismen der indischen Monsunzirkulation darstellte. Der Fokus der Modellevaluierung für mehrere bodennahe und vertikale Parameter der atmosphärischen Zirkulation, der Temperatur und des Niederschlags lag auf der Sommer- und Wintermonsunzirkulation. Die Qualität von HIRHAM wurde in Bezug zur Klimatologie und Variabilität der atmosphärischen Zirkulation, der Temperatur und des Niederschlags quantifiziert. Eine relative gute Übereinstimmung zwischen Modell und ERA40 konnten für die Zirkulations- und Temperaturmuster nachgewiesen werden, wohingegen die Validierung der Niederschlagsklimatologie- und variabilität mit verschiedenen Beobachtungsdatensätzen (ERA40, GPCC4, IMD-RF und TRMM) gezeigt hat, dass die Simulationen mit den höher aufgelösten Datensätzen besser übereinstimmen und den Mehrwert des Modells im Vergleich mit ERA40 sichtbar macht. HIRHAM zeigte die beste Übereinstimmung mit dem GPCC4 Datensatz. Insbesondere in der Hochgebirgsregion sowie über der zentralindischen Landoberfläche liegt das Modell näher an GPCC4. Die zusätzliche Validierung des von HIRHAM simulierten Niederschlags mit dem IMD-RF Datensatz unterstützte den diskutierten „added value“ des Regionalmodells über Zentralindien. Die klimatologischen Jahregänge des Niederschlags wurden für verschiedene Teilregionen untersucht, wobei in den höher gelegenen Regionen „TIBET“ und „GLACIER“ ERA40 von Mai bis September eine Überschätzung des Niederschlags darstellte. Im Vergleich mit GPCC4 und durch die bessere räumliche Auflösung ist HIRHAM in der Lage, den Niederschlag dort realistisch zu reproduzieren. Mit der Validierung der langfristigen Klimatologie von HIRHAM konnten die Vorteile des Regionalmodells in der Niederschlagssimulation auch in ausgewählten Dekaden nachgewiesen werden.

Alle Datensätze weisen eine hohe sommerliche interannuelle Niederschlagsvariabilität auf, die über den West Ghats, an den südlichen Hängen des Himalajas und in Südostasien besonders ausgeprägt ist. Im Vergleich mit GPCC4 wird diese Variabilität von HIRHAM und ERA40 überschätzt. Eine geringe Variabilität nördlich von 30°N wird von allen gut wiedergegeben. Im Winter ist die Variabilität im

Niederschlag deutlich geringer. HIRHAM, ERA40 und GPCC4 zeigen im Winter eine bessere Übereinstimmung der Muster als im Sommer.

Es wurde weiterhin untersucht, wie gut HIRHAM Niederschlagsereignisse auf einer täglichen Zeitskala simulieren kann. Im Vergleich mit TRMM wird der tägliche Niederschlag in verschiedenen Intensitätsklassen nur zum Teil gut wiedergegeben. Dies betrifft vor allem die unterste Klasse mit geringem Niederschlag. Bei den anderen Klassen kann keine Übereinstimmung zwischen HIRHAM und TRMM beobachtet werden. Das lässt darauf schließen, dass HIRHAM nicht in der Lage ist, diese hochgradig nichtlinearen und komplexen subgridskaligen Prozesse auf kurzer Zeitskala realistisch zu simulieren. Ein wichtiges Ergebnis dieser Validierung ist die Notwendigkeit weiterer Sensitivitätsexperimente, beispielsweise zu Folgen einer veränderten Parametrisierung der Cumuluskonvektion.

Zur Beschreibung der potentiellen konvektiven Instabilität wurden zusätzliche Indizes berechnet. Sie zeigen, dass deren Muster in HIRHAM aufgrund der höheren horizontalen Auflösung in der Hochgebirgsregion differenzierter auftreten als in ERA40. Eine stärkere potentielle Instabilität in HIRHAM über der zentralindischen Landoberfläche steht in Zusammenhang mit einer intensiveren potentiellen Konvektion und mehr Niederschlag in dieser Region, der näher an GPCC4 liegt.

Die Ergebnisse der Validierung haben gezeigt, dass das Modell in der Lage ist, sowohl die räumliche und zeitliche Klimatologie als auch die interannuelle Variabilität ausgewählter Variablen in der indischen Monsunregion realistisch zu simulieren, um damit die grundlegenden Mechanismen der Monsunzirkulation zu verifizieren [vgl. auch POLANSKI et al., 2010].

In einem nächsten Schritt wurden die wesentlichen diabatischen und orographischen Antriebsmechanismen der indischen Monsunzirkulation näher untersucht. Die durchgeführten Analysen dienen auch zum besseren Verständnis der gekoppelten Prozesse der Monsunzirkulation und erlauben durch die vergleichende Betrachtung von Anomaliephasen einen detaillierteren Einblick in das Verhalten der Monsunzirkulation während extremer Ereignisse auf interannuellen Zeitskalen. In diesem Kontext wurden der Einfluss der Meeresoberflächentemperatur und des winterlichen Sibirischen Hochdruckgebietes auf die saisonale Zirkulations- und Niederschlagsentwicklung untersucht. Weiterhin wurden sehr feuchte und sehr trockene Monsunjahre hinsichtlich ihrer charakteristischen Antriebsmechanismen analysiert. Die Ergebnisse zeigten, dass die Einflüsse von Anomalien der Meeresoberflächentemperatur auf den sommerlichen Niederschlag besser nachweisbar sind als die Auswirkungen des winterlichen Sibirischen Hochs auf die nachfolgende Sommermonsunzirkulation. Die Untersuchung zu sommerlichen Niederschlagsanomalien zeigt in „wet“-Jahren eine Verstärkung des Niederschlags über Zentralindien, Südostasien und dem Himalaja. Diese Zonen sind an die Regionen mit stärkster potentieller Konvektion gekoppelt, die durch gleichzeitiges Auftreten positiver Differenzen „Niederschlag – Verdunstung“ und in der 500-hPa Vertikalgeschwindigkeit zwischen extrem feuchten und extrem trockenen Jahren gekennzeichnet sind,

womit die komplexen Feedbacks zwischen der Konvektion und den Niederschlagsprozessen vom HIRHAM beschrieben werden. Gleichzeitig konnte der Einfluss der atmosphärischen Zirkulation auf die Ausbildung dieser Anomalien im Niederschlag nachgewiesen werden. Die Intensivierung des steuernden bodennahen Monsuntiefs und der Strömungen in der unteren und oberen Troposphäre in feuchten Monsunjahren bedingen eine Verstärkung der Monsunaktivität. Des Weiteren bewirkt eine negative Anomalie der SST im Arabischen Meer eine Verstärkung des meridionalen Temperaturgradienten und somit mehr Niederschlag in feuchten Jahren.

Die Ergebnisse der SST-Fallstudie unterstreichen, dass Jahre mit einer starken Monsunaktivität im Sommer und viel Niederschlag über dem Kontinent mit kälteren SSTs im Indischen Ozean und Jahre mit einer geringen sommerlichen Monsunaktivität und wenig Niederschlag mit wärmeren SSTs in Beziehung stehen. Diese Zusammenhänge sind auf die Ausbildung und Stärke des meridionalen Temperaturgradienten und die damit in Verbindung stehenden Strömungen zurückzuführen. In Jahren mit einer geringeren SST verstärken sich der Temperaturgradient und die Monsunströmungen, wodurch sich die Feuchteflüsse intensivieren und mehr Niederschlag erzeugt wird. In Jahren mit hohen SSTs ist diese Wechselwirkung umgekehrt.

In einem zusätzlichen Sensitivitätsexperiment wurde die interannuelle Variabilität der SST durch die Verwendung von klimatologischen Tagesmittel unterdrückt. In diesem Zusammenhang wurde deutlich, dass sich interannuelle Variationen der SST nicht auf die Monsunklimatologie selbst auswirken, sondern nur auf die Variabilität, wobei dies von der zu schwachen SST Variabilität des Modells im Indischen Ozean hervorgerufen werden könnte. Auffällig ist dabei eine Verstärkung der Bodenluftdruckvariationen im nördlichen Arabischen Meer. Das Experiment zeigt eine Intensivierung der interannuellen Niederschlagsvariabilität über dem zentralen und südlichen Indien, der Arabischen Halbinsel und dem zentralen Himalaja. Es wurde ersichtlich, dass der Randantrieb mit aktuellen täglichen SSTs für die realistische Simulation der Variationen im sommerlichen Niederschlag geeigneter ist als klimatologische SSTs.

In einer weiteren Studie wurde die Stärke des winterlichen Sibirischen Hochs auf den nachfolgenden Sommermonsun untersucht. Die Simulation der dabei wirkenden komplexen internen Feedbacks (Bodenfeuchte und Verdunstung) und externen Bedingungen (Strahlungsbilanz) im Frühjahr auf den sommerlichen Temperaturgradienten und damit auf die Ausprägung der Monsunintensität wurden diskutiert, wobei Rückschlüsse auf den kausalen Einfluss der winterlichen Schneebedeckung mit den entsprechenden externen und internen Feedbacks vom HIRHAM nur ansatzweise nachgewiesen werden konnten, weil die Mechanismen zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre sehr komplex und hochgradig nichtlinear sind.

Die sommerliche Monsunströmung in 850 hPa zeigt in Jahren mit einem starken winterlichen Sibirischen Hoch eine Abschwächung über dem Arabischen Meer, Indien und dem Golf von Bengalen, während ein stärkeres Einströmen feuchter Luftmassen im nordwestlichen Himalaja berechnet wird. Der sommerliche Temperaturgradient ist dabei zwischen dem Hochgebirge und den

vorgelagerten Tieflandsebenen einschließlich des Indischen Ozeans stärker als zwischen Indien und dem umliegenden Ozean, wodurch mehr Feuchtigkeit an die Gebirgshänge transportiert wird und dort positive Niederschlagsanomalien in Jahren eines starken winterlichen Sibirischen Hochs auslöst. Demgegenüber schwächt sich die potentielle konvektive Aktivität über dem indischen Subkontinent in diesen Jahren stark ab. Es konnte festgestellt werden, dass sich der Sommermonsun über Zentralindien, Bangladesch und dem südlichen Südostasien abgeschwächt hat. Auf der anderen Seite hat er sich insbesondere über dem Himalaja und in Ostasien verstärkt.

In dieser Studie wurden darüber hinaus die Auswirkungen von positiven Anomalien in der Bodenfeuchte untersucht. Dabei wurde die Bodenfeuchte bei der Initialisierung in Regionen mit einer starken Land-Atmosphäre-Kopplung jeweils im Januar und Juli um +20% erhöht. Diese Erhöhung führt zu nicht einheitlichen Mustern, wobei sich durch lokale und regionale Effekte unterschiedliche räumliche Niederschlagsanomalien ergeben. Die stärksten Auswirkungen einer Bodenfeuchteanomalie können in ariden Gebieten mit sehr wenig Niederschlag und einer geringen Bodenfeuchte beobachtet werden. Der kurze Memoryeffekt der winterlichen Bodenfeuchteanomalie ist nicht ausreichend, um den nachfolgenden Sommermonsun zu beeinflussen. Dagegen bewirkt die Störung im Juli eine Änderung des Monsuns. Nördlich von 30°N kommt es zu einer starken Zunahme in der Verdunstung, die die untere Troposphäre labilisiert. Dies äußert sich in einer verstärkten Konvektion und Niederschlagszunahme in den trockenen Regionen Hoch- und Zentralasiens. Die Verdunstungsabkühlung bewirkt eine Abnahme der 2m-Lufttemperatur und der sensiblen Wärme, während die latente Wärme zunimmt. Gleichzeitig schwächt sich der meridionale Temperaturgradient zwischen der Landoberfläche und dem Indischen Ozean ab und führt durch eine abgeschwächte Monsunströmung zu weniger Niederschlag in den Hauptniederschlagszonen an den West Ghats, im südlichen Himalaja und in Südostasien.

Ein paläoklimatisches Experiment mit dem Antrieb eines gekoppelten ECHAM5-Laufs für eine 44-jährige Zeitscheibe im mittleren Holozän (6000 Jahre vor heute) war die Voraussetzung für die vergleichende Analyse der Antriebsmechanismen des indischen Monsuns während extremer sommerlicher Niederschlagsjahre zwischen dem mittleren Holozän und heute. Grundlage dieser Untersuchung waren signifikante externe Veränderungen in der Solarstrahlung in 6 kyr, die das globale und regionale Klima sowie die Monsunintensität beeinflussten.

Veränderungen in der großräumigen atmosphärischen Zirkulation führten in 6 kyr zu mehr sommerlichen Niederschlägen über Südindien und zu einer Abnahme über Zentralindien und dem Golf von Bengalen, wobei sich in diesem Kontext die Strömung in 850 hPa nach Süden verlagerte und abschwächte. Durch die Umlenkung des bodennahen Findlaterjets über Pakistan konnte in 6 kyr mehr Niederschlag an den luvseitigen Hängen des westlichen und südlichen Himalajas registriert werden.

Ein Vergleich mit paläoklimatischen Rekonstruktionen auf der Basis eines Feuchteindex [WANG et al., 2010] zeigte, dass es Regionen gibt, in denen die simulierten und rekonstruierten jährlichen

Niederschlagsanomalien gut übereinstimmen, wozu u.a. das nordöstliche Hochland von Tibet und der Nordwesten Indiens zählen. Auf der anderen Seite gibt es eine relativ schlechte Übereinstimmung im östlichen Hochland von Tibet, wo das Modell negative und die Rekonstruktionen positive Niederschlagsanomalien bezüglich 6 kyr – 0 kyr aufweisen.

„Wet – Dry“ Niederschlagsanomalien werden sehr stark von Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation beeinflusst. In starken Monsunjahren von 6 kyr kommt es zu einer südlichen Verlagerung und Abschwächung der Zone niedrigen Bodenluftdrucks vom nördlichen und zentralen Arabischen Meer nach Südwest Indien. Damit lässt sich eine südliche Verschiebung der positiven Niederschlagsanomalie vom zentralen Indien nach Südindien erklären. Die Meeresoberflächentemperaturen des Indischen Ozeans haben dabei einen Einfluss auf die veränderten Zirkulationsmuster. Sowohl in 6 kyr als auch in 0 kyr lässt sich in sehr feuchten Monsunjahren derselbe Antriebsmechanismus des Monsuns durch die SST Anomalien nachweisen. Positive (negative) SST Anomalien steigern (hemmen) die lokale Konvektion, die zu einer Vertiefung (Erhöhung) des Bodenluftdruckfeldes und letztendlich zu einer positiven (negativen) Niederschlagsanomalie führen.

8.2 Ausblick

In dieser Modellstudie erfolgte eine erste Anwendung des regionalen Klimamodells HIRHAM auf den asiatischen Kontinent, wobei die Validierung der wesentlichen Charakteristika der indischen Monsunzirkulation sowie das Verständnis über die komplexen Mechanismen des Monsunsystems im Mittelpunkt dieser Arbeit standen. Sie bildet die Grundlage für weitere Forschungen auf diesem Sektor. In der Validierung wurden einige Modelldefizite herausgearbeitet. Die Verbesserung der Niederschlagssimulation durch ein zusätzliches Experiment zur Parametrisierung der Cumuluskonvektion [z.B. DOBLER und AHRENS, 2010] ist in diesem Zusammenhang ein wichtiges Resultat dieser Arbeit. Weitere Studien zum Einfluss der Grenzschichtparametrisierung über dem Tibet Plateau und zum Einfluss von Prozessen auf der Landoberfläche sind ebenfalls bedeutsam. Zum besseren Verständnis von Wechselwirkungen zwischen der SST und der Konvektion sind gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Modellstudien notwendig [z.B. RATNAM et al., 2008]. Darüber hinaus stellt diese Studie eine wichtige Voraussetzung für das geplante Projekt über die Interaktion zwischen Aerosol (Black Carbons), Wolken und Monsunzirkulation auf der Basis regionaler Klimasimulationen mit dem HIRHAM im Rahmen der möglichen Verlängerung des Graduiertenkollegs 1364 dar [z.B. MING et al., 2009].

Literaturverzeichnis

- Alison, M. et al. (2008): Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya. Geological Society of America. *Special Paper*, 398, 39-53.
- Anderson, D. M., J. T. Overpeck und A. K. Gupta (2002): Increase in the Asian southwest monsoon during the past four centuries. *Science*, 297, 596-599.
- Andrews, D. G., J. R. Holton und C. B. Leovy (1987): Middle Atmosphere Dynamics. *Academic Press*. San Diego, 489 S.
- Asselin, R. (1972): Frequency filter for time integrations. *Monthly Weather Review*, 100, 487-490.
- Bamzai, A. S. und J. Shukla (1999): Relation between Eurasian Snow Cover, Snow Depth, and the Indian Summer Monsoon: An Observational Study. *Journal of Climate*, 12, 3117-3132.
- Berger, A. L. (1978): Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, 2362-2367.
- Bhalme, H. N. und D. A. Mooley (1980): Large-scale Droughts/Floods and Monsoon Circulation. *Monthly Weather Review*, 108, 1197-1211.
- Bhaskaran, B., R. G. Jones, J. M. Murphy und M. Noguer (1996): Simulations of the Indian summer monsoon using a nested regional climate model: domain size experiments. *Climate Dynamics*, 12, 573-587.
- Brinkop, S. und E. Roeckner (1995): Sensitivity of a general circulation model to parameterizations of cloud-turbulence interactions in the atmospheric boundary layer. *Tellus*, 47A, 197-220.
- Blackader, A. K. (1962): The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 67, 3095-3102.
- Bonan, G. B. (1996): A Land Surface Model (LSM Version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical Description and User's Guide. *NCAR Technical Note*, National Center for Atmospheric Research Boulder, Colorado.

- Bromwich, D. H. und R. L. Fogt (2004): Strong Trends in the Skill of the ERA-40 and NCEP NCAR Reanalysis in the High and Midlatitudes of the Southern Hemisphere 1958-2001. *Journal of Climate*, 17, 4603-4619.
- Castro, C. L., R. A. Pielke Sr. und G. Leoncini (2005): Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). *Journal of Geophysical Research*, 110, 1-21.
- Castro, C. L., R. A. Pielke Sr. und J. O. Adegoke (2006): Investigation of the Summer Climate of the Contiguous United States and Mexico Using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I: Model Climatology (1950-2002). *Journal of Climate*, 20, 3844-3865.
- Chen, G. S., Z. Liu, S. C. Clemens, W. L. Prell und X. Liu (2010): Modeling the time-dependent response of the Asian summer monsoon to obliquity forcing in a coupled GCM: a PHASEMAP sensitivity experiment. *Climate Dynamics*, 1-16.
- Christensen, J. H. und E. van Meijgaard (1992): On the construction of a regional climate model. *DMI Technical Report 92-14*, Danish Meteorological Institute, Copenhagen, 22 S.
- Christensen, J. H., O. B. Christensen, P. Lopez, E. van Meijgaard und M. Botzet (1996): The HIRHAM4 regional atmospheric climate model. *DMI Scientific Report 96-4*, Danish Meteorological Institute, Copenhagen, 51 S.
- Christensen, O. B. und J. H. Christensen (2007): A summary of the PRUDENCE model projections of changes in European climate by the end of this century. *Climatic Change*, 81, 7-30, doi:10.1007/s10584-006-9210-7.
- Chromov, S. P. (1957): Die geographische Verbreitung der Monsune. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 234-237.
- Clift, P. D. und R. A. Plumb (2008): The Asian Monsoon: Causes, History and Effects. *Cambridge University Press*, 288 S.
- Cohen, J., K. Saito und D. Entekhabi (2001): The role of the Siberian high in Northern Hemisphere climate variability. *Geophysical Research Letters*, 28, 299-302.

- Collini, E. A., E. H. Berbery, V. R. Barros und M. E. Pyle (2008): How Does Soil Moisture Influence the Early Stages of the South American Monsoon? *Journal of Climate*, 21, 195-213.
- Courant, R., K. O. Friedrichs und H. Lewy (1928): Über die partiellen Differenzgleichungen der mathematischen Physik. *Mathematische Annalen*, 100, 67-108.
- Crank, J. und P. Nicholson (1996): A practical method for numerical evaluation of solutions of partial differential equations of the heat-conduction type. *Advances in Computational Mathematics*, 6, 207-226.
- Cubasch, U. und D. Kasang (2000): Anthropogener Klimawandel. *Klett-Perthes*, Gotha, 128 S.
- Cui, X., B. Langmann und H. F. Graf (2007): Summer Monsoon Rainfall Simulation on the Tibetan Plateau with a Regional Climate Model Using a one-way Double-nesting System. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 3, 49-52.
- Dallmeyer, A., M. Claussen und J. Otto (2010): Contribution of oceanic and vegetation feedbacks to Holocene climate change in monsoonal Asia. *Climate of the Past*, 6, 195-217.
- Dankers, R., L. Feyen und O. B. Christensen (2009): On the benefit of high-resolution climate simulations in impact studies of hydrological extremes. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 6, 2573-2597.
- Dash, S. K., M. S. Shekhar und G. P. Singh (2006): Simulation of Indian summer monsoon circulation and rainfall using RegCM3. *Theoretical and Applied Climatology*, 86, 161-172.
- Davies, H. C. (1976): A lateral boundary formulation for multilevel prediction models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102, 405-418.
- Delworth, T. L. und S. Manabe (1989): The Influence of Soil Wetness on Near-Surface Atmospheric Variability. *Journal of Climate*, 2, 1447-1462.
- Dethloff, K., A. Rinke, D. Handorf, A. Weisheimer und W. Dorn (2004): Nonlinear dynamics of the climate system. In: H. Fischer, T. Krumke, G. Lohmann, G. Flöser, H. Miller, H. v. Storch und J. F. W. Negendank (Hrsg.). *The climate in historical times: towards a synthesis of holocene proxy data and climate models*. GKSS-Forschungszentrum, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 13-41.

- Dethloff, K., K. Glushak, A. Rinke und D. Handorf (2010): Antarctic 20th century accumulation changes based on regional climate model simulations. *Advances in Meteorology, Volume 2010*, 14 pp., doi:10.1155/2010/327172.
- DKRZ (1993): The ECHAM3 atmospheric general circulation model. *DKRZ Technical Report 6*, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg, 184 S.
- Dobler, A. und B. Ahrens (2010): Analysis of the Indian summer monsoon system in the regional climate model COSMO-CLM. *Journal of Geophysical Research*, 115, 12 S., doi:10.1029/2009JD013497.
- Dorn, W. (2002): Natürliche Klimavariationen der Arktis in einem regionalen hoch auflösenden Atmosphärenmodell. Dissertation, *Berichte zur Polar- und Meeresforschung*, 416, Potsdam, 139 S.
- Douville, H., F. Chauvin und H. Broqua (2001): Influence of Soil Moisture on the Asian and African Monsoons. Part I: Mean Monsoon and Daily Precipitation. *Journal of Climate*, 14, 2381-2403.
- Dümenil, L. und E. Todini (1992): A rainfall-runoff scheme for use in the Hamburg climate model, In: J. P. O'Kane (Hrsg.). *Advances in Theoretical Hydrology*. EGS Series on Hydrological Science, 1, Elsevier Press, Amsterdam, 129-157.
- Du, M., S. Kawashima, S. Yonemura, T. Yamada, X. Zhang, J. Liu, Y. Li, S. Gu und Y. Tang (2007): Temperature distribution in the high mountain regions of the Tibetan Plateau – Measurement and simulation. <http://www.mssanz.org.au/>, 2146-2152.
- Endlicher, W. und W. Weischet (2000): Regionale Klimatologie. Teil 2. Die Alte Welt: Europa, Afrika, Asien. 1. Auflage, *Teubner Verlag*, Stuttgart, 628 S.
- Etling, D. (1996): Theoretische Meteorologie. *Vieweg*, Braunschweig, 318 S.
- Fang, J. Y. und K. Yoda (1988): Climate and Vegetation in China (I), Changes in the altitudinal Lapse Rate of Temperature and Distribution of Sea Level Temperature. *Ecological Research*, 3, 37-51.
- Farrara, J. D. und J.-Y. Yu (2003): Interannual Variations in the Southwest U.S. Monsoon and Sea Surface Temperature Anomalies: A General Circulation Model Study. *Journal of Climate*, 16, 1703-1720.

- Fein, J. S. und P. L. Stephens (1987): Monsoons. New York, 632 S.
- Fennessy, M. J., J. L. Kinter III, B. Kirtman, L. Marx, S. Nigam, E. Schneider, J. Shukla, D. Strauss, A. Vernekar, Y. Xue und J. Zhou (1994): The Simulated Indian Monsoon: A GCM Sensitivity Study. *Journal of Climate*, 7, 33-43.
- Ferranti, L., J. M. Slingo, T. N. Palmer und B. J. Hoskins (1999): The effect of land-surface feedbacks on the monsoon circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, 1527-1550.
- Fouquart, Y. und B. Bonnel (1980): Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: A new parameterization. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 53, 35-62.
- Frauenfeld, O. W., T. Zhang und M. C. Serreze (2005): Climate change and variability using European Centre for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis (ERA40) temperatures on the Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 110, 9 S.
- Fu, C., S. Wang, Z. Xiong, W. J. Gutowski, D.-K. Lee, J. L. McGregor, Y. Sato, H. Kato, J.-W. Kim und M.-S. Suh. (2005): Regional Climate Model Intercomparison Project for Asia. *Bulletin of American Meteorological Society*, 257-266.
- Gao, X., Y. Xu, Z. Zhao, J. S. Pal und F. Giorgi (2006): On the role of resolution and topography in the simulation of East Asia precipitation. *Theoretical and Applied Climatology*, 86, 173-185.
- Giorgetta, M. und M. Wild (1995): The water vapour continuum and its representation in ECHAM4. *MPI Report 162*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 38 S.
- Gong, D.-Y. und C.-H. Ho (2002): The Siberian High and climate change over middle to high latitude Asia. *Theoretical and Applied Climatology*, 72, 1-9.
- Goswami, B. N. und Xavier, P. K. (2005): ENSO control on the south Asian monsoon through the length of the rainy season. *Geophysical Research Letters*, 32, L18717, 4 S.
- Gustafsson, N. (1993): HIRLAM2 final report. *HIRLAM Technical Report 9*, SMHI, Norrköping, 126 S.

- Hahn, D. G. und J. Shukla (1976): An Apparent Relationship between Eurasian Snow Cover and Indian Monsoon Rainfall. *Journal of Atmospheric Sciences*, 33, 2461-2462.
- Handorf, D., W. Dorn, K. Dethloff, A. Rinke und A. Weisheimer (2004): Internal climate variability in global and regional climate models. In: H. Fischer, T. Krumke, G. Lohmann, G. Flöser, H. Miller, H. v. Storch und J. F. W. Negendank (Hrsg.). *The climate in historical times: towards a synthesis of holocene proxy data and climate models*. GKSS-Forschungszentrum, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 365-382.
- Harrison, S. P., D. Jolly, F. Laarif, A. Abe-Ouchi, B. Dong, K. Herterich, C. Hewitt, S. Joussaume, J. E. Kutzbach, J. Mitchel, N. De Noblet und P. Valdes (1998): Intercomparison of simulated global vegetation distributions in response to 6 kyr BP orbital forcing. *Journal of Climate*, 11, 2721-2742.
- Hingane, L. S., K. R. Kumar und Bh. V. Ramana Murty (1985): Long-term trends of surface air temperature in India. *International Journal of Climatology*, 5, 521-528.
- Holton, J. R. (1992): An Introduction to Dynamic Meteorology. *Academic Press*, San Diego, 3. Auflage, 511 S.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, D. T. Bolvin, G. Gu, E. J. Nelkin, K. P. Bowman, E. F. Stocker und D. B. Wolff (2007): The TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis: Quasi-Global, Multi-Year, Combined Sensor Precipitation Estimates at Fine Scale. *Journal of Hydrometeorology*, 8, 33-55.
- Ji, Y. und A. D. Vernekar (1997): Simulation of the Asian Summer Monsoons of 1987 and 1988 with a Regional Model nested in a Global GCM. *Journal of Climate*, 10, 1965-1979.
- Kanamitsu, M. und T. N. Krishnamurti (1978): Northern Summer Tropical Circulations During Drought and Normal Rainfall Months. *Monthly Weather Review*, 106, 331-347.
- Kay, A. L. und H. N. Davies (2008): Calculating potential evaporation from climate model data: a source of uncertainty for hydrological climate change impacts. *Journal of Hydrology*, 358, 221-239.
- Klaus, D. (2009): Arktische Wolken, Strahlung- und Grenzschichtprozesse in einer eindimensionalen Version des regionalen Klimamodells HIRHAM5. Diplomarbeit. *Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung*, Potsdam, 134 S.

- Kripalani, R. H. und A. Kulkarni (1997): Climatic impact of El Nino/La Nina on Indian monsoon: a new perspective. *Weather*, 52, 39-46.
- Kripalani, R. H. und A. Kulkarni (1999): Climatology and variability of historical Soviet snow depth data: some new perspectives in snow – Indian monsoon teleconnections. *Climate Dynamics*, 15, 475-489.
- Krishnamurti, T. N., H. S. Bedi und M. Subramaniam (1989): The Summer Monsoon 1987. *Journal of Climate*, 2, 321-340.
- Krishnan, R., M. Mujumdar, V. Vaidya, K. V. Ramesh und V. Satyan (2003): The Abnormal Indian Summer Monsoon 2000. *Journal of Climate*, 16, 1177-1194.
- Kurgansky, M. V., K. Dethloff, I. A. Pisnichenko, H. Gernandt, F.-M. Chmielewski und W. Jansen (1996): Long-term climate variability in a simple nonlinear atmospheric model. *Journal of Geophysical Research*, 101, 4299-4314.
- Kutzbach, J. E. und B. Otto-Bliesner (1982): The sensitivity of the African-Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 yr BP in a low resolution general circulation model. *Journal of Atmospheric Sciences*, 39, 1177-1188.
- Lau, N. C. und J. J. Ploshay (2009): Simulation of Synoptic- and Subsynchronous-Scale Phenomena Associated with the East Asian Summer Monsoon Using a High-Resolution GCM. *Monthly Weather Review*, 137, 137-160.
- Lighthill, J. und R. P. Pearce (2009): Monsoon Dynamics. *Cambridge University Press*, 760 S.
- Lorenz, S., B. Grieger, Ph. Helbig und K. Herterich (1996): Investigating the sensitivity of the Atmospheric General Circulation Model ECHAM 3 to paleoclimatic boundary conditions. *Geologische Rundschau*, 85, 513-524.
- Louis, J. F. (1979): A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, 17, 187-202.
- Machenhauer, B. (1988): The HIRLAM final report. *HIRLAM Technical Report 5*, Danish Meteorological Institute, Kopenhagen, 116 S.

- Marshall, G. J., V. Lagun und T. A. Lachlan-Cope (2002): Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956 to 1999: a synthesis of observations and reanalysis data. *International Journal of Climatology*, 22, 291-310.
- Matthes, H., A. Rinke und K. Dethloff (2010): Variability of extreme temperature in the Arctic – Observation and RCM. *Open Atmospheric Sciences Journal*, 4, 126-136, doi:10.2174/1874282301004010126.
- Meehl, G. A. (1994): Influence of the Land Surface in the Asian Summer Monsoon: External Conditions versus Internal Feedbacks. *Journal of Climate*, 7, 1033-1049.
- Mehta, V. M. und K.-M. Lau (1997): Influence of solar irradiance on the Indian monsoon – ENSO relationship at decadal – multidecadal time scales. *Geophysical Research Letters*, 24, 159-162.
- Miller, M. J., T. N. Palmer und R. Swinbank, R. (1989): Parameterization and influence of sub-grid scale orography in general circulation and numerical weather prediction models. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 40, 84-109.
- Ming, J., H. Cachier, C. Xiao, D. Qin, S. Kang, S. Hou und J. Xu (2008): Black carbon record based on a shallow Himalayan ice core and its climatic implications. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 8, 1343-1352.
- Mooley, D. A. und B. Parthasarathy (1983): Variability of the Indian Summer Monsoon and Tropical Circulation Features. *Monthly Weather Review*, 111, 967-978.
- Morcrette, J.-J., L. Smith und Y. Fouquart (1986): Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 59, 455-469.
- Nordeng, T. E. (1994): Extended versions of the convective parameterization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. *ECMWF Technical Memo*, 206, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, 41 S.
- Ohsawa, M., N. Tanaka, P. R. Shakya und M. Numata (1983): Forest types and distribution in the Arun Valley, east Nepal. In: M. Numeta (Hrsg.). *Ecological studies in the Arun valley, east Nepal and mountaineering of Mt. Baruntsee*. 1981, 79-111.

- Otto, J., T. Raddatz und M. Claussen (2009): Climate variability-induced uncertainty in mid-Holocene atmosphere-ocean-vegetation feedbacks. *Geophysical Research Letters*, 36, doi:10.1029/2009GL041457,2009b.
- Paeth, H. (2006): Das Monsunklima in Asien. In: *Klima und Wetter in den Tropen*. PROMET, 32, Deutscher Wetterdienst, 98-113.
- Panagiotopoulos, F. und M. Shahgedanova (2005): Observed Trends and Teleconnections of the Siberian High: A Recently Declining Center of Action. *Journal of Climate*, 18, 1411-1422.
- Polanski, S., A. Rinke und K. Dethloff (2010): Validation of the HIRHAM simulated Indian Summer Monsoon Circulation. *Advances in Meteorology*, in press.
- Prell, W. L. und J. E. Kutzbach (1992): Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 360, 647-652.
- Rajeevan, M., J. Bhate, J. D. Kale und B. Lal (2006): High resolution daily gridded rainfall data for the Indian region: Analysis of break and active monsoon spells. *Current Science*, 91, 296-306.
- Ramage, C. (1971): Monsoon Meteorology. International Geophysics Series, 15, *Academic Press*, San Diego.
- Ratnam, J. V., F. Giorgi, A. Kaginalhar und S. Cozzini (2008): Simulation of the Indian monsoon using the RegCM3-ROMS regional coupled model. *Climate Dynamics*, 1-21.
- Rinke, A. und K. Dethloff (2008): Simulated circum-Arctic climate changes by the end of the 21st century. *Global and Planetary Change*, 62, 173-186, doi: 10.1016/j.gloplacha.2008.01.004.
- Rinke, A., H. Matthes und K. Dethloff (2010): Regional characteristics of Arctic temperature variability: Comparison of regional climate simulations with observations. *Climate Research*, 41 (3), 177-192, doi:10.3354/cr00854.
- Rockel, B., E. Raschke und B. Weyres (1991): A parameterization of broad band radiative transfer properties of water, ice and mixed clouds. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 64, 1-12.

- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese und U. Schulzweida (1996): The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. *MPI Report 218*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 90 S.
- Roeckner, E., G. Bäuml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornbluh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlese, U. Schulzweida und A. Tomkins (2003): The atmospheric general circulation model ECHAM5. Part I – Model description. *MPI Report 349*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 140 S.
- Sato, T. (2008): Influences of subtropical jet and Tibetan Plateau on precipitation pattern in Asia: Insights from regional climate modelling. *Quaternary International*, 194, 148-158.
- Schär, C., D. Lüthi und U. Beyerle (1999): The Soil-Precipitation Feedbacks: A Process Study with a Regional Climate Model. *Journal of Climate*, 12, 722-741.
- Schiemann, R., D. Lüthi, P. L. Vidale und C. Schär (2008): The precipitation climate of Central Asia – intercomparison of observational and numerical data sources in a remote semiarid region. *International Journal of Climatology*, 28, 295-314.
- Schneider, U., T. Fuchs, A. Meyer-Christoffer und B. Rudolf (2008): Global Precipitation Analysis Products of the GPCC. *Deutscher Wetterdienst*, Offenbach, 12 S.
- Schönwiese, C. D. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. 3. Auflage, *Gebrüder Bornträger*, Berlin-Stuttgart.
- Shepard, D. (1968): A two-dimensional interpolation function for irregularly spaced data. *1968 ACM National Conference*, 517-524.
- Sirocko, F. (1996): Past and present subtropical summer monsoon. *Science*, 274, 937-938.
- Sundqvist, H. (1978): A parameterization scheme for non-convective condensation including prediction of cloud water content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 104, 677-690.
- Texier, D., N. de Noblet und P. Braconnot (2000): Sensitivity of the African and Asian monsoons to mid-holocene insolation and data-inferred changes. *Journal of Climate*, 13, 164-181.

- Tiedtke, M. (1989): A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 117, 1779-1800.
- Uppala, S. M., P. W. Kallberg, A. J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J. K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G. A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R. P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M. A. Balmaseda, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B. J. Hoskins, L. Isaksen, P. A. E. M. Janssen, R. Jenne, A. P. McNally, J.-F. Mahfouf, J.-J. Morcrette, N. A. Rayner, R. W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K. E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo und J. Woollen (2005): The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961-3012.
- Wang, B. et al. (2006): The Asian Monsoon. *Springer-Verlag*, Berlin-Heidelberg-New York, 787 S.
- Wang, Y., X. Liu und U. Herzschuh (2010): Asynchronous evolution of the Indian and East Asian Summer Monsoon indicated by Holocene moisture pattern in monsoonal central Asia. *Earth-Science Reviews*, in press.
- Webster, P. J., V. O. Magana, T. N. Palmer, J. Shukla, R. A. Tomas, M. Yanai und T. Yasunari (1998): Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *Journal of Geophysical Research*, 103, 14451-14510.
- Williams, M. W. und V. G. Konovalov (2005): GHCN: Regional Data Base on Climate of Central Asia v.1.0. *Unpublished Microsoft Word Document*.
ftp://sidads.colorado.edu/pub/DATASETS/NOAA/G02174/BD_INFOR_E-1.doc.
- Xin, Y., A. Rinke, L. Bian, K. Dethloff, C. Xiao und M. Mielke (2010): Climate and forecast mode simulations for Antarctica: Implications for temperature and wind – a case study for Davis station 2007. *Advances in Atmospheric Sciences*, in press.
- Xue, Y., H.-M. Juang, W.-P. Li, S. Prince, R. Defries, Y. Jiao und R. Vasic (2004): Role of land surface processes in monsoon development : East Asia and West Africa. *Journal of Geophysical Research*, 109, doi:10.1029/2003JD003556.

A Abbildungen

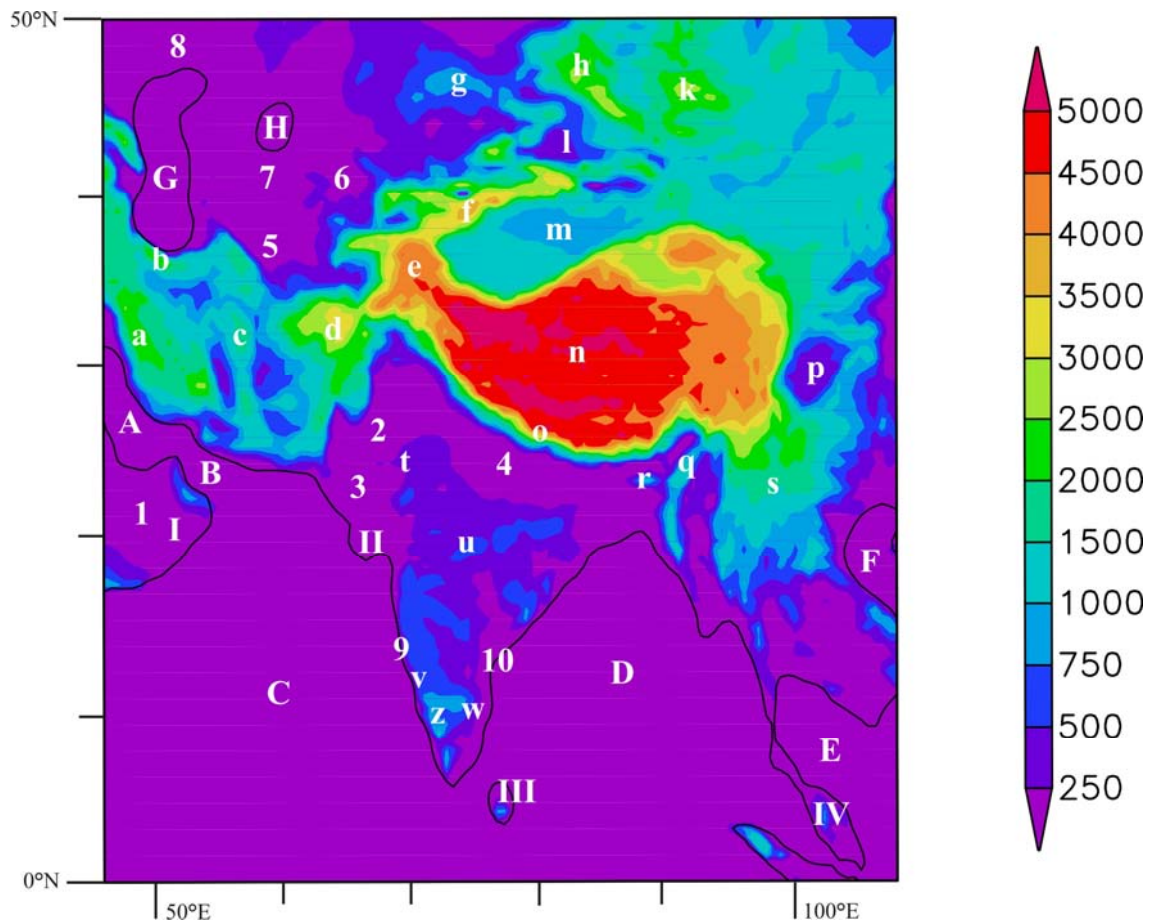


Abb. A.1: Geographische Lage, Topographie und Höhenlage (m) Monsunasiens.

Legende:

Inseln und Halbinseln:

- I Arabische Halbinsel
- II Halbinsel Kathiawar
- III Ceylon
- IV Halbinsel Malakka

Meere und Seen:

- A Persischer Golf
- B Golf von Oman
- C Arabisches Meer
- D Golf von Bengalen
- E Golf von Thailand
- F Südchinesisches Meer

Gebirgs- und Beckenlandschaften:

- a Zagrosgebirge
- b Elburs
- c Hochland von Iran
- d Hindukusch
- e Pamir
- f Tienschan
- g Kasachische Schwelle
- h Altai
- k Changaigebirge
- l Dsungarei
- m Tarimbecken
- n Hochland von Tibet

Tieflandsebenen, Wüsten und Halbwüsten:

- 1 Grosse Arabische Wüste
- 2 Tharr Wüste
- 3 Indus Tiefland
- 4 Ganges Tiefland (Hindustan)
- 5 Karakum
- 6 Kysylkum
- 7 Tiefland von Turan
- 8 Kaspische Senke
- 9 Malabar Küste
- 10 Coromandel Küste

- o Himalaja
- p Rotes Becken
- q Patkaigebirge
- r Khasi Gebirge und Shillong Plateau
- s Burmesisches Grenzgebirge
- t Arawalligebirge
- u Dekkan Plateau
- v West Ghats
- w Ost Ghats
- z Nilgiriberge



Abb. A.2: *Higher Himalaya in Nako (Himachal Pradesh, Indien) im September 2009.* Die Aufnahme entstand im Rahmen einer geologischen Exkursion des Graduiertenkollegs 1364/1 unter der Leitung von Prof. Dr. M. Strecker.

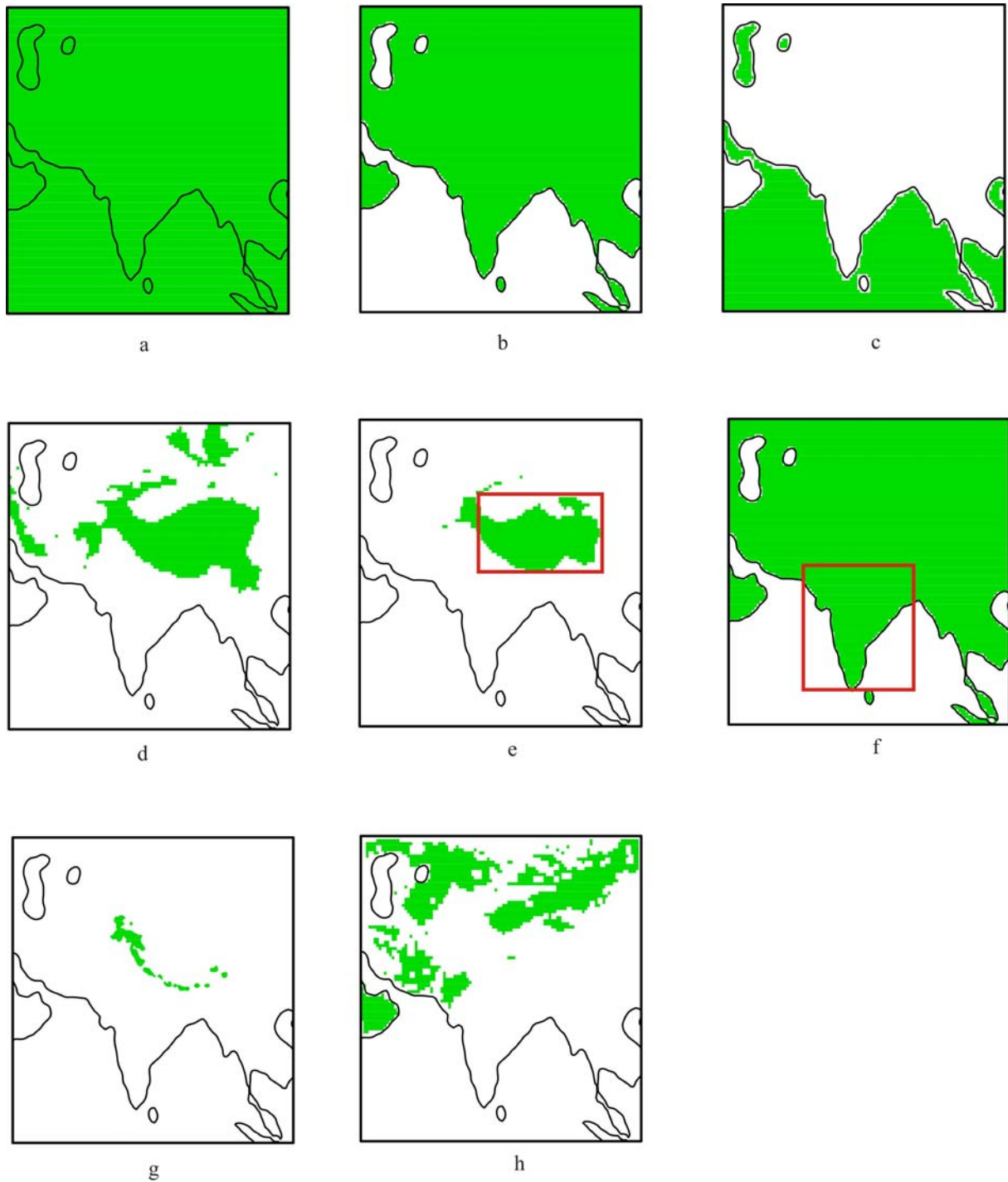


Abb. A.3: Regionalisierung des Modellgebietes in ausgewählte Subdomains: gesamtes Domain (a) – „ALL“; Festland (b) – „LAND“; Ozean (c) – „SEA“; Hochgebirge >1500 m NN (d) – „ELEV1500“; Tibet Plateau (e) – „TIBET“; Indien Festland (f) – „INDIA“; Gletscher (g) – „GLACIER“ und Wüsten (h) – „DESERT“.

Auswahlkriterien:

- ALL - alle Modellpunkte
 LAND - nur Landoberflächenpunkte auf der Basis der Land-See-Maske des Modells
 SEA - nur Wasseroberflächenpunkte auf der Basis der Land-See-Maske des Modells
 ELEV1500 - alle Modellpunkte >1500 m NN
 TIBET - alle Modellpunkte >3000 m NN sowie $\varphi = 25^{\circ}$ - 40° N und $\lambda = 77^{\circ}$ - 109° E
 INDIA - alle Landoberflächenpunkte auf der Basis der Land-See-Maske des Modells sowie $\varphi = 6^{\circ}$ - 30° N und $\lambda = 65^{\circ}$ - 90° E
 GLACIER - alle Modellpunkte auf der Basis der Gletschermaske im Klimafile
 DESERT - alle Modellpunkte mit einer jährlichen Summe der Evaporation >180 mm

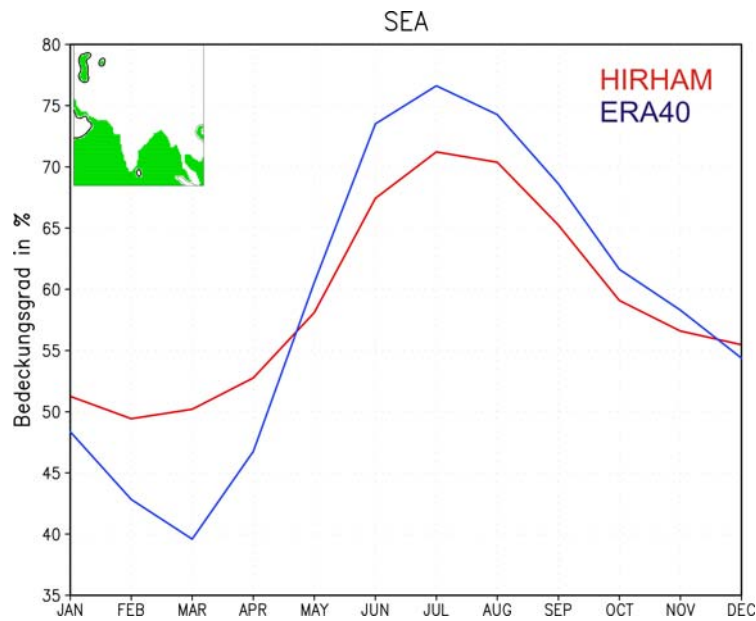


Abb. A.4: Klimatologischer Jahresgang 1958-2001 der Wolkenbedeckung (%) in HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) für „SEA“.

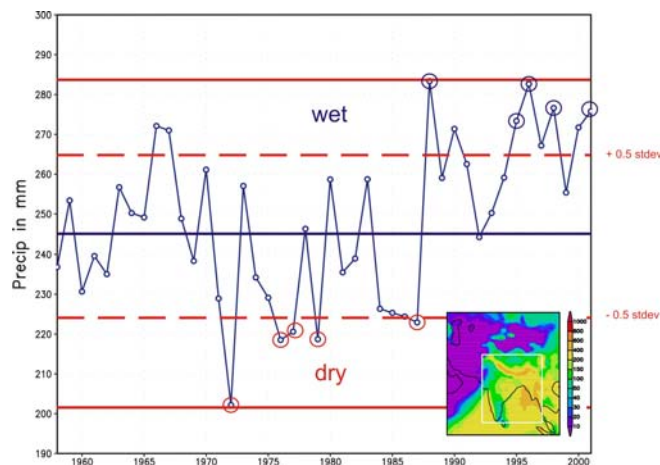


Abb. A.5: Auswahl extremer Niederschlagsjahre (wet und dry) nach FARRARA und YU [2003] für ERA40 1958-2001. „Wet“-Jahre: 1988, 1995, 1996, 1998 und 2001. „Dry“-Jahre: 1972, 1976, 1977, 1979 und 1987. Das Monsundomain nach GOSWAMI und XAVIER [2005] ist in der kleinen Abbildung dargestellt.

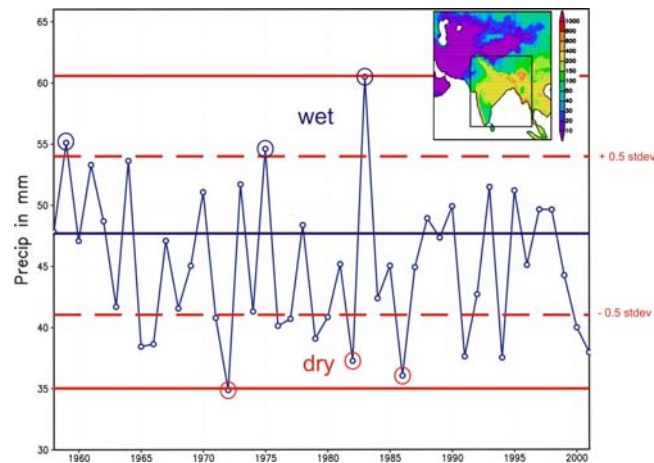


Abb. A.6: Auswahl extremer Niederschlagsjahre (wet und dry) nach FARRARA und YU [2003] für GPCC4 1958-2001. „Wet“-Jahre: 1959, 1975 und 1983. „Dry“-Jahre: 1972, 1982 und 1986. Das Monsundomain nach GOSWAMI und XAVIER [2005] ist in der kleinen Abbildung dargestellt.

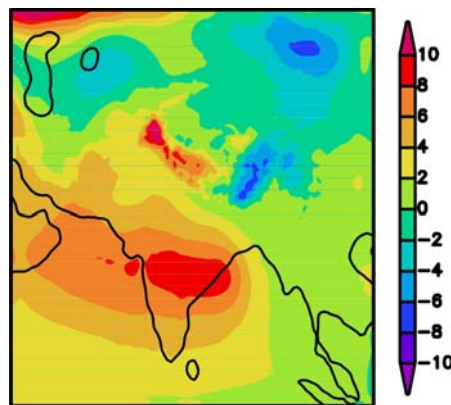


Abb. A.7: Geopotential (gpm) „dry-ctrl“ für HIRHAM; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. „ctrl“ bedeutet klimatologisches Mittel des Sommermonsuns über alle Jahre 1958-2001.

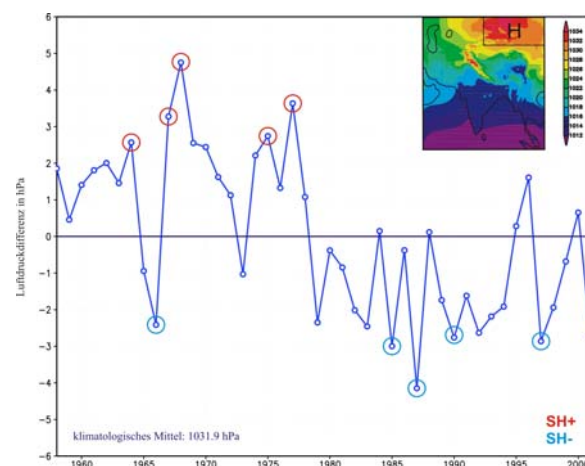


Abb. A.8: Auswahl extremer Jahre mit positiver (SH+) und negativer (SH-) Anomalie des Sibirischen Hochs (SH) für ERA40 im Wintermonsun (DJF) 1958-2001. „SH+“-Jahre: 1964, 1967, 1968, 1975 und 1977. „SH-“-Jahre: 1966, 1985, 1987, 1990 und 1997. Die Abbildung stellt eine Zeitreihe der Luftdruckanomalien über ein definiertes Gebiet des Sibirischen Hochs im Nordosten des Modelldomains (siehe Box „H“ in der kleinen Abbildung).

B Tabellen

Vormonsun	Sommermonsun	Nachmonsun	Wintermonsun
<ul style="list-style-type: none"> <input type="checkbox"/> März - Mai <input type="checkbox"/> Zenitstand der Sonne am Äquator <input type="checkbox"/> hohe solare Einstrahlung <input type="checkbox"/> geringer Bewölkungsgrad <input type="checkbox"/> starke bodennahe Erwärmung <input type="checkbox"/> Verstärkung des meridionalen Temperatur- und Druckgradienten <input type="checkbox"/> Ausbildung flacher Hitzetiefs mit Kern über Dekkan Plateau <input type="checkbox"/> Monsunentfengese über Nordpakistan bis Ende Mai <input type="checkbox"/> Abschwächung der subtropischen Höhenantizyklone über dem Golf von Bengalen und dem Arabischen Meer <input type="checkbox"/> Verlagerung der ITCZ nach Norden <input type="checkbox"/> Niederschlagszunahme im Süden, Osten und Nordosten Indiens durch lokale Konvektion und Northwesters 	<ul style="list-style-type: none"> <input type="checkbox"/> Juni - September <input type="checkbox"/> Zenitstand der Sonne am n. Wk. <input type="checkbox"/> Monsuniederschläge verdrängen hohe thermische Belastung durch Verdunstungsabkühlung <input type="checkbox"/> hoher Bewölkungsgrad <input type="checkbox"/> starker meridionaler Temperatur- und Druckgradient zwischen südhemisphärisches Maskarenenhoch und Monsuntief über Nordwestindien und Gangestiefland <input type="checkbox"/> südwestliche Monsunströmung über dem Arabischen Meer und dem Golf von Bengalen <input type="checkbox"/> Starkniederschläge durch orographische Hebung im Luv der Gebirge und durch Konvergenzen im Monsuntrog (östliche Monsunstörungen) 	<ul style="list-style-type: none"> <input type="checkbox"/> Oktober - November <input type="checkbox"/> Zenitstand der Sonne am Äquator <input type="checkbox"/> Abnahme der Niederschläge <input type="checkbox"/> zyklonale Störungen mit Reibungs- und Strömungskonvergenz sowie orographischer Hebung führen zu Niederschlägen in Südostindien <input type="checkbox"/> schwacher Luftdruckgradient <input type="checkbox"/> lokale Windsysteme und Konvektion <input type="checkbox"/> mit zunehmender geographischer Breite entwickeln sich lokale Tiefs zu Monsundepressionen und trop. Stürmen (Bengalenzyklone) 	<ul style="list-style-type: none"> <input type="checkbox"/> Dezember - Februar <input type="checkbox"/> Zenitstand der Sonne am s. Wk. <input type="checkbox"/> Verlagerung der ITCZ nach Süden <input type="checkbox"/> Aufbau eines quasistationären Kältehochs über Sibirien mit bodennahem divergenten Ausströmen in Richtung äquatorialem Trog als Nordostmonsun und flächenhaftem Absinken der Höhenkaltluft <input type="checkbox"/> passatische Witterung mit wolkenarmen, windschwachen Strahlungenwetter sowie niedrigen Temperaturen in Südostindien und Ceylon <input type="checkbox"/> im Nordwesten Einfluss des Höhentrog der Westwinddrift mit westlichen Störungen und Feuchteadvektion (Advektionsniederschlag)

Tab. B.1: *Monsunjahreszeiten nach ENDLICHER und WEISCHET [2000].*

k	$A_{k+1/2}$	$B_{k+1/2}$	$p_{k+1/2}$	p_k	h
0	0,000000	0,0000000000	0,00	-	-
1	2.000,000000	0,0000000000	20,00	10,00	26.195
2	4.000,000000	0,0000000000	40,00	30,00	22.226
3	6.046,110595	0,0003389933	60,80	50,40	19.927
4	8.267,927560	0,0033571866	86,08	73,44	18.086
5	10.609,513223	0,0130700434	119,34	102,71	16.306
6	12.851,100169	0,0340771467	163,03	141,18	14.486
7	14.698,498086	0,0706498323	218,55	190,79	12.639
8	15.861,125180	0,1259166826	286,16	252,36	10.811
9	16.116,236610	0,2011954093	364,97	325,57	9.048
10	15.356,924115	0,2955196487	452,93	408,95	7.389
11	13.621,460403	0,4054091989	546,89	499,91	5.862
12	11.101,561987	0,5249322235	642,77	594,83	4.490
13	8.127,144155	0,6461079479	735,78	689,28	3.289
14	5.125,121747	0,7596983769	820,83	778,30	2.273
15	2.549,969411	0,8564375573	893,07	856,95	1.455
16	783,195231	0,9287469142	948,65	920,86	836
17	0,000000	0,9729851852	985,63	967,14	409
18	0,000000	0,9922814815	1.005,18	995,41	155
19	0,000000	1,0000000000	1.013,00	1.009,09	34

Tab. B.2: Vertikale Modellschichten des HIRHAM4. $A_{k+1/2}$ (Pa) und $B_{k+1/2}$ (dimensionslos) für die 19 Modelllevel ($k = 1, \dots, 19$) mit der entsprechenden Höhe h (m) über NN. Für einen Bodendruck von $p_s = 1013$ hPa wurde der Luftdruck an den Schichtgrenzen $p_{k+1/2}$ (hPa) mit der Gleichung (3.20) bestimmt. Der Luftdruck in der Mitte der Schicht p_k (hPa) berechnet sich aus der Gleichung (3.19). Quelle: CHRISTENSEN et al., 1996.

Nr	Land	WMO Code	Stationsname	λ (°E)	φ (°N)	Höhe (m)	T2m	RR
1	211	36870	Almaty	76.93	43.23	847	•	•
2	211	35746	Aralskoe more	61.67	46.78	62	•	•
3	211	36622	Ayaguz	80.45	47.93	653		•
4	211	36736	Bakhty	82.72	46.66	221		•
5	211	35796	Balhash	75.08	46.80	350	•	•
6	211	38337	Blinkovo	70.15	42.23	1122		•
7	211	36879	Bolshoe Almaty Ozero	76.98	43.07	2516	•	•
8	211	36665	Buran	85.20	48.00	409		•
9	211	38328	Chimkent	69.60	42.30	606		•
10	211	38001	Fort Shevchenko	50.25	44.55	-25	•	•
11	211	35700	Gur'ev	51.85	47.02	-24	•	•
12	211	36881	Ili	77.40	44.10	455		•
13	211	35542	Irgiz	61.27	48.62	114	•	•
14	211	36885	Issyk	77.47	43.37	1098	•	•
15	211	35406	Kalmykovo	51.87	49.05	1	•	•
16	211	35394	Karaganda	73.13	49.80	555	•	•
17	211	36428	Kara-tyurek	86.42	49.98	2600		•
18	211	36335	Karkaralinsk	75.53	49.42	810		•
19	211	35663	Karsakpai	66.75	47.83	488	•	•
20	211	36439	Katon-Karagai	85.61	49.18	1081		•
21	211	35849	Kazalinsk	62.12	45.77	68	•	•
22	211	36535	Kokpekty	82.37	48.75	512	•	•
24	211	38082	Kyzyl-orda	65.51	44.85	128	•	•
25	211	35576	Kzyl-zhar	69.65	48.30	361	•	•
26	211	36884	Medeo	77.02	43.10	1529		•
27	211	35791	Mointy	73.35	47.20	582		•
28	211	36889	Mynzhilky	77.07	43.08	3017	•	•
29	211	36953	Narynkol	80.18	42.73	1806	•	•
30	211	36859	Panfilov	80.07	44.17	645	•	•
31	211	36905	Podgornoe	79.47	43.33	1273		•
32	211	35925	Sam	56.12	45.40	82	•	
33	211	36952	Sarydzhaz	79.69	43.07	1956		•
34	211	36177	Semipalatinsk	80.30	50.40	202	•	•
35	211	36778	Taldy-Kurgan	78.38	45.02	601		•
36	211	35358	Turgai	63.50	49.63	123	•	•
37	211	38198	Turkestan	68.22	43.27	207	•	•
38	211	36729	Uch-Aral	80.93	46.17	397	•	•
39	211	36777	Uchtobe	78.00	45.17	421		•
40	211	35416	Uil	54.68	49.07	128	•	•
41	211	36639	Urdzhar	81.62	47.12	489		•
42	211	36888	Ust'-Gorelnik	77.03	43.08	1935	•	•
43	211	36186	Ust'-Kamenogorsk	82.50	50.03	285		•
44	211	38203	Uyuk	70.93	43.78	373		•
45	211	36887	Verhniy Gorelnik	77.00	42.50	2262	•	•
46	211	36665	Zaisan	84.92	47.47	603	•	•
47	213	36992	Aksai	76.49	42.07	3135	•	•
48	213	38357	Aktash (Kyrg)	73.10	42.50	2150	•	•
49	213	38476	Akterekgava	72.80	41.30	1748		•
50	213	38350	Alaarcha	74.47	42.48	2945	•	

Nr	Land	WMO Code	Stationsname	λ (°E)	φ (°N)	Höhe (m)	T2m	RR
51	213	38351	Alabel	73.02	42.15	3213	•	•
52	213	38352	Ala-Buka	71.50	41.40	1250		•
53	213	38486	Alplager	74.50	42.60	2130	•	•
54	213	38466	Angren (Kyrg)	70.80	41.60	2286	•	•
55	213	38623	Arpa	74.90	40.80	3000	•	
56	213	36969	Atbashi	75.80	41.20	2025	•	•
57	213	38355	Baityk	74.50	42.70	1579	•	•
58	213	38353	Bishkek	74.50	42.85	823	•	•
59	213	38488	ChaarTash	73.28	41.08	2748	•	•
60	213	36994	Chatirkul	75.80	40.60	3540	•	•
61	213	38471	Chatkal	71.30	41.90	1937	•	•
62	213	36934	Cholponata	77.06	42.60	1645	•	•
63	213	38354	Chonaryk	73.75	42.06	1308	•	•
64	213	36948	Chonkyzylsu	78.20	42.20	2555		•
65	213	38745	Daraut-Kurgan	72.18	39.55	2470	•	•
66	213	36963	Dolon	75.80	41.80	3040	•	•
67	213	38613	Dzhalalabad	73.20	41.15	763	•	•
68	213	38487	Dzhergetal	73.10	41.57	1800	•	•
69	213	38627	Gulcha	73.45	40.32	1561	•	•
70	213	38741	Haidarkan	71.30	39.97	2000	•	•
71	213	38873	Irkeshtam	73.90	39.67	2819		•
72	213	38722	Isfana	69.52	39.83	1300	•	•
73	213	36971	Karakudjur	76.30	41.90	2800	•	•
74	213	38619	Karavan	71.75	41.46	1280	•	•
75	213	38000	Kazarman	74.00	41.40	1266	•	•
76	213	38473	Ketmen-Tyube	72.78	41.82	802		•
77	213	38742	Kirgizata	72.65	40.17	1766		•
78	213	38342	Kirovskoe	71.59	42.63	855	•	•
79	213	36919	Kochkorka	75.70	42.20	1810	•	•
80	213	36957	Koilyu	79.00	42.20	2800	•	•
81	213	36941	Krasnyi Octyabr	78.30	42.80	1645		•
82	213	38628	Kyzylzhar	74.14	40.09	2230	•	•
83	213	36974	Naryn	76.00	41.40	2039	•	•
84	213	38615	Osh	72.80	40.53	1016	•	•
85	213	38616	Papan	72.97	40.32	1400		•
86	213	36944	Pokrovka	78.03	42.35	1740	•	•
87	213	36947	Przhevalsk	78,40	42,40	1716	•	
88	213	36927	Rybach'e	76.18	42.47	1660	•	•
89	213	36943	Santash	78.90	42.70	2320	•	•
90	213	38746	Sarytash	73.25	39.73	3153	•	•
91	213	38715	Shahristanskii pereval	68.58	39.57	3143	•	•
92	213	38358	Susamyr	74.00	42.20	2087	•	•
93	213	38345	Talas	72.25	42.52	1217	•	•
94	213	36938	Tamga	77.60	42.18	1690		•
95	213	38732	Tangivoruh	70.55	39.85	1311	•	•
96	213	36982	Tien-Shan	78.20	41.90	3614	•	•
97	213	36911	Tokmak	75.30	42.82	816		•
98	213	38474	Toktogul	72.83	41.82	983	•	
99	213	38359	Tyuya-ashu Northern	73.80	42.37	3090	•	•

Nr	Land	WMO Code	Stationsname	λ (°E)	φ (°N)	Höhe (m)	T2m	RR
100	213	38002	Tyuya-ashu Southern	73.80	42.30	3225	•	•
101	213	38469	ustie r.Ters	70.80	41.60	1759	•	•
102	213	38472	ustie r.Tos	71.70	41.60	1536	•	•
103	227	38748	Altynmazar	72.22	39.18	2782	•	•
104	227	38719	Anzobsky pereval	68.87	39.08	3373	•	•
105	227	38956	Bulunkul	72.95	37.70	3747	•	
106	227	38842	Bustonabad	69.63	38.67	1983	•	•
107	227	38847	Dangara	69.32	38.10	640	•	•
108	227	38734	Dehavz	70.20	39.45	2561	•	•
109	227	38836	Dushanbe	68.78	38.58	790	•	•
110	227	38958	Dzhavshangoz	72.45	37.35	3436	•	•
111	227	38845	Faizabad	69.32	38.55	1215	•	•
112	227	38862	Fedchenko Glacier	72.22	38.83	4169	•	•
113	227	38838	Gandjina	68.57	37.95	740	•	•
114	227	38851	Garm	69.95	39.00	1316	•	•
115	227	38833	Gushari	68.83	38.88	1359	•	•
116	227	38853	Haburabad	70.70	38.63	3347	•	•
117	227	38714	Haramkul	68.73	38.58	2822	•	
118	227	38954	Horog	71.50	37.50	2075	•	•
119	227	38846	Hovaling	69.95	38.35	1468	•	•
120	227	38867	Humrogi	71.33	38.28	1737	•	
121	227	38869	Irht	72.63	38.17	3290	•	•
122	227	38839	Isambai	68.35	38.05	564	•	
123	227	38609	Isfara	70.63	40.12	847	•	•
124	227	38957	Ishkashim	71.60	36.73	2523	•	•
125	227	38718	Iskanderkul	68.38	39.10	2204	•	•
126	227	38724	Javan	69.05	38.32	663	•	•
127	227	38943	Kalai-Khumb	70.88	38.47	1284	•	•
128	227	38848	Kangurt	69.52	38.25	778	•	•
129	227	38871	Karakul	73.55	39.02	3930	•	•
130	227	38840	Komsomolabad	69.98	38.87	1259	•	•
131	227	38944	Kulyab	69.75	37.92	604	•	•
132	227	38933	Kurgan-tyube	68.86	37.82	426	•	•
133	227	38599	Leninabad	69.73	40.22	425	•	•
134	227	38854	Lyairun	70.90	38.90	2008	•	•
135	227	38744	Lyakhsh	71.25	38.32	1998	•	•
136	227	38725	Madrushkent	69.65	39.43	2234	•	•
137	227	38857	Muminabad	70.03	38.12	1191	•	
138	227	38878	Murgab	73.97	38.17	3576	•	•
139	227	38947	Nizhniy Pyandge	68.58	37.20	329	•	•
140	227	38705	Pendjikent	67.60	39.50	1016	•	•
141	227	38951	Rushan	71.52	37.95	1981	•	•
142	227	38716	Sangiston	68.62	39.38	1502	•	•
143	227	38844	Sanglok	69.23	38.25	2235	•	•
144	227	38937	Shaartuz	68.13	37.28	380	•	•
145	227	38966	Shaimak	74.62	37.53	3840	•	
146	227	38852	Tavildara	70.48	38.70	1616	•	•
147	227	38713	Uratyube	68.98	39.90	1004	•	•
148	229	38880	Ashgabat	58.33	37.97	228	•	•

Nr	Land	WMO Code	Stationsname	λ (°E)	φ (°N)	Höhe (m)	T2m	RR
149	229	38895	Bairam-ali	62.18	37.60	241	•	•
150	229	38687	Chardzhou	63.58	39.10	193	•	•
151	229	38915	Charshanga	66.02	37.52	266	•	
152	229	38507	Cheleken	53.12	39.45	17		•
153	229	38656	Erbent	58.60	39.30	89		•
154	229	38750	Gasan-kuli	53.97	37.47	23	•	•
155	229	38881	Gaudan	58.40	37.63	1488	•	•
156	229	38647	Kazandzhik	55.52	39.25	33		•
157	229	38911	Kerki	65.20	37.83	241		•
158	229	38763	Kizyl-arvat	56.28	38.98	97	•	•
159	229	38508	Krasnovodsk	52.98	40.03	89	•	
160	229	38987	Kushka	62.35	35.28	57	•	•
161	229	38804	Repetek	63.18	38.57	29	•	•
162	229	38974	Serahs	61.22	36.53	53	•	•
163	229	38886	Tedjen	60.52	37.38	49	•	
164	231	38707	Abramov Glacier	71.50	39.40	3840	•	•
165	231	38709	Agalyk	66.97	39.53	1240		•
166	231	38586	Akaltyn	68.73	40.36	269	•	•
167	231	38178	Akbaital	64.33	43.15	273	•	•
168	231	38179	Akkavak	69.50	41.12	566		•
169	231	38180	Akkurgan	69.08	40.58	335		•
170	231	38818	Akrabat	66.83	38.25	1599	•	•
171	231	38820	Aktash	69.80	41.70	1154		•
172	231	38595	Almalyk	69.60	40.84	507	•	•
173	231	38596	Altyaryk	71.53	40.42	440		•
174	231	38003	Amankutan	66.88	39.23	1200	•	•
175	231	38475	Andizhan	72.22	40.73	476	•	•
176	231	38465	Angren	70.18	41.00	942	•	•
177	231	38827	Baisun	67.20	38.20	1241	•	•
178	231	38478	Bakhmazar	67.85	39.48	1000		•
179	231	38004	Bashkizilsai	69.85	41.38	1277	•	•
180	231	38598	Bazardzhoy	67.24	39.97	880		•
181	231	38597	Bekabad	69.27	40.20	300	•	•
182	231	38702	Bogarnoe	67.45	39.93	748	•	•
183	231	38703	Brichmulla	70.10	41.62	894		•
184	231	38683	Bukhara	64.61	39.71	230		•
185	231	38684	Bulakbashi	71.58	41.98	440		•
186	231	38403	Buzaubai	62.47	41.75	97	•	•
187	231	38162	Chabankazgan	63.17	41.40	64	•	•
188	231	38163	Chambil	66.48	39.00	657		•
189	231	38464	Charvak	70.00	41.60	974	•	•
190	231	38262	Chimbai	59.82	42.95	65	•	•
191	231	38706	Chimgan	70.00	41.60	1670	•	•
192	231	38811	Chimkurgan	66.20	38.83	465	•	•
193	231	38813	Chinaz	68.43	40.55	277		•
194	231	38814	Chirakchi	66.35	39.05	510		•
195	231	38888	Chust	71.25	41.00	460		•
196	231	38594	Dalverzin	69.28	40.40	289	•	•
197	231	38593	Dashnabad	68.05	38.52	778		•

Nr	Land	WMO Code	Stationsname	λ (°E)	φ (°N)	Höhe (m)	T2m	RR
198	231	38819	Dehkanabad	66.50	38.35	937	●	●
199	231	38829	Denau	67.90	38.27	516	●	●
200	231	38830	Derbent	67.05	38.27	950		●
201	231	38831	Dmitrovo	69.01	40.26	310		●
202	231	38832	Duaba	68.38	39.97	950		●
203	231	38460	Dukant	70.07	41.15	2001	●	●
204	231	38461	Durmen	69.42	41.37	472		●
205	231	38551	Dzhangeldy	63.33	40.85	207	●	●
206	231	38552	Dzhaus	67.30	39.20	1200		●
207	231	38579	Dzhizak	67.83	40.11	344	●	●
208	231	38614	Fedchenko	72.07	40.57	466		●
209	231	38618	Fergana	71.75	40.38	578	●	●
210	231	38577	Gallyaaral	67.58	40.03	601	●	●
211	231	38815	Guzar	66.27	38.62	523	●	●
212	231	38817	Hazarnovo	67.15	39.02	998		●
213	231	38141	Jaslyk	57.50	44.10	128	●	●
214	231	38142	Kal'	71.45	40.88	384		●
215	231	38467	Kamchik	70.52	41.10	2145	●	●
216	231	38023	Karakalpakia	56.83	44.95	130	●	●
217	231	38024	Karakia	66.75	40.11	600		●
218	231	38685	Karakul	63.85	39.50	196		●
219	231	38686	Karatash	67.50	40.17	963		●
220	231	38812	Karshi	65.72	38.75	375		●
221	231	38477	Kassansai	71.53	41.25	889	●	●
222	231	38999	Kattagan	67.07	38.98	1000		●
223	231	38692	Kattakurgan	66.27	39.85	515	●	●
224	231	38447	Kaunchi	69.00	41.08	340	●	●
225	231	38399	Khiva	60.38	41.40	95		●
226	231	38400	King-Guzar	67.80	38.43	796		●
227	231	38401	Kirgiz	71.00	40.45	1158		●
228	231	38468	Kizilcha	70.42	41.22	2075	●	●
229	231	38606	Kokand	70.95	40.55	399	●	●
230	231	38591	Kokaral	69.20	40.68	340	●	●
231	231	38284	Kulkuduk	63.30	42.52	333	●	●
232	231	38149	Kungrad	58.93	43.08	60	●	●
233	231	38563	Kushrabad	66.55	40.23	737	●	●
234	231	38564	Lyangar	66.65	39.33	510		●
235	231	38566	Madzherum	66.73	40.62	613		●
236	231	38568	Marhamat	72.33	40.50	610		●
237	231	38816	Minchukur	66.93	38.65	2132	●	●
238	231	38697	Mubarek	69.15	39.25	285	●	●
239	231	38146	Muinak	59.02	43.47	68	●	●
240	231	38611	Namangan	71.35	41.00	474	●	●
241	231	38612	Nasretdinbek	71.93	40.68	428	●	●
242	231	38567	Navoi	66.35	40.13	347		●
243	231	38569	Nishbash	70.18	40.93	1085		●
244	231	38264	Nukus	59.61	42.45	75	●	●
245	231	38565	Nurata sovhoz	65.68	40.55	485	●	●
246	231	38339	Oigaing	70.88	42.17	2151	●	●

Nr	Land	WMO Code	Stationsname	λ (°E)	φ (°N)	Höhe (m)	T2m	RR
247	231	38340	Paitug	72.17	40.90	503		•
248	231	38605	Pap	71.12	40.88	442	•	•
249	231	38462	Pskem	70.37	41.90	1256	•	•
250	231	38463	Samarchuk	70.03	40.60	1031		•
251	231	38696	Samarkand	67.00	39.70	726	•	•
252	231	38711	Sanzar	68.02	39.72	1313	•	•
253	231	38710	Sazagan	66.72	39.53	800		•
254	231	38708	Severtsova Glacier	67.65	39.12	2780	•	•
255	231	38699	Shahrisabz	66.83	39.07	625	•	•
256	231	38921	Sherabad	67.02	37.67	417	•	•
257	231	38828	Shurchi-mst	67.80	38.00	448	•	•
258	231	38826	Shurchi-post	67.73	37.90	420		•
259	231	38824	Soldatskoe	68.80	40.80	248		•
260	231	38009	Sukok	69.68	41.17	1351	•	•
261	231	38583	Syrdarya	68.68	40.81	264		•
262	231	38265	Takhiatash	59.57	42.34	76	•	•
263	231	38413	Tamdy	64.62	41.73	237	•	•
264	231	38457	Tashkent	69.30	41.33	477	•	•
265	231	38927	Termez	67.27	37.23	310	•	•
266	231	38143	Tigrovyi Mys	58.85	44.08	54	•	•
267	231	38144	Toitepa	69.22	41.04	388		•
268	231	38396	Turtkul	61.03	41.45	109		•
269	231	38592	Tuyabuguz	69.40	40.93	404	•	•
270	231	38694	Ulus svh.	66.33	39.62	527	•	•
271	231	38397	ustie r. Dzhulaisai	70.73	41.00	1079		•
272	231	38398	ustie r. Kurbankul	71.80	40.00	1475		•
273	231	39000	ustie r. Maidantal	70.60	42.00	1492		•
274	231	39001	ustie r. Obizarang	68.00	38.05	548		•
275	231	39002	Yangi-akchob	66.47	40.28	810		•
276	231	38712	Zaamin	68.40	39.96	626	•	•
277	231	38717	Zarchob	67.90	38.26	694		•

Tab. B.3: *Metadaten der GHCN-Stationen.* Länderkennungen: 211-Kasachstan, 213-Kirgisien, 227-Tadschikistan, 229-Turkmenistan und 231-Usbekistan; λ -geographische Länge und φ -geographische Breite; T2m-Lufttemperatur (2m) und RR-Niederschlag. Der WMO Code (World Meteorological Organization) basiert auf 5-stelligen Kennziffern der jeweiligen Station.

<i>DATENSATZ</i>	<i>ZEITPERIODE</i>	<i>PARAMETER</i>	<i>DOMAIN</i>	<i>PATCOR</i>	<i>BIAS</i>	<i>RMSE</i>
HIRHAM vs. ERA40	1958 - 2001	MSLP	ALL	0.95	0.5	1.5
			ELEV1500	0.80	2.0	2.9
			SEA	0.99	0.1	0.6
			LAND	0.94	0.7	1.8
			INDIA	0.93	- 0.2	5.9
HIRHAM vs. ERA40	1958 - 2001	T2m	ALL	0.96	0.3	2.3
			ELEV1500	0.90	- 1.7	3.5
			SEA	0.93	0.4	0.7
			LAND	0.95	0.2	2.8
			INDIA	0.93	1.9	10.7
HIRHAM vs. ERA40	1958 - 2001	Precip	ALL	0.75	27.4	128.5
			ELEV1500	0.72	- 15.5	88.3
			SEA	0.69	65.3	181.5
			LAND	0.79	8.8	91.8
			INDIA	0.77	42.7	250.6
HIRHAM vs. GPCC4	1958 - 2001	Precip	ALL	0.79	10.4	94.8
			ELEV1500	0.85	4.1	73.3
			SEA	keine Gitterpunkte		
			LAND	0.80	6.5	89.3
			INDIA	0.81	38.6	244.7
GPCC4 vs. ERA40	1958 - 2001	Precip	ALL	0.82	- 1.9	75.0
			ELEV1500	0.60	- 8.4	97.1
			SEA	keine Gitterpunkte		
			LAND	0.80	- 0.6	70.8
			INDIA	0.74	- 0.1	95.7
HIRHAM vs. TRMM	1998 - 2001	Precip	ALL	0.67	9.8	142.3
			ELEV1500	0.68	1.5	73.2
			SEA	0.47	17.8	199.5
			LAND	0.72	- 8.6	101.1
			INDIA	0.71	30.2	267.3
TRMM vs. ERA40	1998 - 2001	Precip	ALL	0.78	18.6	94.7
			ELEV1500	0.54	- 6.2	102.7
			SEA	0.53	17.2	124.2
			LAND	0.74	7.7	89.2
			INDIA	0.75	27.2	104.2
TRMM vs. GPCC4	1998 - 2001	Precip	ALL	0.91	- 11.1	69.2
			ELEV1500	0.65	- 1.9	63.1
			SEA	Keine Gitterpunkte		
			LAND	0.88	- 6.9	66.3
			INDIA	0.90	- 16.4	85.2

Tab. B.4: *Statistische Parameter für HIRHAM und verschiedene Gitterdatensätze im Sommermonsun (JJAS) 1958-2001: Bodenluftdruck (MSLP; hPa), 2-Meter-Lufttemperatur (T2m; K) und Niederschlag (Precip; mm) im gesamten Modellgebiet „ALL“ sowie ausgewählten Subregionen: „ELEV1500“, „SEA“, „LAND“ und „INDIA“ definiert als PATCOR, BIAS und RMSE.*

DATENSATZ	ZEITPERIODE	PARAMETER	DOMAIN	PATCOR	BIAS	RMSE
HIRHAM vs. ERA40	1958 - 2001	MSLP	ALL	0.97	- 0.1	1.7
			ELEV1500	0.92	0.4	2.6
			SEA	0.90	- 0.4	0.9
			LAND	0.96	0.3	2.0
			INDIA	0.93	- 0.2	5.9
HIRHAM vs. ERA40	1958 - 2001	T2m	ALL	0.99	- 0.2	2.1
			ELEV1500	0.93	- 1.0	3.2
			SEA	0.99	0.1	0.7
			LAND	0.99	- 0.3	2.5
			INDIA	0.96	6.9	15.9
HIRHAM vs. ERA40	1958 - 2001	Precip	ALL	0.65	18.9	52.3
			ELEV1500	0.59	4.1	31.4
			SEA	0.60	47.9	78.4
			LAND	0.64	4.7	32.3
			INDIA	0.70	47.0	78.3
HIRHAM vs. GPCC4	1958 - 2001	Precip	ALL	0.67	6.5	31.0
			ELEV1500	0.75	2.3	26.7
			SEA	keine Gitterpunkte		
			LAND	0.75	4.4	27.7
			INDIA	0.77	22.0	70.6
GPCC4 vs. ERA40	1958 - 2001	Precip	ALL	0.61	- 1.4	29.8
			ELEV1500	0.64	- 2.2	27.1
			SEA	keine Gitterpunkte		
			LAND	0.56	- 1.3	28.8
			INDIA	0.58	- 5.4	32.8
HIRHAM vs. TRMM	1998 - 2001	Precip	ALL	0.78	4.1	48.9
			ELEV1500	0.59	2.1	26.1
			SEA	0.59	4.9	67.3
			LAND	0.68	- 1.0	35.9
			INDIA	0.73	18.9	77.5
TRMM vs. ERA40	1998 - 2001	Precip	ALL	0.72	17.6	48.7
			ELEV1500	0.48	- 2.8	38.3
			SEA	0.52	- 3.9	96.8
			LAND	0.58	- 1.4	37.3
			INDIA	0.71	9.9	37.0
TRMM vs. GPCC4	1998 - 2001	Precip	ALL	0.88	1.6	16.6
			ELEV1500	0.75	- 0.4	12.8
			SEA	keine Gitterpunkte		
			LAND	0.92	1.2	15.0
			INDIA	0.77	- 0.8	14.1

Tab. B.5: Statistische Parameter für HIRHAM und verschiedene Gitterdatensätze im Wintermonsun (DJF) 1958-2001: Bodenluftdruck (MSLP; hPa), 2-Meter-Lufttemperatur (T2m; K) und Niederschlag (Precip; mm) im gesamten Modellgebiet „ALL“ sowie ausgewählten Subregionen: „ELEV1500“, „SEA“, „LAND“ und „INDIA“ definiert als PATCOR, BIAS und RMSE.

C Formeln

Standardabweichung

Die Standardabweichung (engl.: standard deviation, stdev) ist das bekannteste Maß der statistischen Verteilung, um die Schwankungsbreite von Werten in einem Datensatz um ihren Mittelwert zu beschreiben. Wenn die Datenpunkte nahe des Mittelwertes liegen, dann ist die Standardabweichung gering, wohingegen Werte, die weit vom Mittel entfernt sind, eine hohe Standardabweichung aufweisen.

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^N (X_k - \bar{X})^2}{N}} \quad k=1 \dots N, \quad (\text{C.1})$$

wobei X_k die Werte des Datensatzes der Lösung N sind, \bar{X} ist der Mittelwert über den Datensatz.

Bias

Der Fehler berechnet sich aus der Differenz zwischen den gemittelten Modellwerten und den gemittelten Beobachtungen (vgl. Abschnitt 5):

$$\text{Bias} = \bar{X}_{\text{HIRHAM}} - \bar{X}_{\text{ERA40; GPC4; TRMM; IMD-RF}} \quad \text{und} \quad (\text{C.2})$$

$$\text{Bias} = \bar{X}_{\text{HIRHAM}} - \bar{X}_{\text{Stationen}}, \quad (\text{C.3})$$

wobei \bar{X} der Mittelwert der jeweiligen Variable ist.

RMSE

Der mittlere quadratische Fehler wird berechnet, um die Schwankung und Konsistenz zwischen Modell und Daten zu charakterisieren. Ein geringer RMSE sowie ein niedriger Bias stehen für eine gute Übereinstimmung zwischen den Simulationsergebnissen und den Beobachtungen. Der RMSE berechnet sich als:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{k=1}^N (X_k - Y_k)^2}{N}}. \quad (\text{C.4})$$

Räumlicher Korrelationskoeffizient (PATCOR)

$$r(X, Y) = \frac{\sum_{k=1}^N (X_k - \bar{X}) * (Y_k - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{k=1}^N (X_k - \bar{X})^2 * \sum_{k=1}^N (Y_k - \bar{Y})^2}}, \quad (\text{C.5})$$

wobei X_k die entsprechende Variable des Beobachtungsdatensatzes ist, \bar{X} der Mittelwert der Beobachtung, Y_k die entsprechende Modellvariable mit dem dazugehörigen Mittelwert \bar{Y} sowie der Anzahl der Jahre N , die für die statistische Berechnung berücksichtigt wurden. Beim räumlichen Korrelationskoeffizienten (PATCOR) werden die jeweiligen regionalen Muster miteinander korreliert.

Äquivalenttemperatur

Die Äquivalenttemperatur T_e ist die Temperatur, die feuchte Luft annähme, wenn der gesamte darin enthaltene Wasserdampf bei konstantem Druck p vollständig kondensieren und die dabei freigesetzte Kondensationswärme ausschließlich der feuchten Luft zugeführt würde:

$$T_e = T + 2.5 * q, \quad (\text{C.6})$$

wobei T die Lufttemperatur in K und q die spezifische Feuchte in g/kg ist.

Potentielle Äquivalenttemperatur

Die potentielle Äquivalenttemperatur θ_e ist die Temperatur, die feuchte Luft annähme, wenn der gesamte darin enthaltene Wasserdampf bei konstantem Druck p vollständig kondensieren, die dabei freigesetzte Kondensationswärme ausschließlich der feuchten Luft zugeführt und es anschließend trockenadiabatisch auf 1000 hPa gebracht würde:

$$\theta_e = T_e \left(\frac{1000}{p_0} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} [\text{K}], \quad (\text{C.7})$$

bei dem c_p die spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck $c_p = 1004.82 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ist, R_d die individuelle Gaskonstante von trockener Luft $R_d = 287.05 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, 1000 das Druckniveau 1000 hPa und p_0 der Luftdruck in hPa im Niveau von T_e ist.

Trendtest

Die Abschätzung der statistischen Signifikanz erfolgt durch die Division des Trendwertes:

$$T = \{x\}_{\max} - \{x\}_{\min} \text{ (für durch } x_i \text{ jeweils abgedecktes Zeitintervall)} \quad (\text{C.8})$$

durch die Standardabweichung σ der Daten x_i (Schätzer des Rauschens). Man spricht in diesem Fall vom Trend-/Rauschverhältnis:

$$T/R = T/\sigma, \quad (\text{C.9})$$

das sich anhand der Standardnormalverteilung (z-Verteilung) testen lässt, wobei die T/σ – Werte einfach mit den z-Werten verglichen und dementsprechend die Signifikanz $S_i = 95\%$ bestimmt werden kann (ist z.B. $T/\sigma = 2$, so folgt $T/\sigma > z \rightarrow S_i = 95\%$).

Dieser Test setzt annähernd normalverteilte Daten x_i sowie einen linearen Trend voraus [SCHÖNWIESE, 2000].

Studentischer T-Test

$$\hat{t} = \frac{|\bar{x} - \bar{y}|}{\sqrt{\frac{n_x + n_y}{n_x n_y} * \frac{(n_x - 1)\sigma_x^2 + (n_y - 1)\sigma_y^2}{n_x + n_y - 2}}} \quad \text{mit } \Phi = n_x + n_y - 2, \quad (\text{C.10})$$

wobei n_x und n_y die Umfänge und σ_x^2 sowie σ_y^2 die Varianzen der Stichproben x und y sind. \bar{x} und \bar{y} sind die entsprechenden Mittelwerte. \hat{t} ist die Prüfgröße, somit gilt als Prüfverteilung der („t-Test“), der zugehörige Tabellenwert $t_{\Phi, \alpha}$ wird in Abhängigkeit von den Freiheitsgraden Φ und der gewählten Irrtumswahrscheinlichkeit α entnommen. Voraussetzungen des Tests sind die Normalverteilung von Stichproben und Grundgesamtheiten sowie die nicht signifikanten Unterschiede ihrer Varianzen [SCHÖNWIESE, 2000].

Fischer-Test

Für die Überprüfung der statistischen Signifikanz zweier Varianzen wird auf den F-Test zurückgegriffen. Voraussetzung ist, dass die Stichproben in guter Näherung normalverteilt sind.

$$\hat{F} = \frac{\sigma_x^2}{\sigma_y^2} \quad \text{mit } \Phi_1 = n_x - 1, \Phi_2 = n_y - 1; \sigma_x > \sigma_y, \quad (\text{C.11})$$

wobei n_x und n_y die Umfänge der Stichproben x und y und σ_x^2 sowie σ_y^2 deren Varianzen sind. Die Berechnung der statistischen Signifikanz für die Prüfgröße \hat{F} erfolgt immer in Abhängigkeit von zwei Werten für die Anzahl der Freiheitsgrade Φ_1 und Φ_2 unter der gewählten Irrtumswahrscheinlichkeit α [SCHÖNWIESE, 2000].

Potentielle Verdunstung

Die potentielle Verdunstung (engl.: potential evaporation, PE) beschreibt die maximal mögliche Verdunstung, die u.a. von der Bodenfeuchte und der Landbedeckung abhängig ist. Die Berechnung erfolgt in Anlehnung an die Formel von Penman-Monteith [KAY und DAVIES, 2008]:

$$PE = \frac{1}{\lambda \rho_w} \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p (e_a - e_d) / r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_s / r_a)}, \quad (\text{C.12})$$

wobei λ der latente Wärmefluss ist (2.45×10^6 J/kg),

ρ_w ist die Dichte von Wasser (1000 kg/m³),

ρ_a ist die Dichte der Luft (1.00 kg/m³),

- c_p ist die spezifische Wärme der Luft (1013 J/kg/ K),
- γ ist die Psychrometerkonstante (0.066 kPa/ K),
- R_n ist die Nettosolarstrahlung (J/m²/s),
- G ist der Bodenwärmefluss (0.0 J/m²/s),
- $e_a = e(T_a) = 0.611 \exp(17.27 T_a / (T_a + 237.3))$ ist der Sättigungsdampfdruck (kPa) mit der Lufttemperatur T_a (°C),
- $\Delta = d e_a / d T_a = 17.27 \times 237.3 e_a / (T_a + 237.3)^2$ ist der Anstieg der Wasserdampfkurve (kPa/ °C),
- $e_d = e(T_d)$ ist der aktuelle Dampfdruck (kPa) mit der Taupunkttemperatur T_d (°C),
- $r_a = 243 / W_{10}$ ist der Strömungswiderstand (s/m) mit der Windgeschwindigkeit W_{10} in einer Höhe von 10 m (m/s),
- r_s ist der Reibungswiderstand am Boden (70 s/m).

D Modellvalidierung mit GHCN-Stationen

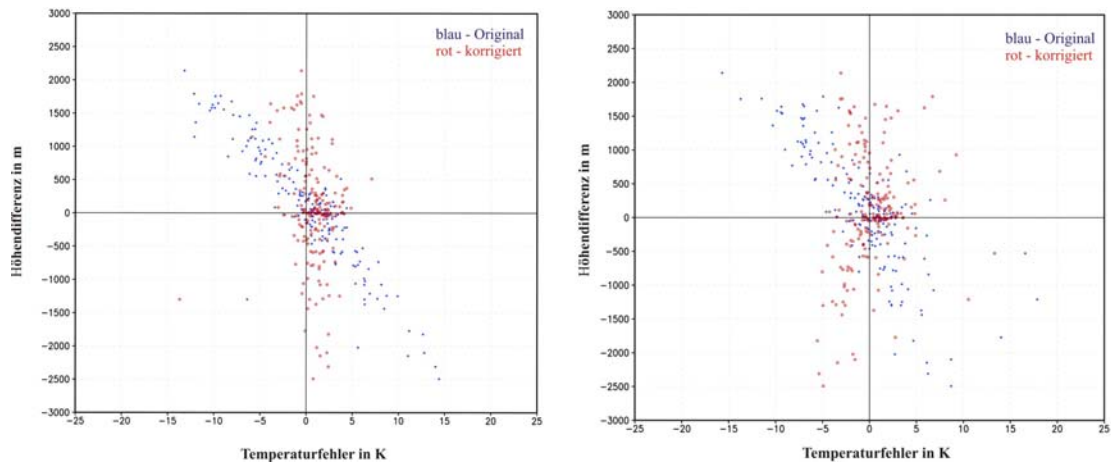


Abb. D.1: Temperatur- und Höhendifferenz „HIRHAM-Stationen“ vor (blaue Punkte) und nach (rote Punkte) der Korrektur der HIRHAM Modelltemperatur mit einem konstanten Temperaturgradienten von $0.65\text{K}/100\text{ m}$ für den Sommer (JJAS – links) und Wintermonsun (DJF – rechts) 1958-2001.

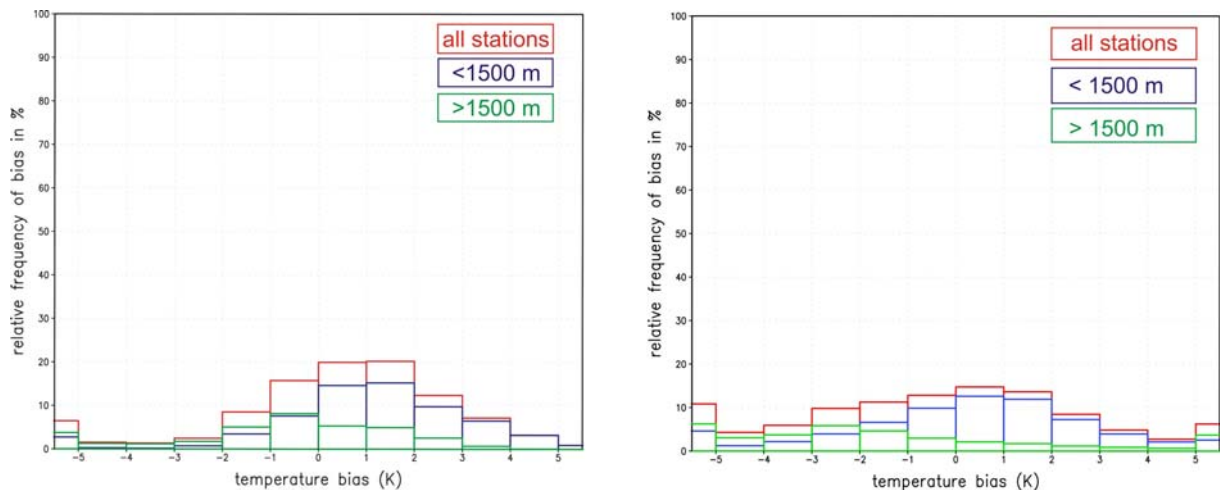


Abb. D.2: Relative Häufigkeitsverteilung des absoluten Fehlers „HIRHAM - Stationen“ in % für die 2m-Lufttemperatur (K); Sommermonsun (JJAS – links) und Wintermonsun (DJF – rechts) 1958-2001: alle Stationen (194 – rot), Stationen <1500 m NN (121 – blau) und Stationen >1500 m NN (73 – grün).

70% des sommerlichen absoluten Temperaturfehlers für alle Stationen variiert innerhalb $\pm 2\text{ K}$ mit einer Tendenz zu einem warmen Bias (vgl. Abb. D.2 – links). Stationen, die unter 1500 m NN liegen, stellen denselben positiven Bias dar. Im Gegensatz dazu tendieren Stationen oberhalb von 1500 m NN zu einem geringen kalten Bias. Im Wintermonsun weisen etwa 75% des absoluten Temperaturfehlers eine Schwankung von $\pm 3\text{ K}$ auf, wobei eine Tendenz eines kalten Bias beobachtet werden kann. Die Differenzierung der Stationen in Abhängigkeit der jeweiligen Höhenlage macht wie im Sommer deutlich, dass die Stationen unter 1500 m NN zu einem warmen und die Stationen über 1500 m NN zu einem kalten Bias tendieren.

Die Abbildung D.3 stellt den relativen Niederschlagsfehler zwischen HIRHAM und den 262 zentralasiatischen Stationen auf der Basis einer Normierung des Fehlers („HIRHAM – Stationen / Stationen“) für den Sommer- und Wintermonsun dar. Ein Wert von 1 bedeutet, dass der Fehler so hoch ist wie der gemessene Wert. Das ergibt einen relativen Bias von 100%. Im Sommer liegt der relative Fehler für 90% der 262 Stationen bei ± 5 mit einer auffälligen Verschiebung zu einem feuchten Bias. Dieser steht in Zusammenhang mit dem zu warmen sommerlichen Temperaturfehler (vgl. Abb. D.2 – links). Regionen unterhalb von 1500 m NN demonstrieren ein ähnliches Muster des Niederschlagsfehlers, während Regionen über 1500 m NN von einem leichten trockenen Bias charakterisiert sind. Im Winter weisen 95% aller Stationen einen relativen Fehler von ± 5 auf, wobei sich die regionalisierte Verteilung in Abhängigkeit der Höhenlage vom sommerlichen Muster unterscheidet. Regionen unter 1500 m NN zeigen eine größere Häufigkeit eines negativen Fehlers (35% im Winter vs. 20% im Sommer) und Regionen über 1500 m NN tendieren zu einem feuchten Bias.

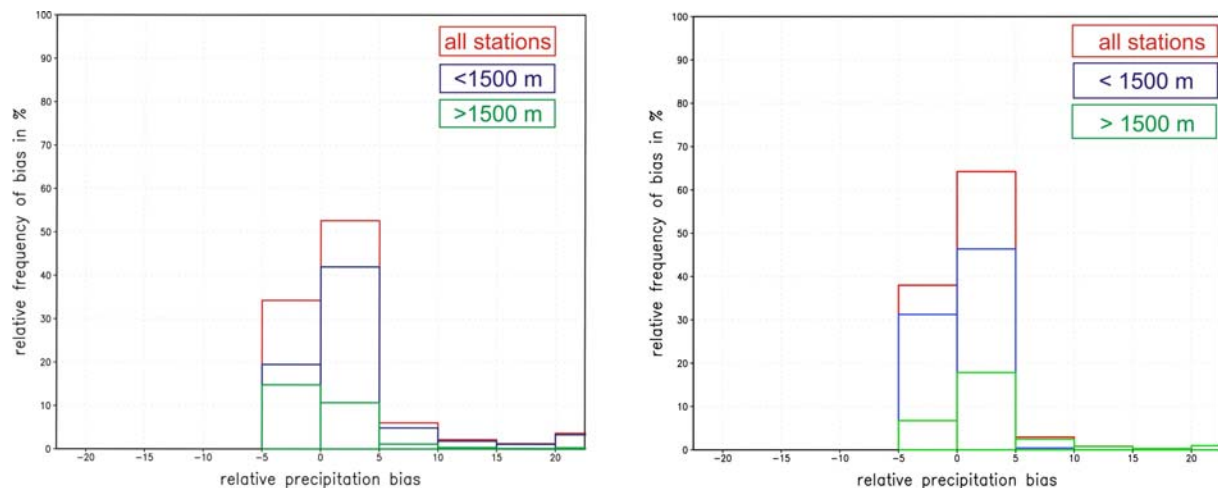


Abb. D.3: Relative Häufigkeitsverteilung des relativen Fehlers „HIRHAM – Stationen / Stationen“ in % für den Niederschlag (mm); Sommermonsun (JJAS – links) und Wintermonsun (DJF – rechts) 1958-2001: alle Stationen (262 – rot), Stationen <1500 m NN (187 – blau) und Stationen >1500 m NN (75 – grün).

E Erweiterung der seitlichen Modellrandzone

Bei diesem Experiment wurde nicht wie in anderen Studien [z.B. CASTRO et al., 2005] das Modellgebiet verändert, sondern es wurde die Relaxationszone vergrößert.

In einem Experiment (HIRHAM „BOUND20“) wurde die seitliche Modellrandzone von 10 auf 20 Gitterpunkte für den Simulationszeitraum von 1990-2000 ausgedehnt. Zum Vergleich wurde auch für die Randzone mit 10 Gitterpunkten eine Kontrollsimulation (HIRHAM „BOUND10“) für denselben Zeitraum durchgeführt. Das Ziel dieser Studie ist die Analyse der damit verbundenen Auswirkungen auf die Simulationsergebnisse, insbesondere auf den signifikanten Dipolfehler in der Niederschlagssimulation von HIRHAM über dem äquatornahen Indischen Ozean (vgl. Abb. 5.19). Ein zweites Ziel liegt in der Untersuchung der veränderten Randzone auf die simulierte Konvektion und die damit verbundenen Niederschlagsmuster sowie auf das Verhalten der Windfelder am südlichen Modellrand.

Abbildung E.1 a zeigt eine markante Abschwächung und nördliche Verlagerung des Dipolmusters im sommerlichen Niederschlag. Damit wird deutlich, dass ein Teil dieses Fehlers mit dem seitlichen Randantrieb und der Breite der Randzone in Verbindung steht. In Anlehnung an andere RCM Studien [z.B. BHASKARAN et al., 1996; JI und VERNEKAR, 1997; FU et al., 2005; DASH et al., 2006; RATNAM et al., 2008; DOBLER und AHRENS, 2010] ist es möglich, dass ein anderer Teil dieses Fehlers mit der Parametrisierung der Cumulus Konvektion assoziiert werden kann. Diesbezügliche Untersuchungen sind für die Zukunft geplant.

Das charakteristische Niederschlagsmuster über Zentralindien (vgl. Abb. E.1 a) und die Verteilung der starken potentiellen Konvektion über der Landoberfläche (vgl. Abb. E.1 b) werden weiterhin simuliert und existieren unabhängig von der gewählten Ausdehnung der Randzone.

Der Effekt der modifizierten Randzone auf die Windfelder in 850 hPa zeigt eine nördliche Verlagerung des Maximums der monsonalen Strömung über dem zentralen Arabischen Meer, Indien und dem Golf von Bengalen (vgl. Abb. E.1 c) mit entsprechender Verschiebung des Dipolmusters im Niederschlag über dem Ozean (vgl. Abb. E.1 a). Der charakteristische hohe Gradient in der Windgeschwindigkeit, der normalerweise über dem südlichen Indien und dem Golf von Bengalen auftritt (vgl. „BOUND10“), verlagert sich auch nach Norden und schwächt sich dort gleichzeitig ab.

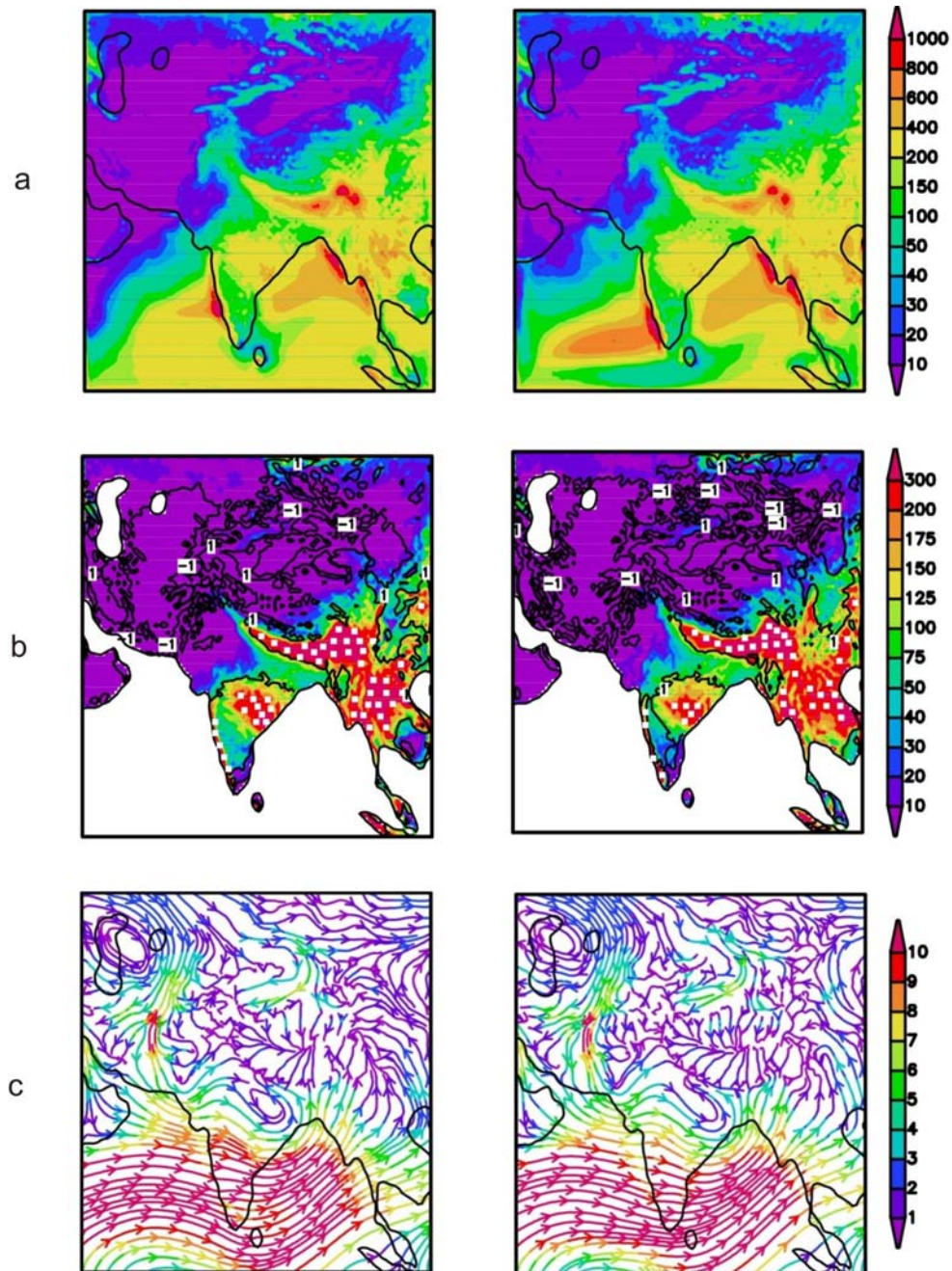


Abb. E.1: Niederschlag (mm; schattiert) [a], Niederschlag – Verdunstung (P-E) (mm; schattiert) und Vertikalgeschwindigkeit (ω) bei 500 hPa (hPa/h; schwarze Konturlinien) [b] und 850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) [c] für HIRHAM “BOUND20” (links) und HIRHAM “BOUND10” (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1990-2000. Die weißen Punkte in [b] zeigen Gebiete mit positiven Anomalien P-E und ω .

Abbildungsverzeichnis

1.1	Niederschlag (mm) als Gebietsmittel (siehe Box in kleiner Abbildung); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001 . . .	3
2.1	Schema (vereinfacht) zur indischen Monsunzirkulation im Sommer - JJAS (I) und Winter - DJF (II)	8
2.2	Kurzwellige solare Einstrahlung (links), langwellige thermale Ausstrahlung (Mitte) und solare Nettostrahlung am Erdboden (rechts) in W/m^2 ; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001 ERA40	9
2.3	850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten in m/s; Sommermonsun (JJAS - links) und Wintermonsun (DJF - rechts) 1958-2001 ERA40	9
2.4	Bodenluftdruck in hPa; Sommermonsun (JJAS - links) und Wintermonsun (DJF - rechts) 1958-2001 ERA40 . . .	10
2.5	300-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten in m/s; Sommermonsun (JJAS - links) und Wintermonsun (DJF - rechts) 1958-2001 ERA40	11
2.6	Einflussfaktoren und Schwankungen des südasiatischen Monsuns auf unterschiedlichen Zeitskalen (erweitert nach SIROCKO [1996])	13
2.7	Erklärungsansatz für die troposphärische zweijährige Oszillation starker und schwacher Monsun bzw. Niederschlag mit tropisch-außertropischen Wechselwirkungen (L = Trog, H = Rücken) sowie Anomalien in den Meeresoberflächentemperaturen (warme und kalte SST) und in der eurasischen Schneebedeckung (ausgeprägte und geringe Schneebedeckung) im Winter (DJF) und Sommer (JJA) in zwei aufeinander folgenden Jahren (0 und +1)	15
3.1	Arakawa-C-Gitter	21
3.2	HIRHAM4-Schema	25
3.3	Integrationsgebiet und Orographie (m) von HIRHAM4 in der asiatischen Monsunregion	25
4.1	Verteilung der GHCN Stationen (punktiert) im HIRHAM4 Modellgebiet	36
5.1	Bodenluftdruck (hPa; schattiert) und geopotentielle Höhe in 500 hPa (gpm; Isolinien) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001	39
5.2	850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001	40
5.3	Geopotential in 300 hPa (gpm; schattiert) und geopotentielle Höhe in 70 hPa (gpm; Isolinien) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001	41
5.4	300-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001	41
5.5	Bodenluftdruck (hPa; schattiert) und geopotentielle Höhe in 500 hPa (gpm; Isolinien) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001	42
5.6	850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001	42
5.7	Geopotential in 300 hPa (gpm; schattiert) und geopotentielle Höhe in 70 hPa (gpm; Isolinien) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001	43

5.8	300-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001	43
5.9	Klimatologischer Jahresgang 1958-2001 des Bodenluftdrucks MSLP (hPa) in HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) für das gesamte Modellgebiet „ALL“	44
5.10	Standardabweichung des Bodenluftdrucks (hPa) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS - oben) und Wintermonsun (DJF - unten) 1958-2001	45
5.11	Trend pro Dekade des Bodenluftdrucks (schattiert; hPa/Dekade) und Signifikanzen (weiße Isolinien; Si=95%) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS – oben) und Wintermonsun (DJF – unten) 1958-2001	46
5.12	2m-Lufttemperatur (°C; schattiert) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001	47
5.13	2m-Lufttemperatur (°C; schattiert) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001	48
5.14	Klimatologische Jahresgänge 1958-2001 der 2m-Lufttemperatur T2m (°C) in HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) für ausgewählte Regionen im Modellgebiet: „ALL“ (links), „SEA“ (Mitte) und „TIBET“ (rechts)	49
5.15	Klimatologische Temperaturprofile (°C) der untersten Troposphäre in HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) für ausgewählte Regionen im Modellgebiet: „ALL“ (links), „ELEV1500“ (Mitte) und „SEA“ (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001	51
5.16	Klimatologisches Windprofil (m/s) der untersten Troposphäre in HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) für „ELEV1500“; Wintermonsun (DJF) 1958-2001	51
5.17	Standardabweichung der 2m-Lufttemperatur (°C) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS - oben) und Wintermonsun (DJF - unten) 1958-2001	52
5.18	Trend pro Dekade der 2m-Lufttemperatur (schattiert; °C/Dekade) und Signifikanzen (weiße Isolinien; Si=95%) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS – oben) und Wintermonsun (DJF – unten) 1958-2001	54
5.19	Niederschlag (mm; schattiert) für HIRHAM (links), die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (Mitte) und die Differenzen „HIRHAM-GPCC4“ (rechts; schattiert) und „GPCC4-ERA40“ (rechts; Isolinien); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001	55
5.20	Niederschlag (mm) für IMD-RF (grün), HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) in einer ausgewählten Box der zentralindischen Landoberfläche; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001	56
5.21	Niederschlag (mm) für HIRHAM (links), ERA40 (Mitte) and GPCC4 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1970-1980 [a], 1990-2000 [b] und die Differenz “1970-1980 minus 1990-2000” [c]	57
5.22	Niederschlag (mm; schattiert) für HIRHAM (links), die Differenz „HIRHAM-ERA40“ (Mitte) und die Differenzen „HIRHAM-GPCC4“ (rechts; schattiert) und „GPCC4-ERA40“ (rechts; Isolinien); Wintermonsun (DJF) 1958-2001	58
5.23	Klimatologische Jahresgänge des Niederschlags (mm) in HIRHAM (rot), ERA40 (blau) und GPCC4 (grün) für ausgewählte Regionen im Modellgebiet: „LAND“ (oben links), „INDIA“ (oben rechts), „TIBET“ (unten links) und „GLACIER“ (unten rechts)	59
5.24	Standardabweichung des Niederschlags (mm) für HIRHAM (links), ERA40 (Mitte) und GPCC4 (rechts); Sommermonsun (JJAS - oben) und Wintermonsun (DJF - unten) 1958-2001	60

5.25	<i>Trend pro Dekade des Niederschlags (schattiert; mm/Dekade) und Signifikanzen (weiße Isolinien; $S_i=95\%$) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS – oben) und Wintermonsun (DJF – unten) 1958-2001.</i>	61
5.26	<i>Niederschlag (mm) für HIRHAM (links) und die Differenz „HIRHAM-TRMM“; Sommermonsun (JJAS) 1998-2001.</i>	62
5.27	<i>Relative Häufigkeitsverteilung des täglichen Sommerniederschlags (%) klassifiziert in leichter (Klasse I: ≤ 0.1 mm/Tag), (Klasse II: 0.1-0.5 mm/Tag), mäßiger (Klasse III: 0.5-10.0 mm/Tag) und starker Niederschlag (Klasse IV: ≥ 10.0 mm/Tag) für HIRHAM (links) und TRMM (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1998-2001.</i>	64
5.28	<i>KO-Index (K) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.</i>	66
5.29	<i>Potentieller konvektiver Instabilitätsindex nach GOSWAMI und XAVIER [2005] (K) für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1990-2000.</i>	67
6.1	<i>Auswahl extremer Niederschlagsjahre (wet und dry) nach FARRARA und YU [2003] für HIRHAM 1958-2001.</i>	70
6.2	<i>Niederschlag „wet-dry“ (mm; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) für GPCC4 [a], ERA40 [b] and HIRHAM [c]. Niederschlag – Verdunstung (P-E) „wet-dry“ (mm; schattiert) und Vertikalgeschwindigkeit (ω) in 500 hPa „wet-dry“ (hPa/h; schwarze Konturlinien) für HIRHAM [d]; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. Die weißen Punkte in [d] zeigen Gebiete mit positiven Anomalien P-E und ω.</i>	71
6.3	<i>Bodenluftdruck (hPa; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) für HIRHAM in „wet“ Jahren (links), in „dry“ Jahren (Mitte) und in „wet-dry“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.</i>	73
6.4	<i>850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM in „wet“ Jahren (links) und „dry“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.</i>	74
6.5	<i>300-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM in „wet“ Jahren (links) und „dry“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.</i>	74
6.6	<i>Meeresoberflächentemperatur „wet-dry“ ($^{\circ}\text{C}$) für HIRHAM; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.</i>	75
6.7	<i>Auswahl extremer Jahre mit positiver und negativer SST Anomalie für HIRHAM im Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.</i>	76
6.8	<i>Meeresoberflächentemperatur ($^{\circ}\text{C}$) als Mittel über Jahre mit SST+ (links), SST- (Mitte) und die Differenz „SST+ minus SST-“ (rechts) für HIRHAM; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.</i>	77
6.9	<i>Niederschlag „SST+ minus SST-“ (mm; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) für ERA40 (links) und HIRHAM (Mitte). Niederschlag – Verdunstung (P-E) „SST+ minus SST-“ (mm; schattiert) und Vertikalgeschwindigkeit (ω) in 500 hPa „SST+ minus SST-“ (hPa/h; schwarze Konturlinien) für HIRHAM (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. Die weißen Punkte (rechts) zeigen Gebiete mit positiven Anomalien P-E und ω.</i>	78
6.10	<i>Bodenluftdruck (hPa; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) für HIRHAM in „SST+“ Jahren (links), in „SST-“ Jahren (Mitte) und in „SST+ minus SST-“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.</i>	79
6.11	<i>Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) in 850 hPa (oben) und 300 hPa (unten) für HIRHAM in „SST+“ Jahren (links) und „SST-“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.</i>	80
6.12	<i>Standardabweichung der SST ($^{\circ}\text{C}$) für HIRHAM „CTRL“; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.</i>	81
6.13	<i>Standardabweichung des Bodenluftdrucks (hPa) für HIRHAM „SST“ (links), HIRHAM „CTRL“ (Mitte) und HIRHAM „SST-CTRL“ (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. Die weißen Konturlinien (rechts) stellen die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) dar.</i>	81

6.14	Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) in 850 hPa (oben) und 300 hPa (unten) für HIRHAM „SST“ (links) und HIRHAM „CTRL“ (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.	82
6.15	Standardabweichung des Niederschlags (mm; schattiert) für HIRHAM „CTRL“ (oben links), GPCPC4 (oben rechts), HIRHAM „SST“ (unten links) und HIRHAM „SST-CTRL/CTRL“ (%; schattiert; unten rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) im unteren rechten Bild wird durch weiße Konturlinien dargestellt.	83
6.16	Auswahl extremer Jahre mit positiver (SH+) und negativer (SH-) Anomalie des Sibirischen Hochs (SH) für HIRHAM im Wintermonsun (DJF) 1958-2001.	84
6.17	Schematische Darstellung der komplexen Zusammenhänge zwischen der Stärke des winterlichen Sibirischen Hochs und der Intensität des nachfolgenden Sommermonsuns (JJAS).	85
6.18	Charney Kriterien mit externen Bedingungen (Albedo) und internen Feedbacks (Bodenfeuchte).	86
6.19	Bodenluftdruck (hPa; links), 2m-Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$; Mitte) und Niederschlag (mm; rechts) für HIRHAM (oben) und ERA40 (unten) „SH+ minus SH-“; Wintermonsun (DJF) 1958-2001. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) ist durch weiße Konturlinien dargestellt.	87
6.20	Schneehöhe (cm; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) „SH+ minus SH-“ für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Wintermonsun (DJF) 1958-2001.	88
6.21	Albedo (%; links) und Nettostrahlungsbilanz (kurzwellige Einstrahlung – langwellige Ausstrahlung) an der Erdoberfläche (W/m^2 ; Mitte) im Vormonsun (MAM) 1958-2001 und 2m-Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$; rechts) im Sommermonsun (JJAS) 1958-2001 für HIRHAM (oben) und ERA40 (unten) „SH+ minus SH-“. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) ist durch weiße Konturlinien dargestellt.	89
6.22	Bodenluftdruck (hPa; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) „SH+ minus SH-“ für HIRHAM (links) und ERA40 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.	90
6.23	850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM in „SH+“ Jahren (links) und „SH-“ Jahren (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.	91
6.24	Niederschlag “SH+ minus SH-” (mm; schattiert) und statistische Signifikanz ($S_i=95\%$; weiße Konturlinien) für ERA40 (links) und HIRHAM (Mitte). Niederschlag – Verdunstung (P-E) “SH+ minus SH-” (mm; schattiert) und Vertikalgeschwindigkeit (ω) in 500 hPa “SH+ minus SH-” (hPa/h; schwarze Konturlinien) für HIRHAM (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1958-2001. Die weißen Punkte (rechts) zeigen Gebiete mit positiven Anomalien P-E und ω	92
6.25	Dimensionsloses Verhältnis zwischen der potentiellen Verdunstung „PE“ [nach PENMAN-MONTEITH] und dem Niederschlag „P“ für HIRHAM im Januar (links) und Juli (rechts); 1958-2001.	93
6.26	Klimatologische Bodenfeuchte (mm; schattiert) für HIRHAM im Januar (oben) und Juli (unten) vor (links) und nach der Störungsinitialisierung (rechts). Die weißen Konturlinien kennzeichnen die Regionen mit starker Land-Atmosphäre-Kopplung (siehe Abb.6.25). In diesen Regionen wird die Bodenfeuchte um +20 % erhöht.	94
6.27	Verdunstung (mm) für HIRHAM „SOIL01-CTRL“ und Niederschlag (%) für HIRHAM „SOIL01-CTRL/CTRL“; Januar 1958.	95
6.28	Verdunstung (mm) für HIRHAM „SOIL01-CTRL“ und Niederschlag (%) für HIRHAM „SOIL01-CTRL/CTRL“; Sommermonsun (JJAS) 1960-1977. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) wird durch weiße Konturlinien dargestellt.	95

6.29	Verdunstung (mm; links) und KO-Index (K; Mitte) für HIRHAM „SOIL07-CTRL“ und Niederschlag (%) für HIRHAM „SOIL07-CTRL/CTRL“; Sommermonsun (JJAS) 1960-1977. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) wird durch weiße Konturlinien dargestellt.	96
6.30	2m-Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$; links), sensibler Wärmefluss (W/m^2 ; Mitte) und latenter Wärmefluss (W/m^2 ; rechts) für HIRHAM „SOIL07-CTRL“; Sommermonsun (JJAS) 1960-1977. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) wird durch weiße Konturlinien dargestellt.	97
6.31	Bodenluftdruck (hPa) für HIRHAM „SOIL07-CTRL“; Sommermonsun (JJAS) 1960-1977. Die statistische Signifikanz ($S_i=95\%$) wird durch weiße Konturlinien dargestellt.	97
7.1	Nettostrahlung (W/m^2 ; links), 2m-Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$; Mitte) und SST ($^{\circ}\text{C}$; rechts) als Differenz zwischen dem mittleren Holozän und heute „6 kyr – 0 kyr“ für HIRHAM im Sommermonsun (JJAS - oben) und im Wintermonsun (DJF - unten).	99
7.2	2m-Lufttemperatur ($^{\circ}\text{C}$; oben) und Niederschlag (mm; unten) für HIRHAM (links) und ECHAM5 (rechts); Sommermonsun (JJAS) 6 kyr.	100
7.3	850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) für HIRHAM 0 kyr (links) und HIRHAM 6 kyr (rechts); Sommermonsun (JJAS).	101
7.4	Niederschlag (mm) für HIRHAM „6 kyr – 0 kyr“ (links) und ECHAM5 „6 kyr – 0 kyr“ (rechts); Sommermonsun (JJAS).	102
7.5	Jährliche relative Niederschlagsanomalie für HIRHAM (%) (schattiert) „6 kyr – 0 kyr / 0 kyr“ und relativer Feuchtigkeitsindex nach WANG et al. [2010] auf der Basis paläoklimatischer Rekonstruktionen (Symbole kennzeichnen Veränderungen in 6 kyr gegenüber 0 kyr).	102
7.6	Auswahl extremer Niederschlagsjahre (wet und dry) nach FARRARA und YU [2003] für HIRHAM 0 kyr.	103
7.7	Auswahl extremer Niederschlagsjahre (wet und dry) nach FARRARA und YU [2003] für HIRHAM 6 kyr.	104
7.8	Niederschlag „wet-dry“ (mm; schattiert) und Bodenluftdruck „wet-dry“ (hPa; schwarze Konturlinien) für HIRHAM 0 kyr (links) und HIRHAM 6 kyr (rechts); Sommermonsun (JJAS).	104
7.9	Meeresoberflächentemperatur „wet-dry“ ($^{\circ}\text{C}$) für HIRHAM 0 kyr (links) und HIRHAM 6 kyr (rechts); Sommermonsun (JJAS).	105
7.10	Niederschlag – Verdunstung (P-E) „wet-dry“ (mm; schattiert) und Vertikalgeschwindigkeit (ω) in 500 hPa „wet-dry“ (hPa/h; schwarze Konturlinien) für HIRHAM 0 kyr (links) und HIRHAM 6 kyr (rechts); Sommermonsun (JJAS).	106
A.1	Geographische Lage, Topographie und Höhenlage (m) Monsunasiens.	123
A.2	Higher Himalaya in Nako (Himachal Pradesh, Indien) im September 2009.	124
A.3	Regionalisierung des Modellgebietes in ausgewählte Subdomains.	125
A.4	Klimatologischer Jahresgang 1958-2001 der Wolkenbedeckung (%) in HIRHAM (rot) und ERA40 (blau) für „SEA“.	126
A.5	Auswahl extremer Niederschlagsjahre (wet und dry) nach FARRARA und YU [2003] für ERA40 1958-2001. .	126
A.6	Auswahl extremer Niederschlagsjahre (wet und dry) nach FARRARA und YU [2003] für GPCC4 1958-2001. .	127
A.7	Geopotential (gpm) „dry-ctrl“ für HIRHAM; Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.	127
A.8	Auswahl extremer Jahre mit positiver (SH+) und negativer (SH-) Anomalie des Sibirischen Hochs (SH) für ERA40 im Wintermonsun (DJF) 1958-2001.	127

D.1	<i>Temperatur- und Höhendifferenz „HIRHAM-Stationen“ vor (blaue Punkte) und nach (rote Punkte) der Korrektur der HIRHAM-Modelltemperatur mit einem konstanten Temperaturgradienten von 0.65K/100 m für den Sommer- (JJAS – links) und Wintermonsun (DJF – rechts) 1958-2001.</i>	142
D.2	<i>Relative Häufigkeitsverteilung des absoluten Fehlers „HIRHAM - Stationen“ in % für die 2m-Lufttemperatur (K); Sommermonsun (JJAS – links) und Wintermonsun (DJF – rechts) 1958-2001.</i>	142
D.3	<i>Relative Häufigkeitsverteilung des relativen Fehlers „HIRHAM – Stationen / Stationen“ in % für den Niederschlag (mm); Sommermonsun (JJAS – links) und Wintermonsun (DJF – rechts) 1958-2001.</i>	143
E.1	<i>Niederschlag (mm; schattiert) [a], Niederschlag – Verdunstung (P-E) (mm; schattiert) und Vertikalgeschwindigkeit (ω) bei 500 hPa (hPa/h; schwarze Konturlinien) [b] und 850-hPa Strömungen und Windgeschwindigkeiten (m/s) [c] für HIRHAM “BOUND20” (links) und HIRHAM “BOUND10” (rechts); Sommermonsun (JJAS) 1990-2000. Die weißen Punkte in [b] zeigen Gebiete mit positiven Anomalien P-E und ω.</i>	145

Tabellenverzeichnis

4.1	<i>Gitterdatensätze zur Modellvalidierung für Bodenluftdruck (1), Geopotential (2), Wind (3), 2m-Lufttemperatur (4) und Niederschlag (5)</i>	33
7.1	<i>Orbitalparameter und Randbedingungen für die HIRHAM Simulationen in 6 kyr und 0 kyr</i>	100
B.1	<i>Monsunjahreszeiten nach ENDLICHER und WEISCHET [2000]</i>	128
B.2	<i>Vertikale Modellschichten des HIRHAM4</i>	129
B.3	<i>Metadaten der GHCN-Stationen</i>	130
B.4	<i>Statistische Parameter für HIRHAM und verschiedene Gitterdatensätze im Sommermonsun (JJAS) 1958-2001.</i>	136
B.5	<i>Statistische Parameter für HIRHAM und verschiedene Gitterdatensätze im Wintermonsun (DJF) 1958-2001</i>	137

Danksagung

Zum Abschluss möchte ich mich auf diesem Weg bei allen bedanken, die mich durch verschiedene Weise unterstützt und somit zur Fertigstellung dieser Dissertation beigetragen haben. Diese Arbeit entstand am Alfred-Wegener-Institut (AWI) für Polar- und Meeresforschung an der Forschungsstelle Potsdam im Rahmen eines DFG-Projekts des Graduiertenkollegs 1364/1 „Das Zusammenspiel von Klima, Tektonik und Biosphäre in der Afrikanisch-Asiatischen Monsunregion“ der Universität Potsdam.

Zu allererst bedanke ich mich ganz herzlich bei Prof. Dr. Klaus Dethloff, der mir die Durchführung dieser interessanten Forschungsarbeit ermöglicht hat. Er hat nicht nur mit großem Interesse die gesamte Arbeit aufmerksam verfolgt, sondern auch mit vielen wertvollen Anregungen und Hinweisen immer wieder zur Motivation beigetragen. Für diese engagierte Betreuung möchte ich ihm sehr danken.

Mein besonderer Dank gilt meiner wissenschaftlichen Betreuerin Dr. Annette Rinke, die seit Beginn meiner Arbeit an mich geglaubt hat und mich bei meinen neuen Herausforderungen im Erlernen von Techniken auf dem Gebiet der wissenschaftlichen Programmierung und Klimamodellierung unterstützte. Dabei konnte ich von ihrer langjährigen Erfahrung und Kompetenz profitieren. Einerseits hat sie mir in zahlreichen Konversationen immer wieder nützliche Hinweise und Anregungen für meine Arbeit gegeben, andererseits wurde mir von ihr auch stets der nötige Freiraum zur selbstständigen Lösung von Problemen gewährt. Ihre konstruktive und wertvolle Kritik bei der Korrektur dieser Dissertation und meiner ersten wissenschaftlichen Veröffentlichung aber auch nach vielen Fachvorträgen waren für den erfolgreichen Abschluss dieser Arbeit von großer Bedeutung. Für die angenehme und engagierte Zusammenarbeit möchte ich ihr herzlich danken.

Für die technische Unterstützung meiner Modellsimulationen und die Bereitstellung der ERA40 Reanalysedaten zur Modellvalidierung danke ich vielmals Ines Hebestadt und Sabine Erxleben.

Im Grunde danke ich allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des AWI Potsdam, insbesondere der Modellierergruppe, für die angenehme und herzliche Arbeitsatmosphäre. In diesem Zusammenhang möchte ich mich besonders bei meinen beiden Kolleginnen Daniela Bleßmann und Heidrun Matthes bedanken, mit denen ich in den letzten drei Jahren ein Büro teilen durfte und die mir bei Problemen mit Fortran und GrADS oft geholfen haben. Ein von Daniela Bleßmann programmiertes GrADS-Skript konnte ich immer wieder anwenden und hat somit meinen Arbeitsaufwand wesentlich erleichtert. Für die unterhaltsame und schöne Zeit im „Raum 204“ möchte ich beiden sehr danken.

Die globalen ECHAM5 Antriebsfelder für das paläoklimatische Experiment wurden mir vom Max-Planck-Institut für Meteorologie Hamburg bereitgestellt. Dabei möchte ich speziell Anne Dallmeyer für den Datentransfer und die vielen nützlichen Hinweise danken. Ein weiteres Dankeschön geht an Dr. Stephan J. Lorenz, der durch seine Kompetenz den anfänglichen Fehler in der Orbitroutine sofort finden konnte.

Zum Vergleich meiner Modellsimulation mit paläoklimatischen Proxies wurden mir durch die Periglazialgruppe des AWI Potsdam freundlicherweise Rekonstruktionen zur Verfügung gestellt. Für diese Kooperation möchte ich Prof. Dr. Ulrike Herzschuh und Yongbo Wang danken.

Bei der deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und dem gesamten Graduiertenkolleg 1364/1 unter der Leitung von Prof. Dr. Manfred Strecker möchte ich mich für die Finanzierung dieser Arbeit und den damit in Zusammenhang stehenden gemeinschaftlichen Unternehmungen (Summer School, AGU und Exkursion in den indischen Himalaja) bedanken. Diese unvergesslichen Erfahrungen und Eindrücke haben mein interdisziplinäres wissenschaftliches Verständnis erweitert.

Zahlreiche interkulturelle Veranstaltungen (u.a. Bowling, Ausflüge oder gemeinsames Kochen) mit anderen Doktoranden des Graduiertenkollegs und externen Gastwissenschaftlern haben ebenfalls zu dem erfolgreichen Abschluss der Arbeit beigetragen. Dabei danke ich besonders Nishant Malik, Verónica Torres Acosta, Saswati Sarkar, Anoop Ambili, Nadine Schütz und Yufei Xin.

Letztendlich möchte ich meiner Familie und meinen Freunden für die Unterstützung und Motivation zu dieser Arbeit danken. Widmen möchte ich diese Dissertation einem ganz besonderen Menschen in meinem Leben, der mich im letzten Jahr in vielen Momenten aufgeheitert und den notwendigen Optimismus für dieses Vorhaben vorangetrieben hat – meiner Mellie.

Erklärung

Ich erkläre hiermit, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst habe und versichere darüber hinaus, dass zu dessen Anfertigung nur die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet wurden.

Ferner bestätige ich, dass diese Arbeit an keiner anderen Hochschule eingereicht wurde.

Potsdam, 1. Dezember 2010

(Stefan Polanski)