

QUIRCS / DEKLIM



**QUANTIFIZIERUNG VON UNGENAUIGKEITEN REGIONALER
KLIMA- UND KLIMAÄNDERUNGSSIMULATIONEN
(QUIRCS)**

ABSCHLUSSBERICHT

**Zusammenfassung der wesentlichen Ergebnisse eines Projektes des
deutschen Klimaforschungsprogramms
DEKLIM**

Projektleiter:
Dr. Klaus Keuler
Lehrstuhl Umweltmeteorologie
Brandenburgische Technische Universität (BTU) Cottbus



Laufzeit des Projektes

1. Oktober 2001 – 31. Dezember 2005

Finanzielle Förderung

über das

Deutsche Klimaforschungsprogramm DEKLIM

“Klimaentwicklung – Vom Verständnis der Variabilität zur Prognose“

Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF)

Förderkennzeichen: 01LD0026

QUIRCS ist Teil des DEKLIM-Forschungsbereiches

„Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit“

Internet

DEKLIM: <http://www.deklim.de>

QUIRCS: <http://www.tu-cottbus.de/meteo/Quircs/home.html>

Abschlussbericht erstellt im August 2006

Beteiligte Projektpartner



Lehrstuhl Umweltmeteorologie
 Brandenburgische Technische Universität (**BTU**)
 Postfach 10 13 44, 03013 Cottbus
Gesamtkoordinator und Projektleiter: Klaus Keuler
Mitarbeiter: Alexander Block, Wilfried Ahrens



Institut für Physik der Atmosphäre
 Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (**DLR**)
 Oberpfaffenhofen, 82234 Weßling
Projektleiter: Dietrich Heimann
Mitarbeiter: Maria Zemsch



Referat Klimaanalyse und Klimadiagnose
 Deutscher Wetterdienst (**DWD**)
 Postfach 100 465, 63004 Offenbach
Projektleiter: Ernst Dittmann
Mitarbeiter: Andreas Walter



Professur für Meteorologie, Institut für Hydrologie und Meteorologie
 Technische Universität Dresden (**TUDD**)
 01062 Dresden
Projektleiter: Franz Berger, Christian Bernhofer
Mitarbeiter: Michael Sommer



Institut für Meteorologie und Klimaforschung (**IMK**)
 Forschungszentrum Karlsruhe (FZK)
 Kreuzteckbahnstraße 19, 82467 Garmisch-Partenkirchen
Projektleiter: Hans-Richard Knoche



Arbeitsgruppe Regionale Klimamodellierung
 Max-Planck-Institut für Meteorologie (**MPI**)
 Bundesstraße 53, 20146 Hamburg
Projektleiterin: Daniela Jacob
Mitarbeiter: Sven Kotlarski, Diana Rechid, Lola Kotova



Abteilung Klimasystem
 Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK)
 Postfach 60 12 03, 14412 Potsdam
Mitarbeiter: Uwe Böhm, Martin Kücken, Detlef Hauffe

Die Gruppen BTU, DLR, DWD, TUDD, IMK und MPI wurden im Rahmen des deutschen Klimaforschungsprogramms DEKLIM durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) finanziell gefördert. Die Arbeitsgruppe des PIK wurde als assoziatives Mitglied ohne finanzielle Förderung in das Forschungsprojekt QUIRCS integriert.

INHALTSVERZEICHNIS

I	PROJEKTÜBERSICHT	5
I.1	Aufgabenstellung	5
I.2	Ausgangsbedingungen	6
I.3	Planung und Ablauf	7
I.4	Wissenschaftlicher und technischer Stand	11
I.5	Zusammenarbeit	12
II	DETAILLIERTE DARSTELLUNG DER PROJEKTERGEBNISSE	15
II.1	Unsicherheiten klimatologischer Referenzdaten	15
II.1.1	Grundproblematik	15
II.1.2	Vergleich verschiedener Referenzdatensätze	16
II.1.3	Einfluss räumlicher Interpolationsverfahren	18
II.1.4	Resumée	21
II.2	Unsicherheiten regionaler Klimasimulationen	23
II.2.1	Methodik	23
II.2.2	Klassische Evaluierung	25
II.2.3	Quantitative Evaluierung	29
II.2.4	Resumée	31
II.3	Ein regionales Klimaszenario für Mitteleuropa	33
II.3.1	Methodik	33
II.3.2	Räumliche Struktur der Klimaänderungen	34
II.3.3	Klimaänderungen für Deutschland	38
II.3.4	Resumée	44
II.4	Modelle, Simulationen und Auswertung	45
II.4.1	Modelle und Konfigurationen	45
II.4.2	Globaler Modellantrieb und Nestungsstrategie	49
II.4.3	Durchgeführte Simulationen	52
II.4.4	Datenaufbereitung und Auswertung	54
II.5	Statistisch dynamische Regionalisierung	57
II.5.1	Datenbasis und Methodik	58
II.5.2	Wetterlagenklassifizierung	60
II.5.3	Statistisch-dynamische Rekombination	64
II.5.4	Statistisch-dynamische Regionalisierung	73
II.5.5	Resumée	79
II.6	Aufbereitung meteorologischer Referenzdaten aus Bodenbeobachtungen und Radiosondenmessungen	81
II.6.1	Verfügbare Daten	81
II.6.2	Aufbereitung der Beobachtungsdaten	84
II.6.3	Resumée	88

II.7	Ableitung von Strahlungsbilanzen aus Fernerkundungsdaten	89
II.7.1	Datengrundlage und Aufbereitungsmethode	89
II.7.2	Auswertung	90
II.7.3	Resumée und Ausblick	96
II.8	Vergleich klimatologischer Vertikalprofile	99
II.8.1	Datenerfassung und Aufbereitung	99
II.8.2	Vergleich von Radiosondendaten und Modellprofilen	99
II.8.3	Resumée	104
II.9	Ausgewählte Aspekte regionaler Klimaänderungen	105
II.9.1	Häufigkeit und Persistenz warmer und trockener Perioden	105
II.9.2	Änderung der Zahl trockener Tage	107
II.9.3	Schneebedeckung in Deutschland und im nördlichen Alpenraum	108
II.10	Sensitivitäten regionaler Klimasimulationen	113
II.10.1	Einfluss zeitlich variabler Landoberflächeneigenschaften	113
II.10.2	Einfluss veränderter Bodenparameter	119
II.10.3	Einfluss der Modellgebietsgröße	125
II.10.4	Einfluss der vertikalen Modellauflösung	128
II.10.5	Einfluss der horizontalen Modellauflösung	132
II.11	Anhänge	139
II.11.1	Definition der Abstandsmaße	139
II.11.2	Ausgewertete Klimaparameter der Modellsimulationen	143
II.11.3	Literatur	147
III	FORSCHUNGSPOLITISCHE VERWERTUNG DER ERGEBNISSE	149
III.1	Nutzen der Ergebnisse	149
III.2	Projektrelevante Entwicklungen Dritter	150
III.3	Veröffentlichung von Ergebnissen	151

I Projektübersicht

Das Projekt QUIRCS (“Quantification of Uncertainties in Regional Climate and Climate-Change Simulations“) ist eines von insgesamt 37 Verbundforschungsprojekten, die im Rahmen des Deutschen Klimaforschungsprogramms DEKLIM vom BMBF als Beitrag zum Teilbereich „Klimaforschung und Vorhersagbarkeit“ gefördert worden sind [DEKLIM, 2005]. Unter der Koordination des Lehrstuhls Umweltmeteorologie der Brandenburgischen Technischen Universität (BTU) Cottbus waren 6 Institutionen mit insgesamt 13 Mitarbeitern über 4 Jahre an der Durchführung des Projektes beteiligt. Der vorliegende Bericht gibt einen Überblick über die verschiedenen Aufgabenstellungen und fasst die wesentlichen Ergebnisse des Projektes zusammen.

I.1 Aufgabenstellung

Nach heutigem Stand des Wissens ist davon auszugehen, dass die auf Grund der Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen bis zum Ende dieses Jahrhunderts erwartete globale Klimaveränderung in verschiedenen Regionen der Erde zum Teil sehr unterschiedlich ausfallen wird. Um die möglichen Auswirkungen dieser Klimaänderung verlässlicher einschätzen zu können, und um eventuell erforderliche Anpassungsstrategien an die regionalspezifischen Ausprägungen dieser Änderung entwickeln zu können, ist daher die Entwicklung von hoch aufgelösten regionalen Klimaszenarien zwingend notwendig. Dies geschieht in der modernen Klimaforschung durch den Einsatz regionaler Klimamodelle. Hierbei handelt es sich um leistungsstarke ‘Limited Area’ Modelle, die in einen räumlich begrenzten Ausschnitt das Wetter- und Klimageschehen des Systems Erde-Atmosphäre mit einer hohen räumlichen Auflösung im Bereich von 10 und 50 km über Zeiträume von mehreren Jahrzehnten größtenteils kontinuierlich simulieren können. Die hierbei an den seitlichen Rändern der regionalen Modelle benötigten zeitabhängigen Randwerte werden aus den Ergebnissen von gröber auflösenden globalen Klimasimulationen interpoliert. Dies geschieht in regelmäßigen Zeitabständen von typischer Weise 3 bis 6 Stunden, so dass die regionalen Modelle über die seitlichen Randwerte einen relativ kontinuierlichen Ablauf des globalen Geschehens außerhalb des von ihnen simulierten Teilgebietes mitgeteilt bekommen.

Die heute weltweit eingesetzten Klimamodelle sind in der Lage, den Ablauf im Klimageschehen adäquat zu beschreiben, aber sie tun dies immer nur näherungsweise. Ihre Ergebnisse sind also immer auch mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, die sich auch nie gänzlich wird beseitigen lassen. Für die regionalen Klimasimulationen bedeutet das, dass ihre Ergebnisse sowohl von den externen Vorgaben der globalen Simulationen (verwendetes Globalmodelle, ausgewähltes Treibhausgasszenario) als auch von den individuellen Eigenschaften des jeweils verwendeten Regionalmodells abhängen. Zu Letzteren zählen insbesondere

- der Umfang und die Komplexität der berücksichtigten physikalischen Prozesse (z.B. Strahlung, Wolken- und Niederschlagsbildung, etc.),
- die Genauigkeit ihrer physikalisch-mathematischen Beschreibung (Parameterisierungsansätze und Numerik),
- die vom Modelle benötigten und extern zur Verfügung gestellten geophysikalischen Eingangsparameter (z.B. Boden- und Landnutzungsdaten),
- sowie die Größe des Modellgebietes und die verwendete räumliche Auflösung.

Die individuellen Unterschiede der eingesetzten regionalen Modelle führt dazu, dass die regionalen Simulationen mit unterschiedlichen Modellen auch bei Vorgabe der gleichen globalen Klimasimulation zu voneinander abweichenden Ergebnissen führen und zwar sowohl bei der Rekonstruktion der gegenwärtigen Klimabedingungen als auch bei der Projektion zukünftiger

Klimaänderungen. Um dennoch verlässliche und verwertbare Aussagen über mögliche regionale Klimaänderungen und die dadurch verursachten Folgen ableiten zu können, ist es zwingend erforderlich, die existierenden Unsicherheiten solcher Simulationen so weit wie möglich zu quantifizieren. Neben der dann aus mehreren Simulationen gewonnenen mittleren zu erwartenden Änderung, ist also auch ein Unsicherheitsbereich, oder besser gesagt, ein Vertrauensbereich abzuleiten, innerhalb dem die simulierten Ergebnisse als verlässlich angesehen werden können. Die Quantifizierung der Unsicherheiten derzeit verwendeter Regionalisierungsmethoden ist also von essentieller Bedeutung, um die Glaubwürdigkeit und Anwendbarkeit simulierter Klimaszenarien sicherzustellen. Außerdem legt sie die Basis für die Bewertung zukünftiger Fortschritte bei der Weiterentwicklung und Verbesserung der Klimamodelle und Regionalisierungsmethoden.

Hieraus ergibt sich das **primäre Ziel** dieses Projektes, nämlich **die Belastbarkeit regionaler Klimaprognosen zu stärken**. Dies geschieht, indem

- die Unsicherheitsbereiche regionaler Klimasimulationen quantifiziert werden,
- ein regionales Klimaszenario für Mitteleuropa erstellt wird, und
- die simulierten Klimaänderungen anhand dieser Unsicherheiten bewertet werden.

Die Umsetzung dieses Zieles erfolgt durch den Einsatz verschiedener regionaler Klimamodelle und Regionalisierungsmethoden und die Verwendung unterschiedlicher aus Beobachtungen abgeleiteter Referenzdatensätze. Im Einzelnen bedingt dies die folgenden Arbeitsschritte:

- Durchführung einer Reihe regionaler Klimasimulationen mit verschiedenen Modellen und Regionalisierungsmethoden sowohl für die Rekonstruktion gegenwärtiger Klimabedingungen als auch für ein aus einer globalen Simulation vorgegebenes Klimaszenario,
- Bereitstellung adäquater, aus Beobachtungen abgeleiteter, flächendeckender Referenzdaten für eine Reihe zentraler Klimaparameter,
- Auswahl und Ermittlung geeigneter Maßzahlen zur Bewertung der Unsicherheitsbereiche von Simulationsergebnissen und Referenzdaten,
- Bewertung des simulierten Klimaszenarios anhand der abgeleiteten Unsicherheitsbereiche.

In diesem Zusammenhang sei ausdrücklich betont, dass auch die Erfassung der beobachtbaren klimatischen Bedingungen und somit die für die Modellbewertung herangezogenen Referenzdaten immer mit Unsicherheiten behaftet sind. Die natürliche Klimavariabilität erlaubt es, neben messtechnisch bedingten Ungenauigkeiten bei der Bestimmung von Klimaparametern und vor allem bei deren flächendeckender Interpolation (verwendetes Datenmodell), den tatsächlichen 'Klimazustand' ebenfalls nur als einen Bereich von Klimawerten wiederzugeben. Die dadurch bedingten Unsicherheiten des 'Vergleichszustandes' sind in die quantitative Bewertung der Simulationsergebnisse unbedingt einzubeziehen. Die Grundidee dieses Projektes ist es daher, die Variabilität von numerischen Simulationen und Beobachtungen des Klimas zu akzeptieren, deren Unsicherheiten zu quantifizieren und beim gegenseitigen Vergleich zu berücksichtigen.

I.2 Ausgangsbedingungen

Für die Umsetzung der im Kapitel I.1 dargelegten Zielsetzungen stand eine Projektlaufzeit von vier Jahren zur Verfügung. Die Durchführung und Auswertung möglichst vieler und umfangreicher Simulationen und die Aufbereitung und Bereitstellung der benötigten Referenzdaten machte eine intensive Kooperation der in diesem Projekt zusammengeschlossenen Gruppen (siehe Kapitel I.5) erforderlich. Alle Projektpartner verfügten bereits zum Zeitpunkt der Projektplanung über umfangreiche Erfahrungen in der Anwendung regionaler Klimamodelle und in der Bearbeitung und Interpretation von Beobachtungsdaten – sowohl aus Stationsmessungen als auch aus Satellitenbeobachtungen. Durch die Zusammenführung der Partner ist es gelungen, alle zu Beginn der

Projektlaufzeit in Deutschland verfügbaren regionalen Klimamodelle in das Projekt zu integrieren und umfangreiche Datenbestände des Deutschen Wetterdienstes (DWD) und aus der Fernerkundung für die Evaluierung der Simulationsergebnisse verfügbar zu machen. Grundlage für die Durchführung des Projektes bildeten somit alle in Deutschland eingesetzten regionalen Klimamodelle und Regionalisierungsmethoden, die für die geplante Aufgabenstellung geeignet erschienen, und eine Vielzahl langjähriger Beobachtungsdaten (Rohdaten), die nach entsprechender Aufbereitung einen Vergleich mit den simulierten Klimadaten ermöglichen sollten.

Wesentliche Voraussetzungen zur erfolgreichen Durchführung des Projektes waren:

- die eng aufeinander abgestimmte Durchführung verschiedener regionaler Klimasimulationen für gegenwärtige und zukünftige Klimabedingungen und
- eine auf die Struktur der Modellergebnisse abgestimmte Aufbereitung von Klimaparametern als flächendeckende Rasterdaten aus einer möglichst großen Zahl verfügbarer Beobachtungsreihen.

Für die Durchführung der Klimasimulationen standen sowohl am Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) in Hamburg als auch bei den beteiligten Institutionen (MPI, IMK, BTU, DLR) ausreichend Rechenkapazitäten zur Verfügung.

I.3 Planung und Ablauf

Die wesentliche Grundlage des Projektes bildeten eine Reihe eng aufeinander abgestimmter Klimasimulationen für verschiedene Klimabedingungen, die mit unterschiedlichen Klimamodellen und Regionalisierungsmethoden durch die Projektpartner während der Projektlaufzeit durchgeführt wurden (Kapitel II.4). Bei den verwendeten Modellen handelte es sich um verschiedene, dynamisch 'genestete' Versionen des regionalen Klimamodells REMO, um die Klimaversionen der beiden nicht-hydrostatischen mesoskaligen Vorhersagemodelle MM5 und LM – Climate-LM (CLM) genannt – und um einen statistisch-dynamischen Regionalisierungsansatz (siehe Kapitel II.5), der die regionalen Klimamuster über eine statistische Rekombination wetterlagentypischer Ergebnisse aus Simulationsergebnissen des Modells REMO erzeugt. Die Modelle unterscheiden sich in den Beschreibungen der physikalischen Prozesse, in den verwendeten numerischen Verfahren und den geophysikalischen Eingangsparametern. Sie wurden nicht speziell auf die hier durchzuführenden Simulationen angepasst, sondern in der Konfiguration belassen, in der sie von ihren Betreibern bisher für operationelle Anwendungen verwendet worden sind. Die horizontale Auflösung der Modelle war vergleichbar und lag abhängig von der jeweils verwendeten Koordinatentransformation im Bereich von 18 km. Die Modellgebiete waren unterschiedlich groß, umfassten aber alle ein gemeinsames Kerngebiet (siehe Abbildung I.3-1), auf dem die vergleichenden Auswertungen der simulierten Klimaparameter durchgeführt wurden.

Die durchgeführten Simulationen lassen sich in 4 Kategorien einteilen.

Evaluierungssimulationen (EVAL):

Simulation der gegenwärtigen Klimabedingungen über einen 15-jährigen Zeitraum (1979-1993). Die für den Anfangszustand und die seitlichen Randbedingungen benötigten Antriebsdaten werden hier aus sog. Reanalysen [Gibson et al., 1997] des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) abgeleitet.

Kontrollsimulationen (PDC):

Simulation eines Referenzklimas (Present-Day Climate, PDC) über einen 30-jährigen Zeitraum, das den gegenwärtigen Treibhausgaskonzentrationen entspricht. Die Antriebsdaten für den Zeitraum 1960-1989 basieren hier auf Ergebnissen einer globalen Klimasimulation mit dem gekoppelten

Ozean-Atmosphärenmodell ECHAM4+OPYC [Roeckner et al., 1999] des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (MPI) in Hamburg.

Szenariosimulationen (FCS):

Simulation eines zukünftigen Klimaszenarios (Future Climate Scenario, FCS) über einen 30-jährigen Zeitraum, das den Treibhausgaskonzentrationen gegen Ende des 21. Jahrhunderts entspricht. Der dabei angenommene Anstieg der globalen Treibhausgaskonzentrationen folgt dem Emissionszenario B2 im Special Report on Emissions Scenarios (SRES) des Intergovernmental Panel on Climate Change [IPCC, Nakicenovic and Swart, 2000]. Die Antriebsdaten für den Zeitraum 2070-2099 stammen aus der gleichen gekoppelten Globalsimulation wie bei den PDC-Simulationen.

Sensitivitätssimulationen:

Zusätzliche individuelle Teilsimulationen der Projektpartner, die den Einfluss veränderter Modellparameter und -konfigurationen auf die Ergebnisse regionaler Klimasimulationen aufzeigen sollen.

Die Bewertung der Modellgüte (Evaluierung) erfolgt an Hand von aus Beobachtungen abgeleiteten und an die Gitterstruktur der Modelle angepassten Referenzdaten. Als Datenquellen standen dem Projekt zur Verfügung:

- Bodennahe Stationsbeobachtungen des operationellen Messnetzes des DWD (Kapitel II.6) zur Aufbereitung 'klassischer' Klimaparameter,
- Profile aus Radiosondenaufstiegen an 6 ausgewählten Standorten in Deutschland (Kapitel II.6), zur Untersuchung der vertikalen Struktur der Atmosphäre,
- Satellitendaten des International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) zur Ableitung von Strahlungsflussdichten am Erdboden und am Oberrand der Atmosphäre (Kapitel II.7),
- durch externe Gruppen zur Verfügung gestellte Gitterpunktsdaten klimatologischer Parameter, wie z.B. die der Climate Research Unit [CRU, New et al., 2000, und 2002], die der ECMWF Reanalysen oder des DEKLIM-Projektes VASClimo.

Bei der Aufbereitung der Stationsbeobachtungen werden zunächst aus den langjährigen Beobachtungsreihen von Momentanwerten an allen verfügbaren Stationen klimatologische Kenngrößen wie Mittelwerte, Varianzen oder Häufigkeiten auf Monats- bzw. Jahresbasis für eine Reihe von Parametern wie z.B. die Lufttemperatur, den Niederschlag oder die Anzahl von Frost- und Sommertagen abgeleitet. Diese werden anschließend mit unterschiedlichen, auf den jeweiligen Klimaparameter abgestimmten Verfahren flächendeckend auf ein reguläres Gitter interpoliert.

Bei den Satellitendaten müssen zunächst die gemessenen und auf einem räumlichen Raster vorliegenden Informationen in meteorologische Größen umgerechnet und dann ebenfalls auf ein für den Vergleich mit entsprechenden Simulationsergebnissen geeignetes reguläres Gitter transferiert werden. Anschließend werden aus den verfügbaren Momentanaufnahmen Monatsmittelwerte gebildet, aus denen sich dann Klimamittelwerte und Varianzen der Strahlungsflussdichten berechnen lassen.

Um die auf unterschiedlichen Gittern vorliegenden Referenzdaten mit den entsprechenden Ergebnissen der regionalen Klimasimulationen vergleichen zu können, sind Referenzdaten und Simulationsergebnisse zunächst auf ein gemeinsames räumliches Referenzgitter zu projizieren. Dabei ist zu berücksichtigen, dass sich diese Daten, die zum Teil eine starke Höhenabhängigkeit aufweisen wie z.B. die Temperatur oder der Luftdruck, auch auf voneinander abweichende Geländehöhen beziehen. Daher müssen vor dem Vergleich Modell- und Vergleichsdaten durch eine geeignete Höhenkorrektur auch auf eine gemeinsame Referenztopographie interpoliert werden. Das hier verwendete Vergleichsgebiet mit der zugehörigen Referenztopographie ist in Abbildung I.3-1 dargestellt.

Die i.d.R. mindestens zweimal pro Tag vorliegenden Radiosondendaten liefern Informationen über die vertikale Verteilung von Temperatur, Wasserdampf und Windgeschwindigkeit. Sie werden zunächst auf ein reguläres Höhenraster übertragen. Aus den so erzeugten Profilen lassen sich für jeden Monat mittlere Profile mit ihren zeitlichen Schwankungsbreiten berechnen. Außerdem werden sekundäre Kenngrößen wie die Tropopausenhöhe, die Höhe der Null-Grad Grenze und der 500 hPa Fläche, die Häufigkeitsverteilung der Windrichtung in ausgewählten Höhen und der vertikal integrierter Wasserdampfgehalt abgeleitet.

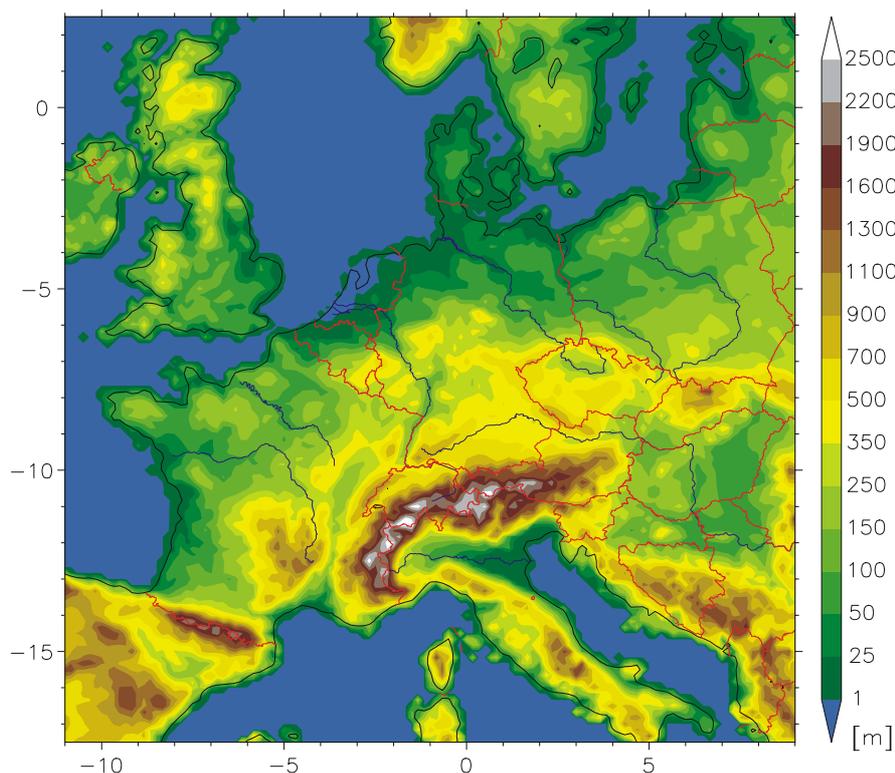


Abbildung I.3-1: Referenzgebiet mit Topographie für die gemeinsame Auswertung von Simulationsergebnissen und Vergleichsdaten.

Für den Vergleich mit den Radiosondendaten müssen aus den dreidimensionalen Gitterdaten der Klimasimulationen zu jedem 00 und 12 Uhr Termin Vertikalprofile extrahiert werden, die denen der Radiosondenaufstiege entsprechen. Hierbei werden die Aufstiege 'virtueller' Radiosonden im Modellgitter nachempfunden und ihre dabei 'gemessenen' (interpolierten) Profile in gleicher Weise aufbereitet wie die der realen Radiosonden.

Für den Vergleich der so konsistent aufeinander abgebildeten Simulations- und Referenzdaten werden eine Reihe von Kennzahlen (sog. Abstandsmaße) eingeführt, die eine objektive Quantifizierung der Abweichungen zwischen den Modellergebnissen und den Referenzdaten erlauben (Anhang II.11.1). Mit ihnen lassen sich verschiedene Eigenschaften der zu vergleichenden Datensätze bewerten wie z.B. die systematischen Abweichungen der Klimamittel, die Wiedergabe ihrer räumlichen Struktur und der zeitliche Verlauf von Monatsmitteln einer bestimmten Teilregion. Für jeden der untersuchten Klimaparameter werden die Ergebnisse aller Evaluierungssimulationen mit jedem verfügbaren Referenzdatensatz verglichen. Dadurch ergibt sich für jedes der berechneten Abstandsmaße ein mehr oder weniger breit streuender Wertebereich. Dieser quantifiziert die Unsicherheit, mit der die jeweils erfasste Eigenschaft des tatsächlichen Klimas von den Modellergebnissen wiedergegeben wird. Dabei werden sowohl die Streuung der Simulationsergebnisse als auch die der Referenzdaten in gleicher Weise bei der Bewertung der Modellgüte berücksichtigt.

Für die Ermittlung der projizierten Klimaänderungen werden die jeweils 30-jährigen Zeiträume der Kontroll- und Szenariosimulationen klimatologische ausgewertet. Dabei werden für verschieden meteorologische Größen wie z.B. Temperatur, Niederschlag, Windgeschwindigkeit und Verdunstung eine Reihe von Klimaparameter berechnet, die das langjährige Mittel, seine räumliche Varianz, die interannuelle Variabilität und die Häufigkeit und Andauer von extremen Ereignissen erfassen. Der Vergleich zwischen beiden Zeiträumen erfolgt für jedes Modell durch Berechnung der gleichen Kennzahlen, die schon für die Evaluierung herangezogen wurden. Da die Modelle unterschiedliche Ergebnisse für die simulierten Zeiträume liefern, ergibt sich für jede Kennzahl wieder ein Bereich von Werten. Hieraus lässt sich dann die mittlere Änderung der erfassten Klimaeigenschaft zusammen mit ihrer potentiellen Schwankungsbreite abschätzen.

Für die abschließende Bewertung der simulierten Klimaänderungen wird jede Kennzahl einem statistischen Signifikanztest unterzogen und das simulierte Änderungssignal mit dem im Evaluierungsschritt quantifizierten Unsicherheitsbereich verglichen. Um eine belastbare Klimaänderung ableiten zu können, müssen zwei Kriterien erfüllt sein:

- Die simulierte Klimaänderung muss auf einem Signifikanzniveau von 95% statistisch signifikant sein.
- Das Änderungssignal muss mit seinem gesamten Streubereich aus dem Unsicherheitsbereich herausragen.

Die statistische Signifikanz reicht alleine nicht aus, um eine Abweichung der Szenariosimulation von der Kontrollsimulation als verlässliches Änderungssignal interpretieren zu können. So können durchaus auch Simulationen, die eigentlich den gegenwärtigen Klimazustand repräsentieren sollen, auf Grund der modellimmanenten Unsicherheiten statistisch signifikant vom repräsentierten Klimazustand abweichen. Es muss also möglichst ausgeschlossen werden, dass Abweichungen in den Simulationen, die in der Größenordnung der Modellunsicherheiten liegen, irrtümlicherweise als Klimaänderung interpretiert werden. Folglich sollte das Änderungssignal immer größer sein als der quantifizierte Unsicherheitsbereich. Oder anders ausgedrückt: Die simulierte Klimaänderung, die durch den Wertebereich einer bestimmten Kennzahl (z.B. der BIAS) erfasst wird, muss aus dem Unsicherheitsbereich dieser Kennzahl, wie er sich aus den Evaluierungssimulationen ergeben hat, herausragen. Demnach ergeben sich für die Ergebnisse der Szenarienrechnungen drei Qualitätsstufen.

Verlässliche Klimaänderung: Die Abweichungen zwischen Szenario- und Kontrollsimulationen (Klimaänderungen) sind in allen Simulationen statistisch signifikant und ragen aus dem Unsicherheitsbereich heraus.

Mögliche aber nicht belastbare Klimaänderung: Die simulierten Änderungen sind nur in einigen Simulationen statistisch signifikant oder sie verbleiben zumindest teilweise im Unsicherheitsbereich der Modelle.

Klimaänderung durch Simulationsergebnisse nicht belegbar: Die Abweichungen zwischen Szenario- und Kontrollsimulationen sind statistisch nicht signifikant.

Ausgewählte Resultate dieser Auswertungen werden in Kapitel II.3 dargestellt.

I.4 Wissenschaftlicher und technischer Stand

Seit Beginn der 90er Jahre sind in Deutschland verschiedene regionale Klimamodelle und Regionalisierungsmethoden entwickelt, getestet und auf unterschiedliche Aufgabenstellungen angewendet worden. Ein systematischer Vergleich mit einer quantitativen Evaluierung dieser Modelle und Methoden fehlte jedoch zu Beginn des Projektes. Daher bestand eine zentrale Aufgabe von QUIRCS darin, einen substanziellen Beitrag zur Behebung dieses Defizits zu leisten, indem die existierenden Modelle und Regionalisierungsmethoden einer einheitlichen Evaluierung unterzogen und die Unterschiede und Ungenauigkeiten regionaler Klima- und Klimaänderungssimulationen objektiv und vergleichbar quantifiziert werden.

Im Projekt sind die Modelle integriert, die zum Projektbeginn in Deutschland für regionale Klimasimulationen verwendet wurden. Während der Laufzeit konnte ein weiteres noch in der Entwicklung befindliches Modell, das CLM – die Klimaversion des Lokalmodells LM –, in die Untersuchungen aufgenommen werden.

Der übliche Einsatzbereich der regionalen Klimamodelle lag auf der kontinentalen Skala mit horizontalen Auflösungen im Bereich von 50 bis 60 km. Höhere Auflösungen wurden nur vereinzelt und mehr für Testzwecken als für langjährige Klimasimulationen verwendet und beschränkten sich auf Grund ihres großen Rechenbedarfs auf Simulationen mit einer Dauer von wenigen Jahren. Mit den hier durchgeführten Langzeitsimulationen von bis zu 30 Jahren bei einer Auflösung von ca. 18 km stieß das Projekt in neue Dimensionen der regionalen Klimamodellierung vor. Damit konnte auch erstmals die Bedeutung europäischer Mittelgebirgsstrukturen auf das Regionalklima adäquat in Langzeitsimulationen berücksichtigt werden.

Die zu Projektbeginn verfügbaren Klimadaten waren für die Evaluierung hoch aufgelöster Klimasimulationen nur bedingt geeignet. Ihre horizontale Auflösung war auf die Bedürfnisse globaler Klimasimulationen zugeschnitten und lag zwischen 1,0 und 2,5 Grad. Nur wenige Datensätze [New et al., 2000] hatten eine Auflösung von 0,5 Grad (rund 60 km) und feiner, die sich dann aber auf ausgewählte Teilregionen beschränkten. In 2002 veröffentlichten New et al. den ersten hoch aufgelösten Klimadatensatz, der ganz Europa mit einer räumlichen Auflösung von 1/6 Grad überdeckte, was in etwa der Auflösung der in QUIRCS eingesetzten Regionalmodelle entsprach. Verfügbar waren hier neben Standardparametern wie der Lufttemperatur und dem Niederschlag auch der mittlere Tagesgang der Lufttemperatur sowie die Häufigkeit von Niederschlagstagen und Tagen mit Bodenfrost. Jedoch war die Qualität der verschiedenen Datensätze auf Grund landesspezifischer Datenerhebungen (Parameterdefinitionen, Messintervalle und Messhöhen) und einer variierenden Datendichte sehr unterschiedlich.

Mit dem Vorstoß in den Bereich zwischen 10 und 20 km wurden mit den regionalen Modellen erstmals Auflösungen erreicht, die deutlich höher sind, als der mittlere Stationsabstand der operationell betriebenen Messnetze. Die Aufbereitung flächendeckender Rasterdaten aus den verfügbaren Stationsbeobachtungen stellte daher eine besondere Herausforderung dar. Geeignete Verfahren mussten erst noch entwickelt und ihre Güte eingehend geprüft werden. Durch die Kooperation mit dem Deutschen Wetterdienst stand eines der dichtesten Messnetze Europas für die Erstellung entsprechender Referenzdaten zur Verfügung. Im Zuge der Erstellung des Klimaatlas der Bundesrepublik Deutschland [Müller-Westerner et al., 1999] hatte man hier bereits erste Erfahrungen mit räumlich hoch auflösenden Interpolationsverfahren gesammelt. Durch Einbindung von Ernst Dittmann – verantwortlicher Leiter und Ko-Autor des Klimaatlas der Bundesrepublik Deutschland – als Projektleiter des DWD-Beitrags zu QUIRCS konnte diese Erfahrung genutzt und im Rahmen von QUIRCS kontinuierlich ausgebaut werden. So ließen sich zusätzlich zu den klassischen 'primären' Klimaparametern wie Lufttemperatur und Niederschlag auch 'sekundäre'

Klimaparameter wie die spezifische Feuchte, die Windgeschwindigkeit und die Häufigkeit bestimmter Extremereignisse erstellen. Die systematische Aufbereitung klimatologischer Vertikalprofile aus Radiosondendaten wurde ebenfalls erst mit dem Verbundprojekt begonnen.

Durch den inzwischen langjährigen Einsatz von Satelliten zur Erdbeobachtungen standen erstmals auch ausreichend lange Reihen hoch aufgelöster Satellitendaten zur Verfügung. Eine entsprechende Aufbereitung in für die Evaluierung von regionalen Klimasimulationen geeignete Referenzdaten fehlte jedoch.

I.5 Zusammenarbeit

QUIRCS basiert auf der intensiven Zusammenarbeit von 6 Arbeitsgruppen aus 6 verschiedenen Institutionen, von denen sich 4 Gruppen überwiegend mit der Entwicklung und Anwendung regionaler Klimamodelle und 2 Gruppen mit der Aufbereitung und Auswertung von Referenzdaten beschäftigen. Zentraler Kern des Projektes war die gemeinsame Durchführung und Auswertung von mehreren eng aufeinander abgestimmten Klimasimulationen (siehe Kapitel I.3 und II.4). Für die Bewertung der Modellgüte bzw. die Quantifizierung der Unsicherheiten der regionalen Simulationen mussten die aus Stationsbeobachtungen, Satellitendaten und Radiosondendaten abgeleiteten Referenzdaten in geeigneter Weise aufbereitet werden. Um die Kompatibilität der Simulationsergebnisse untereinander und mit den Referenzdaten zu gewährleisten, war eine enge Kooperation der beteiligten Partner während der gesamten Projektlaufzeit erforderlich. Der Austausch der Daten erfolgte in enger Abstimmung zwischen den Partnern nach einheitlichen Vorgaben für Format und Umfang. Aufgabe des Antragstellers war u. a. die Zusammenführung und vergleichende Analyse der verschiedenen Modellergebnisse und Referenzdaten.

Die Verteilung der Aufgaben auf die beteiligten Projektpartner ist der nachfolgende Aufstellung und dem Diagramm in Abbildung I.5-1 zu entnehmen.

- Institution:* Lehrstuhl Umweltmeteorologie,
Brandenburgische Technische Universität (BTU), Cottbus
- Mitarbeiter:* Klaus Keuler (Projektleiter und Gesamtkoordinator), Alexander Block, Wilfried Ahrens
- Aufgaben:* Durchführung regionaler Klimasimulationen, Zusammenführung und vergleichende Analyse von Simulationsergebnissen und Referenzdaten, Untersuchung des Einflusses veränderter Bodenparameter und der seitlichen Ränder auf die Simulationsergebnisse
- Institution:* Arbeitsgruppe Regionale Klimamodellierung,
Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI), Hamburg
- Mitarbeiter:* Daniela Jacob (Projektleiterin), Sven Kotlarski, Diana Rechid, Lola Kotova
- Aufgaben:* Durchführung regionaler Klimasimulationen, Bereitstellung globaler Antriebsdaten, Untersuchung des Einflusses veränderlicher Vegetation und der vertikalen Auflösung auf die Simulationsergebnisse
- Institution:* Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK-IFU),
Forschungszentrum Karlsruhe (FZK), Garmisch-Partenkirchen
- Mitarbeiter:* Hans-Richard Knoche (Projektleiter)
- Aufgaben:* Durchführung regionaler Klimasimulationen, Untersuchung des Einflusses der horizontalen Auflösung auf die Simulationsergebnisse

Institution: Institut für Physik der Atmosphäre,
Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR), Oberpfaffenhofen
Mitarbeiter: Dietrich Heimann (Projektleiter), Maria Zemsch
Aufgaben: Durchführung regionaler Klimasimulationen, Untersuchung der Verwendbarkeit alternativer Regionalisierungsmethoden

Institution: Referat Klimaanalyse und Klimadiagnose,
Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach
Mitarbeiter: Ernst Dittmann (Projektleiter), Andreas Walter
Aufgaben: Aufbereitung von Referenzdaten aus Stationsbeobachtungen und Radiosonden-
aufstiegen, Untersuchung der Unsicherheiten der Aufbereitungsmethodik

Institution: Institut für Hydrologie und Meteorologie,
Technische Universität Dresden (TUDD)
Mitarbeiter: Franz Berger(Projektleiter), Michael Sommer
Aufgaben: Aufbereitung von Referenzdaten aus Satellitenbeobachtungen, Untersuchung der
Unsicherheiten der Aufbereitungsmethodik

Durch den Wechsel von Franz Berger an das Observatorium des Deutschen Wetterdienstes in Lindenberg wurde die Leitung des Teilprojektes an der TU-Dresden durch Christian Bernhofer wahrgenommen und die Kooperation mit dem DWD über das Observatorium weiter intensiviert.

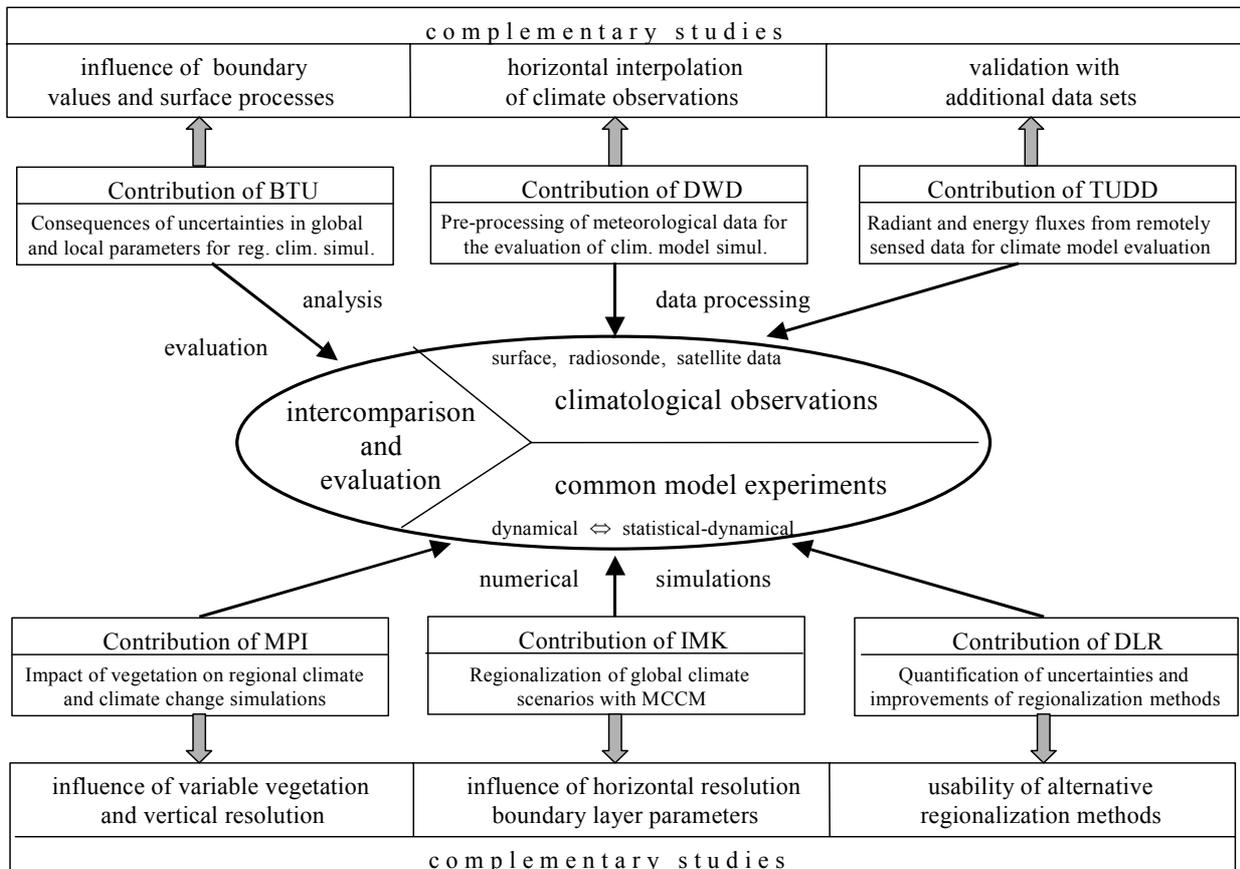


Abbildung I.5-1: Strukturplan und Aufgabenverteilung

Zusätzlich konnten auch Ergebnisse externer Gruppen, die während der Laufzeit verfügbar wurden, in die Projektarbeit integriert werden. So wurde parallel zu QUIRCS ein neues regionales Klimamodell (CLM) entwickelt und getestet. Dieses Modell basiert auf dem nicht-hydrostatischen 'Lokal Modell', dem operationellen Wettervorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes (DWD), und wurde in mehrjähriger Arbeit durch die Kooperation verschiedener Institutionen speziell an die Bedürfnisse hoch auflösender, regionaler Langzeitsimulationen angepasst. Neben dem DWD und dem Lehrstuhl Umweltmeteorologie der BTU waren die beiden nachfolgend aufgeführten Institutionen maßgeblich an der Entwicklung beteiligt.

Institution: Abteilung Klimasystem,
Potsdam Institut für Klimafolgenforschung (PIK)

Mitarbeiter: Uwe Böhm, Martin Kücken, Detlef Hauffe

Institution: Institut für Küstenforschung,
GKSS Forschungszentrum, Geesthacht (PIK)

Mitarbeiter: Burkhardt Rockel

Auf Grund der engen Kooperation der beteiligten Gruppen konnten die Ergebnisse der CLM Evaluierung in die Vergleichsstudien des Projektes QUIRCS integriert werden, was u. a. dazu führte, dass der Wissenschaftliche Lenkungsausschuss (WLA) des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ) und des MPI für Meteorologie in Hamburg dieses Modell im Januar 2005 als neues regionales Community-Modell der deutschen Klimaforschung in den Modellbestand der Servicegruppe Modelle & Daten des MPI überführte.

Durch die Zusammenarbeit mit dem Global Precipitation Climatology Center (GPCC, Bruno Rudolph) und mit dem DEKLIM Projekt VASCLimo (Projektleiter Christian-D. Schönwiese, Universität Frankfurt) konnten zusätzliche Referenzdaten für die Evaluierung der regionalen Klimasimulationen bereitgestellt werden. Des Weiteren konnten für die Evaluierung genutzt werden:

- Klimadaten der Climate Research Unit (CRU) der University of East Anglia [Hulme et al., 2002],
- eine vom PIK überarbeitete Version der CRU-Niederschlagsdaten,
- Reanalysedaten des ECMWF, die ebenso wie die Ergebnisse globaler Klimasimulationen durch die Gruppe M&D des MPI in Hamburg zur Verfügung gestellt wurden.

II Detaillierte Darstellung der Projektergebnisse

Die zentralen Projektergebnisse von QUIRCS basieren auf einer Reihe aufeinander abgestimmter regionaler Klimasimulationen mit unterschiedlichen Modellen und Regionalisierungsmethoden und auf Vergleichen ihrer Ergebnisse untereinander und mit verschiedenen Referenzdatensätzen, die speziell für die Bedürfnisse einer flächendeckenden Evaluierung der Modellergebnisse aufbereitet wurden. Im Zentrum der Untersuchungen stehen dabei die folgenden drei Fragen:

- Wie genau kennen wir unser Klima?
- Wie genau können wir unser Klima simulieren?
- Welchen Änderungen erwarten uns in einem zukünftigen Klimaszenario?

Die Untersuchungen fokussieren sich auf die Verhältnisse in Mitteleuropa und auf ein spezielles Szenario, das so genannte SRES B2 Szenario, eines zukünftigen Anstiegs der globalen Treibhausgaskonzentrationen. Aussagen zur Transferabilität der Ergebnisse auf andere Regionen und andere Treibhausgasszenarien können aus den vorliegenden Ergebnissen nicht abgeleitet werden.

In den Kapiteln II.1 bis II.3 werden die zentralen Ergebnisse der gemeinsamen Untersuchungen im Überblick dargestellt. In den weiteren Kapiteln folgen Details zu den Modellsimulationen, zur Aufbereitung der Referenzdaten und zu interessanten Einzelaspekten aus den verschiedenen Teilprojekten.

II.1 Unsicherheiten klimatologischer Referenzdaten

II.1.1 Grundproblematik

Für die Bewertung der Güte regionaler Klimasimulationen werden Referenzdaten benötigt, die ein möglichst realistisches Abbild der tatsächlichen Klimaverhältnisse widerspiegeln. Für das Projekt standen drei verschiedene Arten von Ausgangsdaten zur Verfügung:

- bodennahe Stationsbeobachtungen des operationellen Messnetzes des DWD,
- Radiosondendaten an ausgewählten Standorten Deutschlands,
- Satellitendaten des International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP).

Bei allen Datensätzen handelt es sich um eine mehr oder weniger kontinuierliche Reihe von Momentanmessungen, aus denen die benötigten Klimaparameter erst durch eine statistische Aufbereitung gewonnen werden. Zudem werden nicht immer die den Klimaparametern zu Grunde liegenden meteorologischen Größen direkt gemessen, wie z.B. bei den Satellitenbeobachtungen. Folglich müssen hier die benötigten Größen zunächst aus den direkten Messgrößen (z.B. spektrale Strahlungsflüsse oder optische Aufnahmen) über ein Analyseverfahren mit einem geeigneten Modellansatz berechnet werden. Außerdem werden für einen Vergleich mit Modellergebnissen flächendeckende Datensätze benötigt, deren Auflösung möglichst mit der des Modells vergleichbar ist. Somit müssen aus punktuellen Messungen in geeigneter Weise flächenbezogene Rasterdaten interpoliert oder integriert werden. Auch hierfür ist ein mathematischer Modellansatz erforderlich. Referenzdaten für den Modellvergleich stammen also nie direkt aus Beobachtungen sondern werden immer mit mehr oder weniger komplexen 'Datenmodellen' physikalisch, räumlich und klimatologisch aufbereitet. Neben Ungenauigkeiten bei der eigentlichen Messung der physikalischen Grundgröße wirken sich auch die jeweils verwendeten Datenmodelle auf die resultierenden Klimadaten aus. Beide Faktoren, Messfehler und Datenaufbereitung, können somit zu Abweichungen der Referenzdaten von den tatsächlichen Verhältnissen führen. Sie sind letztendlich die Ursache, dass Datensätze, die mit unterschiedlichen Methoden aus den gleichen Ausgangsdaten gewonnen wurden oder auf einer unterschiedlichen Auswahl der Messstationen beruhen, voneinander abweichende Bilder der 'realen'

Verhältnisse liefern. Anders ausgedrückt: Auch aus Beobachtungen lässt sich der tatsächliche 'Klimazustand' nur innerhalb eines gewissen Unsicherheitsbereiches erfassen. Bei der Bewertung der Güte von Modellsimulationen muss dieser Unsicherheitsbereich der Referenzdaten folglich mit berücksichtigt werden.

Die Erstellung flächendeckender Referenzdatensätze aus bodengebundenen Stationsbeobachtungen basiert auf mathematischen bzw. statistischen Analyseverfahren, die durch geeignete Transformationen punktuelle Beobachtungsdaten in ein räumlich möglichst lückenloses Feld eines klimatologisch relevanten Parameters überführen. Für den Vergleich mit Simulationsergebnissen erfolgt diese Transformation der primären Beobachtungen auf ein zweidimensionales regelmäßiges Gitterraster. Bei den zu Grunde liegenden Primärdaten handelt es sich um Beobachtungswerte an Klimastationen des Messnetzes des Deutschen Wetterdienstes. Bei der Übertragung der Stationsdaten auf das Flächengitter können mehrere Faktoren zu Ungenauigkeiten in den interpolierten Feldern führen. Hierzu zählen insbesondere

- die Auswahl der verwendeten Stationen und
- das eigentliche Interpolationsverfahren.

Für die Wahl dieser beiden grundlegenden Punkte existieren keine objektiven Kriterien, so dass à priori keine Aussagen bezüglich einer optimalen Wahl dieser freien Parameter getroffen werden können. Abschätzungen ihres Einflusses auf die Qualität des erstellten Datenfeldes sind lediglich im Anschluss an die eigentliche Interpolation mit einem aufwendigen 'trial and error' - Verfahren bzw. mit statistischen oder methodischen Variationsverfahren möglich.

II.1.2 Vergleich verschiedener Referenzdatensätze

Durch die Wahl des Transformations- bzw. Interpolationsverfahrens sind also methodische Fehler und Unsicherheiten bedingt, die je nach analysiertem Klimaparameter einen nicht unerheblichen Einfluss auf die Qualität des erstellten Datenfeldes haben. Die vom Deutschen Wetterdienst hier eingebrachten Datenfelder wurden speziell für QUIRCS erstellt. So wurde beispielsweise die Stationsauswahl auf den untersuchten Zeitraum 1951-2001 zugeschnitten. Dementsprechend sind diese Datenfelder ev. nur mit Einschränkungen für alternative Anwendungen einsetzbar bzw. als nicht optimal anzusehen.

Abbildung II.1-1 zeigt die mittleren Jahressgänge des Niederschlags für die Teilregion Deutschland aus 9 unterschiedlich erstellten Datensätzen. Besonders im Herbst und Winter können die Abweichungen bis zu 20 mm in der mittleren Monatssumme betragen. CRU-, GPCC und DWD-Daten basieren auf interpolierten Stationsbeobachtungen (unkorrigierte Niederschlagsmessungen). Die ERA-Daten geben simulierte Niederschlagsmengen aus 4-dimensionalen Wetteranalysen mit unterschiedlichen Assimilationszyklen wieder. Auffällig ist der fast identische Verlauf der DWD und GPCC Daten, die unabhängig voneinander in den Projekten QUIRCS bzw. VASCLimo erstellt wurden. Dies gilt jedoch nur für das hier dargestellte Flächenmittel über Deutschland. Abbildung II.1-2 verdeutlicht, dass die regionalen Verteilungen der Jahressummen beider Datensätze durchaus größere Abweichungen von bis zu 50 % aufweisen. Das liegt daran, dass für die räumliche Interpolation unterschiedliche Korrektur- bzw. Regressionsverfahren verwendet worden sind. Diese führen zwar zum gleichen Flächenmittel, weisen den Niederschlagsmengen aber eine andere Höhenabhängigkeit zu, was zu größeren Abweichungen insbesondere im Bereich der Mittelgebirge führt.

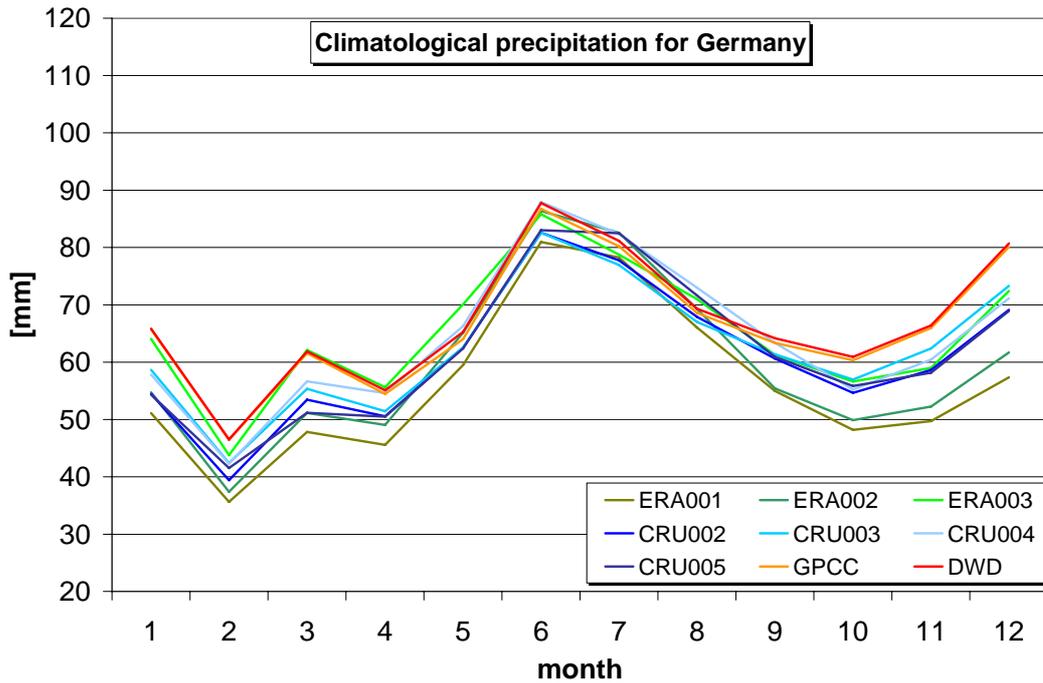


Abbildung II.1-1: Mittlere Jahressgänge des Niederschlags in Deutschland auf Monatsbasis für den Zeitraum 1979-1993 aus Datensätzen des ECMWF (ERA, aus 6-, 12- und 24-stündigen Assimilationszyklen), der CRU (unterschiedliche Versionen mit verschiedenen räumlichen Auflösung, verfügbaren Stationsdaten und Aufbereitungsverfahren), des GPCCC (VASCLimo) und des DWD (QUIRCS)

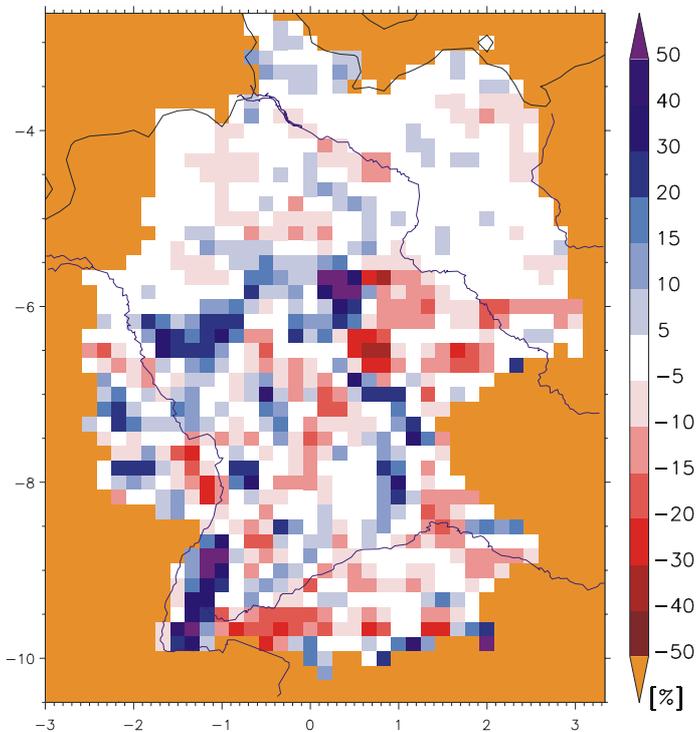


Abbildung II.1-2: Prozentuale Abweichung des DWD-Datensatzes vom GPCCC Datensatz für die mittlere Jahressumme (1979-1993) des Niederschlags

II.1.3 Einfluss räumlicher Interpolationsverfahren

Den Einfluss der räumlichen Interpolationsmethode auf die regionalen Strukturen zeigt auch Abbildung II.1-3. Hier wurden die monatliche Niederschlagssummen an den verfügbaren DWD-Stationen mit drei unterschiedlichen Interpolationsverfahren auf ein Referenzgitter von 1 km Maschenweite interpoliert. Die erzeugten Felder unterscheiden sich in ihrer Grobstruktur nur unwesentlich. Kleinräumige Strukturen werden von den Verfahren "Inverse Distance Weighting" und "Ordinary Kriging" aber deutlich detaillierter wiedergegeben. Abweichungen ergeben sich dadurch auch in der Höhe der interpolierten Niederschläge. Auf Grund einer detaillierten Analyse der interpolierten Strukturen hat sich die Inverse-Distance-Interpolation in Kombination mit einer Höhenregression als ein geeigneter Ansatz für die Erzeugung der Referenzdaten (siehe Kapitel II.6) erwiesen.

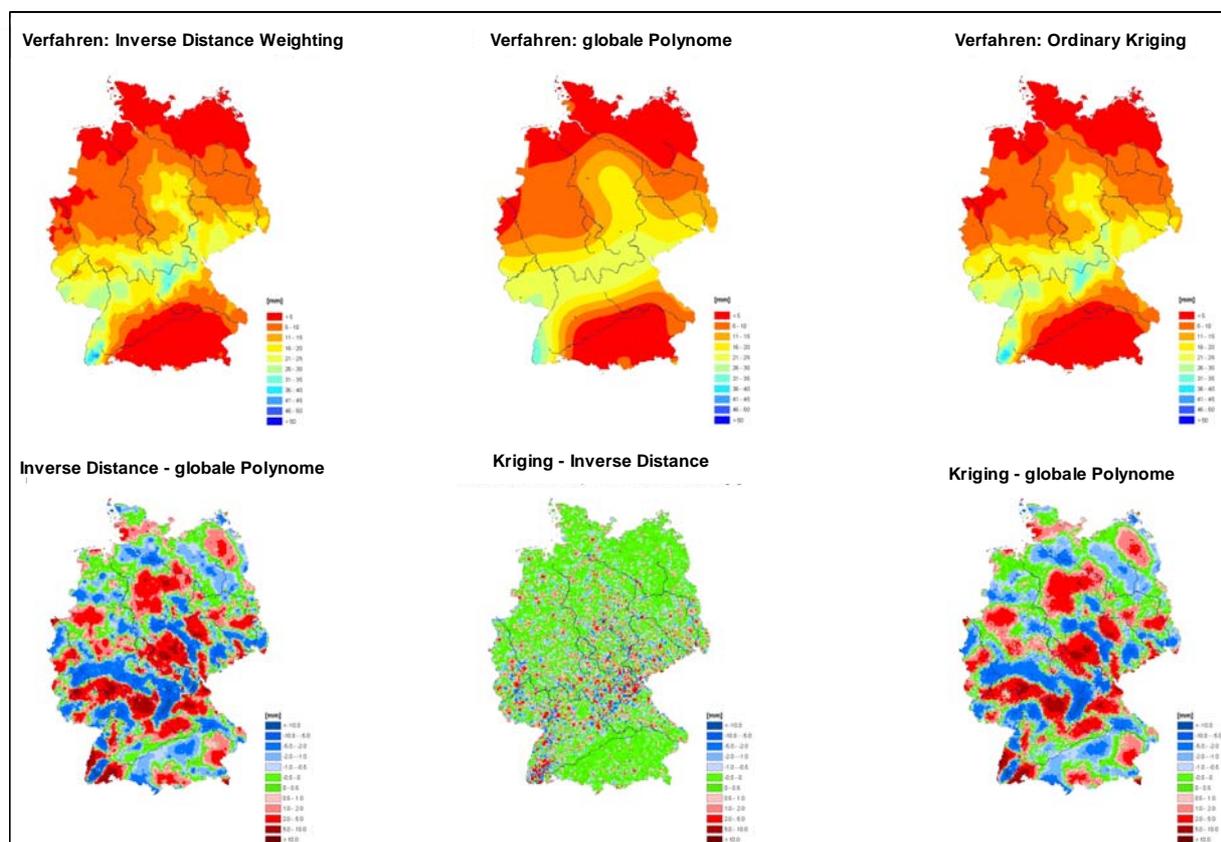


Abbildung II.1-3: Einfluss des horizontalen Interpolationsverfahrens auf die räumliche Verteilung des monatlichen Niederschlags (obere Reihe) am Beispiel Januar 1997. Unten: Differenzen zwischen den unterschiedlichen Verfahren.

Die horizontale Interpolation kann auch durch einen multiplen Regressionsansatz übernommen werden, in den neben der Höhenabhängigkeit die räumliche Lage in Form geographischer Koordinaten einfließen. In Abbildung II.1-4 sind die Ergebnisse von 4 Regressionsansätzen für die Interpolation der Anzahl der Tage mit intensiven Niederschlägen (größer 10 mm/Tag) dargestellt. Die Ansätze unterscheiden sich in der Gewichtung der horizontalen und vertikalen Abhängigkeiten. Die Ergebnisse zeigen z. T. erhebliche Abweichungen in einzelnen Regionen. Doch auch die mittlere Anzahl der intensiven Niederschlagstage für Deutschland variiert in dem hier ausgewerteten Zeitraum von 1951 bis 2001 zwischen 21 und 27 Tagen. Für die Interpolation von Häufigkeiten hat

sich die Regression mit linearen Abhängigkeiten von den drei Parametern λ , φ und h als geeignet erwiesen (siehe Kapitel II.6).

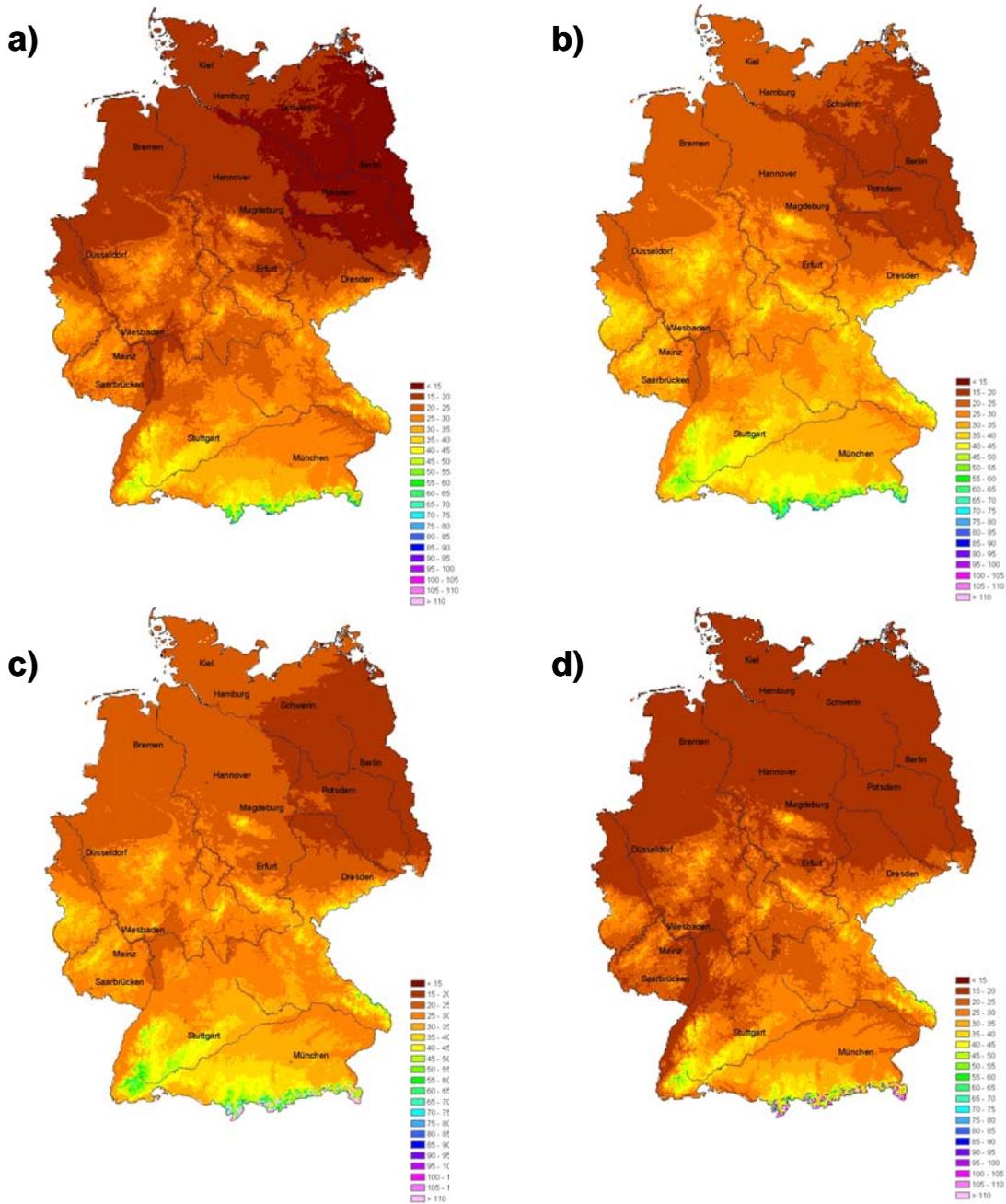


Abbildung II.1-4: Mittlere Anzahl von Tagen mit intensiven Niederschlägen (> 10 mm/Tag) für den Zeitraum 1951-2001. Für die Interpolation wurden zunächst die Jahreshäufigkeiten an den einzelnen Niederschlagsstationen ausgewertet, dann mit einem multiplen Regressionsansatz der Form $y = a_0 + a_1 h + a_2 \varphi + a_3 \lambda + a_4 h^2 + a_5 h^3$ auf ein 1x1 km² Gitter übertragen und anschließend klimatologisch gemittelt. Die Unterschiede in den Darstellungen resultieren aus der Art, mit der geographisch Länge (λ), geographische Breite (φ) und Geländehöhe (h) bei der Regression berücksichtigt wurden.

a) lineare Abhängigkeit für geographische Lage und Höhe (reduzierter Ansatz, $a_4=a_5=0$)

b) zusätzliche quadratische Höhenabhängigkeit (reduzierter Ansatz, $a_5=0$)

c) zusätzliche kubische Höhenabhängigkeit (vollständiger Ansatz)

d) nur Höhenabhängigkeit (reduzierter Ansatz, $a_2=a_3=0$)

Die Flächenmittelwerte betragen a) 22 Tage, b) 27 Tage, c) 26 Tage, d) 21 Tage.

Für die Interpolation der mittleren Windgeschwindigkeit wurden ebenfalls Regressionsansätze verwendet, die sowohl die geographische Lage wie auch die Höhenabhängigkeit erfassen sollen. Abbildung II.1-5 zeigt mittlere Jahresgänge, die mit 6 unterschiedlichen Regressionsmodellen bzw. unterschiedlichen Stationsdaten für verschiedene Teilregionen (vgl. Abbildung II.3-5) des Referenzgebietes erzeugt wurden. Die Datensätze DWD001 bis DWD005 verwenden alle das gleiche Ensemble von Stationsdaten, unterscheiden sich aber in der Form des Regressionsansatzes. DWD006 und DWD007 basieren auf dem gleichen Regressionsmodell wie DWD001, verwenden aber für die Höhenregression eine auf die unmittelbare Umgebung des zu interpolierenden Gitterpunktes bezogene relative Geländehöhe an Stelle der absoluten Höhe (siehe Kapitel II.6). Zusätzlich sind für den Datensatz DWD007 die nebenamtlichen Stationen aus dem Datenensemble heraus genommen und einige Stationsreihen zwischenzeitlich vervollständigt worden.

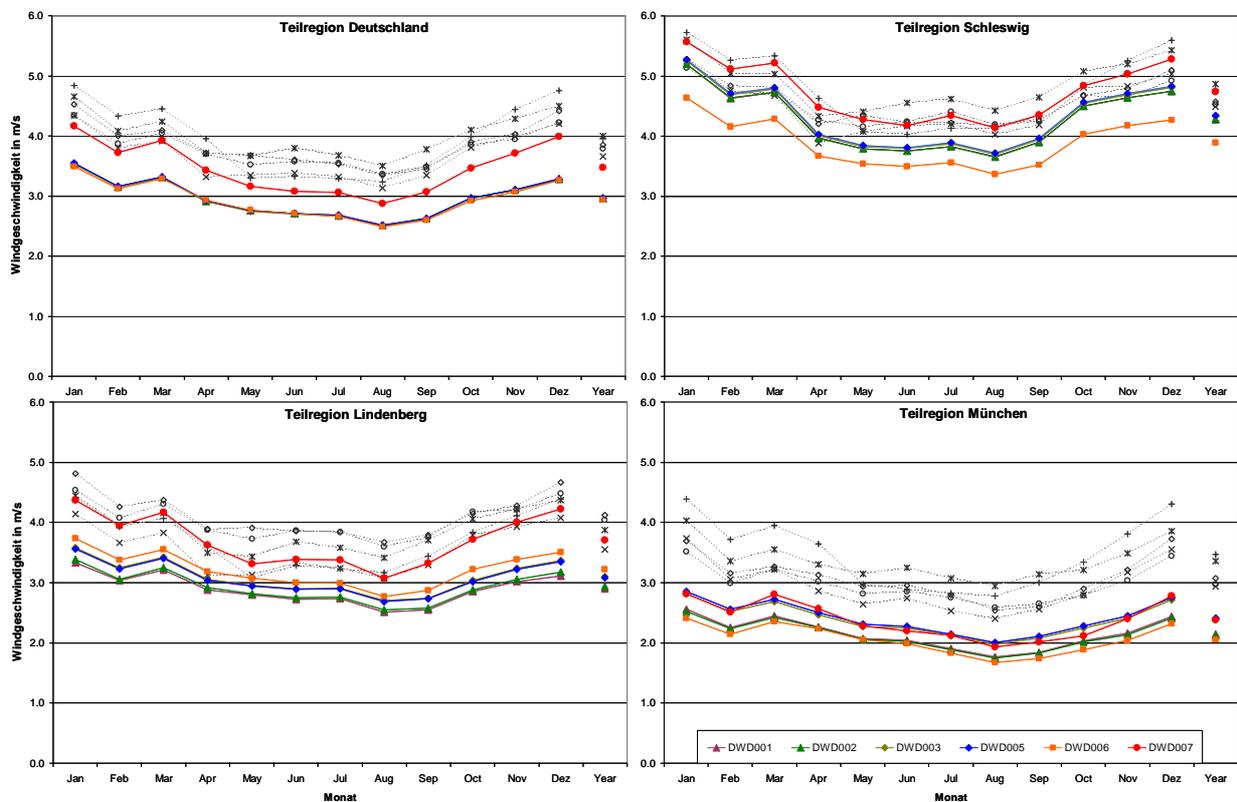


Abbildung II.1-5: Mittlerer Jahresgang und Jahresmittelwerte der Windgeschwindigkeit in 10 m über Grund für den Zeitraum 1979-1993 und für ausgewählte Teilregionen (vgl. Abbildung II.3-5). Für die Interpolation wurden zunächst die Monatsmittel der Windgeschwindigkeiten an den verfügbaren Stationen ausgewertet, dann mit einem multiplen Regressionsansatz der Form $y = a_0 + a_1 h + a_2 \varphi + a_3 \lambda + a_4 h^2 + a_5 \varphi^2 + a_6 \lambda^2 + a_7 h^3$ auf ein $1 \times 1 \text{ km}^2$ Gitter übertragen und anschließend klimatologisch gemittelt. Die farbigen Kurven zeigen die Ergebnisse für 6 unterschiedliche Konfigurationen, mit denen geographisch Länge (λ), geographische Breite (φ) und Geländehöhe (h) bei der Regression berücksichtigt wurden.

DWD001) lineare Abhängigkeit für geographische Lage und Höhe ($a_4=a_5= a_6= a_7=0$)

DWD002) zusätzliche quadratische Höhenabhängigkeit ($a_5= a_6= a_7=0$)

DWD003) zusätzliche kubische Höhenabhängigkeit ($a_5= a_6=0$)

DWD005) zusätzliche quadratische Abhängigkeit für Länge und Breite

DWD006) wie DWD001 aber mit regional begrenzter relativer Höhenregression

DWD007) wie DWD006 aber mit reduzierter Stationszahl (ohne nebenamtliche Stationen) und ergänzten Datenreihen.

Zum Vergleich sind die Ergebnisse von 5 verschiedenen regionalen Klimasimulation (graue Kurven) für den gleichen Zeitraum und die jeweilige Teilregion hinzugefügt.

Im Gebietsmittel über Deutschland zeigen fast alle Ansätze den gleichen Verlauf. Lediglich der Ansatz mit dem reduzierten Datenensemble (DWD007) weist eine um 0,5 m/s systematisch höhere Windgeschwindigkeit auf. Bei kleineren Teilregionen wie Schleswig, Lindenberg oder München weichen die Ergebnisse der einzelnen Regressionsansätze stärker, um bis zu 1 m/s, voneinander ab. Damit streuen die interpolierten Beobachtungsdaten ähnlich stark wie die aus verschiedenen regionalen Klimasimulationen abgeleiteten mittleren Windgeschwindigkeiten (graue Kurven in Abbildung II.1-5). Erscheinen in einigen Regionen (z.B. München) Simulationsergebnisse und interpolierte Beobachtungsdaten klar separiert, führt die breite Streuung beider Datenbestände in anderen Teilregionen (z.B. Schleswig) zu einer deutlichen Überlappung.

II.1.4 Resumée

Das Beispiel verdeutlicht, dass bei der Evaluierung bzw. Bewertung von Simulationsergebnissen auch die potentielle Streuung (Unsicherheit) der aufbereiteten Beobachtungsdaten unbedingt zu berücksichtigen ist. Ein Vergleich von Simulationsergebnissen mit nur einem Referenzdatensatz erscheint daher unzureichend und kann u. U. zu Schlussfolgerungen verleiten, die bei Vergleich mit einem alternativen Datensatz anders ausfallen würden, egal ob dieser nun auf einer anderen Datengrundlage oder einem modifizierten methodischen Ansatz zur flächenhaften Aufbereitung punktueller Beobachtungen beruht.

Gleiches lässt sich auch für die Aufbereitung der Satellitenbeobachtungen sagen. Durch die Verwendung unterschiedlicher Methoden zur Auswertung und Umwandlung der durch den Satelliten gemessenen Primärdaten können z. T. erhebliche Unterschiede in den abgeleiteten meteorologischen Parametern entstehen, wie am Beispiel von Strahlungsflussdichten aus ISCCP-Daten in Kapitel II.7 gezeigt wird (siehe hierzu z.B. Abbildung II.7-2).

II.2 Unsicherheiten regionaler Klimasimulationen

II.2.1 Methodik

Eine Möglichkeit, die Qualität oder Güte einer Klimasimulation zu bewerten, stellt der Vergleich der Simulationsergebnisse mit entsprechend aufbereiteten Beobachtungsdaten (siehe Kapitel II.1) dar. Führt man die gleiche Klimasimulation nun mit verschiedenen Modellen durch, erhält man in aller Regel voneinander abweichende Ergebnisse. Die Stärke der Abweichung zu den Beobachtungsdaten variiert dabei von Modell zu Modell, je nachdem welcher Klimaparameter, welche Teilregion oder welche Jahreszeit gerade betrachtet wird. Allgemein lässt sich jedoch sagen, dass die Güte der aktuell genutzten regionalen Klimamodelle so ausgeglichen ist, dass keines dieser Modelle bei allen Parametern oder alle Regionen wesentlich schlechtere Ergebnisse liefert als die übrigen Modelle.

Für die Bewertung kommt nun erschwerend hinzu, dass für keinen Klimaparameter der exakte Zustand der simulierten Klimaperiode bekannt ist. Wie in Kapitel II.1 gezeigt wurde, weisen Datensätze des gleichen Parameters, die aus unterschiedlichen Quellen stammen oder mit unterschiedlichen Methoden aufbereitet wurden, mehr oder weniger starke Unterschiede auf, selbst wenn für ihre Erstellung die gleichen Ausgangsdaten verwendet wurden. Der Vergleich der Modellsimulation (**EV**AL) mit verschiedenen Referenzdatensätzen (**REF**) kann also unterschiedlich ausfallen, je nachdem, welcher Parameter oder welche Region gerade betrachtet wird. So ist es prinzipiell denkbar, dass z.B. ein Modell A bei einem Klimaparameter (z.B. der Jahresmitteltemperatur von Deutschland) gut mit Datensatz A übereinstimmt, zu Datensatz B aber größere Abweichungen aufweist. Umgekehrt könnte Modell B in Bezug auf Datensatz B gute Ergebnisse liefern, dafür aber von Datensatz A stärker abweichen als Modell A. Damit stellt sich die Frage, wie man die Modellgüte bewerten soll, wenn sowohl Simulationsergebnisse als auch Referenzdaten mehr oder weniger willkürlich in einem gewissen Umfang variieren.

Aus den Ergebnissen der in QUIRCS durchgeführten Klimasimulationen lässt sich generell ableiten, dass alle hier eingesetzten Modelle die gleiche Qualität haben. Das soll heißen, dass ihre Abweichungen von unterschiedlichen Referenzdaten zwar von Parameter zu Parameter und von Region zu Region variieren, sie aber für alle Modelle in der gleichen Größenordnung liegen. Aus den Untersuchungen lässt sich somit generell gesprochen auch kein 'bestes' Modell identifizieren. Wenn alle Modelle von vergleichbarer Qualität sind, repräsentieren ihre Ergebnisse insgesamt – also das Ensemble aller Simulationen – den Bereich, in dem wir mit regionalen Klimamodellen heute in der Lage sind, einen bestimmten Klimazustand zu reproduzieren. Entsprechend repräsentiert das Ensemble der Referenzdaten für einen bestimmten Klimaparameter den Bereich, mit dem wir diesen Klimazustand erfassen können. Um die potentiellen Unsicherheiten der Modellsimulationen abschätzen und bewerten zu können muss die Übereinstimmung zwischen beiden Bereichen quantitativ ermittelt werden. Daher besteht die Grundidee der hier durchgeführten Evaluierung darin, alle verfügbaren Simulationsergebnisse einer Klimaperiode mit allen verfügbaren, aus Beobachtungen abgeleiteten Referenzdatensätzen paarweise zu vergleichen. Durch die Auswahl geeigneter Maßzahlen lässt sich für eine Reihe von Klimaparameter und jeden Vergleich ein Abstand zwischen Modell- und Referenzdatensatz bestimmen. Wenn man, wie in Abbildung II.2-1 illustriert, diesen Vergleich zwischen allen Simulationsergebnissen und Referenzdatensätzen kreuzweise durchführt, ergibt sich für die jeweilige Maßzahl ein Ensemble von Abständen. Der Wertebereich des jeweiligen Abstandsmaßes charakterisiert dann den Unsicherheitsbereich, innerhalb dem die gleichwertigen Modellsimulationen in der Lage sind einen bestimmten aber ebenfalls nur in einem gewissen Bereich bekannten Klimazustand wiederzugeben.

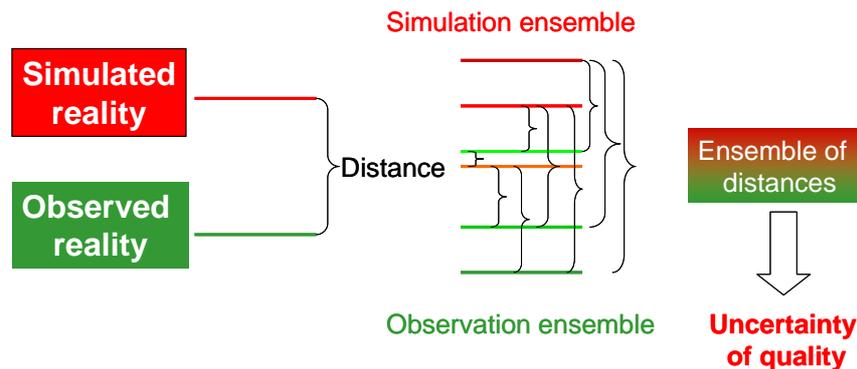


Abbildung II.2-1: Schema des Evaluierungskonzeptes zur Bestimmung von Unsicherheitsbereichen für die Modellgüte

Grundlage für die Auswertung bilden die durchgeführten Evaluierungssimulationen mit fünf verschiedenen Modellen bzw. Modellversionen (zwei REMO-Versionen, zwei CLM-Versionen, eine MM5-Version) und die flächendeckend aufbereiteten Referenzdaten (siehe Kapitel I.3, II.4 und II.6). Simulationen und Referenzdaten beschreiben eine 15-jährige Klimaperiode zwischen 1979 und 1993. Die horizontale Auflösung aller Simulationen ist vergleichbar und liegt bei rund 18 km. Die verschiedenen Modelle und Simulationen verwenden unterschiedliche Modellgebiete mit einem gemeinsamen zentralen Referenzgebiet (Abbildung I.3-1). Auf diesem Referenzgebiet werden alle Simulationen nach einem einheitlich vorgegebenen Schema ausgewertet (siehe Kapitel II.4.4) und für eine Reihe von Klimaparametern Monatsmittel und Jahreshäufigkeiten erstellt. Analog werden die Referenzdaten aufbereitete, so dass sie für den quantitativen Vergleich mit den Modellergebnissen in geeigneter Weise auf einem einheitlichen Referenzgitter zur Verfügung stehen. Die Referenzdatensätze stammen aus unterschiedlichen Quellen (DWD, CRU, GPCC, ECMWF) bzw. wurden mit unterschiedlichen Methoden aus Stationsbeobachtungen auf eine flächendeckende Gitterstruktur übertragen. Die Zahl der verfügbaren Datensätze variiert von Parameter zu Parameter. Die meisten Vergleichsdatsätze konnten für den Niederschlag bereitgestellt werden.

Zur Bewertung der Ergebnisse wird eine Reihe von Kennzahlen, sog. **Abstandsmaße**, eingeführt, die verschiedene räumliche und zeitliche Charakteristiken der Klimaparameter in einer vorgegebenen Region (Teilregion) erfassen und deren Abweichung zwischen zwei zu vergleichenden Datensätzen quantifizieren. Die verwendeten Maßzahlen lassen sich in 3 Gruppen einteilen.

1) Abweichungen der klimatologischer Mittelwerte und ihrer räumlichen Verteilung:

BIAS	Differenz der Flächenmittel einer Teilregion
SRMSD	S patial R oot M ean S quare D ifference Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung der Gitterpunktwerte einer Teilregion
RSV	R atio of S patial V ariances Verhältnis der räumlichen Varianzen einer Teilregion
PACO	P attern C orrelation Räumliche Korrelation der horizontalen Verteilung der Anomalien einer Teilregion (Musterkorrelation)

2) Abweichungen der Zeitreihen der Monatsmittelwerte einer Teilregion:

TRMSD	Temporal Root Mean Square Difference Wurzel der mittleren quadratischen Abweichung der Zeitreihen aus flächengemittelten Monatsmittelwerten einer Teilregion
RTV	Ratio of Temporal Variances Verhältnis der zeitlichen Varianzen der flächengemittelten Monatsmittelwerte einer Teilregion
TCO	Temporal Correlation Zeitliche Korrelation der flächengemittelten Monatsmittelwerte einer Teilregion

3) Abweichungen der klimatologisch gemittelten Jahresgänge der Monatsmittel einer Teilregion:

ROYA	Ratio Of Yearly Amplitudes Verhältnis der Jahresamplitude (maximaler – minimaler Monatswert) der flächengemittelten klimatologischen Monatsmittel einer Teilregion
MAMD	Mean Absolute Monthly Difference Jahresmittel der absoluten Differenzen der flächengemittelten klimatologischen Monatsmittel einer Teilregion

Nähere Einzelheiten zur Aufbereitung der zu vergleichenden Datensätze und zur genauen Definition und Berechnung der Abstandsmaße finden sich in den Kapiteln II.4.4 und II.11.1. Die Auswertung der Maßzahlen erfolgt auf ausgewählten Teilregionen, die unterschiedliche räumliche Skalen bzw. Klimaregionen repräsentieren. Verglichen werden klimatologische Monatsmittel, Jahresmittel und Jahreshäufigkeiten von speziellen Witterungsereignissen. Der Fokus der Auswertungen in diesem Kapitel liegt auf Deutschland bzw. 6 kleineren Teilregionen innerhalb Deutschlands (Abbildung II.3-5). Die Auswertungen wurden aber auch für das Referenzgebiet insgesamt, die gesamte Land- bzw. Wasserfläche und weitere Teilregionen in Europa durchgeführt. Die Auswerteverfahren sind weitestgehend automatisiert, so dass die hier entwickelte Methodik des quantitativen Datenvergleichs jederzeit ohne großen Aufwand auf weitere beliebige Teilregionen angewendet werden kann.

II.2.2 Klassische Evaluierung

Abbildung II.2-2 zeigt exemplarisch für eine 'klassische' Evaluierung die klimatologischen Jahresmittelwerte einer Simulation und eines Referenzdatensatzes sowie deren Differenz für die bodennahe Lufttemperatur und den Niederschlag. Die räumlichen Strukturen der simulierten Niederschlags- und Temperaturverteilung mit ihren regionalen Extremwerten stimmen mit den Referenzdaten der CRU gut überein. Da die Referenzdaten nur aus Beobachtungen an Landstationen gewonnen wurden, ist ein Vergleich über Wasser hier nicht möglich. Durch die Art des Interpolationsverfahrens mit Cubic-Splines erscheinen zudem die CRU Daten räumlich etwas geglätteter als die Simulationsergebnisse. Die Flächenmittel über alle Landpunkte betragen beim Niederschlag 813 mm (Simulation) bzw. 817 mm (Referenz) und bei der Temperatur 282,3 K (Simulation) bzw. 282,4 K (Referenz). Beschränkt man die Mittelbildung auf das wesentlich kleinere Gebiet von Deutschland, so werden die Abweichungen etwas größer. Die Flächenmittel betragen hier 774 mm / 741 mm bzw. 281,7 K / 281,9 K (Simulation / Referenz). In der räumlichen Verteilung der Abweichungen (Abbildung II.2-2 unten) treten die südlicheren Regionen in der Simulation etwas wärmer (bis zu 2 K) und trockener (um bis zu 50 %) hervor. Im nord-östlichen Bereich ist die Simulation hingegen eher etwas feuchter (bis ca. +40 %) und kühler (bis ca. -1 K) als der Referenzdatensatz. Für die Flächenmittel der Jahresmittelwerte stimmen also Simulation und Referenzdaten sehr gut überein. Die Ergebnisse eines solchen Vergleiches können jedoch etwas anders ausfallen, wenn man anderer Referenzdatensätze oder andere Simulationsergebnisse verwendet.

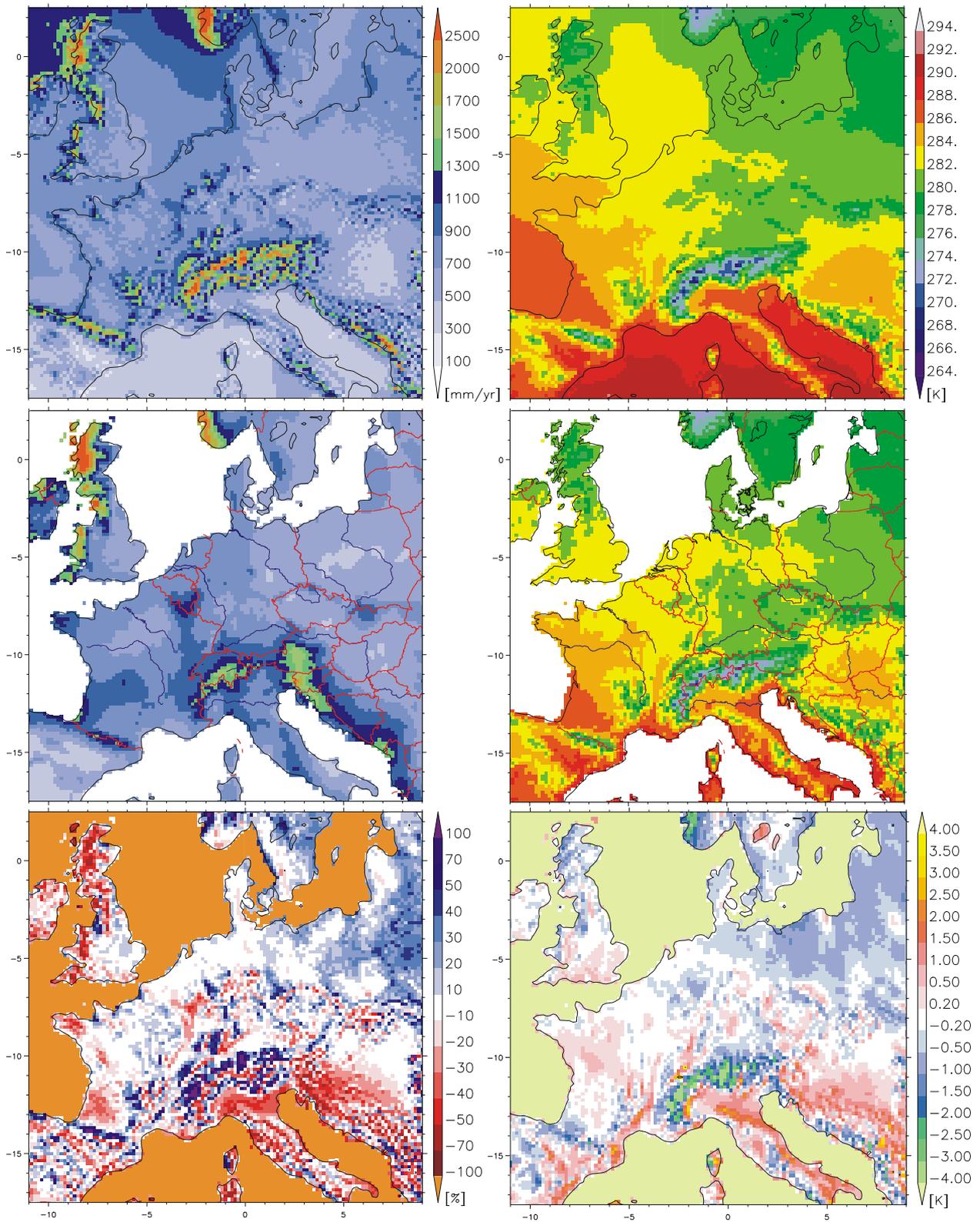


Abbildung II.2-2: Klimatologische Jahressumme des Niederschlags (linke Spalte) und klimatologischer Jahresmittelwert der 2m-Lufttemperatur (rechte Spalte) für den Zeitraum 1979-1993 aus einer Modellsimulation mit dem Modell REMO (oben) und dem Referenzdatensatz CRU (Mitte). Die untere Reihe zeigt die Differenz der beiden Datensätze (EVAL-REF), wobei die Differenz der Niederschläge (links unten) als relative Abweichung der Simulationswerte von den CRU-Daten in Prozent angegeben ist.

Für die nächste Stufe der quantitativen Evaluierung wird nun die kumulierte Häufigkeitsverteilung der absoluten Abweichungen der simulierten Gitterpunktwerte von den entsprechenden Gitterwerten der Referenzdaten ausgewertet. In Abbildung II.2-3 sind die Häufigkeitsverteilungen der Gitterpunktdifferenzen aller 5 Simulationen von den DWD-Referenzdaten für das Gebiet Deutschlands in Form von Perzentilen dargestellt. Die Perzentile dieser Verteilung geben an, bis zu welchem maximalen Wert die verglichenen Datensätze für einen vorgegebenen Flächenanteil voneinander abweichen. Anders herum lässt sich hieraus ablesen, welcher Anteil der betrachteten Fläche Abweichungen unterhalb eines vorgegebenen Schwellwertes aufweist. Die Abbildung zeigt außerdem den Perzentilverlauf, also die diskrete Wahrscheinlichkeitsfunktion, für die Abweichungen dreier weiterer Referenzdaten (CRU, ERA und GPCC) vom Datensatz des DWD.

Beim Niederschlag weisen 95 % der Fläche Deutschlands im günstigsten Fall (MM5 – DWD) eine maximale Abweichung von 25 % auf. Im schlechtesten Fall (CLM 2.0 – DWD) steigen die Abweichungen bis 44 % an. Der Median der absoluten Differenzen zwischen Simulationsergebnissen und DWD-Daten variiert zwischen 10 und 19 Prozent. Das heißt, dass die Hälfte des simulierten Gebietes von Deutschland in allen Simulationen weniger als 19 % von den DWD Daten abweicht, die relativen Abweichungen aber mindestens einen Werte von 10 % erreichen. Die Abbildung zeigt aber auch, dass die Abweichungen zwischen den Referenzdaten selbst von vergleichbarer Größe sind. Die geringsten Abweichungen von den DWD-Daten zeigen die GPCC-Niederschlagsdaten. Doch selbst hier erreicht das 95 % Perzentil immerhin noch einen Wert von fast 15 %. Die Ergebnisse der ECMWF Reanalysen (ERA) sind in ihren Abweichungen nicht von denen der regionalen Klimasimulationen zu unterscheiden. Oder anders ausgedrückt: Die durch diese Reanalysen angetriebenen regionalen Langzeitsimulationen zeigen keine signifikant größere Abweichung von interpolierten Beobachtungsdaten, als die Reanalysen selbst.

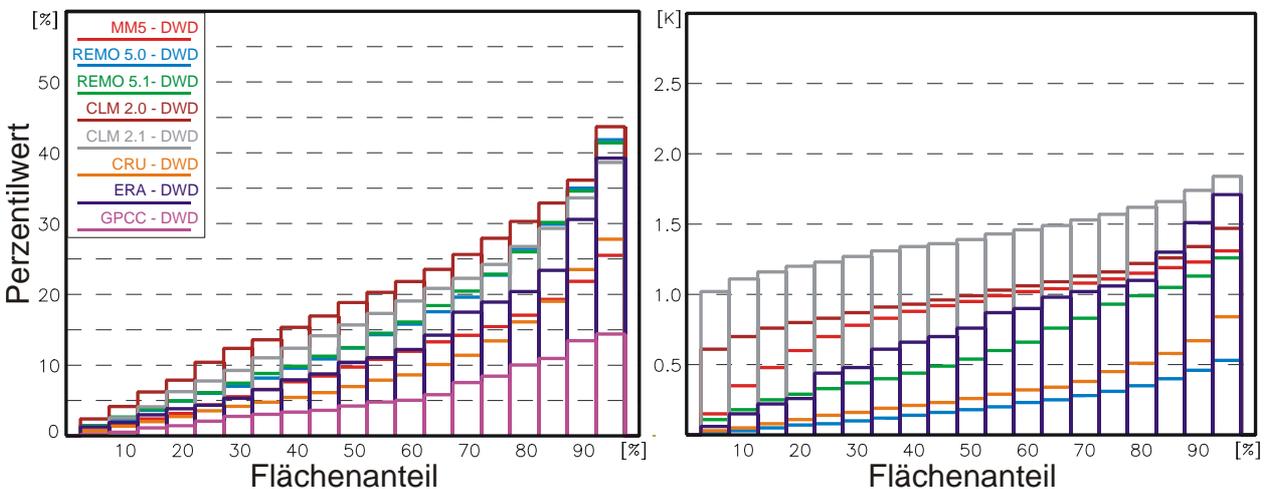


Abbildung II.2-3: Kumulierte Häufigkeitsverteilung der absoluten Beträge der Differenzen der Gitterpunktwerte von 5 Modellsimulationen (MM5, REMO 5.0, REMO 5.1, CLM 2.0, CLM 2.1) und 3 unabhängigen Referenzdatensätzen (CRU, ERA, GPSS) von den DWD Referenzdaten (DWD) für das Teilgebiet Deutschland und die Klimamittel der Periode 1979-1993. Die Differenzen im Niederschlag (linkes Bild) sind als relative Abweichungen in Prozent erfasst. Für die bodennahe Lufttemperatur (rechtes Bild) sind die Abweichungen in Kelvin angegeben. Die Perzentilwerte einer Verteilung geben die maximale Abweichung an, unterhalb der alle Abweichungen eines bestimmten Flächenanteils Deutschlands liegen. Für die Temperatur lagen die entsprechenden Ergebnisse des GPCC aus dem Projekt VASCLimo noch nicht vor

Ähnliches lässt sich für die Abweichungen der Jahresmitteltemperatur feststellen (Abbildung II.2-3, rechts). Im Mittel (Median) weichen die simulierten Temperaturen 0,2 und 1,4 K von den Referenzdaten des DWD ab. Die maximalen Abweichungen für 95 % der Fläche Deutschlands

liegen zwischen 0,5 und 1,8 K. Eine Simulation (REMO 5.0) weist sogar deutlich geringere Abweichungen von den DWD-Daten auf als die CRU-Referenzdaten.

Für die Analyse des zeitlichen Verlaufes der simulierten Klimaparameter eignet sich die Darstellung der mittleren Jahresgänge einer Region. In Abbildung II.2-4 sind hier exemplarisch die Verläufe der Monatssummen des Niederschlags (linkes Bild) und der Monatsmittel der 2m-Temperatur (rechtes Bild) für das Teilgebiet Deutschlands dargestellt. Wie schon in Abbildung II.1-1 ersichtlich war, variieren die Verläufe der Referenzdaten erheblich und zwar in gleicher Größe wie die der Modellsimulationen. Die Abweichungen fallen saisonal unterschiedlich aus und liegen beim Niederschlag im Bereich von 10 bis 20 mm/Monat. In den Wintermonaten bis hinein in das Frühjahr zeigen die Simulationen systematisch höhere Niederschlagssummen als die Referenzdaten. Dabei ist aber zu berücksichtigen, dass alle Referenzdaten aus unkorrigierten Messdaten erzeugt wurden und folglich auch den Sammelverlust der Regenmesser durch Wind oder bei Schneefall enthalten, der zu einer systematischen Unterschätzung der Niederschlagsmenge führt. Im Sommer und Herbst (Jul-Sep) weisen die Simulationen geringere Niederschläge auf als die Referenzdaten. Überraschend ist, dass die Niederschlagsmengen aus den ECMWF Reanalysen (ERA) sehr gut mit denen der GPCC- und DWD-Daten übereinstimmen, obwohl gerade im Winter der Niederschlag hier wie bei den Klimasimulationen über den aus Beobachtungen abgeleiteten Niederschlagsmengen liegen müsste, da die Reanalyse als Ergebnis einer Modellsimulation keine Sammelverluste kennt. Die Jahressummen der Klimasimulationen variieren in einem Bereich von 51 mm, die der Referenzdaten in einem Bereich von 64 mm.

Beim Jahresgang der Temperatur zeigen die REMO Simulationen in den Sommermonaten um 1,5 bis 2 K höhere Werte als die Referenzdaten. Die übrigen Simulationen neigen hier eher zu niedrigeren Temperaturen, die bis zu 1,5 K unter den Referenzdaten liegen können. In den Wintermonaten kehren sich die Verhältnisse teilweise um. Hier weisen die CRU- und DWD-Daten die wärmsten und die Reanalysen die kältesten Temperaturen auf. Der Unterschied beträgt hier bis zu 2 K im Monatsmittel. Die Ergebnisse der regionalen Klimasimulationen liegen alle innerhalb dieses Bereiches und unterscheiden sich im Januar und Februar nur um ca. 1 K. Die Jahresmitteltemperaturen der Simulationen variieren um bis zu 2 K, die der drei Referenzdaten um 1,1 K.

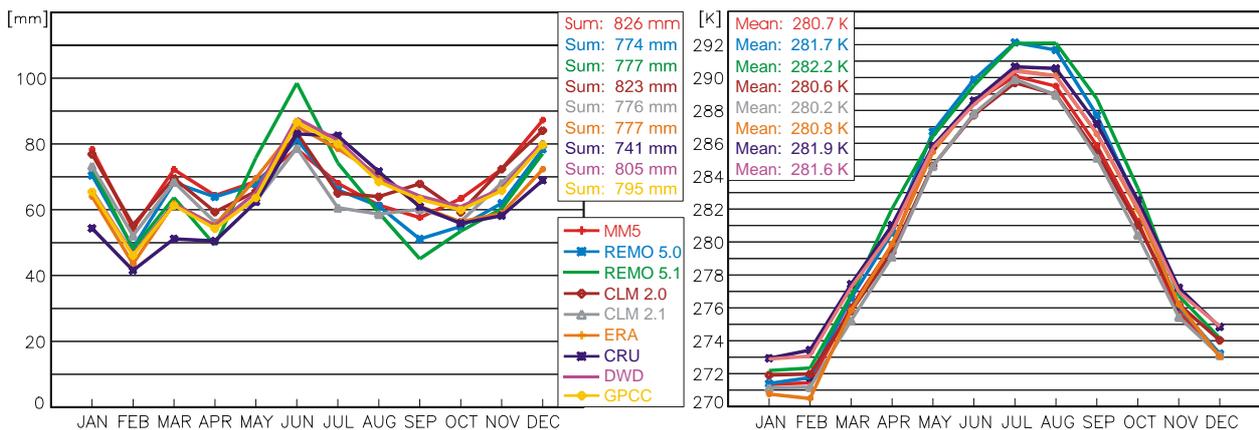


Abbildung II.2-4: Mittlere Jahresgänge der monatlichen Niederschlagssummen (linkes Bild) und des Monatsmittels der Tagesmitteltemperatur in 2m über Grund (rechtes Bild) für den Zeitraum 1979-1993. Dargestellt sind die Ergebnisse für das Flächenmittel über das Teilgebiet Deutschland aus 5 Modellsimulationen (MM5, REMO 5.0, REMO 5.1, CLM 2.0, CLM 2.1) und 4 Referenzdatensätzen (ERA, CRU, DWD, GPCC). Für die Temperatur lagen die entsprechenden Ergebnisse des GPCC aus dem Projekt VASCLimo noch nicht vor

II.2.3 Quantitative Evaluierung

Betrachtet man lediglich den Verlauf der Jahresgänge, gelangt man zu dem 'klassischen' Schluss, dass die Simulationen recht gut mit den Beobachtungsdaten übereinstimmen. Die Frage ist nun, wie gut tun sie das wirklich? Zur weiteren Quantifizierung der Unterschiede zwischen Simulations- und Referenzdaten werden daher die oben aufgeführten Abstandsmaße herangezogen. Wie bereits erwähnt, ist die quantitative Analyse für verschieden große Teilgebiete in unterschiedlichen Regionen durchgeführt worden. Um hier die Möglichkeiten, die die Verwendung von Abstandsmaßen zur Quantifizierung von Modellunsicherheiten bietet, zu verdeutlichen, beschränkt sich die folgende Analyse auf das Gebiet Deutschlands.

Die systematischen Abweichungen der Flächenmittel klimatologischer Jahresmittelwerte bzw. Häufigkeiten für dieses Gebiet erfasst der BIAS in Abbildung II.2-5. Die mittlere Windgeschwindigkeit (V10m) und die Anzahl der Tage mit signifikantem Niederschlag (Nsr) liegen in allen Simulationen über den Vergleichsdaten, der Tagesgang der Lufttemperatur (DTR) und die Anzahl der Tage mit intensivem Niederschlag (Nir) liegen bei allen Vergleichen darunter. Die übrigen Parameter zeigen sowohl positive als auch negative Abweichungen, je nachdem welche Simulation mit welchem Datensatz verglichen wird. So schwanken die Abweichungen der simulierten Jahresmitteltemperatur Deutschlands (T2m) von den Referenzdaten zwischen -1,7 und +0,6 K, die Abweichungen des reduzierten Luftdrucks (MSLP) zwischen -1,1 und +1,5 hPa und die des Jahresniederschlags zwischen -31 und +85 mm. Die Abweichungen der Reanalysen, die die vermeintlich beste Erfassung des atmosphärischen Zustands repräsentieren, von den interpolierten Beobachtungen sind von vergleichbarer Größe (rote Quadrate mit Schwankungsbereich in Abbildung II.2-5).

Bei der Häufigkeit von Sommer- (Ns) bzw. Frosttagen (Nf) zeigen die Modellsimulationen zwischen 6 Tagen weniger und 17 Tagen mehr bzw. 14 Tagen weniger und bis zu 29 Tagen mehr Extremwerte als die DWD-Daten (einziger hierfür verfügbarer Vergleichsdatensatz) und das bei Grundhäufigkeiten von 27 Sommertagen und 80 Frosttagen im Mittel für Deutschland. Die Zahl der Tage mit signifikantem Niederschlag (Nsr) wird von den Modellen zwischen 14 und 47 Tagen höher und die Zahl der intensiven Niederschlagstage (Nir) zwischen 4 und 6 Tagen geringer simuliert. Die klimatologischen Häufigkeiten der DWD-Daten betragen hier 126 bzw. 23 Tage.

Die absoluten Abweichungen der Modellsimulationen von den Referenzdaten gemittelt über die Teilregion werden durch die SRMSD wiedergegeben. Bei dieser Kennzahl wirken sich extreme Abweichungen einzelner Gitterpunkte von den entsprechenden Referenzwerten verstärkt aus, wodurch sich die hohen Abweichungen zwischen 100 und 200 mm für die Wurzel der mittleren quadratischen Abweichungen der Jahresniederschläge erklären.

Die Erfassung der räumlichen Strukturen der Jahresmittelwerte spiegelt sich in der Pattern Correlation (PACO) wieder. Die horizontalen Muster von Luftdruck, Temperatur, spezif. Feuchte und der Zahl der Sommer- und Frosttage werden von den Modellen sehr gut und zum Teil besser als von den Reanalysen wiedergegeben. Allerdings zeigt das Verhältnis der räumlichen Varianzen (RSV), dass die räumliche Variabilität bei Ns deutlich höher als in den DWD Daten ist. Die räumliche Variabilität der Zahl signifikanter Regentage (Nsr) wird von den Modellen weniger überschätzt doch ihre räumliche Verteilung weist von allen Klimaparametern die schlechteste Korrelation (0.2 - 0.6) auf.

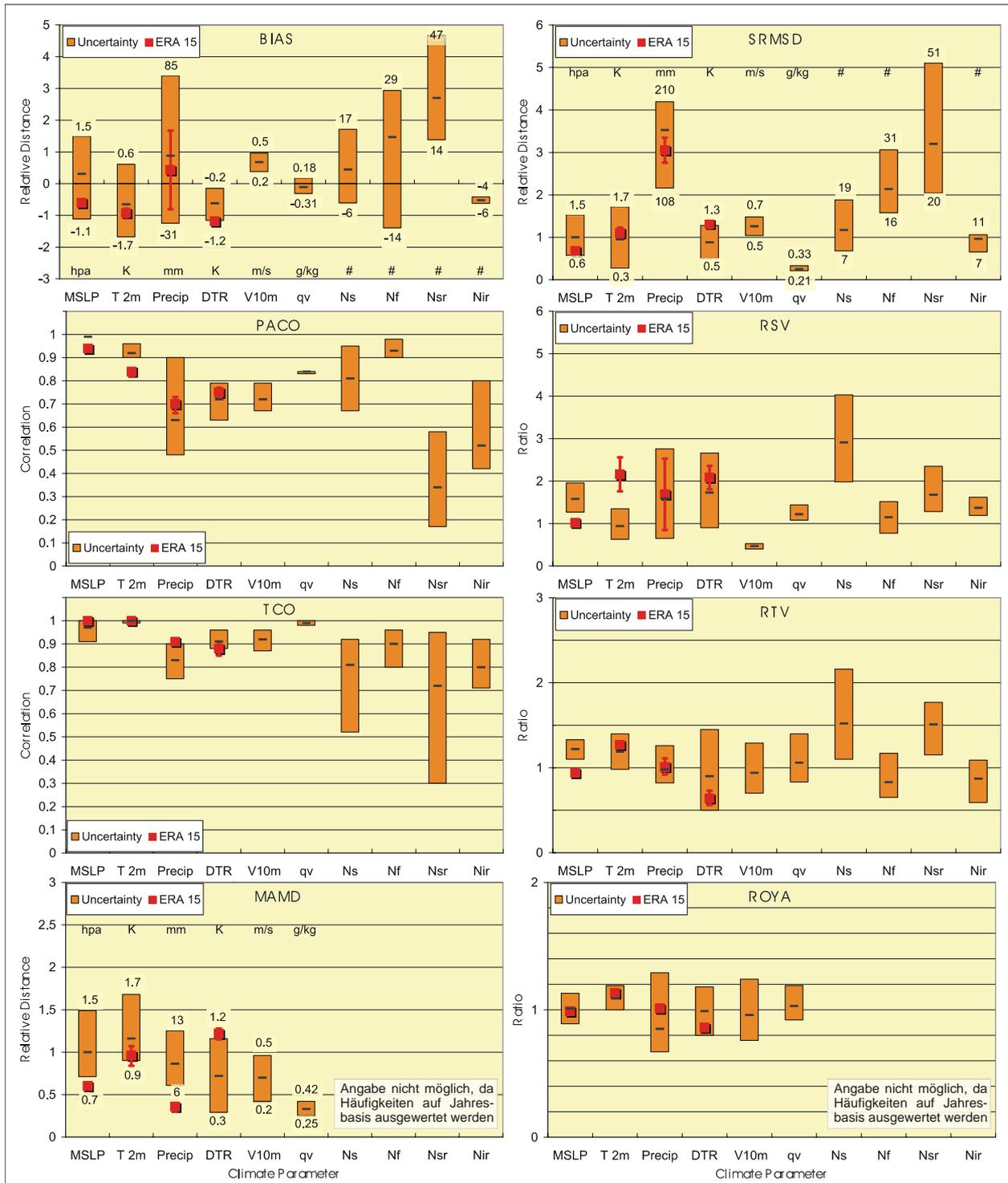


Abbildung II.2-5: Wertebereiche verschiedener Abstandsmaße für die Jahresmittelwerte über Deutschland aus dem Paarvergleich der regionalen Klimasimulationen mit den aus Stationsbeobachtungen interpolierten Referenzdatensätzen (DWD, CRU, GPCC). Erfasste Klimaparameter sind der reduzierter Luftdruck (Mean Sea Level Pressure, **MSLP**), die Lufttemperatur in 2m über Grund (**T2m**), die Niederschlagssumme (**Precip**), der Tagesgang der 2m-Lufttemperatur (Diurnal Temperature Range, **DTR**), die Windgeschwindigkeit in 10m über Grund (**V10m**), die spezifische Feuchte in Bodennähe (**qv**), die Anzahl von Sommertagen (**Ns**, $T_{max} > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$) und Frosttagen (**Nf**, $T_{min} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$), die Anzahl der Tage mit signifikantem Niederschlag (**Nsr**, Tagessumme > 1mm) und die Anzahl der Tage mit intensivem Niederschlag (**Nir**, Tagessumme > 10 mm). Die roten Quadrate mit Balken markieren die Mittelwert und Variationsbreite der Abstände der ECMWF Reanalysen (ERA15) von den interpolierten Beobachtungsdaten.

Die Übereinstimmung in der zeitlichen Abfolge und Variabilität flächengemittelter Monatsmittelwerte einer Teilregion erfasst die Temporal Correlation (TCO) und das Verhältnis der zeitlichen Varianzen (RTV). Die zeitliche Korrelation von T2m, MSLP, DTR, V10m und qv ist mit Werten über 0.9 nahezu perfekt. Allerdings ist die zeitliche Variabilität (RTV) von Druck und Temperatur in den Modellsimulationen immer höher als in den Vergleichsdaten. Bei der 2m Temperatur ist dies die Folge eines zu ausgeprägten Jahresganges in den meisten Simulationen mit etwas zu kalten Wintern und deutlich zu warmen Sommern, was auch in der Kennzahl ROYA der klimatologischen Jahresgänge zum Ausdruck kommt. Aus dem intensiveren Jahresgang ergibt sich auch eine Überschätzung der Anzahl der Sommertage mit einer höheren interannuelle Variabilität als in den Referenzdaten. Die Sequenz der Jahreshäufigkeiten signifikanter Niederschlagstage und ihre Jahr zu Jahr Variabilität stimmen z. T. schlechter überein als die der intensiven Niederschlagstage.

Ein Maß für den Abstand der mittleren (klimatologischen) Jahresgänge aus Monatsmitteln, wie sie in Abbildung II.2-4 gezeigt sind, stellt die mittlere absolute Differenz der Monatsmittelwerte (MAMD) dar. Diese Maßzahl repräsentiert quasi den Flächeninhalt zwischen den Kurven zweier zu vergleichender klimatologischer Jahresgänge. Beim Niederschlag variieren die Werte je nach Simulation und Referenzdaten zwischen 6 und 13 mm/Monat. Der Jahresgang der mittleren Windgeschwindigkeit wird auf 0.2 bis 0.5 m/s genau wiedergegeben. Das Verhältnis der Jahresamplituden (ROYA, Differenz zwischen maximalem und minimalem Monatsmittel) zeigt die größte Abweichung beim Niederschlag und variiert ansonsten zwischen 0.8 und 1.2. Bei der Temperatur ist das Verhältnis in allen Fällen größer als Eins, was den systematisch stärkeren Jahresgang in allen Simulationen widerspiegelt.

II.2.4 Resumée

Die Einführung der hier beschriebenen Abstandsmaße erlaubt eine objektive Quantifizierung der Abweichungen räumlicher und zeitlicher Strukturen klimatologischer Gitter-Datensätze. Die Anwendung der Abstandsmaße auf den Vergleich von Modellsimulationen mit entsprechend aufbereiteten Referenzdaten liefert den Unsicherheitsbereich mit dem die eingesetzten regionalen Klimamodelle in der Lage sind, für verschiedene Parameter die aus Beobachtungen abgeleiteten Klimawerte wiederzugeben.

Die hier ausgewerteten Abstandsmaße ermöglichen aber auch eine objektive Bewertung zukünftiger Modellentwicklungen und neuer Referenzdatensätze, indem z.B. die durch eine Weiterentwicklung eines Modells veränderten Abstandsmaße zu den vorherigen Werten in Relation gesetzt werden. Außerdem lässt sich die vorgestellte Methodik auf beliebige Teilregionen und Klimaparameter erweitern, solange hierfür entsprechende Referenzdaten zur Verfügung stehen. Dies ist derzeit leider noch nicht in ausreichendem Umfang der Fall.

Die Analyse zeigt auch, dass die Abweichungen zwischen verschiedenen Referenzdatensätzen zum Teil erheblich und durchaus mit denen der Modellsimulationen vergleichbar sind. Um die Unsicherheitsbereiche der Modelle weiter zu schärfen, sind daher zusätzliche hoch aufgelöste Referenzdaten für eine Reihe von Klimaparametern unbedingt erforderlich. Zusammen mit weiteren Klimasimulationen würde sich so die Zahl der Paarvergleiche zwischen Simulationsergebnissen und Referenzdaten weiter erhöhen lassen. Durch Erweiterung des Ensembles dieser Vergleiche könnte der Unsicherheitsbereich, der hier noch zwischen der minimalen und maximalen Abweichung aufgespannt wird, in eine multi-parametrische Wahrscheinlichkeitsdichte überführt werden. Aus dieser ließen sich dann quantitative Aussagen zur Wahrscheinlichkeit bestimmter Abweichungen zwischen Modell und Realität ableiten, die die Absicherung der Modellqualität weiter verbessern würden.

Neben der Quantifizierung der Abweichungen der Modellsimulationen vom simulierten Klimazustand erlauben die Abstandsmaße aber auch eine Bewertung der Verlässlichkeit von simulierten Klimaänderungen. So können die gleichen Maßzahlen für die Quantifizierung der Unterschiede zwischen den Simulationen eines zukünftigen Klimaszenarios und des entsprechenden gegenwärtigen Referenzzustandes (Kontrollklimas) verwendet werden. Wie das folgende Kapitel zeigt, kann aus dem Vergleich der dabei erhaltenen Wertebereiche mit den entsprechenden Unsicherheitsbereichen aus den Evaluierungssimulationen objektiv und quantitativ abgeleitet werden, inwieweit die simulierten Klimaänderungen aus den Unsicherheitsbereichen tatsächlich herausragen, also als belastbare Änderungen angesehen werden können.

II.3 Ein regionales Klimaszenario für Mitteleuropa

II.3.1 Methodik

Neben der Quantifizierung der Unsicherheiten regionaler Klimasimulationen bei der Wiedergabe des gegenwärtigen Klimazustandes lag eine zweite zentrale Aufgabe des Projektes in der Ableitung eines Klimaszenarios für Mitteleuropa mit hoher räumlicher Auflösung. Grundlage für die Analyse einer möglichen Klimaänderung bilden kontinuierliche regionale Klimasimulationen, die mit verschiedenen Modellen über jeweils 2 voneinander getrennte 30-jährige Zeiträume durchgeführt wurden. Die Szenariosimulationen (**FCS**) beschreiben den Klimazustand gegen Ende des 21. Jh. (2070-2099), der sich einstellen könnte, wenn die Zunahme der globalen Treibhausgaskonzentrationen entsprechend dem IPCC Emissions-Szenario B2 [Nakicenovic and Swart, 2000] verlaufen würden (siehe Abbildung II.3-1). Die Kontrollsimulationen (**PDC**) repräsentieren den gegenwärtigen Klimazustand, genauer gesagt ein 'fiktives' Klima für den Zeitraum 1960-1989, wie es von Modellsimulationen unabhängig von den tatsächlichen Klimabeobachtungen unter gegenwärtigen Treibhausgaskonzentrationen errechnet wird. Da die zeitlich variablen Randwerte, die zum Antrieb der regionalen Simulationen benötigt werden, aus globalen Klimasimulationen stammen, in die keinerlei Beobachtungen der tatsächlichen Klimaverhältnisse des betreffenden Zeitraumes einfließen, kann der simulierte Klimazustand vom tatsächlichen Klimazustand leicht abweichen. Die Gründe hierfür liegen im Wesentlichen in der natürlichen Klimavariabilität, in der ungenauen Kenntnis des zeitlichen Verlaufs und der regionalen Verteilung der Treibhausgaskonzentrationen seit dem Beginn der Industrialisierung und in Ungenauigkeiten der globalen Modelle. Die Ergebnisse der Kontrollsimulation dienen als Referenzklima, bzgl. dessen die Stärke der Klimaänderung aus der Szenariosimulation errechnet wird. Um den Einfluss der erwähnten Ungenauigkeiten auf die Berechnung dieser Klimaänderung zu minimieren, werden Szenario- und Kontrollsimulationen mit der gleichen Modellkonfiguration durchgeführt.

Für die Berechnung der Klimaänderung werden auf Monats- und Jahresbasis die zeitlichen Mittelwerte und Varianzen einer Reihe von Klimaparametern jeweils über die beiden 30-jährigen Simulationsperioden gebildet. Aus der Differenz der Mittelwerte (FCS-PDC) ergibt sich das gesuchte Klimaänderungssignal für den jeweiligen Parameter. Die zeitlichen Varianzen dienen einerseits der Überprüfung der statistischen Signifikanz der Klimaänderung und andererseits der Untersuchung möglicher Veränderungen der interannuellen Variabilität.

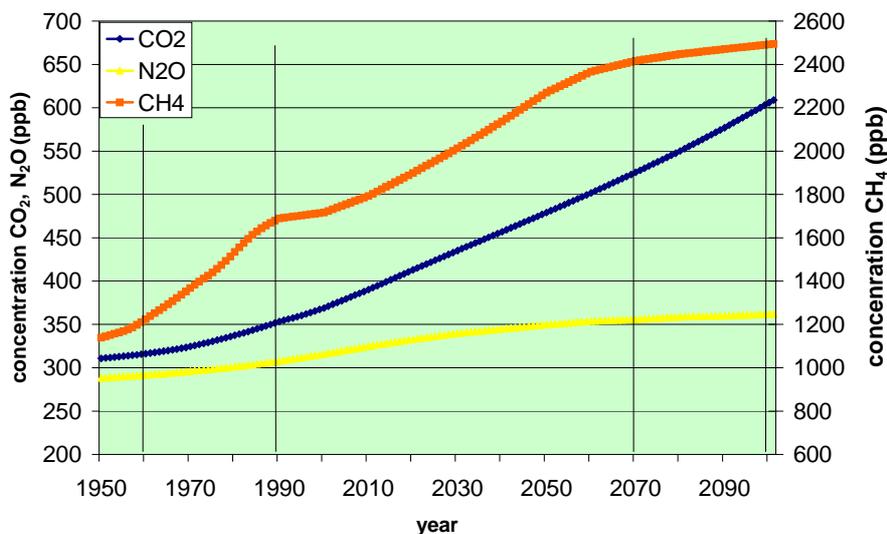


Abbildung II.3-1: Verlauf der globalen Konzentrationen der Treibhausgase CO₂, N₂O und CH₄ gemäß dem Emissionsszenario SRES B2. Die beiden durch vertikale Linien eingegrenzten Bereiche markieren den Verlauf während der Kontrollsimulation (1960-1989) und der Szenariosimulation (2070-2099)

Die Antriebsdaten für die regionalen Simulationen stammen aus einer globalen transienten Klimasimulation mit dem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell ECHAM4/T42+OPYC, die über mehrere Nestungsstufen bis zur gewünschten Auflösung regionalisiert wird. Die regionalen Simulationen wurden mit 5 verschiedenen Modellkonfigurationen durchgeführt, zwei verschiedenen REMO Versionen (REMO 5.0 und REMO 5.3), eine MM5 Version, eine REMO Version, bei der die Zwischennestungsstufe in eine REMO Simulation mit 1° Auflösung ausgelassen wurde (REMO EH) und ein statistisch-dynamischer Ansatz (REMOsd), bei dem für eine Reihe ausgesuchter Wetterlagen repräsentative Episoden einer REMO Simulation entsprechend der statistischen Häufigkeit der großräumigen Wetterlagen zu einem Klimamittel rekombiniert wurden. Details zur Regionalisierungsmethode und den verwendeten Modellen finden sich in Kapitel II.4. In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der 4 dynamisch genesteten Ansätze einander gegenüber gestellt und an Hand der in Kapitel II.2 abgeleiteten Unsicherheitsbereiche bewertet. Einzelheiten zum statistisch-dynamischen Regionalisierungsansatz und den daraus abgeleiteten Klimaänderungen finden sich im Kapitel II.5.

II.3.2 Räumliche Struktur der Klimaänderungen

Abbildung II.3-2 zeigt die Differenzen der Jahresmitteltemperaturen von Szenario- (FCS) und Kontrollsimulation (PDC), die sich für die vier dynamisch genesteten Modellansätze ergeben. In allen Fällen steigt die Temperatur deutlich um ca. 3 K an, wobei die MM5 Simulation die schwächste und die direkt in die ECHAM Ergebnisse genestete Version (REMO EH) die stärkste Erwärmung zeigen. Die Flächenmittel des Temperaturanstiegs variieren zwischen 2,8 und 3,9 K (vgl. Tabelle 1). Die räumliche Struktur der Erwärmung ist in allen Simulationen ähnlich. Die stärksten Erwärmungen treten im südlichen und insbesondere im südwestlichen Europa sowie im Ostseeraum auf. Besonders hohe Anstiege weist auch der südwestliche Teil der Alpen (Seealpen) auf. Über Wasser, insbesondere über der Nordsee, fallen die Erwärmungen etwas schwächer aus liegen aber über dem Mittelmeer in allen Simulationen über 3 K. Die Änderungen der Lufttemperatur über den Wasserflächen sind in allen Simulationen wesentlich ähnlicher als die über den Landflächen. Ursache hierfür ist, dass alle Modelle zu jedem Zeitpunkt die gleiche Meeresoberflächentemperatur (SST) aus der gekoppelten Globalsimulation vorgegeben bekommen, über Landflächen die Temperatur an der Oberfläche aber durch individuelle Bodenmodelle berechnet wird.

Tabelle 1: Simulierte Klimaänderungen der Lufttemperatur in 2m über Grund und der Niederschlagsmenge im Jahresmittel bzw. Jahressumme für verschiedene Bezugsflächen aus vier verschiedenen Modellsimulationen

Modell	Flächenmittel der Klimaänderung für					
	Gesamtfläche		alle Landpunkte		Deutschland	
	Temperatur	Niederschlag	Temperatur	Niederschlag	Temperatur	Niederschlag
REMO 5.0	+3,2 K	+58 mm	+3,3 K	+38 mm	+3,2 K	+55 mm
REMO 5.3	+3,3 K	+57 mm	+3,5 K	+42 mm	+3,3 K	+61 mm
REMO EH	+3,7 K	+8 mm	+3,9 K	-17 mm	+3,8 K	+3 mm
MM5	+3,0 K	+21 mm	+3,0 K	+7 mm	+2,8 K	+54 mm

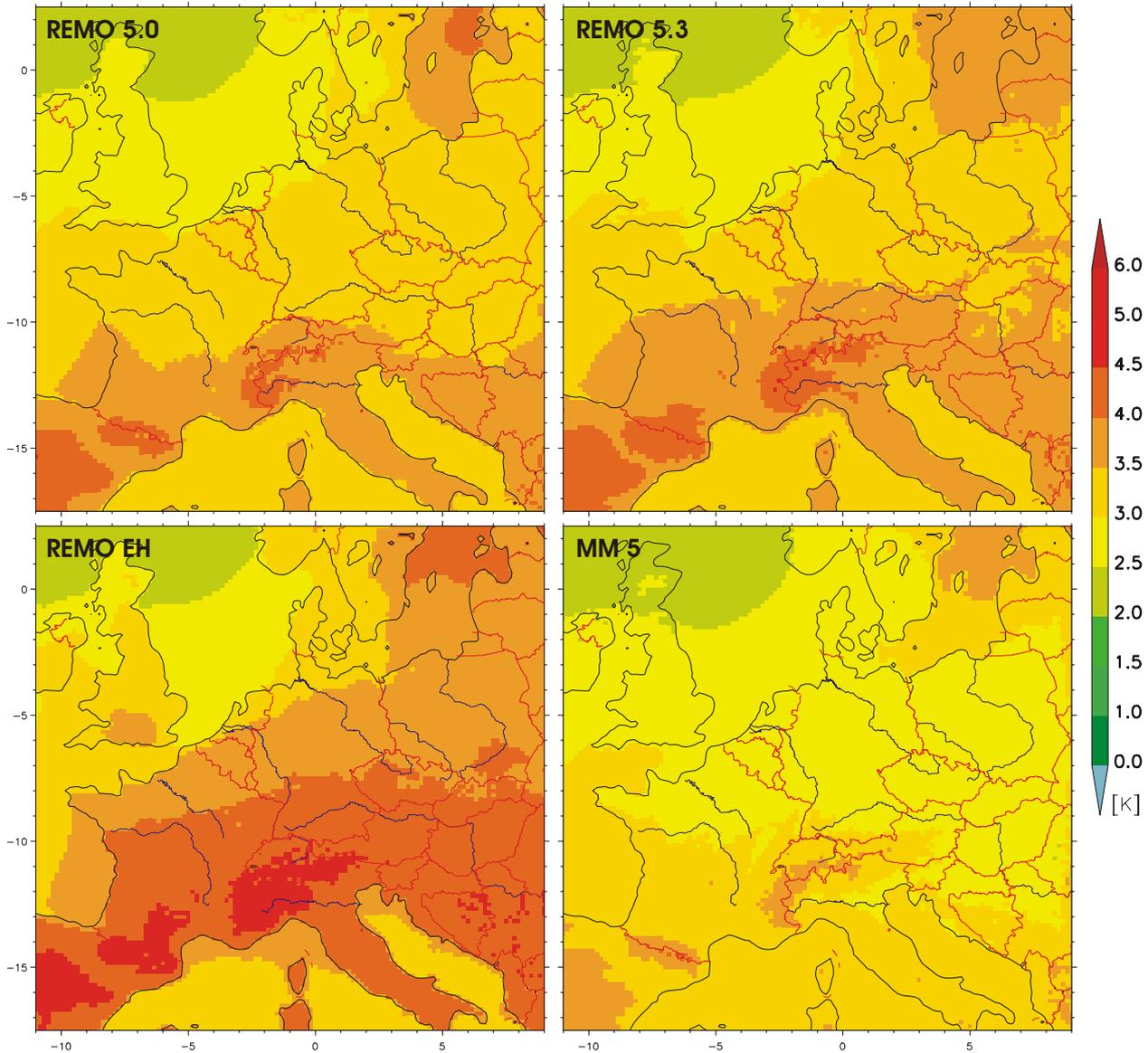


Abbildung II.3-2: Änderung der Jahresmitteltemperatur (FCS – PDC) über Europa für das SRES B2 Szenario aus 4 verschiedenen regionalen Klimasimulationen

Auch beim Niederschlag (Abbildung II.3-3) ergibt sich eine deutliche Nord-Süd Struktur im Änderungssignal. Die nördlichen Regionen weisen eine Zunahme des Jahresniederschlags um teilweise mehr als 20 % auf. Dafür werden die Regionen um das Mittelmeer herum wesentlich trockener mit den stärksten Abnahmen in Spanien, den Seealpen und Süditalien von bis zu 30 %. Mitteleuropa und insbesondere Deutschland liegen im Übergangsbereich zwischen Zunahme und Abnahme, was dazu führt, dass für Norddeutschland in der Jahressumme noch ein Anstieg zu verzeichnen ist, während Süddeutschland teilweise bereits eine Abnahme aufweist. Für die Fläche Deutschlands insgesamt weisen alle Simulationen eine annähernd gleich bleibende bzw. maximal um 61 mm zunehmende Niederschlagsmenge aus, was einem Anstieg des Jahresniederschlags um bis zu 7,5 % entspräche. Im Jahresverlauf zeigen sich jedoch wesentlich stärker ausgeprägte positive und negative Tendenzen, die zusammen mit einer detaillierten regionalen Aufschlüsselung der Klimaänderungen für Deutschland weiter unten erläutert werden.

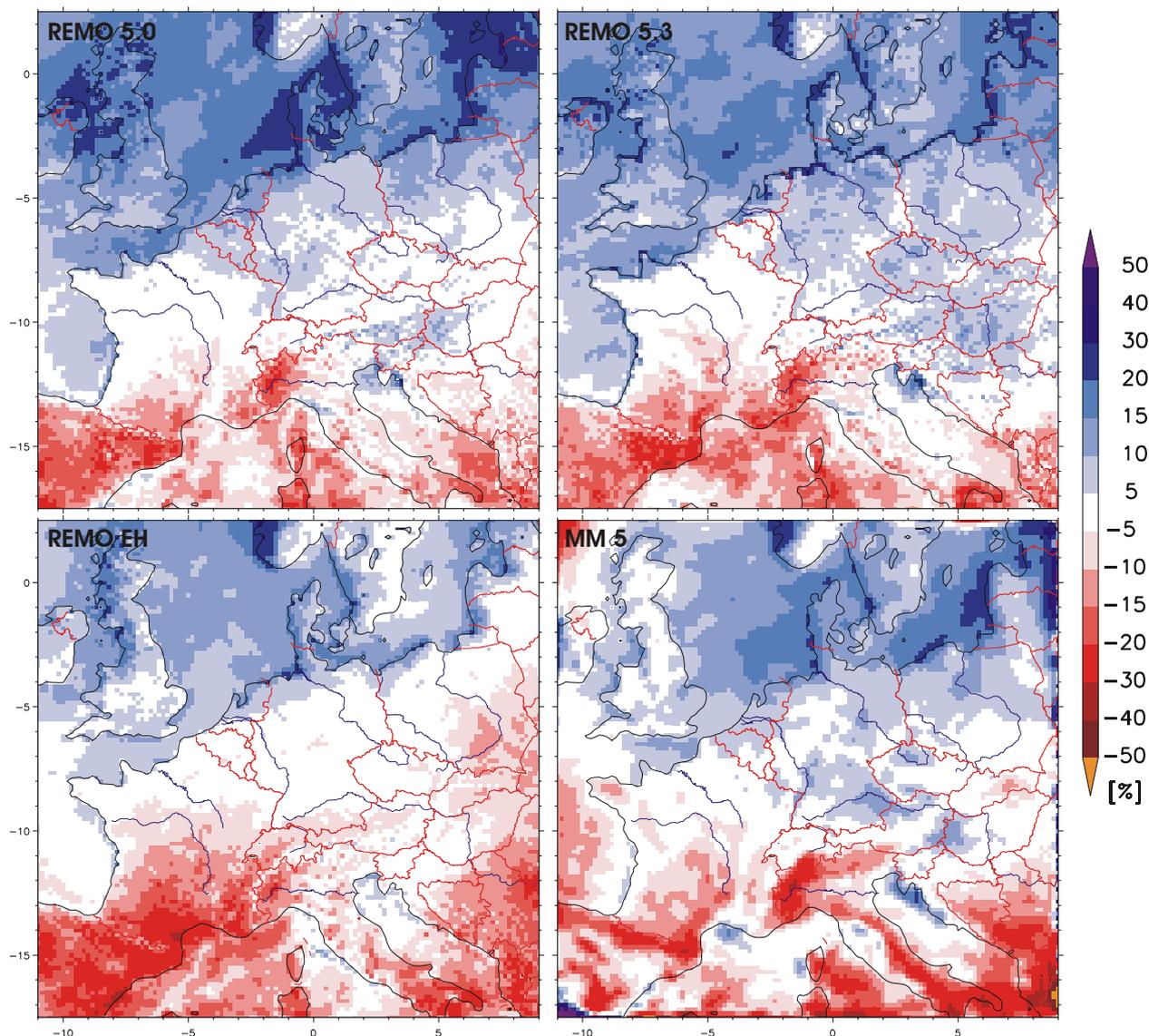


Abbildung II.3-3: Relative Änderung des Jahresniederschlags über Europa für das SRES B2 Szenario in Bezug auf den Kontrolllauf $(FCS - PDC)/PDC$ aus 4 verschiedenen regionalen Klimasimulationen

Doch nicht allein der Niederschlag ist eine wichtige Größe für die Abschätzung möglicher Auswirkungen zukünftiger Klimaänderungen auf den Wasserhaushalt einer Region sondern auch die Verdunstung, oder besser noch, die Bilanz aus Niederschlag und Verdunstung. Sie bestimmt letztendlich, welche Wassermenge einer Region tatsächlich zur Verfügung steht. Die Ergebnisse aller Simulationen zeigen, dass die Änderung der Verdunstung, genauer gesagt die Evapotranspiration, über Land in erster Linie an die Änderung des Niederschlags gekoppelt ist. Das heißt, dass in Regionen mit steigendem Niederschlag auch die Verdunstung zunimmt und in Regionen mit sinkendem Niederschlag abnimmt. Da in allen Regionen die Temperatur stark ansteigt, lässt sich die Aussage, dass mit steigender Temperatur auch die Verdunstung zunimmt, nicht generell bestätigen. Dieser Zusammenhang gilt annähernd lediglich über Wasserflächen, da nur hier immer ein ausreichendes Wasserangebot für die Verdunstung zur Verfügung steht.

In Abbildung II.3-4 ist die klimatologische Änderung zwischen Szenario- und Kontrolllauf für die Wasserbilanz dargestellt. Durch die generelle Zunahme der Verdunstung über den Wasserflächen ergibt sich in allen Modellsimulationen über dem Mittelmeer und dem Ostatlantik und etwas schwächer über der Ostsee eine Verschlechterung der Frischwasserbilanz. Diese wird im

Mittelmeerraum noch durch die gleichzeitige Abnahme des Niederschlags verstärkt. Lediglich Nordsee und Nordatlantik verbessern ihre Frischwasserbilanz, da nur hier im Szenario der Niederschlag stärker zunimmt als die Verdunstung. Über den Landflächen fällt die Veränderung der Wasserbilanz deutlich geringer aus. In weiten Bereichen Mitteleuropas variiert die Änderung der Wasserbilanz von einer Abnahme um 50 mm pro Jahr bis zu einer Zunahme um 100 mm pro Jahr. Von den Regionen Südeuropas (Spanien, Italien, Südfrankreich), die primär von einem Rückgang des Niederschlags betroffen sind, zeigt nur Südfrankreich eine Verschlechterung der Wasserbilanz. Für Spanien ändert sich für die Bodenwasserbilanz hingegen kaum etwas, da mit der Abnahme des Niederschlags die Verdunstung in vergleichbarem Maße abnimmt.

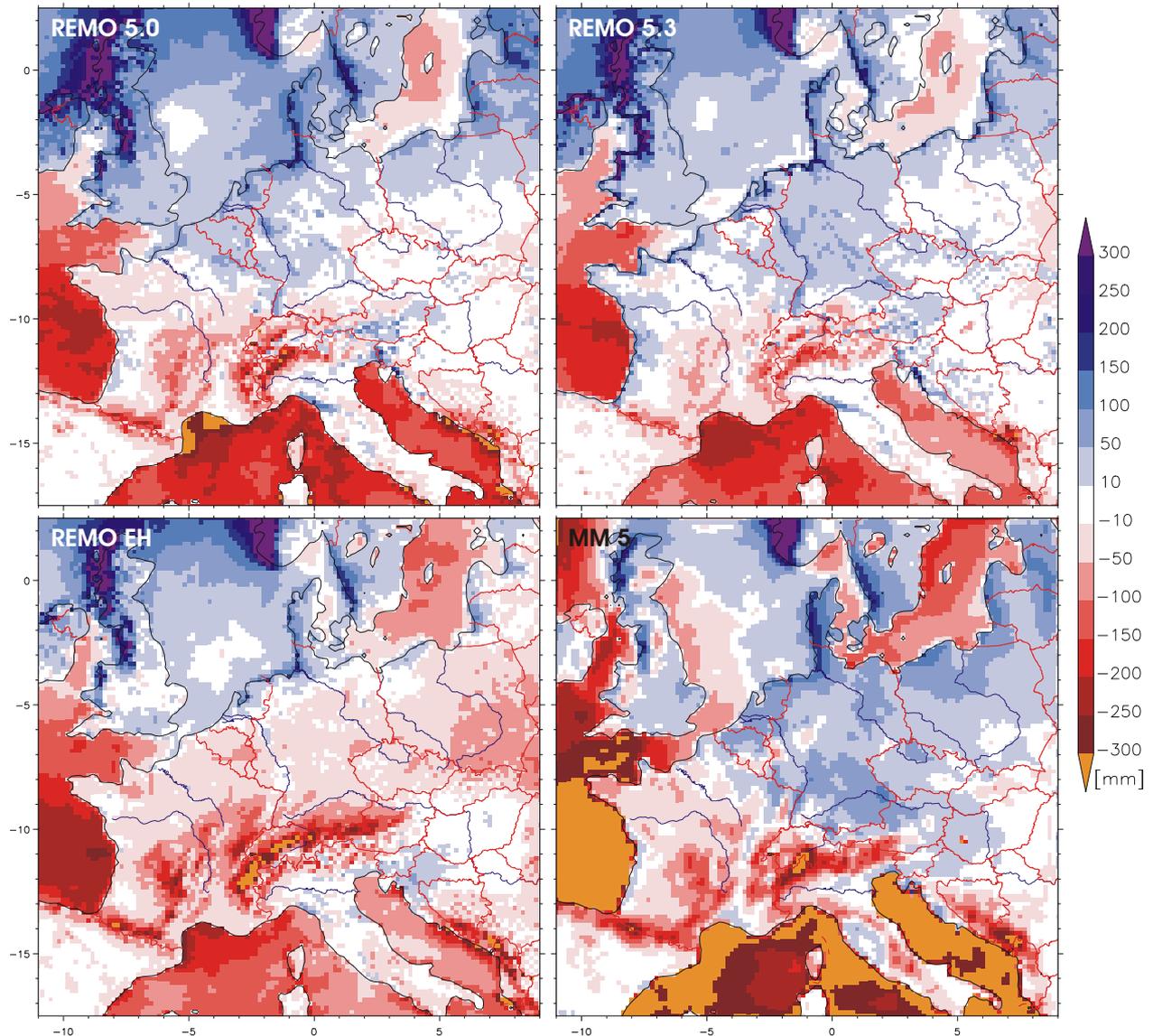


Abbildung II.3-4: Klimatologische Änderung (FCS – PDC) der jährlichen Wasserbilanz, hier gebildet aus der Differenz der Jahressummen von Niederschlag und Evapotranspiration (Precip-Evap), über Europa für das SRES B2 Szenario aus 4 verschiedenen regionalen Klimasimulationen

II.3.3 Klimaänderungen für Deutschland

Im Folgenden sollen nun die simulierten Klimaänderungen für Deutschland näher untersucht werden. Dazu werden neben dem Gesamtgebiet Deutschlands sechs kleinere Teilregionen um die Städte Schleswig, Essen, Lindenberg, Meiningen, Stuttgart und München ausgewählt (Abbildung II.3-5). Das Gebiet Deutschlands umfasst insgesamt 1044 Gitterpunkte des gesamten Modellgebietes. Die 6 Teilregionen bestehen aus jeweils 49 Gitterpunkten, was einer Fläche von ca. 16.000 km² entspricht. Für jede dieser Teilregionen werden zunächst für eine Reihe von Klimaparametern die Flächenmittel der klimatologischen Monats- und Jahresmittel berechnet. Dies geschieht für jede der dynamisch genesteten Modellsimulationen (Evaluierungs-, Kontroll- und Szenariosimulationen) und für alle verfügbaren Referenzdatensätze. Die Abweichungen der Evaluierungsexperimente von den Referenzdaten beschreiben den Unsicherheitsbereich der Modelle bei der Wiedergabe des gegenwärtigen Klimas (siehe Kapitel II.1). Der Vergleich der Szenariosimulationen mit den jeweiligen Kontrollsimulationen liefert die gesuchte Klimaänderung mit einer Schwankungsbreite, die durch die Unterschiede der verwendeten Modellkonfigurationen bedingt ist.

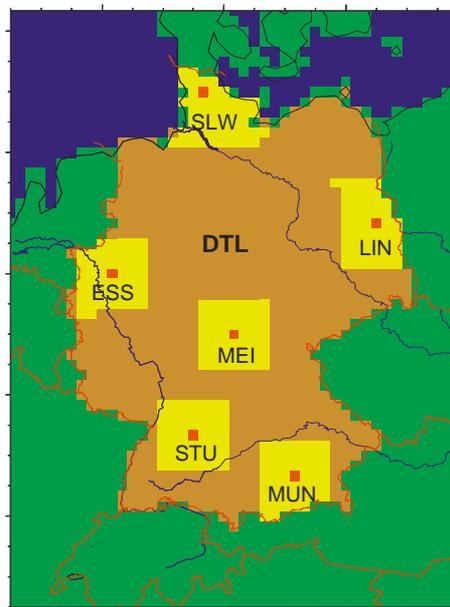


Abbildung II.3-5: Ausschnitt des Modellgebietes mit den Teilregionen Deutschland (DTL), Schleswig (SLW), Essen (ESS), Lindenberg (LIN), Meiningen (MEI), Stuttgart (STU) und München (MUN)

Abbildung II.3-6 zeigt die Ergebnisse für Lufttemperatur und Niederschlag im Gebietsmittel über Deutschland. Die Änderung der Jahresmitteltemperatur beträgt im Ensemblemittel über alle vier Simulationen/Realisierungen des B2 Szenarios +3,3 K und variiert zwischen 2,8 und 3,8 K (vgl. auch Tabelle 1). Der Anstieg der Monatsmitteltemperaturen variiert über das Jahr hinweg ebenfalls zwischen 2,8 und 3,8 K, wobei die stärksten Erwärmungen in den Monaten Juli bis September und Februar, März auftreten. Im Spätsommer und Herbst liegen mit einer Streuung um bis zu 2 K auch die größten Unsicherheiten bei den prognostizierten Erwärmungen. So liefert die MM5-Simulation für den August lediglich eine Erwärmung von 2,9 K, während REMO EH einen Temperaturanstieg von 5,0 K simuliert. Am geringsten sind die Unterschiede bei den Erwärmungsraten der Wintermonate. In allen Fällen sind die simulierten Temperaturanstiege aber auf dem 95 % Niveau statistisch signifikant und ragen deutlich aus den quantifizierten Unsicherheitsbereichen heraus, und das auch in Monaten wie z.B. dem September, in denen der Unsicherheitsbereich der Modellsimulationen mit bis zu ± 2 K am größten ist.

Beim Niederschlag erscheint das Bild der simulierten Änderungen deutlich differenzierter. Hier wechseln im Jahresgang starke Zunahmen im Winter und Herbst mit schwächeren Abnahmen in den Sommermonaten. Wie die farblich hervorgehobenen Quadrate in Abbildung II.3-6 anzeigen, erweisen sich aber lediglich die Zunahmen im Feb. und Nov. und die Abnahme im Juli in allen vier Modellkonfigurationen auf dem 95 % Niveau als statistisch signifikant. Davon ragen aber lediglich die Zunahmen im Feb. und Nov. aus den Unsicherheitsbereichen heraus. Die Abnahme im Juli verbleibt hingegen für alle Simulationen innerhalb des Unsicherheitsbereiches, was besagt, dass Abweichungen dieser Größenordnung auch durch Simulationen des gegenwärtigen Klimazustandes hervorgerufen werden können, die eigentlich gar keine Klimaänderung beschreiben sollen. Die Zunahmen im Okt. scheinen ebenfalls erheblich, sind aber nur in drei von vier Simulationen signifikant, ebenso wie die leichten Zunahmen des Jahresniederschlags. Alle anderen Änderungen sind entweder überhaupt nicht signifikant oder höchstens in zwei der vier Szenariosimulationen.

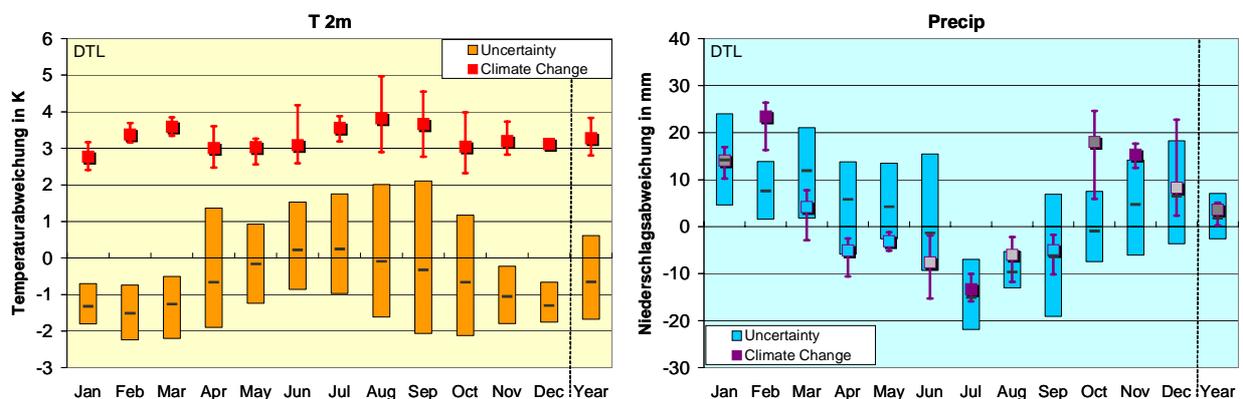


Abbildung II.3-6: Änderung der Monats- und Jahresmittelwerte von Lufttemperatur (links) und Niederschlag (rechts) aus 4 verschiedenen Modellkonfigurationen (farbige Quadrate mit Fehlerbalken) für das Szenario B2 und die Teilregion Deutschland. Die farbigen Säulen markieren die quantifizierten Unsicherheitsbereiche, die sich aus den Abweichungen zwischen Evaluierungssimulationen und Referenzdaten ergeben. Die Querstriche in den Säulen geben den Mittelwert dieser Abweichungen wieder. Rote bzw. violette Quadrate bedeuten, dass die Klimaänderung in allen 4 Simulationen auf dem 95 % Niveau statistisch signifikant ist. Bei grauen Quadraten ist nur ein Teil der Änderungen (je heller desto weniger) signifikant, und haben Quadrate die gleiche Farbe wie der Unsicherheitsbereich, so ist keine der simulierten Differenz zwischen Szenario- und Kontrollsimulation signifikant. Alle Angaben beziehen sich auf Flächenmittel über die Teilregion Deutschland. Die Angaben beim Niederschlag beziehen sich auf Monatssummen in mm und beim Jahreswert auf eine mittlere monatliche Änderung

Wie bereits in Kapitel I.3 dargelegt, erfolgt die Bewertung der Klimaänderungen nach zwei Kriterien:

- Statistische Signifikanz der Änderungssignale,
- Stärke der Änderung im Vergleich zum Unsicherheitsbereich.

Eine Klimaänderung wird als relevant bzw. verlässlich angesehen, wenn sie sich einerseits in allen Regionalsimulationen als statistisch signifikant erweist (was in Abbildung II.3-6 durch farblich hervorgehobene Quadrate kenntlich gemacht ist) und sie sich andererseits vom quantifizierten Unsicherheitsbereich abhebt. Änderungen, deren Werte innerhalb des Unsicherheitsbereiches liegen, könnten ebenfalls Klimaänderungen repräsentieren, müssen aber nicht zwingend durch eine Szenariosimulation entstanden sein, sondern ließen sich auch durch Abweichungen eines Evaluierungsexperimentes von den Referenzdaten erklären.

Nach diesen Kriterien können die simulierten Erwärmungen in allen Monaten als verlässliche Klimaveränderung angesehen werden. Beim Niederschlag erscheinen lediglich die kräftigen Zunahmen im Feb. und Nov. als verlässliche und damit relevante Klimaänderung. Die Abnahme im Juli ist zwar in allen Fällen signifikant aber nach obigen Kriterien nicht als verlässliche Änderung

einzustufen. Für alle anderen Monate ist eine Klimaänderung im Niederschlag anhand der Ergebnisse der durchgeführten Simulationen nicht belegbar.

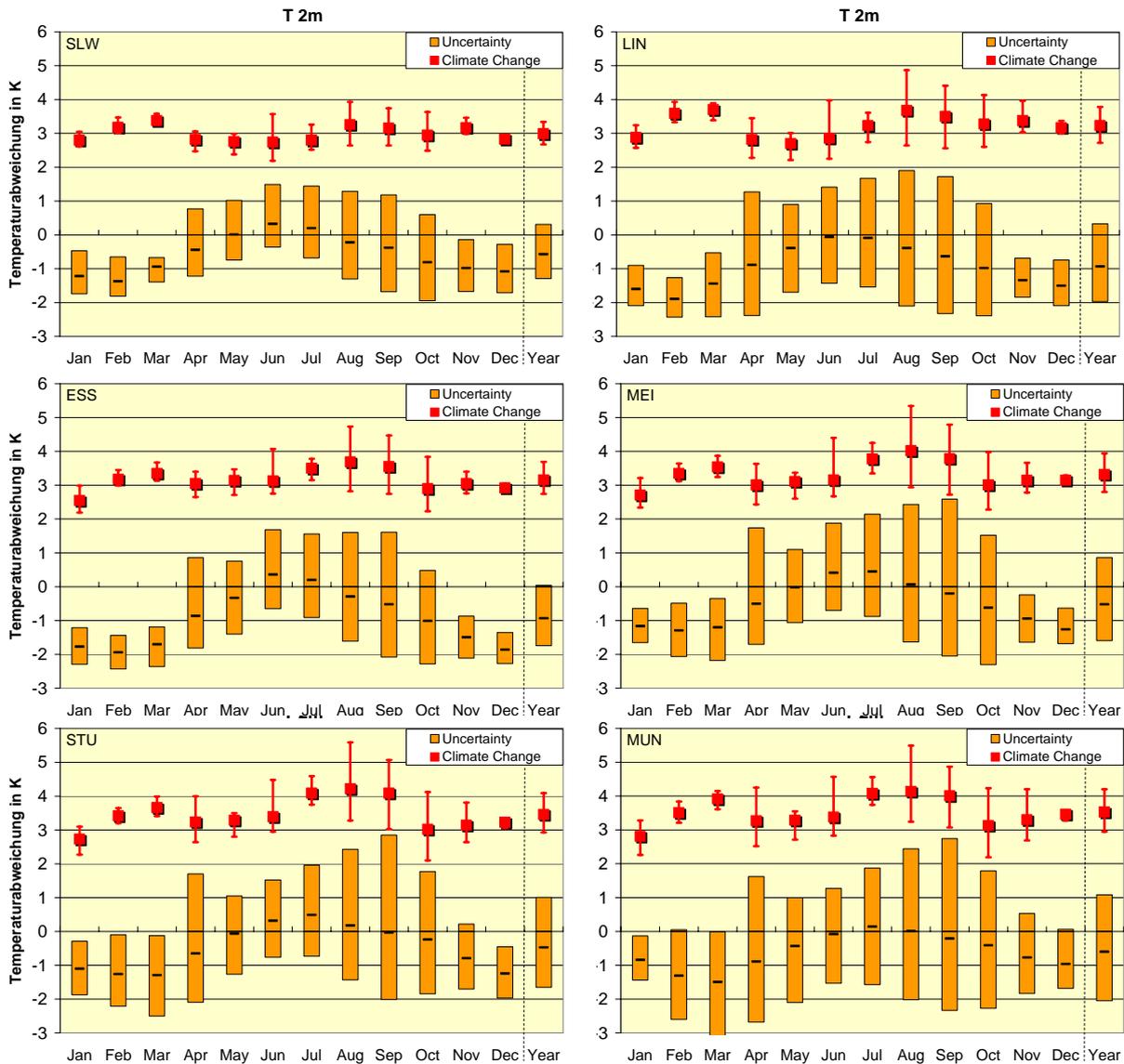


Abbildung II.3-7: Wie Abbildung II.3-6 für die Temperaturänderung der 6 Teilregionen Schleswig (SLW), Essen (ESS), Lindenberg (LIN), Meiningen (MEI), Stuttgart (STU) und München (MUN) (siehe Abbildung II.3-5)

Regionale Unterschiede in den projizierten Klimaänderungen innerhalb Deutschlands lassen sich an Hand der Auswertungen für die in Abbildung II.3-5 dargestellten Teilregionen analysieren. Der Verlauf der Erwärmungsraten ist für alle 6 Teilregionen annähernd gleich (Abbildung II.3-7). In Norddeutschland (Teilregion Schleswig) fällt die Erwärmung mit rund 3 K am schwächsten aus und ist im Jahresverlauf nahezu konstant. Auch die Unterschiede zwischen den verschiedenen Modellsimulationen sind hier am geringsten. Die Erwärmung nimmt nach Süden zu und steigt insbesondere im Spätsommer (Aug – Okt.) im Mittel um bis zu 1 K auf +4 K an. Die schwächste Erwärmung zeigt Westdeutschland (Teilregion Essen) im Januar mit nur rund 2,5 K. Die Unterschiede in den Erwärmungsraten zwischen den verschiedenen Szenariosimulationen sind im Winter am geringsten. In den Monaten mit den höchsten Temperaturanstiegen sind auch die Abweichungen zwischen den Modellen am größten. Die stärkste Erwärmung wird für die Regionen München und Stuttgart im

August mit über 5,5 K simuliert. Die geringste Erwärmung liegt hier noch immer klar über 3 K. Trotz der erheblichen Abweichungen zwischen den einzelnen Simulationen und den großen Unsicherheitsbereichen in diesen Monaten ragen alle Änderungssignale deutlich aus den Unsicherheitsbereichen heraus. Daher müssen für alle Teilregionen und Jahreszeiten die zum Teil erheblichen Temperaturanstiege als verlässliche Klimaprojektion für Deutschland angesehen werden.

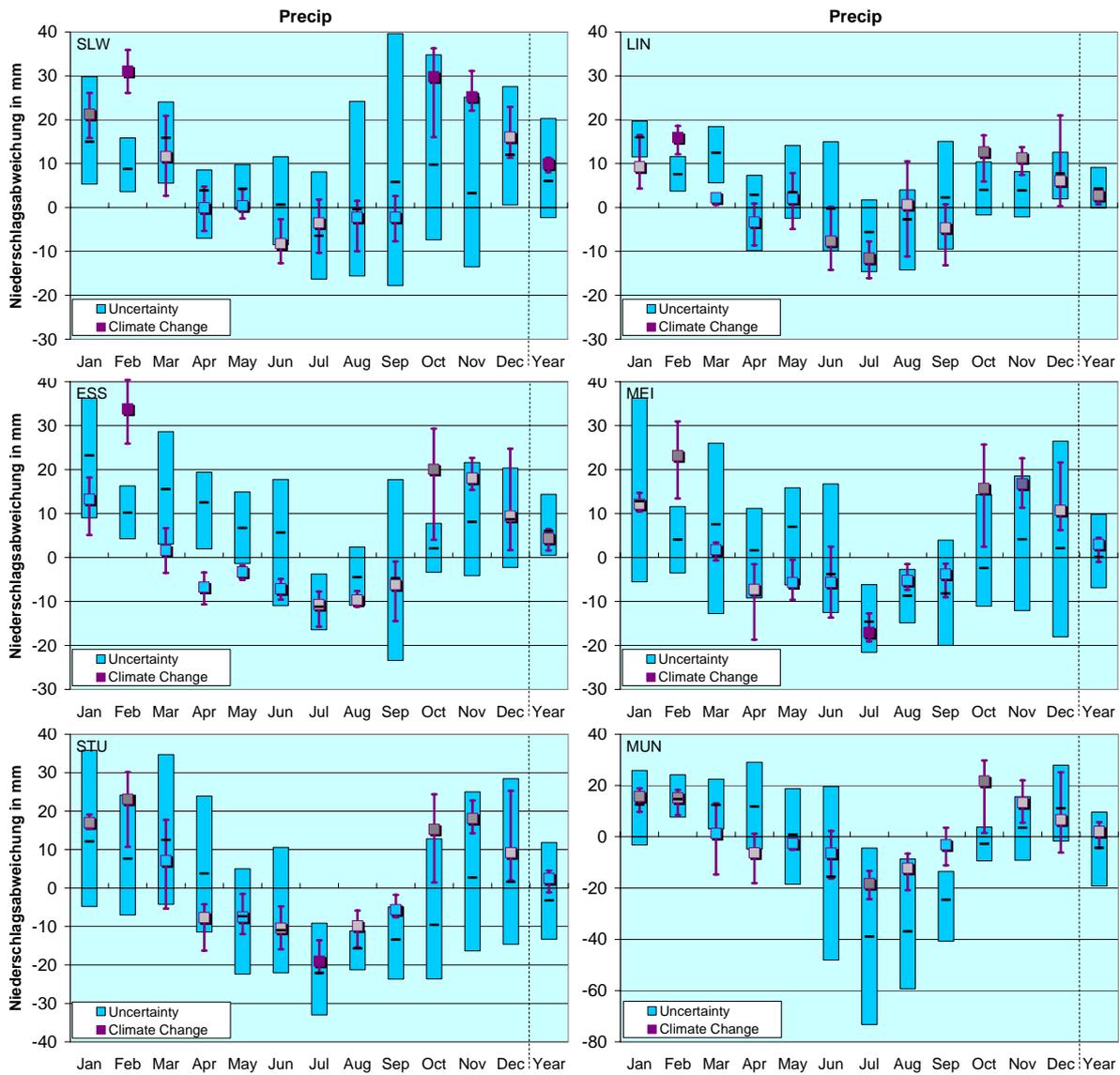


Abbildung II.3-8: Wie Abbildung II.3-6 für die Niederschlagsänderung der 6 Teilregionen Schleswig (SLW), Essen (ESS), Lindenberg (LIN), Meiningen (MEI), Stuttgart (STU) und München (MUN) (Abbildung II.3-5)

Beim Niederschlag (Abbildung II.3-8) ergibt sich lediglich für den Februar in den Regionen Schleswig, Lindenberg und Essen eine entsprechend den aufgestellten Kriterien belastbare Zunahme in einem zukünftigen Klimaszenario. Für alle anderen Regionen und Jahreszeiten sind entweder die simulierten Änderungen nicht in allen Fällen statistisch signifikant oder verbleiben zumindest ganz oder teilweise im Bereich der Modellunsicherheiten. Diese sind für die kleineren Teilregionen zum Teil erheblich größer als für die Region Deutschland insgesamt. Für Süddeutschland ergeben sich mit wenigen Ausnahmen die größten Unsicherheitsbereiche. Während Stuttgart die größten Unsicherheiten im Herbst und Winter aufweist, liegen sie für München, einer Region im unmittelbaren

Einflussbereich der Alpen, in den Sommermonaten. Hier weichen die Evaluierungssimulationen im Juli um bis zu 70 mm von den Referenzdaten ab. Daher sind Abnahmen zwischen 5 und 20 mm für die Sommermonate zwar eine denkbare Folge der Klimaänderung aber nicht verlässlich nachweisbar. Problematisch erscheint auch die Erfassung des Niederschlags zwischen Nord- und Ostsee (Teilregion Schleswig). Hier neigen die Modelle insbesondere im Herbst zu starken Überschätzungen der Referenzdaten, aber teilweise auch zur Unterschätzung. Dies führt dazu, dass die beträchtlichen und in allen Fällen signifikanten Zunahmen im Okt. und Nov. hier größtenteils im Unsicherheitsbereich verbleiben.

Die Zahl der Tage mit nennenswertem Niederschlag von mehr als 1 mm nimmt in allen Szenario-simulationen für Deutschland insgesamt und bis auf Schleswig auch für alle Teilregionen leicht ab (Abbildung II.3-9). Da die Modelle hier zu einer Überschätzung neigen, liegen diese schwachen Änderungen zwar außerhalb der Unsicherheitsbereiche, doch erscheinen sie nur in einem Teil der Simulationen statistisch signifikant. Die Zahl der Tage mit intensivem Niederschlag von mehr als 10 mm tendiert im Gegenzug zu einer leichten Zunahme, die zumindest für Deutschland insgesamt und für die Teilregionen Lindenberg und Meiningen als relevant angesehen werden muss. Schleswig weist hier mit etwas mehr als 6 Tagen zwar den stärksten Anstieg auf, was einer Zunahme dieser Niederschlagsereignis um mehr als 30 % entspricht, doch ist hier auch der Unsicherheitsbereich am größten.

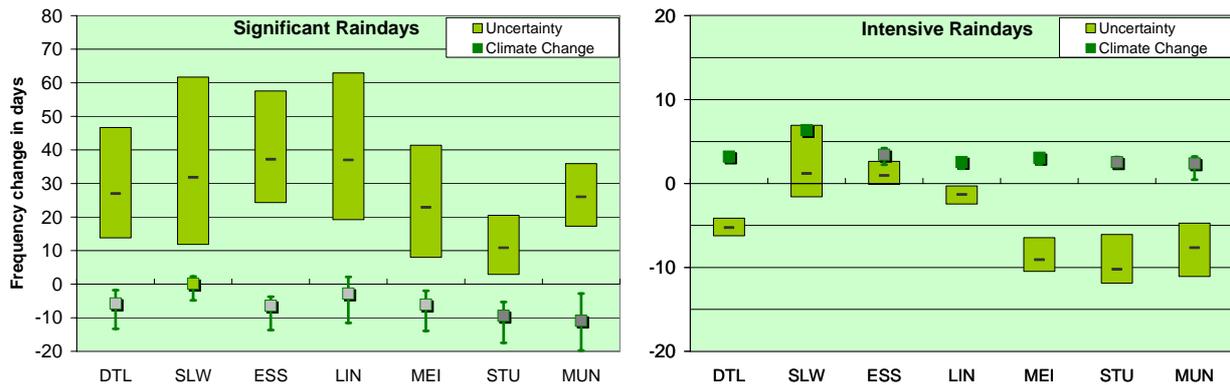


Abbildung II.3-9: Klimaänderung für die Anzahl der Tage pro Jahr mit signifikantem Niederschlag (mehr als 1mm/Tag, linkes Bild) und mit intensivem Niederschlag (mehr als 10 mm/Tag, rechtes Bild) aus 4 verschiedenen Modellkonfigurationen (farbige Quadrate mit Fehlerbalken) für das Szenario B2 und die Teilregion Deutschland (DTL), Schleswig (SLW), Essen (ESS), Lindenberg (LIN), Meiningen (MEI), Stuttgart (STU) und München (MUN). Die farbigen Säulen markieren die quantifizierten Unsicherheitsbereiche, die sich aus den Abweichungen zwischen Evaluierungssimulationen und Referenzdaten auf ergeben. Die Querstriche in den Säulen geben den Mittelwert dieser Abweichungen wieder. Dunkelgrüne Quadrate bedeuten, dass die Klimaänderung in allen 4 Simulationen auf dem 95 % Niveau statistisch signifikant ist. Bei grauen Quadraten ist nur ein Teil der Änderungen (je heller desto weniger) signifikant und bei gleicher Farbe wie der Unsicherheitsbereich liegt in keiner der Simulationen eine signifikante Änderung vor

Bei der Anzahl der extrem kalten und warmen Tage sind die Änderungssignale auf Grund des starken Temperatursignals in allen Jahreszeiten und Regionen eindeutig und in allen Fällen als belastbar anzusehen (Abbildung II.3-10). Die Anzahl der Frosttage nimmt in allen Teilregionen Deutschlands drastisch ab. Reduktionen um 30 bis 45 Tage pro Jahr entsprechen dabei ungefähr einer Halbierung der Zahl der Frosttage in der jeweiligen Region. Bei den Sommertagen verhält es sich genau umgekehrt. Die deutlichen Zunahmen von 40 Tagen und mehr in Süddeutschland und anderen Regionen entsprechen mehr als einer Verdoppelung der Zahl heißer Tage. Auch wenn die Ergebnisse zwischen den unterschiedlichen Modellrechnungen sehr stark schwanken, liegen doch

alle Szenarien außerhalb der Unsicherheitsbereiche, so dass für Deutschland von einer drastischen Zunahme heißer Tage für das hier simulierte SRES Szenario bis zum Ende des 21. Jh. ausgegangen werden muss.

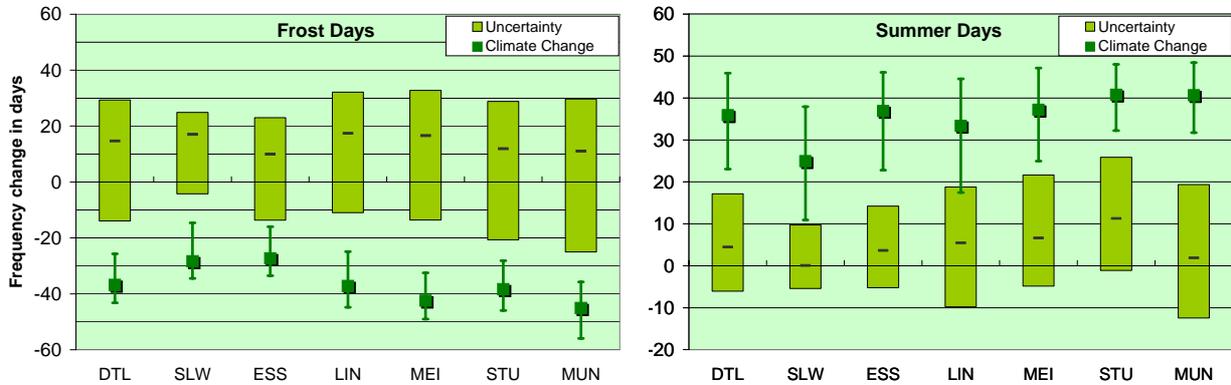


Abbildung II.3-10: Wie Abbildung II.3-9 aber für die Änderung der Anzahl der Frosttage ($T_{\min} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, linkes Bild) und der Sommertage ($T_{\max} > 25\text{ }^{\circ}\text{C}$) pro Jahr

Die Wasserbilanz aus Niederschlag und Verdunstung bleibt für Deutschland über das ganze Jahr gesehen nahezu unverändert. Wie Abbildung II.3-11 zeigt, liegt die mittlere monatliche Änderung zwischen -2 und +4 mm. Allerdings wird die teilweise starke Zunahme im Herbst und Winter um bis zu 25 mm/Monat durch eine schwache aber länger andauernde Abnahme zwischen Frühjahr und Sommer kompensiert. Die prognostizierten Abnahmen sind nur für den Juli in allen Simulationen statistisch signifikant, die Zunahmen im Feb., Okt. und Nov. nur in 3 der 4 Simulationen. Auffallend ist hierbei, dass die Simulation REMO EH, die andere Modellergebnisse als Randwerte verwendet, für alle Sommermonate eine signifikante Abnahme prognostiziert, die Zunahmen im Herbst und Winter aber nicht auf dem 95 % Niveau signifikant erscheint – im Gegensatz zu den übrigen Simulationen, die eine Nestungsstufe mehr verwenden (vgl. Kapitel II.4.2).

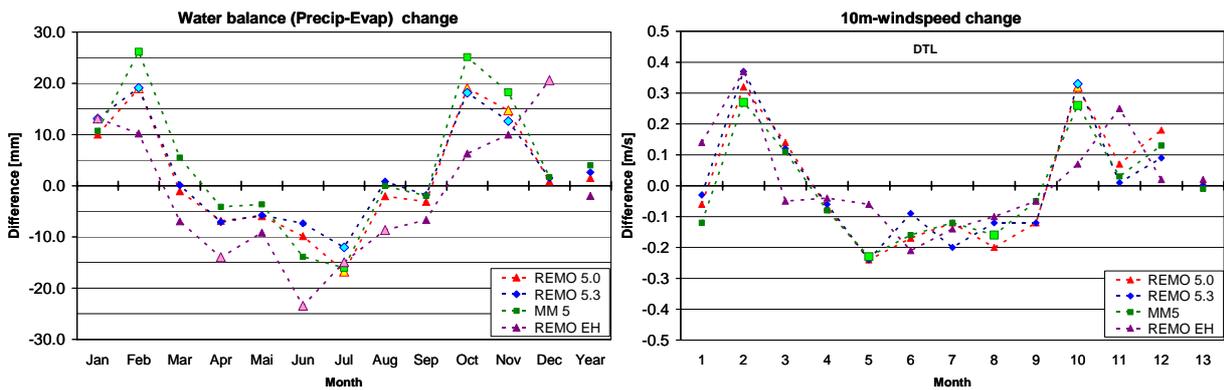


Abbildung II.3-11: Änderung (FCS – PDC) der Monats- und Jahresmittelwerte der Wasserbilanz aus Niederschlag und Evapotranspiration (links) und der Windgeschwindigkeit in 10 m über Grund (rechts) aus 4 verschiedenen Modellkonfigurationen für das Szenarios B2 und die Teilregion Deutschland. Die in Farbe und Größe hervorgehobenen Symbole markieren Änderungen, die auf dem 95 % Niveau statistisch signifikant sind. Die Angaben bei der Wasserbilanz beziehen sich auf Monatssummen in mm und beim Jahreswert auf eine mittlere monatliche Änderung.

Synchron mit der Zu- bzw. Abnahme des Niederschlags und der Wasserbilanz verändert sich die mittlere Windgeschwindigkeit (Abbildung II.3-11, rechts). Die maximalen Zunahmen von 0,3 bis 0,4 m/s im Monatsmittel treten im Feb. und Okt. auf, wo auch der Wasserbilanzgewinn auf Grund der starken Niederschlagszunahme am größten ist. Die reduzierten Niederschläge während des Sommers

sind hingegen von einer leichten Abnahme der mittleren Windgeschwindigkeit begleitet. Das deutet darauf hin, dass Zu- bzw. Abnahme der Niederschläge ihre Ursache in einer Zunahme oder Intensivierung von Tiefdruck- bzw. Hochdrucklagen in den Winter- und Herbst- bzw. den Sommermonaten haben.

II.3.4 Resumée

Die regionalen Simulationen des SRES B2 Szenarios zeigen ausnahmslos in allen Regionen eine starke Erwärmung, die in Europa und auch innerhalb Deutschlands nach Süden zunimmt. Die simulierten Temperaturanstiege zwischen 2.5 – 4.0 K, mit maximalen Erwärmungen im Feb./März und Juli - August, können für alle Teilregionen und Jahreszeiten als verlässlich und daher relevant angesehen werden.

Die Änderungen des Niederschlags sind hingegen für Deutschland regional und jahreszeitlich uneinheitlich und zu gering, bzw. sind die Unsicherheitsbereiche in den Simulationen zu groß, um Änderungssignale verlässlich feststellen zu können. Die leichte Zunahme des Jahresniederschlags ist nur teilweise signifikant und bleibt innerhalb des Unsicherheitsbereiches. Nur die z. T. erheblichen Zunahmen im Februar und Oktober von bis zu 40 mm für Nord- und Westdeutschland sind signifikant und ragen aus den Unsicherheitsbereichen heraus. Die Abnahmen im Sommer sind nur im Juli und für einige Teilregionen mit bis zu 20 mm in Süd- und Mitteldeutschland signifikant, verbleiben aber im Unsicherheitsbereich.

Die leichte Abnahme der Niederschlagstage ist nur in Süddeutschland überwiegend signifikant. Der Anstieg der intensiven Niederschlagstage um bis zu 6 Tage ist hingegen in fast allen Teilregionen signifikant und liegt bis auf Schleswig auch außerhalb des Unsicherheitsbereiches der Modelle.

Die Zahl der Sommertage nimmt überall (insbesondere in Süddeutschland) signifikant zu, während die Zahl der Frosttage deutlich (um bis zu 45 Tage) und in allen Regionen relevant abnimmt. Damit muss bei diesem Szenario ungefähr mit einer Halbierung der Häufigkeit von Frosttagen und mit einer mehr als Verdoppelung extrem warmer Tage gerechnet werden.

Um die Aussagen hinsichtlich möglicher Niederschlagsänderungen zu schärfen, ist einerseits die Genauigkeit der Modelle hinsichtlich der für den Niederschlag relevanten Prozesse weiter zu verbessern, und müssen andererseits verlässlichere Referenzdaten geschaffen werden. Nur mit beiden Maßnahmen kann es gelingen die quantifizierten Unsicherheitsbereiche zu verkleinern und dadurch die Belastbarkeit der Klimaprojektionen zu steigern. Unter den derzeitigen Bedingungen sind speziell für Deutschland keine einheitlichen Aussagen bzgl. einer möglichen Veränderung des Niederschlags bei dem hier simulierten Szenario möglich. Es besteht die schwache Tendenz zu einer Zunahme des Jahresniederschlags die von einer wesentlich intensiveren jahreszeitlichen Verschiebung begleitet wird. Dem z. T. erheblichen Anstieg im Winter steht hierbei eine mögliche aber nicht sichere Abnahme im Sommer entgegen.

Des Weiteren lässt sich feststellen, dass die Schwankungsbreite der Abweichungen der Modellergebnisse von den Referenzdaten, also die Unsicherheitsbereiche, zum Teil erheblich größer sind als die Schwankungsbreiten der simulierten Klimaänderungen. Das deutet darauf hin, dass sich systematische Abweichungen der Modelle vom gegenwärtigen Klimazustand nur bedingt auf die simulierten Klimaänderungen auswirken, oder anders ausgedrückt, dass das Änderungssignal zuverlässiger ist als die absolute Wiedergabe eines Klimazustands.

Der Vergleich der REMO EH Simulation mit den übrigen Szenarienrechnungen lässt zudem den Schluss zu, dass die Wahl der antreibenden Daten bzw. die Nestungsstrategie für ein und das gleiche Szenario einen deutlich stärkeren Einfluss auf die regionalen Modellergebnisse haben kann als die Unterschiede zwischen den verwendeten Regionalmodellen.

II.4 Modelle, Simulationen und Auswertung

Zur Regionalisierung der großräumig entweder durch Reanalysen oder durch globale GCM Simulationen vorgegebenen Strukturen wurden mehrere regionale Klimamodelle (physikalisch-dynamisches Downscaling) sowie ein statistisch-dynamischer Ansatz herangezogen. Die jeweils verwendeten Modellkombinationen unterscheiden sich jedoch zwischen

- a) den Evaluierungssimulationen (EVAL) und
- b) den Klimaänderungsszenarien bestehend aus den Kontroll- (Present-Day Climate, PDC) und den Szenariosimulationen (Future Climate Scenario, FCS).

Grund hierfür ist, dass zum Einen nicht alle Simulationen mit alle verfügbaren Modellen durchgeführt worden sind (z.B. keine Klimaänderungsszenarien für das CLM) und dass es zum Anderen nach Durchführung der Evaluierungsläufe zu einer Modellweiterentwicklung von REMO 5.1 zu REMO 5.3 kam (modifizierte Parameterisierung der Schmelz- und Gefrierprozesse von Schnee und Bodenwasser). In den Klimaänderungssimulationen wurde die alte Version REMO 5.1 daher durch die aktuellste Version 5.3 ersetzt.

Die folgenden Abschnitte geben einen Überblick über die verwendeten Regionalmodelle, ihre jeweiligen Charakteristika und spezifischen Konfigurationen, die Art des verwendeten (globalen) Antriebs sowie die durchgeführten Modellsimulationen.

II.4.1 Modelle und Konfigurationen

Insgesamt kamen im Rahmen des Projektes sechs verschiedene regionale Klimamodelle bzw. Modellversionen zum Einsatz, ergänzt durch einen statistisch-dynamischen Ansatz auf Grundlage der REMO 5.1/5.3 Simulationen. Im Einzelnen handelt es sich hierbei um

a) **REMO 5.0**

Das dreidimensionale, hydrostatische regionale Klimamodell REMO wurde in den 1990er Jahren im Zuge des *Baltic Sea Experiments* (BALTEX) als atmosphärische Komponente eines gekoppelten Atmosphäre-Hydrologie-Modellsystems für das Ostseezugseinzugsgebiet entwickelt [Jacob, 2001; Jacob et al., 2001]. Die Modelldynamik von REMO basiert auf dem Europamodell EM, dem vormaligen operationellen Wettervorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes [Majewski, 1991], während die physikalischen Parameterisierungen dem globalen atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM4 [Roeckner et al., 1996] entnommen wurden. REMO verwendet ein hybrides vertikales Koordinatensystem, die prognostischen Größen sind Bodenluftdruck, Temperatur, horizontale Windkomponenten, Wasserdampfgehalt und Wolkenwassergehalt.

Standardmäßig wird REMO derzeit mit horizontalen Auflösungen von $\frac{1}{2}^\circ$ (ca. 50 km) und $\frac{1}{6}^\circ$ (ca. 18 km) auf einem rotiertem Gitter betrieben. In den hier verwendeten Modellkonfigurationen werden die großskalig aus Reanalysen oder einem GCM vorgegebenen Verhältnisse dem Regionalmodell zu jedem Zeitschritt (bei $\frac{1}{6}^\circ$ Auflösung alle 100 Sekunden) in einer Randrelaxationszone von 8 Gitterboxen mit exponentieller Abnahme der Relaxationsfaktoren von Außen nach Innen aufgeprägt [Davies, 1976].

b) **REMO 5.1**

Die Version REMO 5.1 stellt eine umfassende Weiterentwicklung der Version 5.0 dar. Die durchgeführten Modellveränderungen betreffen insbesondere Böden und Vegetation als untere Randbedingung der atmosphärischen Dynamik. Im Einzelnen sind beim Übergang von Version 5.0 zu Version 5.1 folgende Modifikationen erfolgt [Semmler, 2002]:

- **Einführung einer fraktionellen Oberflächenbedeckung:** Die bisher verwendete 0-1-Maske zur Beschreibung der Oberflächenbedeckungsart (eine Gitterbox ist entweder zu 100 % als *Land*, *Wasser* oder *Seeis* deklariert) wird ersetzt durch eine fraktionelle Bedeckung. Eine Modellgitterbox kann die drei erwähnten Oberflächenarten nun in prozentualen Anteilen enthalten, deren Summe 100 % ergibt. Die Aufteilung der wasserbedeckten Fraktion in offenes Wasser und Seeis ist hierbei zeitlich variabel, beispielsweise in Abhängigkeit der vorgegebenen Meeresoberflächentemperatur. Die turbulenten Flüsse sensibler und latenter Wärme werden getrennt für die bis zu drei Fraktionen einer Box berechnet und anschließend in der untersten Atmosphärenschicht gewichtet gemittelt ('tile approach'). Das neue Verfahren ermöglicht eine realistischere Simulation der Oberflächenaustauschprozesse insbesondere in stark gegliederten Küstenabschnitten.
- **Einbau eines klimatologischen Jahresgangs von Vegetationsparametern:** In den Modellversionen bis einschl. REMO 5.0 wurden die vegetationsabhängigen Parameter *Albedo*, *Leaf Area Index* (LAI) und *Vegetationsbedeckungsgrad* als zeitlich konstante Mittelwerte für jede Gitterbox vorgegeben. So änderte sich z.B. der LAI auch in Boxen mit vorherrschender sommergrüner Vegetation im Jahresverlauf nicht. Beim Übergang zu REMO 5.1 wurde dieses Verfahren durch die Einführung eines klimatologischen Jahresgangs der drei Parameter ersetzt [Rechid and Jacob, 2006; s. hierzu auch Kapitel II.10].
- **Berücksichtigung von Schmelz- und Gefrierprozessen im Boden:** In Abhängigkeit der simulierten Bodentemperaturen können Teile des Bodenwassers in Version 5.1 gefrieren bzw. schmelzen. Die im Zuge der Phasenübergänge erfolgten Energieumsetzungen werden hierbei berücksichtigt und wirken sich direkt auf die simulierten Bodentemperaturen aus. Weiterhin sind Wärmekapazität und Wärmeleitfähigkeit des Bodens nun abhängig vom simulierten Feuchte- und Eisgehalt [Semmler, 2002].
- **modifizierte Schneeparameterisierung:** In der neuen Modellversion 5.1 wird Schnee bereits ab einer kritischen Schneehöhe von 1 cm Wasseräquivalent (anstatt ursprünglich 2,5 cm) als eigene Schicht berücksichtigt. Weiterhin wird eine obere, maximal 10 cm dicke Schneeschicht eingeführt, deren Temperatur direkt durch das Residuum der Oberflächenenergieflüsse verändert wird (ursprünglich wurde die gesamte vorhandene Schneeschicht erwärmt bzw. abgekühlt; Semmler, 2002).
- **modifizierte Initialisierung der Bodenfeuchte:** Statt Verwendung der relativen Bodenfeuchte in Bezug auf das Porenvolumen wird in REMO 5.1 mit der aus Reanalysen interpolierten Bodenfeuchte bezogen auf die Feldkapazität initialisiert [Semmler, 2002].

c) REMO 5.3

Von Modellversion 5.1 zu Version 5.3 wurde die Parameterisierung des Schneeschmelzprozesses sowie der Gefrier- und Schmelzprozesse des Bodenwassers leicht modifiziert. Resultat ist ein langsames Auftauen von Schnee und Eis und dadurch eine realistischere Reproduktion der beobachteten Verhältnisse.

d) MM5

In den späten 60er Jahren wurde in den USA an der Penn State University, später auch am National Center for Atmospheric Research (NCAR), mit der Entwicklung eines universellen mesoskaligen Modells begonnen. Das daraus hervorgegangene Modellsystem liegt mittlerweile in der 5. Generation vor (Mesoscale Model 5 – MM5). Neben dem eigentlichen Simulationsprogramm [Grell et al., 1995] umfasst das Modellsystem Prä- und Postprozessorprogramme zur Aufbereitung der Eingangsdaten und zur Darstellung der Modellergebnisse. Seit 1998 wird das MM5-System auch am IMK-IFU eingesetzt. Hier wurde auf der Basis von MM5 das gekoppelte Klima-Chemie-Modell MCCM als weiteres Simulationsmodell entwickelt. Zusätzlich wurden neue Prä- und Postprozessoren erstellt und dem MM5/MCCM-Modellsystem hinzugefügt.

Ein Teil der neuen Programme wurde speziell in Hinblick auf die in QUIRCS vorgesehenen Simulationen entwickelt. Die Übernahme der ECMWF-Analysen und der Ergebnisse aus den großskaligen REMO 5.1 Simulationen als Antriebsdaten für die MM5-Simulationen machten entsprechende neu zu schaffende Präprozessor-Programme erforderlich. Die Zusammenführung und einheitliche Auswertung der Ergebnisse aus den verschiedenen in QUIRCS beteiligten Regionalmodellen erforderte darüber hinaus umfangreiche Tools zur Aufbereitung der MM5-

Ergebnisse und Ausgabe der Daten in dem speziell für den Datenaustausch in QUIRCS vorgesehenen Formaten.

MM5 ist wie das CLM und im Gegensatz zu den verschiedenen REMO-Versionen ein regionales Modell mit nichthydrostatischer Dynamik. Weitere wichtige Eigenschaften von MM5 sind:

- horizontales Modellgitter in polar-stereographischer, Lambert-konformer oder Mercator-Projektion
- Terrain folgende nicht-äquidistante zeitunabhängige Vertikalkoordinate mit frei wählbaren Schichtdicken
- Fähigkeit zur Mehrfachnestung

MM5 verfügt über verschiedene Möglichkeiten zur Behandlung der physikalischen nicht-dynamischen Prozesse. Aufgrund der Erfahrungen, die am IMK-IFU aus zahlreichen Klima- und Episodensimulationen mit MM5 und MCCM resultieren, wurden für die in QUIRCS durchgeführten Simulationen folgende Optionen gewählt:

- Ankopplung des Boden-Vegetations-Schneemodell der Oregon State University (OSU-Modell). Dieses Modell berechnet den Temperatur- und Feuchtehaushalt von vier Bodenschichten sowie die Massenbilanz einer Schneedecke und den auf der Vegetation aufliegenden Wassergehalt.
- Modellierung der Strahlung mit dem so genannten Rapid Radiative Transfer Model [RRTM, Mlawer et al., 1997].
- Berechnung der skaligen Wolken- und Niederschlagsbildung nach Reisner et. al. [1998] mit expliziten Haushaltsgleichungen für Wolkenwasser, Wolkeneis, Regen und Schnee.
- Parameterisierung der Cumulus-Konvektion nach dem Grell-Schema [Grell et. al., 1993].
- Behandlung der Grenzschichtprozesse nach dem MRF-Verfahren [Hong and Pan, 1996].

Für die Vergleichs- und Szenariensimulationen mit der Auflösung von rund 19 km wurde ein Grundzeitschritt von etwa 70 s gewählt. Die höher auflösende Simulation der zweiten Nestungsstufe (Gitterabstand rund 4.8 km) wurde mit einem Zeitschritt von 15 s gerechnet. Die vergleichsweise aufwändige Berechnung der Strahlungsübertragung erfolgte in allen MM5-Simulationen im 30 Minuten Abstand.

e) **CLM 2.0**

Beim ebenfalls nicht-hydrostatischen regionalen Klimamodell CLM (Climate LM) handelt es sich um eine Klimaversion des ‚Lokal-Modells‘ (LM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD) [Doms & Schättler, 2002], das als Nachfolgemodell des EM/DM Modellsystems seit Dezember 1999 für die operationelle Wettervorhersage verwendet wird. CLM basiert auf der Version 2.19 des LM. Für den Einsatz als regionales Klimamodell waren einige vorwiegend technische Erweiterungen notwendig [Kücken & Hauffe, 2002; Böhm et al., 2006], die es ermöglichen, Simulationen über beliebig lange Zeiträume kontinuierlich durchzuführen, bzw. in einer Folge von aneinander gereihten Teilsimulationen (sog. Restarts) kontinuierliche ohne regelmäßige und neuerliche Initialisierung fortzusetzen.

Die wesentliche physikalische Erweiterung bestand darin, das in der operationellen Vorhersageversion des LM ursprünglich verwendete ‚flache‘ Bodenmodell durch eine Entwicklungsversion des inzwischen ebenfalls operationell laufenden ‚tiefen‘ Mehrschichten Bodenmodells TERRA-LM [Schrodin und Heise, 2001] zu ersetzen. Für die Klimasimulationen wurden 10 Bodenschichten bis in eine Tiefe von ca. 15 m verwendet. Diese Konfiguration erlaubt es im Gegensatz zum ursprünglichen ‚flachen‘ Ein-Schichten Modell, den Wasser- und Energiehaushalt des Bodens über mehrere vollständigen Jahreszyklus hinweg ohne externe Korrekturen eigenständig zu simulieren.

Zusätzlich wurde für eine Reihe extern vorgegeben Modellparameter, die in LM während einer Simulation als zeitlich konstante Größen behandelt wurden, eine jahreszeitliche Variation vorgesehen. Dies betrifft die Bodenparameter Pflanzenbedeckung, Blattflächenindex (LAI) und Wurzeltiefe, die atmosphärische Ozon-Konzentration, die klimatologische Temperatur- und Wassergehaltsvorgabe in der untersten Bodenschicht sowie die zeitabhängige Vorgabe der Meeresoberflächentemperatur (SST).

f) **CLM 2.1**

In einer ersten Erweiterung der Version 2.0 wurden neben technischen und diagnostischen Ergänzungen zwei wesentliche, die Modellergebnisse beeinflussende Veränderungen vorgenommen.

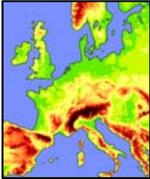
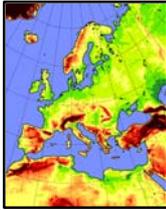
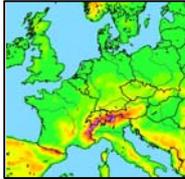
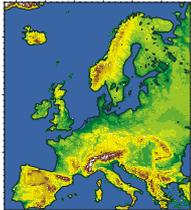
- Eine fehlerhafte vertikale Verteilung der Aerosolkonzentrationen in Bodennähe wurde korrigiert, die zu einer leichten Veränderung der Strahlungsabsorption und damit der Heizraten am Boden und in den untersten Atmosphärenschichten führte.
- Der laminare Widerstand für die Verdunstung über Wasserflächen wurde auf Grund von Validierungsergebnissen des DWD mit der operationellen LM Version erhöht, was zu einer Reduktion der Verdunstung über den Meeren und des atmosphärischen Wassergehaltes führte und nachfolgend zu geringeren Niederschlagsraten insbesondere in Küstennähe.

g) **REMO-sd**

Neben der physikalisch-dynamischen Regionalisierung (Downscaling) mit Hilfe der zuvor beschriebenen regionalen Klimamodelle nimmt der statistisch-dynamische Ansatz REMO-sd eine Sonderstellung ein. Er basiert auf der Identifikation von Wetterlagenklassen in den globalen Antriebsdaten und der Ableitung statistischer Zusammenhänge zwischen dem Auftreten dieser Wetterlagen und den von REMO 5.1 simulierten regionalen Klimaparametern. Da sich diese Regionalisierungsmethodik grundsätzlich vom physikalisch-dynamischen Ansatz unterscheidet, ist der Beschreibung der REMO-sd Simulationen ein eigenes Kapitel gewidmet (Kapitel II.5), auf das an dieser Stelle verwiesen sei.

Für die im Rahmen von QUIRCS durchgeführten Regionalsimulationen wurden für jedes der regionalen Klimamodelle spezifische Modellkonfigurationen verwendet (horizontale und vertikale Auflösung, Größe des regionalen Modellgebietes etc.), die sich von Modell zu Modell unterscheiden können. Dies gilt insbesondere für die Größe des Modellgebietes. Die jeweils gewählte horizontale Auflösung liegt jedoch bei allen Modellen im Bereich 18-19 km. **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.** gibt eine Übersicht über die spezifischen Konfigurationen der verwendeten regionalen Klimamodelle.

Tabelle 2: Konfigurationen der verwendeten regionalen Klimamodelle

Modell	REMO 5.0	REMO 5.1	REMO 5.3	MM5	CLM 2.0	CLM 2.1
verantwortlicher Projektpartner	BTU Cottbus	MPI Hamburg		IMK Garmisch-Partenkirchen	PIK Potsdam	
horizontale Auflösung	$\frac{1}{6}^\circ$ (ca. 18 km)	$\frac{1}{6}^\circ$ (ca. 18 km)		19.2 km	$\frac{1}{6}^\circ$ (ca. 18 km)	
vertikale Auflösung	20 Level	20 Level		27 Level	20 Level	
Modellgebiet	Zentraleuropa I 151 x 151 Gitterpunkte 	Gesamteuropa I 289 x 321 Gitterpunkte 		Zentraleuropa II 119 x 119 Gitterpunkte 	Gesamteuropa II 193 x 217 Gitterpunkte 	
Zeitschritt	120 s	100 s		ca. 70 s	90 s	
Initialisierung	interpolierter globaler Antrieb	interpolierter globaler Antrieb		interpolierter globaler Antrieb	interpolierter globaler Antrieb	

II.4.2 Globaler Modellantrieb und Nestungsstrategie

a) Evaluierungssimulationen

In den Evaluierungssimulationen (EVAL, 1979-1993) werden die regionalen Klimamodelle direkt (d.h. ohne Zwischenstufe) in die Reanalysen ERA15 des ECMWF [Gibson et al., 1997] genestet. Reanalysen sind das Produkt eines globalen atmosphärischen Vorhersagemodells und repräsentieren den großskaligen Zustand der Atmosphäre für vergangene Zeiträume. Hierzu werden ähnlich wie bei den operationellen Analysen Beobachtungsdaten assimiliert und anschließend in einem globalen Analyse- und Vorhersagesystem weiterverarbeitet. Ergebnis sind die räumlichen Verteilungen verschiedener atmosphärischer Größen wie Luftdruck, Temperatur, Windgeschwindigkeit und spezifische Feuchte sowie Oberflächenparameter auf einem regelmäßigen globalen Gitter in regelmäßigen Zeitabständen (z.B. 6 oder 12 Stunden). Im Unterschied zu den operationellen Analysen wird über den gesamten betrachteten Zeitraum mit einem unveränderten Modellsystem gearbeitet. Dies ist eine wesentliche Voraussetzung für die Produktion konsistenter

Zeitreihen atmosphärischer Größen über klimatologische Zeiträume. Nichtsdestotrotz kann es durch Veränderungen in Anzahl und Güte der eingespeisten Beobachtungsdaten zu Inkonsistenzen über den Reanalyse-Zeitraum kommen. Die im Rahmen von QUIRCS verwendeten ERA15 Reanalysen des ECMWF liegen für den Zeitraum 1979-1993 global in einer spektralen Auflösung T106 (entspricht über Zentraleuropa ca. 100 km) alle 6 Stunden vor.

b) Klimaänderungssimulationen

Zur Ableitung von Klimaänderungssignalen werden mit jedem teilnehmenden regionalen Klimamodell jeweils eine dreißigjährige Kontrollsimulation (PDC, 1960-1989) sowie eine gleich lange Szenariosimulation (FCS, 2070-2099) unter Annahme des SRES B2 Emissionsszenarios durchgeführt. Der hierfür benötigte globale Modellantrieb wird von zwei Simulationen des globalen Zirkulationsmodells ECHAM4 in spektraler Auflösung T106 (d.h. identisch zur Auflösung der ERA15 Reanalysen) bereitgestellt. Diese entspricht einer Gitterweite von rund 1.1° und damit über Mitteleuropa einer longitudinalen bzw. lateralen Auflösung von rund 85 bzw. 120 km. Das atmosphärische Zirkulationsmodell ECHAM basiert auf dem numerischen Wettervorhersagemodell des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF). Durch eine Reihe von Modifikationen wurde das ECMWF-Modell am Max-Planck-Institut für Meteorologie (MPI) und am Deutschen Klimarechenzentrum (DKRZ) für die Durchführung von Klimasimulationen angepasst. Die globalen Antriebssimulationen im Rahmen von QUIRCS erfolgten mit der vierten Modellgeneration ECHAM4 - siehe Roeckner et al. [1996] für eine detaillierte Beschreibung des Modells.

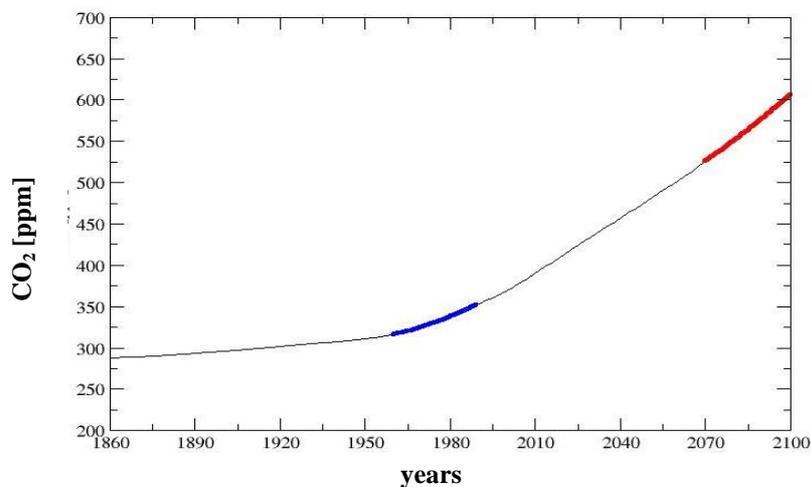


Abbildung II.4-1: Verlauf der vorgegebenen atmosphärischen CO₂ Konzentration für die Kontrollsimulation (blau) und die SRES B2 Szenariosimulation (rot)

Die Simulationen von ECHAM4 erfolgen mit 19 Schichten in einem hybriden vertikalen Koordinatensystem durchgeführt. Die Auflösung ist dabei am höchsten innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht und nimmt nach oben hin kontinuierlich ab. Als Zeitschrittweite werden 12 Minuten verwendet. Lediglich die rechenzeitaufwendige Berechnung der Strahlungsprozesse wird in 2-Stunden-Intervallen durchgeführt. Sowohl Kontroll- als auch Szenariosimulation berücksichtigen den zusätzlichen Strahlungsantrieb durch Anstieg der atmosphärischen Treibhausgaskonzentrationen (CO₂, CH₄, N₂O, FCKW) und Sulfateintrag in die Atmosphäre. Des Weiteren werden der direkte und indirekte Sulfataerosoleffekt sowie Veränderungen der troposphärischen und stratosphärischen Ozonkonzentrationen berücksichtigt. Die Konzentrationen von Dimethylsulfid (DMS), Schwefeldioxid (SO₂) und Sulfat (SO₄²⁻) werden im troposphärischen Schwefelkreislauf des Modells als prognostische Variablen explizit berechnet. Biogene Schwefelemissionen des Ozeans, des Bodens und der Vegetation werden als DMS

dargestellt, Schwefelemissionen von inaktiven Vulkanen, Biomasseverbrennung und anthropogenen Quellen als SO₂. Die verwendeten Treibhausgaskonzentrationen und Sulfatmissionen in der Kontrollsimulation basieren auf Beobachtungen, während Sulfatmissionen und Treibhausgaskonzentrationen in der Szenariosimulation auf Grundlage des IPCC SRES B2 Emissionsszenarios [Nakicenovic and Swart, 2000] vorgegeben wurden. Abbildung II.4-1 gibt die in den Simulationen verwendeten atmosphärischen CO₂-Konzentrationen wieder (siehe auch Abbildung II.3-1).

Die globalen ECHAM4-T106 Simulationen werden als reines Atmosphärenmodell, also ohne ein angekoppeltes Ozeanmodell durchgeführt. Die Parameter Meeresoberflächentemperatur (SST), Seeeisbedeckung und Seeesmächtigkeit werden daher aus einer gekoppelten ECHAM4/OPYC3-Simulation in T42 Auflösung [sog. GSDIO-Lauf, Roecker et al., 1999] bilinear auf das T106-Gitter interpoliert und hier als zeitlich variable untere Randbedingung über dem Ozean der ECHAM4-T106 Simulation vorgegeben. Tabelle 3 gibt einen Überblick über die vorgegebenen Antriebsfelder der ECHAM4 Simulationen.

Tabelle 3: Übersicht der für die ECHAM4-T106 Simulationen verwendeten Antriebsfelder

<i>Parameter</i>	<i>Einheit</i>	<i>Zeitliche Auflösung</i>	<i>Bemerkungen</i>
Meeresoberfläche			
Meersoberflächentemperatur	[K]	täglich	bilinear interpoliert aus gekoppelter T42 Simulation (Mittelwerte aus 6-stündigen Ausgabeintervallen)
Meereisbedeckung	[fract.]		
Meereisdicke	[m]		
Schwefelemissionen			
<i>Dimethylsulfid</i>			
Land	DMS	[kg/m ² /s]	terrestrisch
Ozean		nmol/l	breitengradgemittelte Konzentrationen
<i>Schwefeldioxide</i>			
Vulkane	SO ₂	[kg/m ² /s]	Konstant inaktive
Biomasseverbrennung		[kg/m ² /s]	monatlich nur natürlich
anthropogene Emissionen		[kg/m ² /s]	dekadisch Fossile Brennstoffe, Industrie
Oxidantien			
Ozon	O ₃	[kg / m ³]	monatlich Verteilung auf 19 Schichten
Hydroxyl Radikal	OH		
Wasserstoffperoxyd	H ₂ O ₂		
Nitrat Radikal	NO ₃ ⁻		

Die Ergebnisse der globalen ECHAM4-T106 Simulationen für Kontroll- und Szenariozeitraum werden jedoch bis auf einen Fall (REMO EH) noch nicht direkt als Antriebsdaten für die Regionalmodelle verwendet. In einer zusätzlichen Zwischennestungsstufe wird zunächst das regionale Klimamodell REMO 5.1 mit einer Auflösung von 1° mit den ECHAM4 Simulationen angetrieben. Die Auflösung des in rotierten geographischen Koordinaten rechnenden Regionalmodells liegt zwischen 100 und 110 km und entspricht damit in etwa der des globalen Modells

ECHAM4-T106. Abbildung II.4-2 zeigt das in dieser Zwischennestungsstufe verwendete regionale Modellgebiet, das weite Teile der Nordhemisphäre überspannt. In einem zweiten Schritt wird anschließend der Auflösungssprung von ca. 100 km auf ca. 20 km vollzogen, indem die Ergebnisse der REMO 5.1 1° Simulationen als Antrieb für die einzelnen hoch aufgelösten regionalen Klimamodelle verwendet werden. Der Grund für diese Doppelnestung liegt in Unzulänglichkeiten der ECHAM4-Kontrollsimulation insbesondere im südeuropäischen Raum (zu trockene Verhältnisse im Vergleich zu Beobachtungen), die sich ohne Zwischennestung in REMO 1° direkt auf die hoch aufgelösten regionalen Simulationen auswirken würden. Durch Verwendung der zusätzlichen REMO 1° Nestungsstufe können diese Schwächen der globalen Kontrollsimulation deutlich verbessert werden.

Eine Ausnahme zum beschriebenen Verfahren der Doppelnestung bilden zwei zusätzliche REMO 5.0-Simulationen (Kontroll- und Szenariozeitraum, als REMO EH bezeichnet), die zu Vergleichszwecken direkt mit ECHAM4 T106 Ergebnissen, also unter Umgehung der REMO 1° Zwischenstufe angetrieben werden.

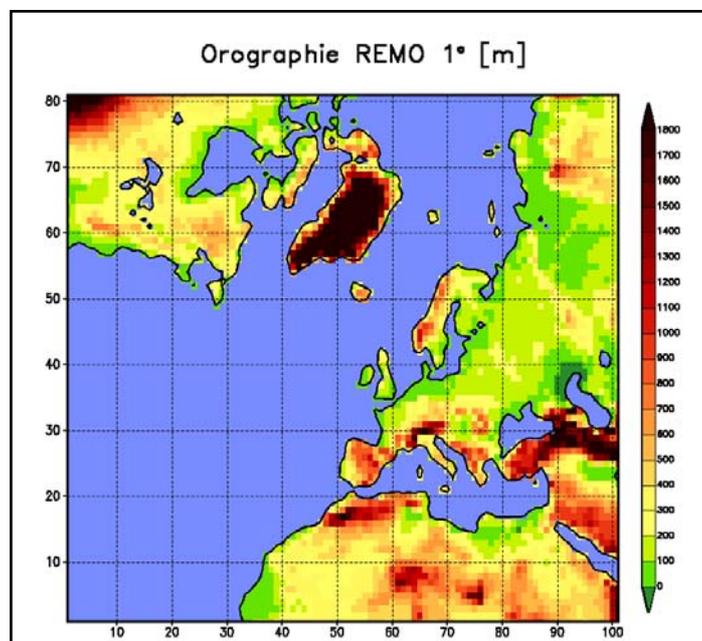


Abbildung II.4-2: Modellgebiet mit Orographie der REMO 1° Simulationen

II.4.3 Durchgeführte Simulationen

Aus den bereits erwähnten Gründen wurden für die Evaluierungssimulationen mit ERA15 Antrieb und für die Kontroll- und Szenariosimulationen mit ECHAM4 und REMO 1° Antrieb unterschiedliche Kombinationen der hoch auflösenden Regionalmodelle verwendet. Die Abbildung II.4-3 und Abbildung II.4-4 geben einen schematischen Überblick über die unterschiedlichen Vorgehensweisen und die jeweils verwendeten Modellkombinationen.

In den Evaluierungssimulationen wurden die sechs Regionalmodelle

- REMO 5.0
- REMO 5.1
- MM5
- CLM 2.0
- CLM 2.1
- REMO-sd

direkt mit den ERA15 Reanalysen angetrieben. In den Kontroll- und Szenarioläufen dienten die ECHAM4 Simulationen (mit Zwischenstufe über REMO 1°) als Antrieb für die vier Regionalmodelle

- REMO 5.0
- REMO 5.3
- MM5
- REMO-sd

Zu Vergleichszwecken wurden zusätzlich zwei REMO 5.0 Simulationen durchgeführt,

- REMO EH

bei denen der Antrieb direkt aus den globalen ECHAM4 Simulationen stammte, ohne ihn zuvor durch die zusätzliche REMO 1° Zwischenstufe an die regionalen Verhältnisse weiter anzupassen.

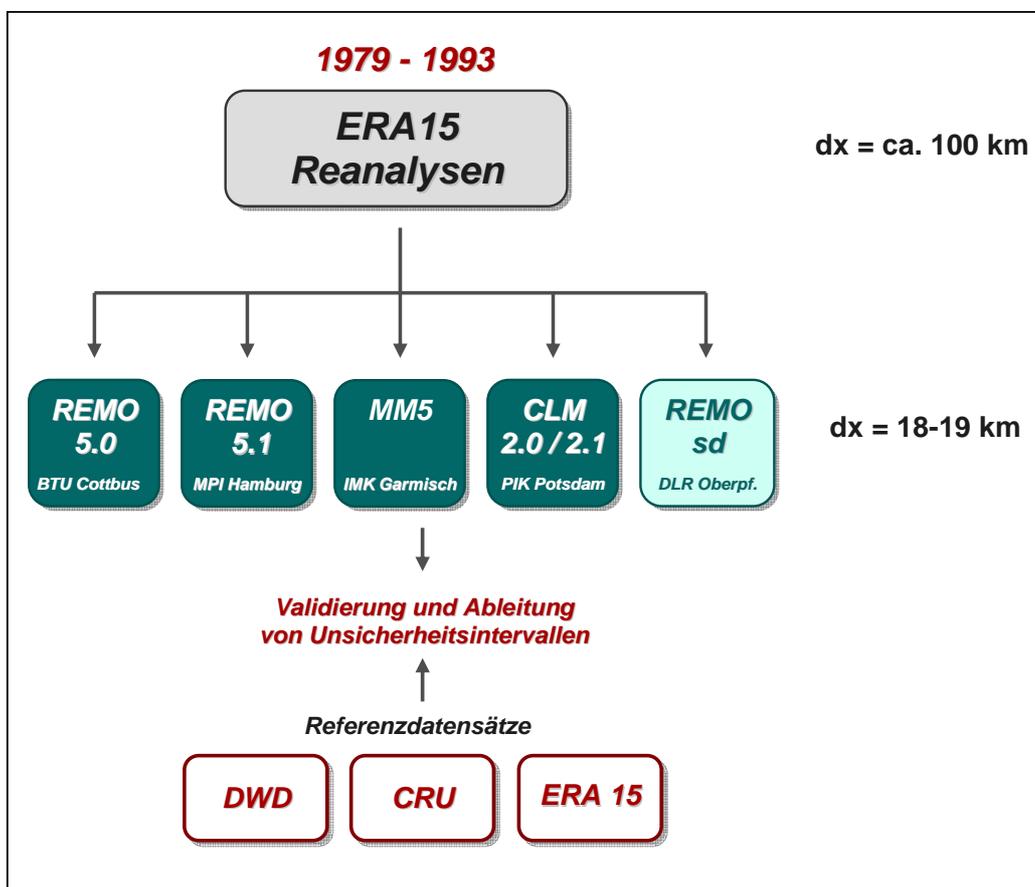


Abbildung II.4-3: Übersichtsschema zu den Evaluierungssimulationen (EVAL)

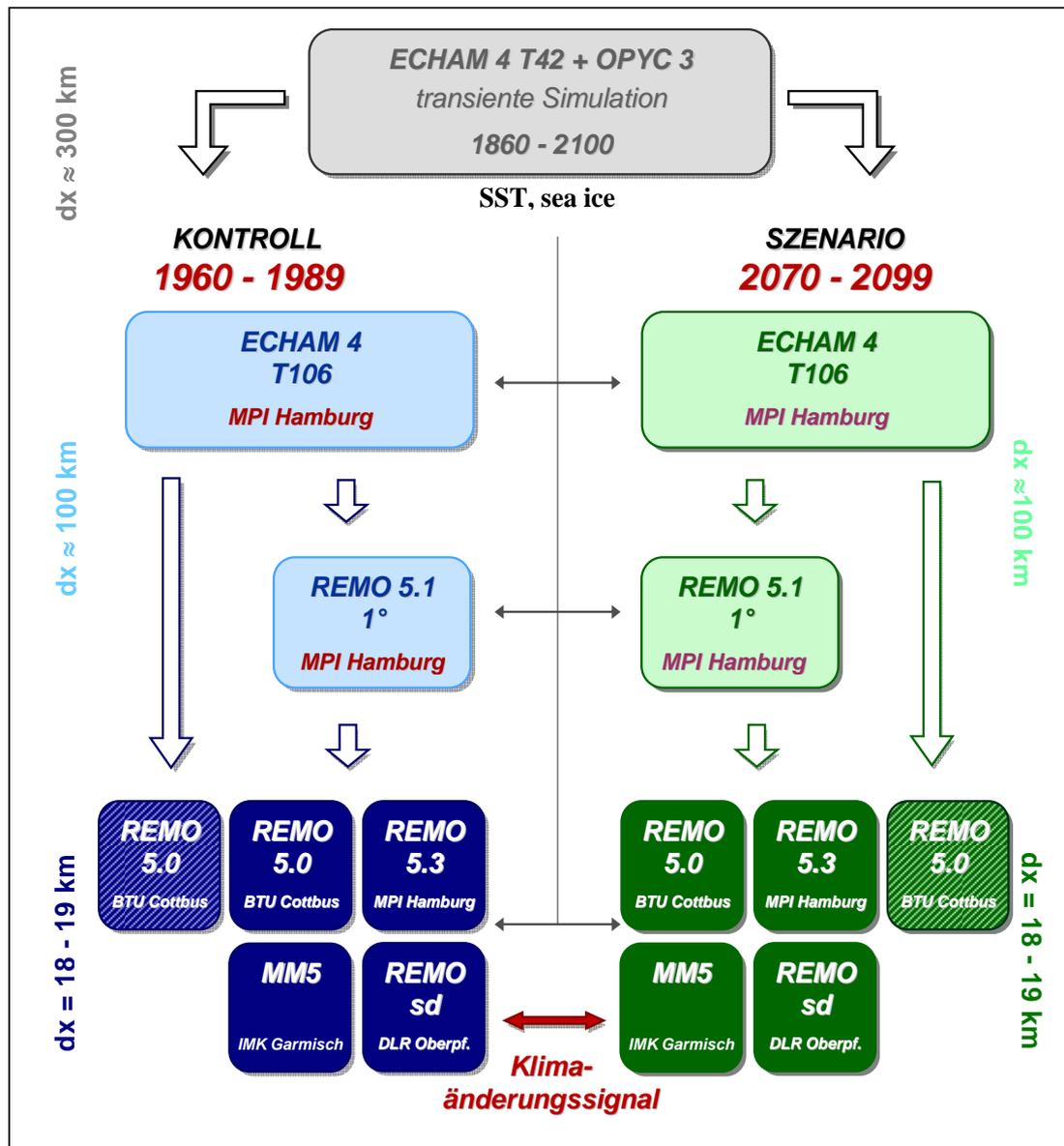


Abbildung II.4-4: Übersichtsschema zu den Kontroll- (PDC) und Szenariosimulationen (FCS)

II.4.4 Datenaufbereitung und Auswertung

Alle Modelle geben während der Simulation eine zuvor gemeinsam festgelegte Auswahl von Modellparametern bzw. meteorologischen Feldern aus. Dies sind entweder Momentanwerte von prognostischen oder diagnostischen Modellvariablen zum jeweiligen Ausgabezeitpunkt oder diagnostisch aufbereitete Größen, die über das jeweilige Ausgabeintervall bereits zeitlich gemittelt oder akkumuliert werden. Hierzu zählen z.B. die akkumulierte Niederschlagsmenge, die maximale und minimale Lufttemperatur und die maximale Windgeschwindigkeit in Bodennähe oder die über das Ausgabeintervall gemittelten Strahlungs- und Wärmeflüsse am Erdboden und am Oberrand der Atmosphäre. Das Ausgabeintervall beträgt 6 Stunden. Die ausgegebenen Felder werden vom jeweiligen Modellbetreiber anschließend statistisch aufbereitet. Dabei werden auf dem jeweiligen Modellgitter sowohl Monatsmittel von Tagesmittelwerten, Tagesabschnittsmitteln (6h-Mittel) und Tagesextremwerten, als auch Monatssummen sowie Häufigkeiten und Periodenlängen extremer Niederschlags-, Wind- und Temperaturereignisse auf Jahresbasis erzeugt. Diese Monats- bzw. Jahresdaten bilden die eigentliche Grundlage aller hier vorgestellten Auswertungen. Sie werden in

einem einheitlichen Datenformat abgespeichert und zentral an der BTU zusammengeführt. Eine genaue Auflistung aller ausgegebenen und klimatologisch aufbereiteten Größen findet sich im Anhang (Kapitel II.11.2).

Aus diesen Monats- bzw. Jahresdaten werden dann an der BTU die klimatologische Kennzahlen wie langjährige Monats- bzw. Jahresmittel, Überschreitungshäufigkeiten, Häufigkeitsverteilungen, etc. über die jeweiligen Simulationszeiträume erstellt. Dies gilt auch für die Referenzdaten, die im gleichen Datenformat auf Monats- bzw. Jahresbasis entweder durch die Projektpartner erzeugt oder aus externen Datensätzen umgewandelt wurden. Da die jeweiligen Modelle und die verschiedenen Referenzdatensätze unterschiedliche Gitterstrukturen (Koordinaten und Auflösung) verwenden, müssen für den Vergleich zweier Klimadatensätze die Gitterstrukturen entsprechend aufeinander abgebildet werden. Dazu wird zunächst ein Referenzgebiet festgelegt, das in allen Modellsimulationen enthalten ist. Für dieses Gebiet, das in Abbildung I.3-1 dargestellt ist, werden mehrere reguläre Gitter mit unterschiedlicher Auflösung definiert. Für den Vergleich werden dann die betreffenden Klimadaten auf das Referenzgitter projiziert. Dies geschieht über eine flächengewichtete Integration, bei der die Gitterboxen des Ausgangsgitters, die mit einer Gitterbox des Zielgitters überlappen, entsprechend dem überlappenden Flächenanteil gewichtet gemittelt werden.

Da sich nicht nur die Gitterstrukturen der einzelnen Datensätze voneinander unterscheiden, sondern auch die zu den jeweiligen Gitterpunkten gehörenden Geländehöhen, muss bei Größen wie z.B. der Temperatur oder dem Druck, die stark höhenabhängig sind, vor dem Vergleich eine entsprechende Höhenkorrektur vorgenommen werden. Dies geschieht durch eine lokale lineare Regression, die für jeden Datensatz getrennt die Höhenabhängigkeit eines Ensembles benachbarter Gitterpunkte analysiert. Bei ausreichender Korrelation zwischen Klimaparameter und Geländehöhe wird dann der Wert am Punkt des Ausgangsgitters auf die entsprechende Höhe des Zielgitterpunktes über den Regressionsansatz modifiziert. Anschließend können dann auf dem Referenzgitter Differenzen und Korrelationen zwischen den beiden Datensätzen ausgewertet und die entsprechenden Kennzahlen (Abstandsmaße, siehe Kapitel II.2 und II.11.1) berechnet werden.

Da insbesondere bei den Referenzdaten die Auflösung teilweise deutlich gröber als bei den Modellsimulationen ist, werden auf dem Referenzgebiet unterschiedliche Gitterauflösungen angeboten. Für die Projektion und den Vergleich der Datensätze wird dann ein Gitter ausgewählt, dessen Auflösung mit der des gröber aufgelösten Datensatzes vergleichbar ist. Dadurch werden räumliche Strukturen der höher aufgelösten Datensätze automatisch an die räumliche Skala der gröber aufgelösten Datensätze angepasst, so dass der Vergleich annähernd auf der gleichen Raumskala stattfinden kann.

II.5 Statistisch dynamische Regionalisierung

In den vergangenen Jahren wurden globale Simulationen des heutigen Klimas und verschiedener Klimaszenarien durchgeführt. Dabei wurden unterschiedliche Regionalisierungsverfahren entwickelt, mit deren Hilfe die Ergebnisse globaler Klimasimulationen auf ausgewählte Regionen unter Einbeziehung der regionalen topografischen Eigenschaften projiziert werden können. Hierzu zählen die dynamische Regionalisierung, bei der ein feinmaschiges regionales Klimamodell (RCM) kontinuierlich über die Dauer einer mehrjährigen Klimaperiode von einem grobmaschigen, globalen Klimamodell (GCM) angetrieben wird, sowie das statistisch-dynamische und das statistisch-empirische Regionalisierungsverfahren.

Das statistisch-dynamische Regionalisierungsverfahren SDR [Fuentes, 1998; Fuentes und Heimann, 2000] wurde entwickelt um regionale (mesoskalige) Klimaänderungen aus großskaligen globalen Klimaänderungssimulationen (GCM-Simulationen) ableiten zu können, ohne mit einem regionalen Klimamodell (RCM) die komplette mehrjährige Klimaperiode simulieren zu müssen. Während beim statistisch-empirische Regionalisierungsverfahren gänzlich auf RCM Simulationen verzichtet wird und der Zusammenhang zwischen globalen Zirkulationsmustern und regionalen Klimamustern aus Beobachtungen abgeleitet wird, stützt sich die statistisch-dynamische Regionalisierung auf RCM Simulationen, die aber nicht den gesamten Zeitraum der betrachteten Klimaperioden umfassen, sondern lediglich eine beschränkte Anzahl kurzer, 2- bis 5-tägiger Episoden. Diese Episoden charakterisieren bestimmte Zirkulationsmusterklassen in den großskaligen Feldern, deren Häufigkeit bekannt ist. Auf diese Weise wird der Zusammenhang zwischen den großskaligen Mustern und mesoskaligen Klimastrukturen hergestellt. Das SDR ist also ein Verfahren, das ohne Beobachtungsdaten auskommt, aber dennoch den regionalen Simulationsaufwand gering hält.

In den Arbeiten Fuentes (1998), Fuentes und Heimann [2000] und Heimann und Sept [2000] wurden eigenständige Regionalsimulationen durchgeführt, d.h. die RCM-Simulationen wurden für jede Episode neu initialisiert und über die jeweilige Dauer der Episoden in die entsprechenden GCM Felder genestet. In der Arbeit von Busch und Heimann [2001] wurde die Methode erweitert und damit die Extrapolation der dynamischen Regionalisierung auf eine längere, d.h. über den RCM Simulationszeitraum hinausgehende Klimaperiode, ermöglicht (statistisch-dynamische Extrapolation, SDE). Dies geschah durch die Projektion wetterlagenabhängiger regionaler Anomaliefelder einer 10-jährigen Ausgangsperiode auf eine anschließende, ebenfalls 10-jährige Zielperiode, wobei die Häufigkeitsänderung der Wetterlagenklassen zwischen den beiden Perioden durch Umgewichtung der Anomaliefelder (statistisch-dynamische Rekombination, SDK) berücksichtigt wurde.

Im Projekt QUIRCS konnten die Ergebnisse von zwei zusammenhängenden RCM-Simulationen mit dem regionalen Klimamodell REMO über je einen 30-jährigen Zeitraum (heutiges Klima und Klimaszenario) als Datengrundlage für Tests der SDR und einen direkten Vergleich zwischen SDR und dynamischer Regionalisierung verwendet werden. Es wurde auch untersucht, inwieweit das statistisch-dynamische Verfahren als Diagnosemittel für Regionalklimasimulationen (dynamische Regionalisierung) herangezogen werden kann.

Im Abschnitt II.5.1 wird die Methode und die Datenbasis erläutert. Der Abschnitt II.5.2 behandelt die Wetterlagenklassifizierung. Im Abschnitt II.5.3 wird die statistisch-dynamische Rekombination (SDK) als Diagnosemethode eingesetzt, um zu untersuchen, inwieweit sich die Klimaänderung (Szenario gegenüber heutigem Klima) und die interannuelle Variabilität innerhalb der beiden Klimaperioden durch eine Verschiebung der Häufigkeit von Wetterlagenklassen (Zirkulationsmusterklassen) erklären lässt. Im Abschnitt II.5.4 wird die Qualität der SDR und ihre Abhängigkeit vom großskaligen Klassifizierungsgebiet untersucht. Schlussfolgerungen werden im Abschnitt II.5.5 gezogen.

II.5.1 Datenbasis und Methodik

1) Datenbasis

Die Untersuchung basiert auf zwei Klimadatensätzen:

1. Regionale Simulation des gegenwärtigen Klimas (Present-Day Climate – PDC) mit globalen Daten aus einer GCM-Simulation (**PDC/GCM**)
2. Regionale Simulation eines zukünftigen Klimaszenarios (Future Climate Scenario – FCS) mit globalen Daten aus einer GCM-Simulation (**FCS/GCM**)

In diesem Projekt wurde für beide Klimadatensätze (PDC/GCM und FCS/GCM), jeweils ein 30-jähriger GCM Lauf (globale Klimasimulation) sowie ein darin kontinuierlich über die jeweils gesamte 30-jährige Periode genesteter RCM Lauf (regionale Klimasimulation) verwendet. Die Daten stammen aus den zweifach genesteten Klimasimulationen des Max-Planck-Instituts für Meteorologie (MPI) des Kontrollklimas (PDC, 1960-1989) und des Klimaszenarios B2 (FCS, 2070-2099) – siehe auch Kapitel II.4.2. Der großräumige Antrieb stammt aus einer ECHAM4-Simulationen. Das erste Nest wird vom Regionalmodell REMO in 1° Auflösung, das zweite Nest ebenfalls von REMO in 1/6° Auflösung simuliert. In dieser Studie werden die Ergebnisse der REMO 1° Simulation stellvertretend als großräumige GCM Ergebnisse und die Resultate der REMO 1/6° Simulation als regionale RCM Ergebnisse interpretiert. Alle verwendeten RCM Daten entsprechen täglichen Mittel- und Extremwerten, die aus den originalen Simulationsdaten bereits beim MPI aufbereitet wurden.

2) Statistisch-dynamische Methode

Die statistisch-dynamische Methode setzt sich aus einem statistischen und einem dynamischen Teil zusammen. Der statistische Teil besteht aus einer Wetterlagen- bzw. Zirkulationsmusterklassifikation und einer Häufigkeitsanalyse der Wetterlagenklassen bezogen auf den großskaligen GCM Datensatz. Der dynamische Teil besteht in der Verwendung regionaler Simulationsergebnisse (RCM Daten), die den Zusammenhang zwischen den großskaligen Wetterlagenklassen und den jeweiligen regionalen, wetterlagenspezifischen Anomalien herstellen. Die gesamte Klimastatistik ergibt sich aus der Wichtung der Anomalien mit den dazugehörigen klimaabhängigen Häufigkeiten der Wetterlagenklassen. Ein Vorteil der statistisch-dynamischen Methode besteht darin, dass eine Wetterlagenklasse durch einen einzigen Repräsentanten, nämlich einen klassentypischen Vertreter, dargestellt werden kann.

Es wurde die auf Clusteranalysen basierende Wetterlagenklassifizierung nach Fuentes und Heimann [2000] verwendet. Hierbei werden die beiden 30-jährigen Klimaperioden nach Jahreszeiten¹ getrennt ausgewertet. Zunächst werden in den beiden 30-jährigen GCM-Simulationsperioden anhand der zeitlich-räumlichen Verteilung des 500-hPa Geopotentials 2–5-tägige Episoden mit charakteristischen räumlichen Mustern und zeitlichen Entwicklungen identifiziert (*complete-linkage* Clusteranalyse). Im nächsten Schritt werden diese Episoden in insgesamt 22 Zirkulationsklassen eingeteilt, innerhalb der die zeitlich-räumliche Entwicklung des 500-hPa Geopotentials möglichst ähnlich sein soll (*k-means* Clusteranalyse). Die Anzahl der Klassen ist folgendermaßen vorgegeben: 2 Klassen (Klasse 1 und 2) mit 2-tägigen Episoden, 5 Klassen (Klasse 3 bis 7) mit 3-tägigen Episoden, 10 Klassen (Klasse 8 bis 17) mit 4-tägigen Episoden und schließlich, noch 5 Klassen (Klasse 18 bis 22) mit den 5-tägigen Episoden. Die Auswahl der Episodenlänge und Klassenanzahl sowie weitere Details der Verfahrens, sind das Ergebnis von Optimierungen, die in Fuentes [1998] und Fuentes and Heimann [2000] beschrieben sind.

¹ Winter (*DJF* = Dezember, Januar und Februar), Frühling (*MAM* = März, April und Mai), Sommer (*JJA* = Juni, Juli und August) und Herbst (*SON* = September, Oktober und November)

Für jede Klasse wird als repräsentative Episode die so genannte *typische Episode* definiert, also das Klassenmitglied, dessen Abstand auf Grund des Euklidischen Abstandsmaßes zum Klassenzentrum am kleinsten ist. Diese Klassifikation wurde zweimal durchgeführt. Einmal wurden die beiden Klimaperioden (PDC/GCM und FCS/GCM) zu einer 60-jährigen Zeitreihe zusammengefasst, sodass sich die resultierenden Zirkulationsmusterklassen in beiden 30-jährigen Perioden wieder finden lassen. Dieses Verfahren ermöglicht die Häufigkeitsänderung einzelner Klassen beim Übergang vom heutigen Klima (PDC) auf das Szenario (FCS) zu bestimmen. Zum anderen wurde die Wetterlagenklassifizierung für die beiden Klimaperioden getrennt durchgeführt. Hierdurch ergibt sich eine klimaspezifische Klasseneinteilung mit entsprechender Häufigkeitsverteilung der Wetterlagen. Statistische Beziehungen zwischen der großskaligen Zirkulation des GCMs und den kleinräumigen Parametern der RCM Simulation lassen sich daraus dann für jede Klimaperiode separat ermitteln.

3) Gebietsausschnitte

Die Klassifikation der großskaligen Zirkulationsmuster erfolgt mit Hilfe der Felder der geopotentiellen Höhe der 500-hPa Druckfläche innerhalb der in Abbildung II.5-1 dargestellten Gebiete A, B und C. Die angegebene Anzahl von Gitterpunkten bezieht sich auf das REMO 1° Gitter. Die unterschiedliche Gebietsgröße beeinflusst die Klassifizierung, da unterschiedlich Zirkulationselemente (z.B. Tröge, Rücken) in die Klassifizierung einbezogen werden. Die Auswirkung der Gebietsauswahl wird später diskutiert.

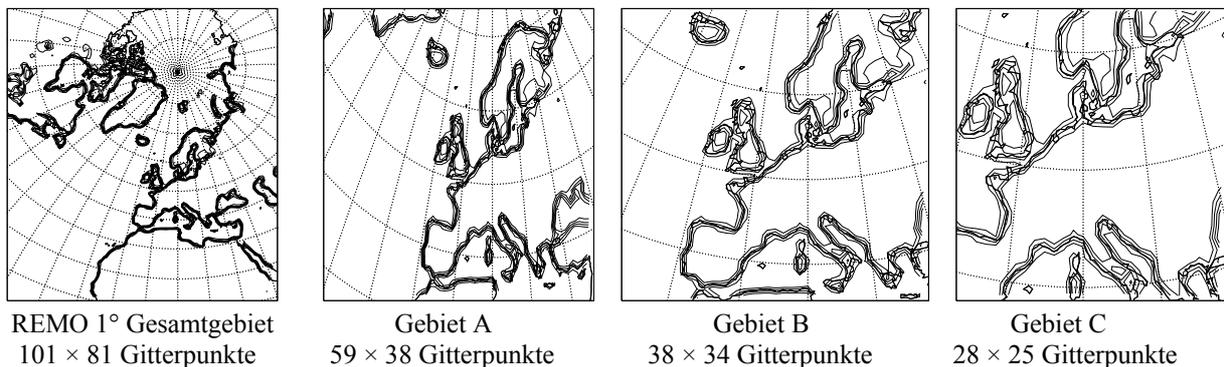


Abbildung II.5-1: Modellgebiet des REMO 1° Laufs (links) und drei verschiedene Gebietsausschnitte (Gebiete A, B und C), die für die großskalige Wetterlagenklassifikation verwendet wurden

Abbildung II.5-2 zeigt das gesamte Modellgebiet der verwendeten REMO 1/6° RCM Simulation und zwei unterschiedlich große Teilgebiete hieraus, genannt „QUIRCS“ und „Deutschland“, die für die folgenden Darstellung bzw. Diskussion der Ergebnisse verwendet werden.

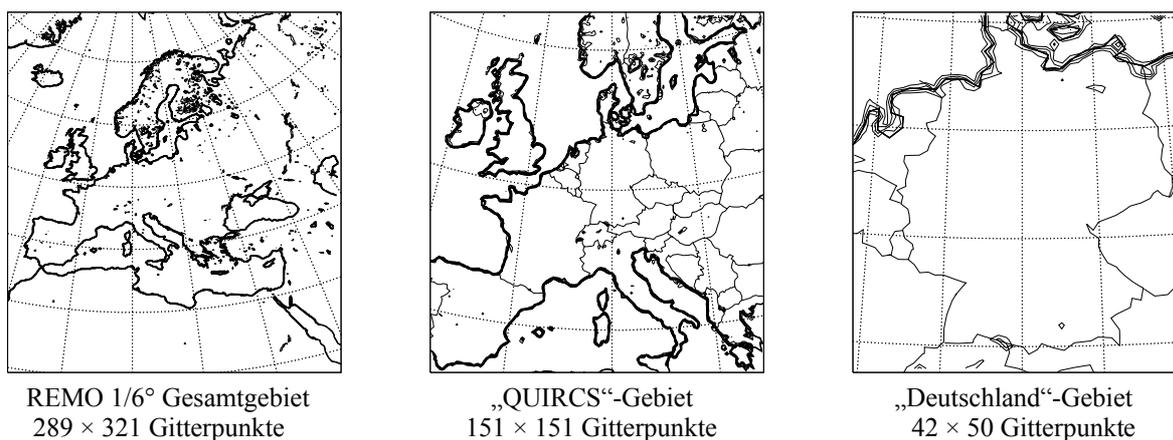


Abbildung II.5-2: Modellgebiet des regionalen (REMO 1/6°) Laufs (links) und zwei Gebietsausschnitte („QUIRCS“ Gebiet und „Deutschland“ Gebiet)

II.5.2 Wetterlagenklassifizierung

Die Abbildung II.5-3 und Abbildung II.5-4 zeigen die räumliche Verteilung der geopotentiellen Höhe in 500 hPa gemittelt über alle Episoden jeder der 22 Wetterklassen, jeweils für die Winter- und Sommermonate. Die Klassifizierung erfolgte getrennt nach Jahreszeiten für die beiden 30-jährigen Klimaperioden (PDC und FCS) gemeinsam, d.h. über insgesamt 60 Jahre. Die mittlere zeitliche Entwicklung während der Episoden ist nicht dargestellt. Die typischen Großwetterlagen in Mitteleuropa können in den Klassen wiedergefunden werden, z.B. im Winter die Lagen „Trog über Mitteleuropa“ (Klasse 4, 14), „Westlage“ (Klasse 13, 19), „Winkelwestlage“ (Klasse 12) oder „Hoch über Mitteleuropa“ (Klasse 17, 22).

Nach Durchführung der Klassifizierung für den insgesamt 60 Jahre umfassenden Zeitraum der PDC und FCS Perioden können die Häufigkeiten der Wetterlagenklassen getrennt nach den beiden Klimaperioden ausgezählt werden. Dadurch ist es auch möglich, die Änderung dieser Häufigkeiten zwischen den beiden Klimaperioden zu bestimmen.

Abbildung II.5-5 zeigt die Häufigkeitsverteilung des von REMO 1° berechneten Auftretens jeder Wetterlagenklasse während der PDC-Periode (schwarz) und der FCS-Periode (rot). Im oberen Teil der Abbildung sind die *periodenbezogenen Häufigkeiten*² (f_i^{PDC} und f_i^{FCS}) dargestellt. Im Winter ist die häufigste Klasse die Klasse 8, d.h. eine Nordwestlage. Im Sommer ist in der PDC Periode die Klasse 13 am häufigsten, d.h. eine antizyklonale Südwestlage. Diese Klasse kommt im FCS zwar immer noch häufig vor, aber die Klasse 9 („Westlage“) ist die Häufigste.

² Die *periodenbezogene Häufigkeit* der Klasse i , f_i , in jeder Klimaperiode (PDC oder FCS) ist gegeben durch:

$$f_i^{PDC} = \frac{n_i^{PDC}}{N_T^{PDC}} \quad \text{bzw.} \quad f_i^{FCS} = \frac{n_i^{FCS}}{N_T^{FCS}}$$

Wobei n_i die Anzahl der Tage der Klasse i in der entsprechenden Klimaperiode ist und N_T die gesamte Anzahl der Tage in der Klimaperiode ist ($N_T^{PDC} = N_T^{FCS} = 2610$ im Winter und $N_T^{PDC} = N_T^{FCS} = 2700$ im Sommer).

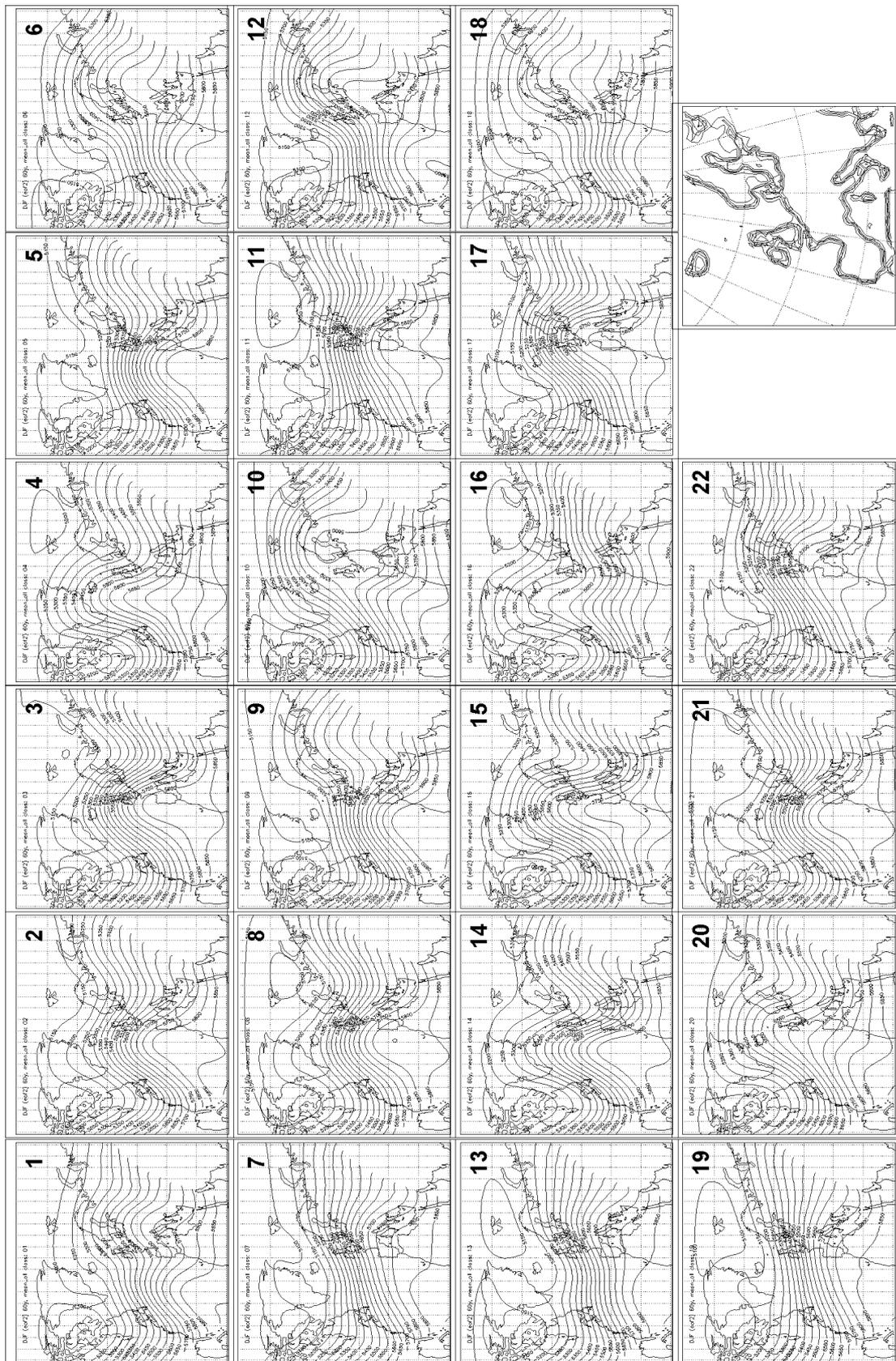


Abbildung II.5-3: Mittlere 500-hPa geopotentielle Höhe für alle 22 Klassen in den Wintermonaten (DJF) der jeweils 30-jährigen PDC und FCS Perioden (insgesamt 60 Jahre). Die Klassifizierung erfolgte für beide Klimaperioden gemeinsam im Gebiet B, siehe Abbildung II.5-1

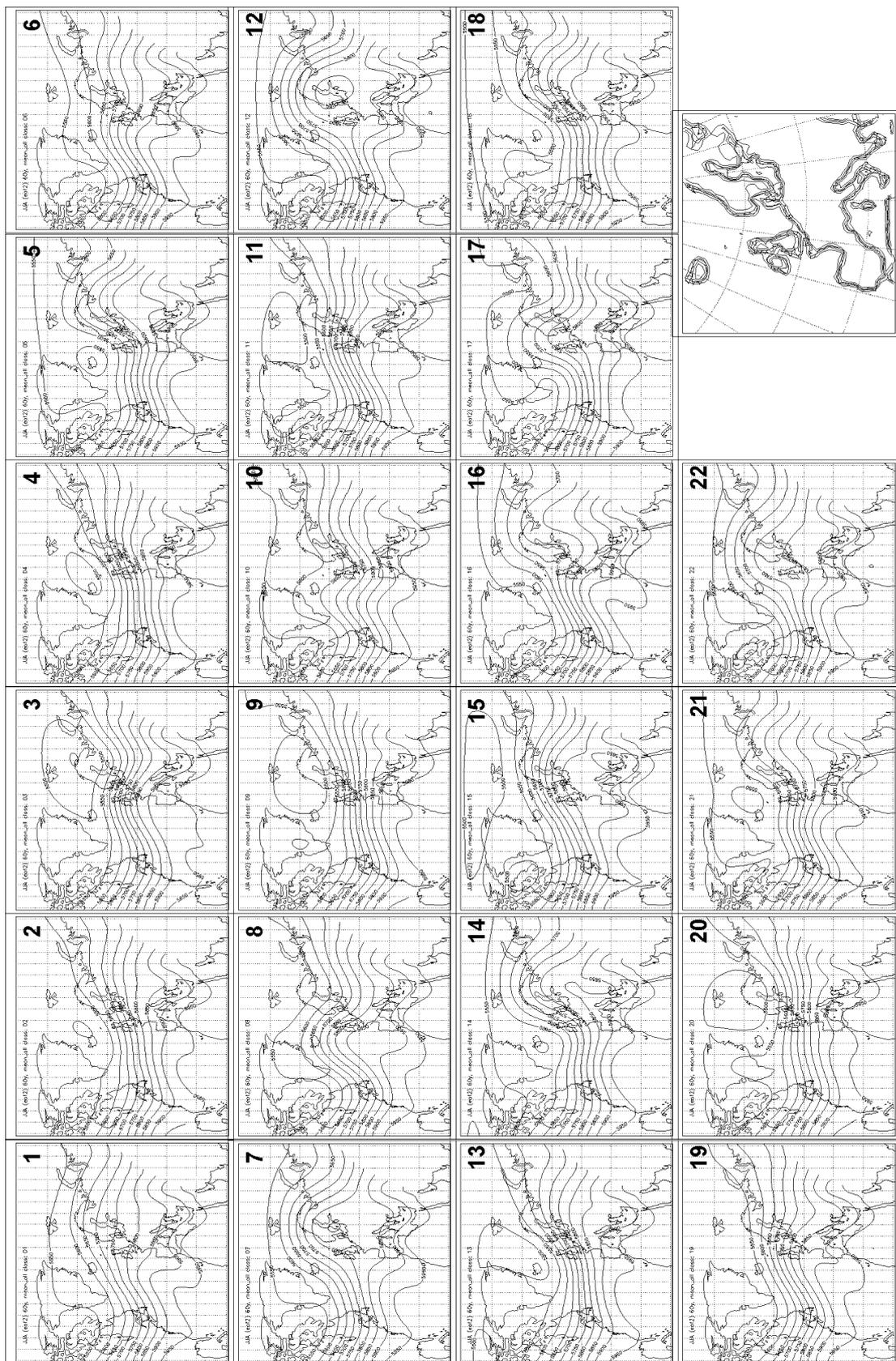


Abbildung II.5-4: Wie Abbildung II.5-3, aber für die Sommermonate (JJA)

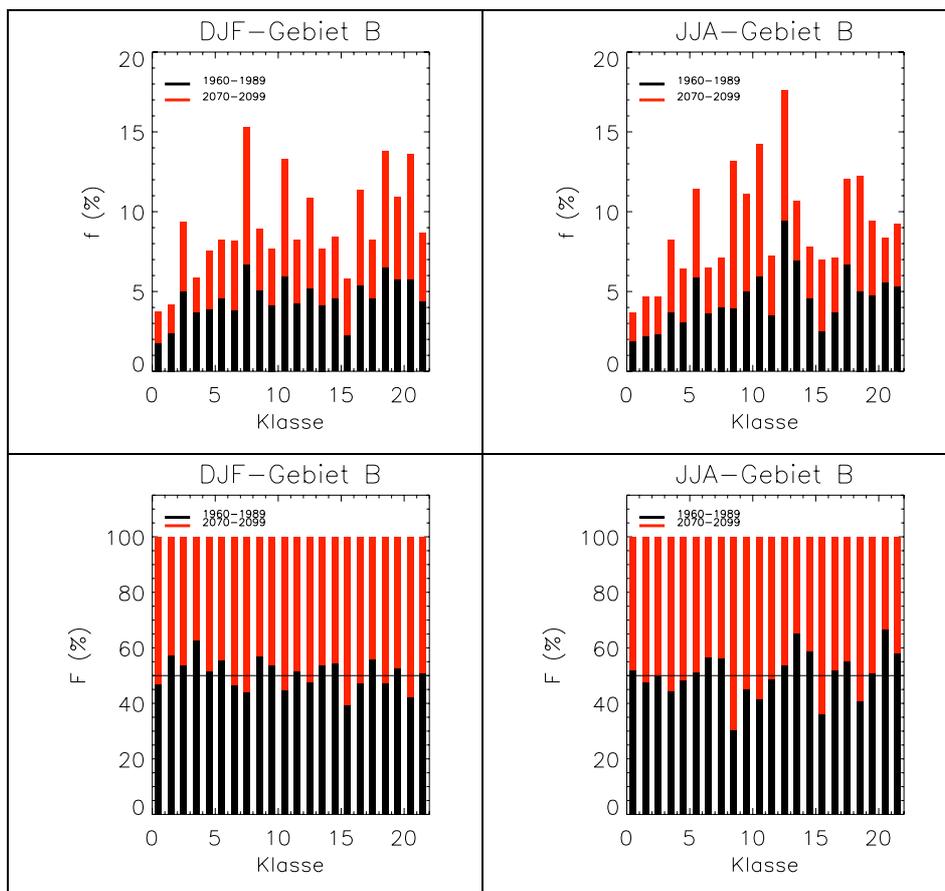


Abbildung II.5-5: Periodenbezogene (oben) und klassenbezogene (unten) Häufigkeiten der 22 Zirkulationsmusterklassen im Winter (links) und Sommer (rechts)

Anhand der *klassenbezogenen Häufigkeiten*³ (F_i^{PDC} und F_i^{FCS}) lässt sich im unteren Teil der Abbildung II.5-5 ablesen, welche Wetterlagen beim Übergang vom heutigen Klima (PDC) auf das Szenario (FCS) bzgl. ihrer Häufigkeit zu- bzw. abgenommen haben. Im Winter wird die größte Häufigkeitszunahme für die Klasse 16 „Westlage“ berechnet, während die größte Häufigkeitsabnahme die Klasse 4 („Trog Mitteleuropa“) betrifft.

Sowohl im Winter als auch im Sommer sind es nicht die häufigsten Klassen, die die größten Häufigkeitsänderungen erfahren. So nimmt die häufigste Winterklasse, die Klasse 8, nur etwas zu (von $F_8^{PDC} = 44\%$ auf $F_8^{FCS} = 56\%$). Die größte Zunahme im Sommer zeigt Klasse 9 („Westlage“) (von $F_8^{PDC} = 30\%$ auf $F_8^{FCS} = 70\%$), welche dadurch im FCS zur häufigsten Klasse wird. Die größte Abnahme erfährt hier die Klasse 21 (von $F_8^{PDC} = 67\%$ auf $F_8^{FCS} = 33\%$).

³ Die *klassenbezogene Häufigkeit* F_i der Klasse i in jeder Klimaperiode (PDC oder FCS) ist gegeben durch:

$$F_i^{PDC} = \frac{n_i^{PDC}}{n_i^{PDC+FCS}} \quad \text{oder} \quad F_i^{FCS} = \frac{n_i^{FCS}}{n_i^{PDC+FCS}}, \quad \text{wobei } n_i^{PDC+FCS} \text{ die Gesamtanzahl der Tage der Klasse } i$$

in beiden Perioden $PDC + FCS$ ist. Für jede Klasse i gilt: $F_i^{PDC} + F_i^{FCS} = 1$.

II.5.3 Statistisch-dynamische Rekombination

Die Grundidee der statistisch-dynamischen Rekombination (SDK) basiert auf der Annahme, dass sich lokale/regionale Klimaänderungen aus drei Komponenten zusammensetzen:

- (1) überregionale (globale) Klimaänderung, z.B. allgemeine Erwärmung auf Grund erhöhter Treibhausgaskonzentration,
- (2) lokale bzw. regionale Klimaänderung auf Grund geänderter topografischer Parameter, z.B. Vegetation, Meeresoberflächentemperatur, etc.,
- (3) lokale bzw. regionale Klimaänderung auf Grund geänderter Wetterlagenhäufigkeit mit entsprechend geänderter Häufigkeit der Luftmassenadvektion oder Gebirgsanströmung (Föhnhäufigkeit im Lee, Häufigkeit von Stauniederschlägen, etc.).

Ein Teil der gegenwärtigen Arbeit fokussiert auf die 3. Komponente und versucht ihren Beitrag auf die gesamte lokale/regionale Klimaänderung mit Hilfe der so genannten *statistisch-dynamischen Rekombination* (SDK) zu bestimmen.

1) Wetterlagenabhängige Anomaliefelder

Die regionale Anomalie M'_i eines meteorologischen Parameters M (z.B. Temperatur, Niederschlag, etc.), die zu einer bestimmten Wetterlagenklasse i gehört, ergibt sich aus der Differenz zwischen dem Klassenmittelwert \bar{M}_i und dem Gesamtmittelwert \bar{M} des Parameters in der betrachteten Klimaperiode:

$$M'_i = \bar{M}_i - \bar{M} \quad \text{mit} \quad \sum_{i=1}^{n_c} f_i \cdot M'_i = 0 \quad (\text{Gl. II.5-1})$$

Hierbei ist n_c die Anzahl der Klassen und f_i die Häufigkeit der Klasse i . Jede Wetterlagenklasse ist mit typischen Anomaliefeldern der meteorologischen Parameter verknüpft, die sich aus den RCM Resultaten ergeben. Dies wird aus den Abbildung II.5-6 und Abbildung II.5-7 ersichtlich, die die regionalen Anomaliefelder der Temperatur und des Gesamtniederschlags in Europa beispielhaft für zwei ausgewählte Zirkulationsmusterklassen zeigen: Wetterlagenklasse 16 im Winter und Klasse 22 im Sommer, jeweils für die beiden Klimaperioden (PDC: 1960-1989) und (FCS: 2070-2099).

Im Winterfall (Abbildung II.5-6) zeichnen sich die Anomaliefelder der Klasse 16 durch ein Wärmedefizit über weiten Teilen West- und Nordeuropas aus und durch einen Wärmeüberschuss über Südost-Europa. Dies entspricht der vorherrschenden Zirkulation der Klasse 16 (Abbildung II.5-3), die einen Trog über West- und Nordeuropa zeigt und einen Keil über Südost-Europa. Kalte trockene Luft führt zu einem Niederschlagsdefizit an den Küsten Großbritanniens und Norwegens, während sich die feuchte Mittelmeerluft an den Küstengebirgen Italiens und Dalmatiens staut und dort zu einem Niederschlagsüberschuss führt. Vergleicht man die beiden Klimaperioden, so unterscheiden sich die Anomaliefelder nur unwesentlich.

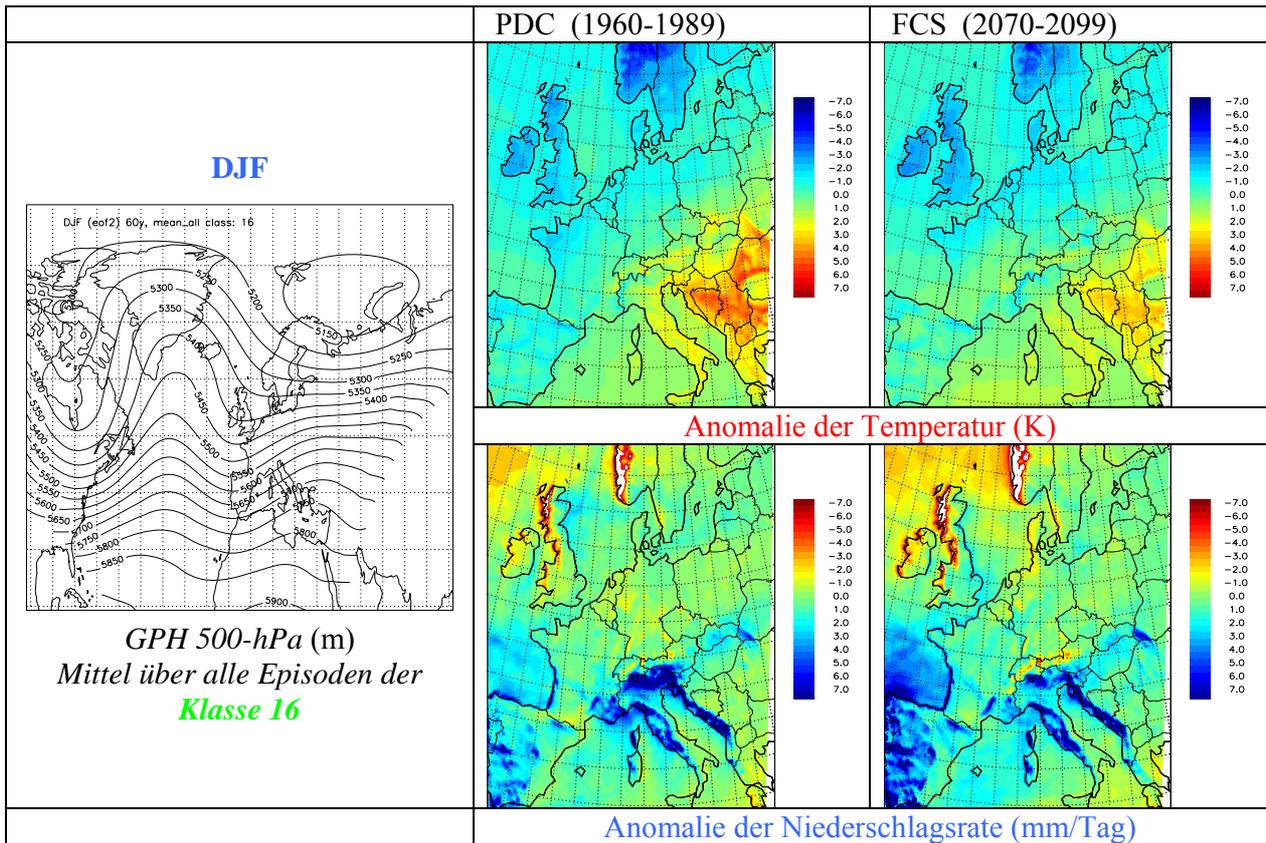


Abbildung II.5-6: Regionale Anomaliefelder (Gl. II.5-1) der Temperatur und der Niederschlagsrate gemittelt über alle Episoden der Klasse 16 im Winter (DJF) für PDC (links) und FCS (rechts)

Die ausgewählte Sommerwetterlage (Klasse 22) zeigt eine Hochdrucksituation über Mittel- und Nordeuropa. Dementsprechend ist es über den mediterranen Landflächen zu kalt, während vor allem in Nord- und Nordosteuropa zu warme Temperaturen berechnet werden (Abbildung II.5-7). Der Niederschlag ist über Nordeuropa zu gering, während er in Mittel- und Südeuropa eher normal oder leicht übernormal ist. Die Unterschiede zwischen beiden Klimaperioden sind im Sommerfall größer als im Winterfall.

Mit Hilfe der so genannten *statistisch-dynamischen Rekombination* (SDK) wird untersucht inwieweit man eine Klimaänderung durch Umgewichtung der klassenspezifischen Anomaliefelder prognostizieren kann, bzw. inwieweit die vom REMO 1/6° simulierten regionalen Klimaänderungen mit der Häufigkeitsänderung von Wetterlagen erklärt werden können. Wie schon erwähnt, wurden für die Wetterlagenklassifizierung die beiden 30-jährigen Klimaperioden, jeweils getrennt nach Jahreszeiten, in insgesamt vier 60-jährige Zeitreihen (eine für Frühling, eine für Sommer, etc.) zusammengefasst.

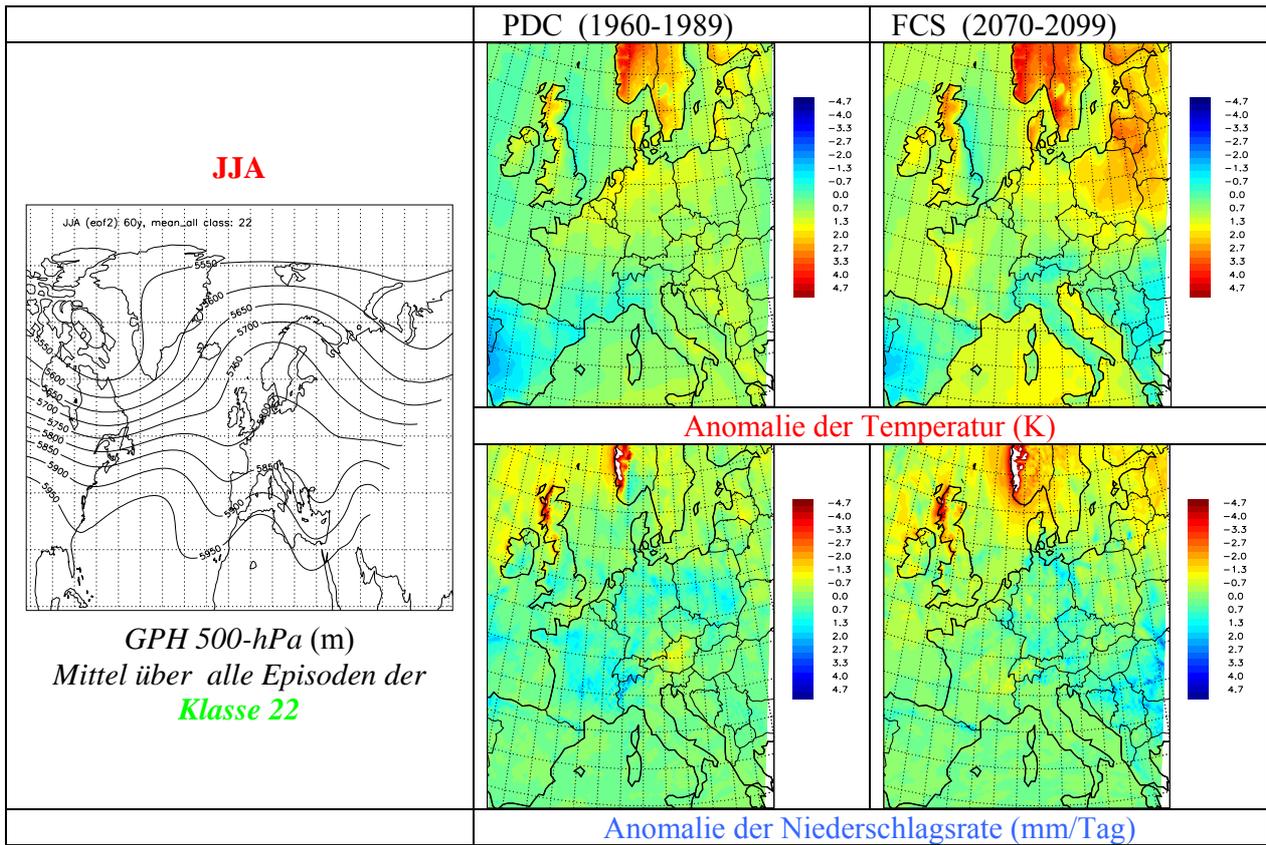


Abbildung II.5-7: Wie Abbildung II.5-6, aber für Klasse 22 im Sommer (JJA)

Die Verwendung der statistisch-dynamischen Rekombination setzt voraus, dass die klassenspezifischen regionalen Anomaliefelder (REMO 1/6°) von der Klimaperiode unabhängig, d.h. persistent sind. Um dies zu untersuchen, wurde die räumliche Verteilung des *Korrelationskoeffizienten* $r(x, y)$ der Anomalien zwischen beiden Klimaperioden (PDC und FCS) über alle Klassen entsprechend Gl. II.5-2 bestimmt.

$$r(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^{n_c} (M'_i(x, y))_{PDC} (M'_i(x, y))_{FCS}}{\sqrt{\sum_i (M'_i(x, y))_{PDC}^2 \sum_i (M'_i(x, y))_{FCS}^2}} \quad (\text{Gl. II.5-2})$$

M'_i ist die zeitlich gemittelte Klassenanomalie des meteorologischen Parameters M (Gl. II.5-1) und n_c die Anzahl der Klassen. Die Anomaliefelder sind gegenüber der Klimaänderung robust, wenn das Feld der Korrelationskoeffizienten $r(x, y)$ im betrachteten Regionalgebiet nahe 1 ist.

Abbildung II.5-8 zeigt die räumliche Verteilung des Korrelationskoeffizienten (Gl. II.5-2) zwischen beiden Klimaperioden. Sowohl für die Temperatur als auch für den Niederschlag ist die Persistenz der Anomalie sehr groß. Im Winter gilt dies für das gesamte Gebiet und für beide Parameter, während im Sommer die Persistenz der Temperaturanomalie über Wasseroberflächen reduziert ist. Die Persistenz der Niederschlagsanomalie ist niedriger als die der Temperatur. Dies gilt vor allem für die Sommermonate, an denen die Niederschlagsanomalie lediglich über Mittel- und Nordeuropa von der Klimaperiode unabhängig ist.

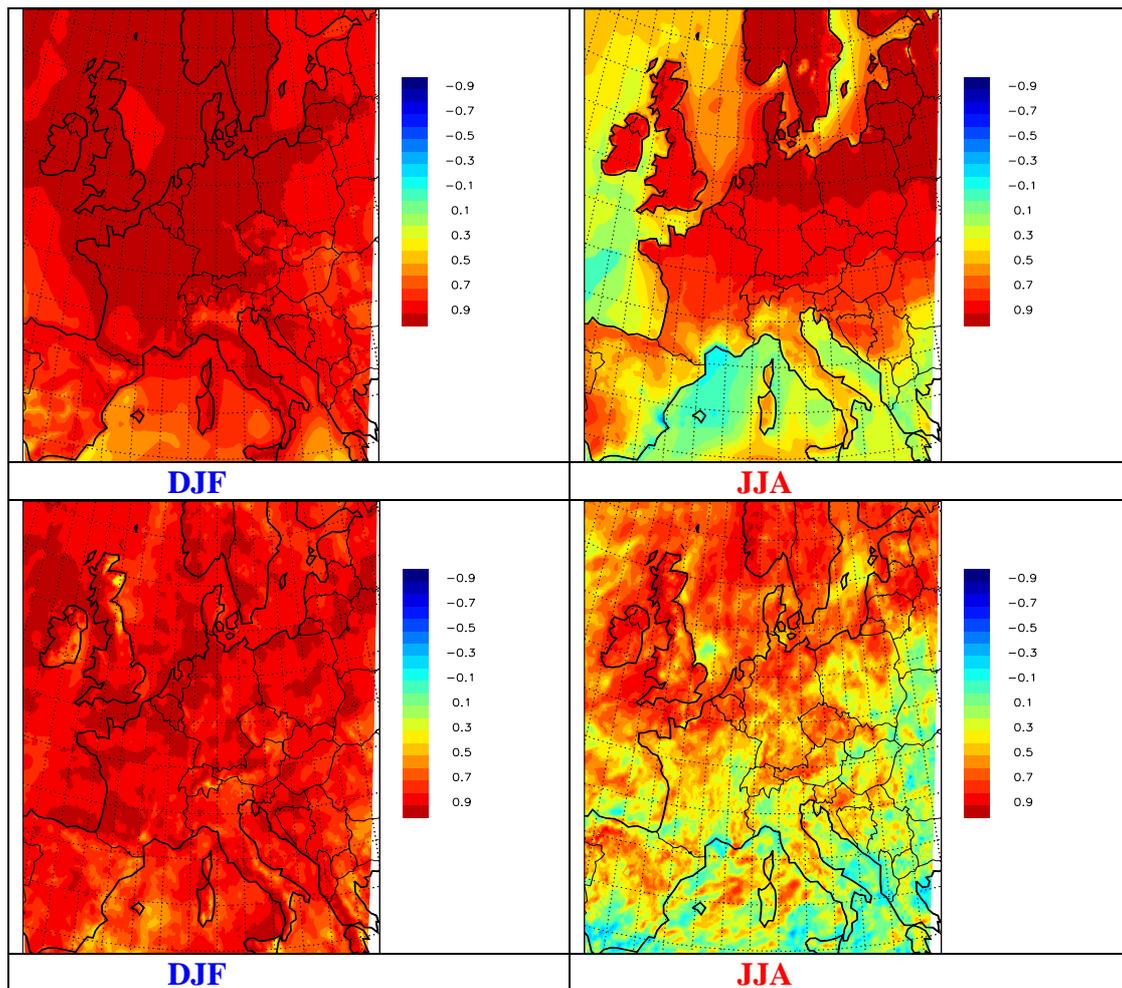


Abbildung II.5-8: Felder des Korrelationskoeffizienten (Gl. II.5-2) der Anomalien zwischen PDC und FCS, für die Temperatur (oben) und die Niederschlagsrate (unten) bzw. für Winter (links) und Sommer (rechts)

Die Unterschiede in der Persistenz der regionalen Wetterlagen bezogenen Anomaliefelder zwischen Temperatur und Niederschlag bzw. Winter und Sommer werden auch aus Abbildung II.5-9 deutlich, die die Häufigkeitsverteilung des Korrelationskoeffizienten sowohl innerhalb des „Deutschland“-Gebietes, als auch innerhalb des in Abbildung II.5-2 dargestellten „QUIRCS“-Gebietes (Abbildung II.5-9 unten) zeigt. Wie bereits aus Abbildung II.5-8 ersichtlich wurde, ist die Häufigkeit der Korrelationskoeffizienten im Sommer zu niedrigeren Werten hin verschoben. Auch finden sich in dem großen Gebiet vermehrt niedrige Korrelationen.

Auf Grund der vorangegangenen Analyse kann geschlossen werden, dass die Anwendung der statistisch-dynamischen Rekombination im Sommer bzw. auf ein größeres Gebiet nur mit Einschränkungen möglich ist. Dies gilt insbesondere für den Sommerniederschlag in Südeuropa.

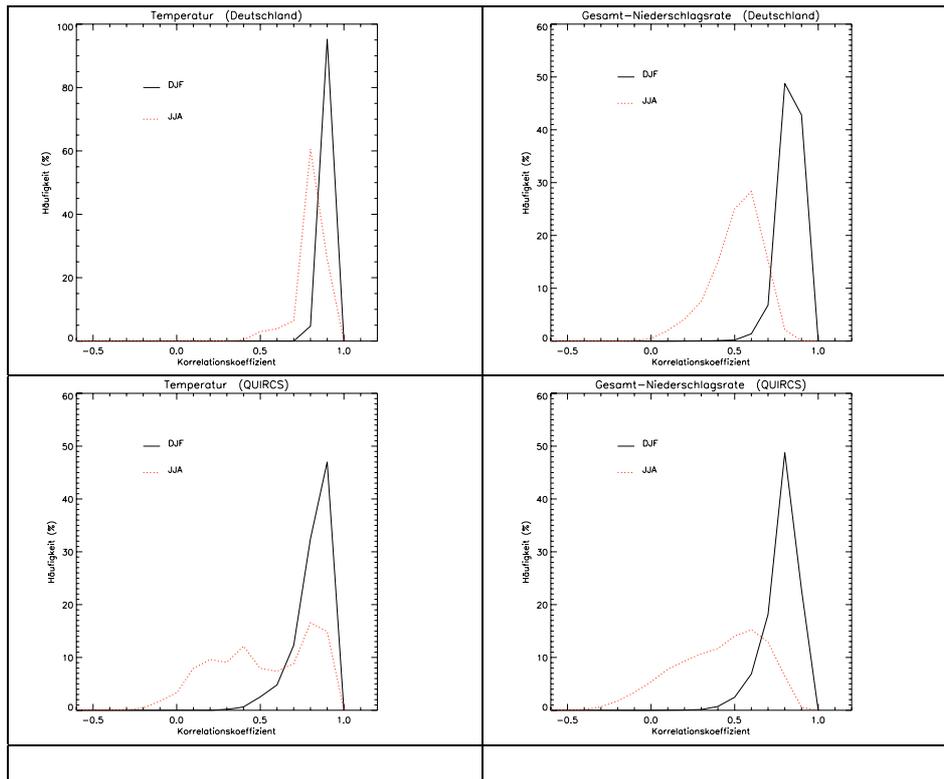


Abbildung II.5-9: Häufigkeitsverteilung der Korrelationskoeffizienten (Gl. II.5-2) der Temperatur (links) und der Gesamtniederschlagsrate (rechts), innerhalb des „Deutschland“-Gebietes (42×50 Gitterpunkte, oben) und des „QUIRCS“-Gebietes (151×50 Gitterpunkte, unten).

2) Einfluss der Verschiebung der Wetterlagenhäufigkeiten auf den regionalen Klimatrend

Hier wird untersucht, inwieweit die vom REMO $1/6^\circ$ simulierte regionalen Klimaänderungen durch *statistisch-dynamische Rekombination* der wetterlagenspezifischen Anomaliefelder nachgebildet werden können, bzw. inwieweit die berechneten regionalen Klimaänderungen aus der Häufigkeitsänderung von Wetterlagen (siehe Einleitung des Kapitels II.5.3) erklärt werden können.

Die *regionale Klimaänderung* auf Grund von geänderten Wetterlagenhäufigkeiten $\delta\bar{M}^{SDK}$ kann ausgedrückt werden durch:

$$\delta\bar{M}^{SDK}(x, y) = \sum_{i=1}^{n_c} f_{i,FCS} \times M'_{i,PDC}(x, y) \quad (\text{Gl. II.5-3})$$

$f_{i,FCS}$ ist die Häufigkeit der Klasse i im zukünftigen Klima (FCS) und $M'_{i,PDC}(x, y)$ ist das Feld der Anomalie bezogen auf die Klasse i im heutigen Klima (PDC). $\delta\bar{M}^{SDK}(x, y)$ ist die mit Hilfe der statistisch-dynamischen Rekombination erwartete Klimaänderung (Feld der Änderung bezogen auf den klimatologischen Mittelwerte von PDC nach FCS) auf Grund der Häufigkeitsänderung der Zirkulationsmuster. Diese ist ein Teil der gesamten Klimaänderung $\Delta\bar{M}(x, y)$.

Die Ergebnisse der statistisch-dynamischen Rekombination werden mit den entsprechenden Ergebnissen des regionalen Klimamodells REMO $1/6^\circ$ verglichen. Da das RCM die gesamte Klimaänderung $\Delta\bar{M}^{RCM}(x, y) = \bar{M}^{RCM}_{FCS} - \bar{M}^{RCM}_{PDC}$ berechnet, wird der über das regionale Modellgebiet gemittelte Trend abgezogen, der bei der Berechnung von $\delta\bar{M}^{SDK}(x, y)$ nicht einbezogen wurde:

$$\delta\bar{M}^{RCM}(x,y) = \Delta\bar{M}^{RCM}(x,y) - \frac{1}{L_x L_y} \sum_{x,y} \Delta\bar{M}^{RCM}(x,y) \Delta x \Delta y \quad (\text{Gl. II.5-4})$$

wobei L_x und L_y die Gebietsausdehnung des regionalen Modellgebietes in x - und y -Richtung ist. Für die Temperatur und den Niederschlag werden die Ergebnisse der statistischen Rekombination $\delta\bar{M}^{SDK}(x,y)$ mit denen der RCM-Simulation $\delta\bar{M}^{RCM}(x,y)$ in den Abbildung II.5-10 und Abbildungen II.5-11 miteinander verglichen. Es besteht nur eine geringe Korrelation beider Felder. Daraus lässt sich schließen, dass nur ein geringer Anteil der von REMO 1/6° berechneten regionalen Klimaänderung direkt auf eine Verschiebung der Wetterlagenhäufigkeit zwischen der PDC und der FCS Periode zurückzuführen ist.

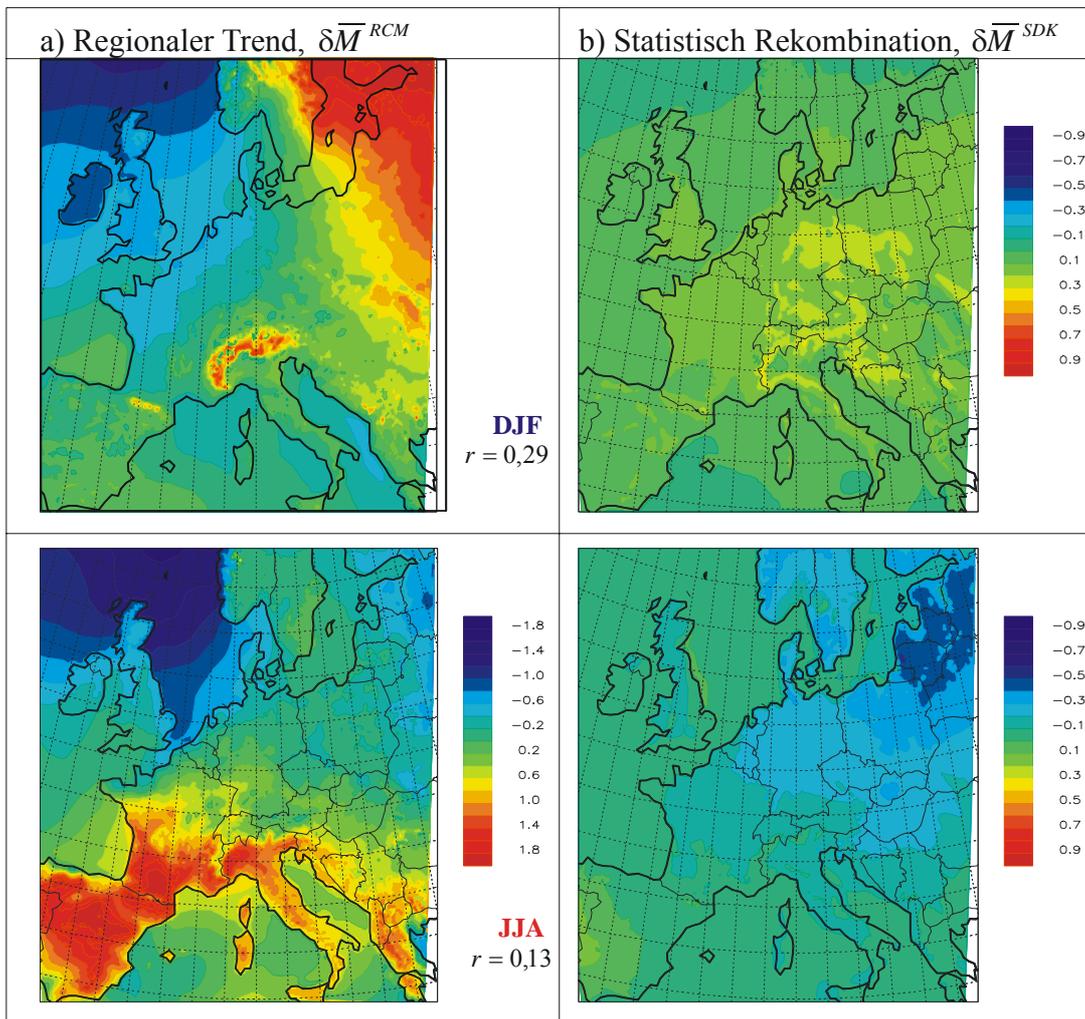


Abbildung II.5-10: Änderung der mittleren Temperatur (in K) im Winter (oben) und Sommer (unten)

Links : regionaler Trend $\delta\bar{M}^{RCM}(x,y)$ (nach Gl. II.5-4)

Rechts : statistisch-dynamische Rekombination $\delta\bar{M}^{SDK}(x,y)$ (nach Gl. II.5-3)

r : räumlicher Korrelationskoeffizient zwischen (a) und (b)

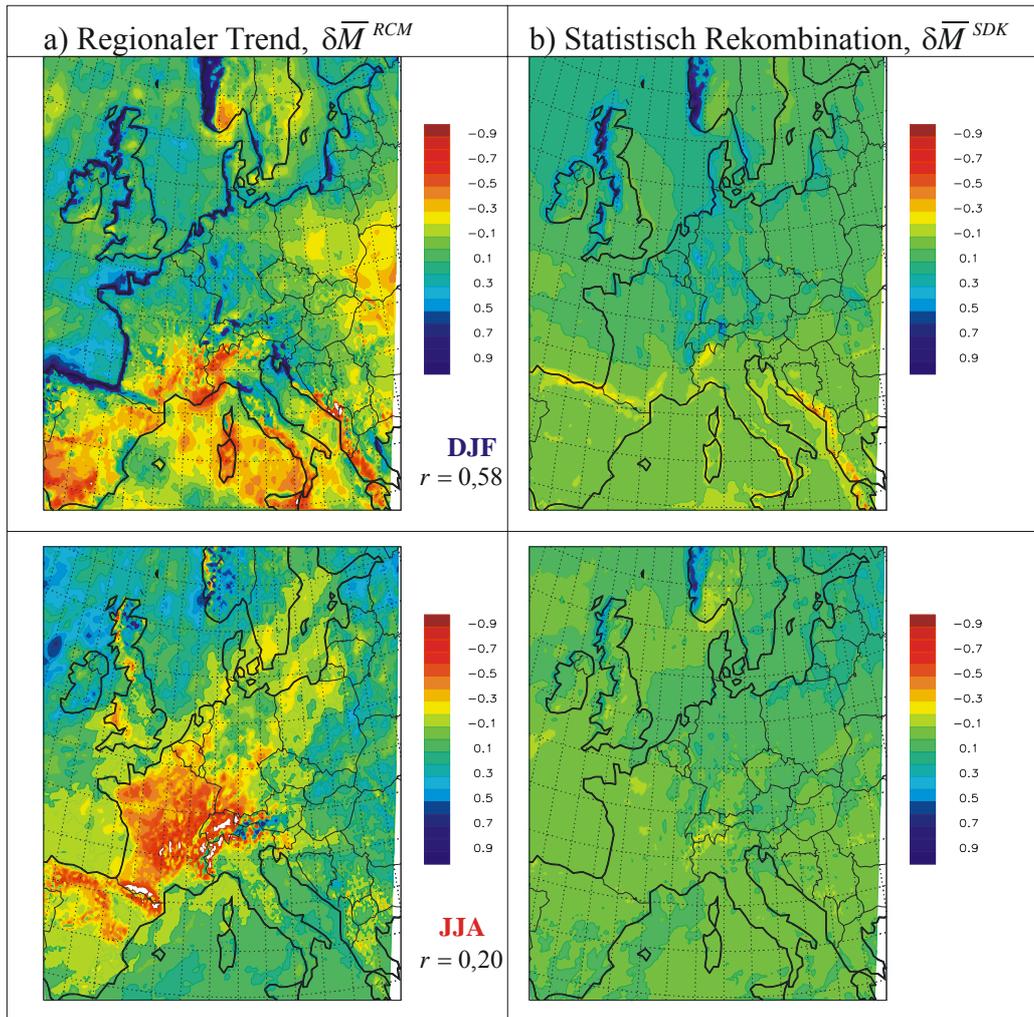


Abbildung II.5-11: Wie Abbildung II.5-10, aber für die Änderung der mittleren Niederschlagsrate (in mm/Tag)

3) Interannuelle Variabilität

Während sich die Änderung des Mittelwertes der Temperatur und der Niederschlagsrate kaum durch die Verschiebung der Wetterlagenhäufigkeit zwischen den beiden Klimaperioden erklären lässt, hängt die interannuelle Variabilität innerhalb der beiden Klimaperioden, d.h. die Änderung der Jahresmittelwerte von Jahr zu Jahr in sehr viel höherem Maße von der jeweiligen Häufigkeitsverschiebung der Wetterlagen ab.

Um zu untersuchen, in wieweit sich die Jahresvariabilität auf Grund der Verschiebung der Wetterlagenhäufigkeit erklären lässt, werden zuerst die einzelnen Jahresanomalien bezogen auf den Mittelwert der 30-jährigen Klimaperiode (PDC oder FCS) definiert:

$$M'_{j,PDC} = \bar{M}_{j,PDC}^{RCM} - \bar{M}_{PDC}^{RCM} \quad \text{und} \quad M'_{j,FCS} = \bar{M}_{j,FCS}^{RCM} - \bar{M}_{FCS}^{RCM} \quad (\text{Gl. II.5-5})$$

Danach werden die entsprechenden Jahresanomalien auf Grund der statistisch-dynamischen Rekombination ausgerechnet:

$$M'_{j,PDC}{}^{SDK} = \sum_{i=1}^{n_c} (f_{i,j} - f_{i,PDC}) \cdot M'_{i,PDC} \quad \text{und} \quad M'_{j,FCS}{}^{SDK} = \sum_{i=1}^{n_c} (f_{i,j} - f_{i,PDC}) \cdot M'_{i,FCS} \quad (\text{Gl. II.5-6})$$

Hierbei sind

$f_{i,j}$ die Häufigkeit der Klasse i im Jahre j

$f_{i,PDC}$ die Häufigkeit der Klasse i in der 30-jährigen Klimaperiode PDC (heutiges Klima)

$f_{i,FCS}$ die Häufigkeit der Klasse i in der 30-jährigen Klimaperiode FCS (Klimaszenario)

Die Ergebnisse bezogen auf die Mitteltemperatur und die mittlere Niederschlagsrate jeden Jahres (Mittlung zeitlich über ein Jahr getrennt nach Jahreszeiten und räumlich über das „Deutschland“-Gebiet) sind in den Abbildung II.5-12 und Abbildung II.5-13 dargestellt.

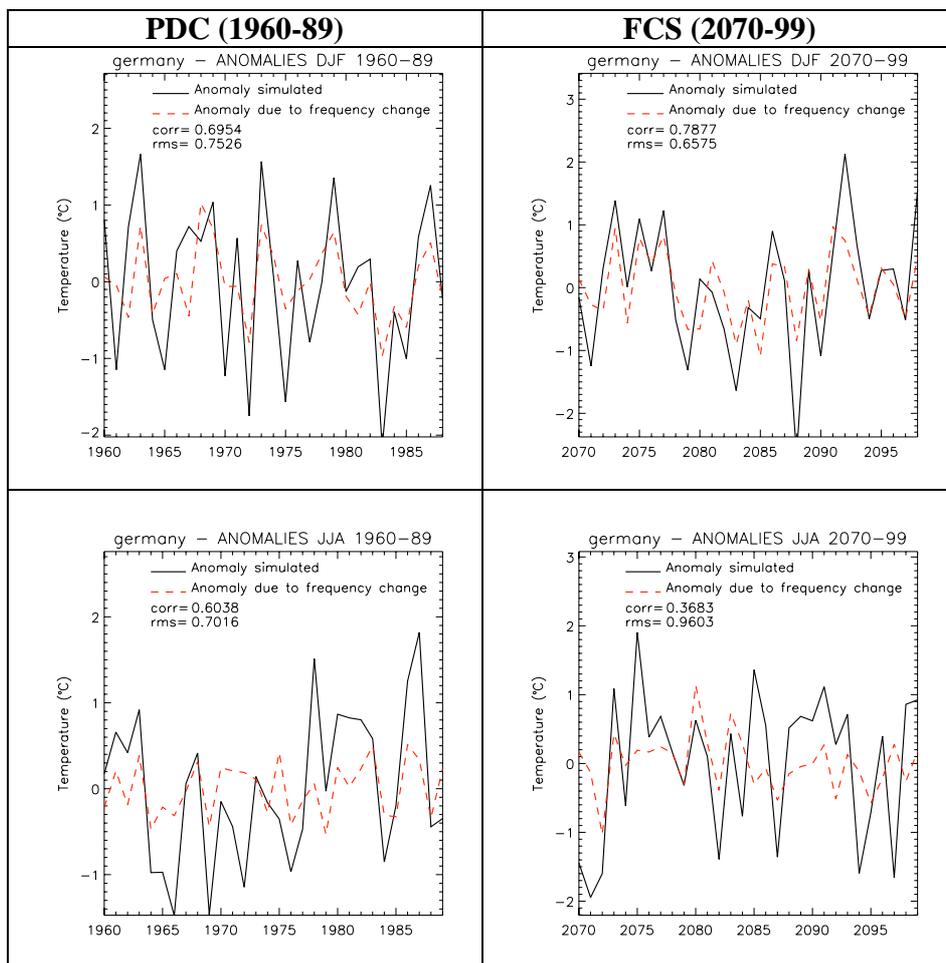


Abbildung II.5-12: Interannuelle Variabilität des räumlichen Mittelwerts der Jahresanomalie der 2m-Mitteltemperatur (in K) im Winter (oben) und Sommer (unten) innerhalb des „Deutschland“-Gebietes, links in der Klimaperiode PDC (heutiges Klima) und rechts in der Klimaperiode FCS (Klimaszenario)

Sie zeigen den Verlauf der Mittelwerte innerhalb der beiden 30-jährigen Klimaperioden jeweils auf Grund der SDK (rot strichliert) und der vollständigen RCM-Simulation (schwarz). Die zeitlichen Korrelationskoeffizienten liegen für die Temperatur zwischen 0.37 und 0.69, sodass sich zwischen 14 und 48 % der zeitlichen Varianz aus der Jahr-zu-Jahr-Verschiebung der Wetterlagenhäufigkeit

erklären lässt⁴. Trotz der hohen räumlichen und zeitlichen Variabilität des Niederschlags, hat man für diesen Parameter erstaunlicherweise höhere Werte der Korrelation erhalten, d.h. es lassen sich zwischen 24 und 68 % der zeitlichen Varianz aus der Jahr-zu-Jahr-Verschiebung der Wetterlagenhäufigkeit erklären.

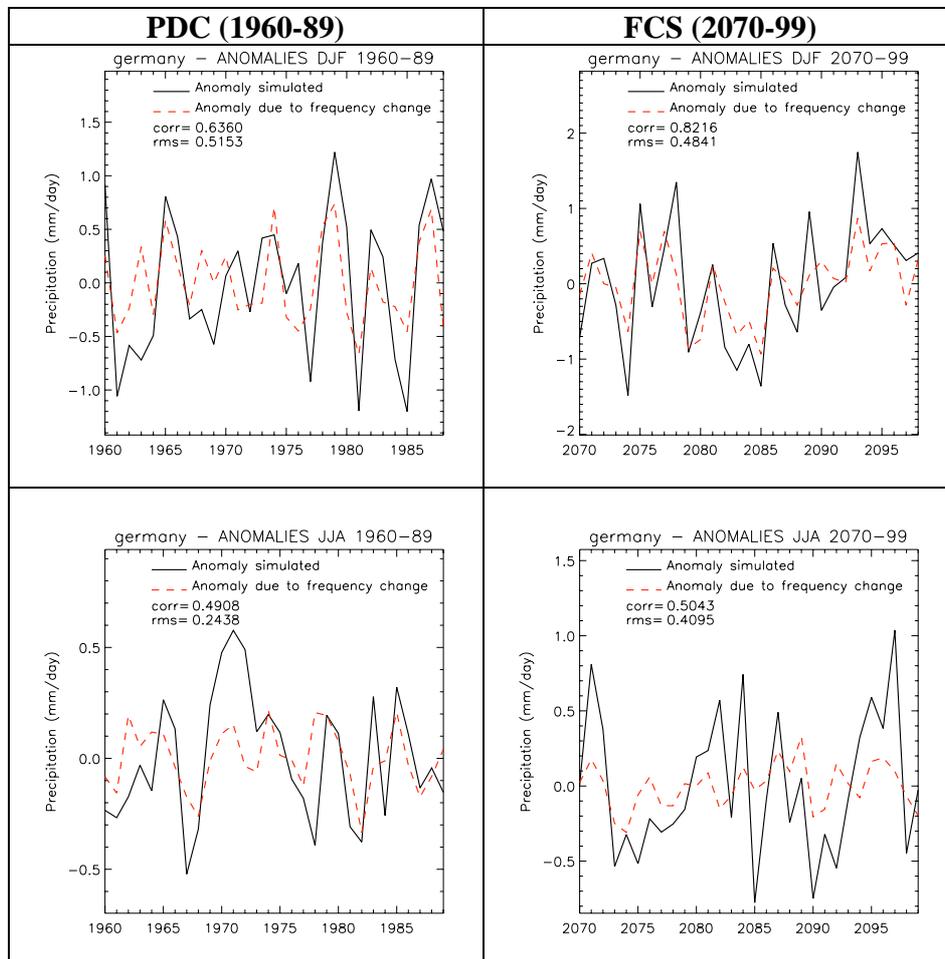


Abbildung II.5-13: Wie Abbildung II.5-12, aber für die Niederschlagsrate (in mm/Tag)

Dieses Verfahren wurde auch auf andere regionale meteorologische Größen, nämlich die Temperatur in 2 m über Grund (Tagesmittel, -maximum, -minimum, -amplitude) und die Windgeschwindigkeit in 10 m über Grund (Tagesmittel und Tagesmaximum), angewendet. Die Tabelle 4 zeigt die Zusammenfassung der Ergebnisse für die erklärte Varianz r^2 .

Außer im Fall der Temperatur-Tagesamplitude, sind die r^2 Werte im Winter (DJF) allgemein deutlich höher als im Sommer (JJA). Innerhalb der Wintersaison sind die r^2 -Werte in der Szenarioperiode (FCS) höher, d.h. ein größerer Prozentanteil der zeitlichen Varianz der meistens meteorologischen Größen lässt sich aus der Jahr-zu-Jahr-Verschiebung der Wetterlagenhäufigkeit erklären.

⁴ Die *erklärte Varianz* bzw. das *Bestimmtheitsmaß* gibt an, in welchem Maße die Varianz einer Variablen durch die Varianz anderer Variablen bestimmt wird. Das *Bestimmtheitsmaß* ist das Quadrat des Korrelationskoeffizienten r , also r^2 .

Tabelle 4: Anteil der zeitlichen Varianz (erklärte Varianz r^2), der sich aus der Jahr-zu-Jahr-Verschiebung der Wetterlagenhäufigkeit erklären lässt

	DJF		JJA	
	PDC (1960-89)	FCS (2070-99)	PDC (1960-89)	FCS (2070-99)
2m Temperatur Tagesmittel	0.484	0.620	0.364	0.136
2m Temperatur Tagesmaximum	0.510	0.615	0.311	0.126
2m Temperatur Tagesminimum	0.453	0.595	0.422	0.138
2m Temperatur Tagesamplitude	0.004	0.276	0.154	0.190
Gesamtniederschlag Tagessumme	0.404	0.675	0.241	0.254
10m Windgeschwindigkeit Tagesmittel	0.676	0.812	0.365	0.630
10m Windgeschwindigkeit Tagesmaximum	0.679	0.803	0.400	0.523

II.5.4 Statistisch-dynamische Regionalisierung

In diesem Abschnitt wird das statistisch-dynamische Regionalisierungsverfahren (SDR) mit Hilfe der regionalen Simulationen mit REMO 1/6° getestet. Es wird untersucht inwieweit sich das Klima einer Klimaperiode durch einen Bruchteil der Information der gesamten Klimaperiode darstellen lässt, nämlich durch die typischen Episoden einer begrenzten Anzahl von Wetterlagenklassen.

Hierfür wurde die großskalige Wetterlagenklassifizierung für beide 30-jährigen Klimaperioden (PDC und FCS) getrennt durchgeführt. Die typischen Episoden der 22 Wetterlagenklassen, d.h. die Repräsentanten der Klassen, umfassen lediglich insgesamt $n_T = 84$ Tage (2 Klassen mit 2 Tagen, 5 Klassen mit 3 Tagen, 10 Klassen mit 4 Tagen und 5 Klassen mit 5 Tagen), während die Klimaperioden selbst zwischen $N_T = 2610$ (Winter) und $N_T = 2700$ (Sommer) Tage umfassen. Mittelt man die die Episodenergebnisse gewichtet mit der Häufigkeit der jeweils zugehörigen Wetterlage ($f_{i,PDC}$ und $f_{i,FCS}$), so erhält man eine Abschätzung des klimatologischen Mittelwerts:

$$\bar{M}_{PDC}^{SDR}(x, y) = \sum_{i=1}^{n_c} f_{i,PDC} \left(\frac{1}{n_{e,i}} \sum_{e=1}^{n_{e,i}} M_{e,PDC} \right) \text{ und}$$

$$\bar{M}_{FCS}^{SDR}(x, y) = \sum_{i=1}^{n_c} f_{i,FCS} \left(\frac{1}{n_{e,i}} \sum_{e=1}^{n_{e,i}} M_{e,FCS} \right) \quad (\text{Gl. II.5-7})$$

Hierbei ist $n_{e,i}$ die Episodenlänge (in Tagen) der Klasse i und M_e der jeweilige Tageswert (Tagesmittelwert, Tagesmaxima, Tagesminima, oder Tagesamplitude) des Tages e in der typischen Episode der Klasse i .

Der zeitliche Mittelwert eines meteorologischen Parameters ergibt sich aus den RCM Ergebnissen mit

$$\overline{M}^{RCM}(x, y) = \frac{1}{N_T} \sum_{t=1}^{N_T} M_t(x, y) \quad (\text{Gl. II.5-8})$$

wobei $M_t(x, y)$ die simulierten Tageswerte des Tages t und N_T die Anzahl der Tage der Klimaperiode sind.

Zur Bewertung der statistisch-dynamischen Regionalisierung (SDR) werden für jede Klimaperiode die *räumlichen Korrelationskoeffizienten* r_{PDC} und r_{FCS} zwischen den SDR Ergebnissen $\overline{M}_{PDC}^{SDR}(x, y)$ bzw. $\overline{M}_{FCS}^{SDR}(x, y)$ und den RCM Ergebnissen $\overline{M}_{PDC}^{RCM}(x, y)$ bzw. $\overline{M}_{FCS}^{RCM}(x, y)$ berechnet:

$$r_{PDC} = \frac{\sum_{s=1}^{n_s} (\overline{M}_{PDC}^{SDR}(s) - \overline{M}_{PDC}^{SDR}) (\overline{M}_{PDC}^{RCM}(s) - \overline{M}_{PDC}^{RCM})}{\sqrt{\sum_{s=1}^{n_s} (\overline{M}_{PDC}^{SDR}(s) - \overline{M}_{PDC}^{SDR})^2 \sum_{s=1}^{n_s} (\overline{M}_{PDC}^{RCM}(s) - \overline{M}_{PDC}^{RCM})^2}} \quad (\text{Gl. II.5-9a})$$

$$r_{FCS} = \frac{\sum_{s=1}^{n_s} (\overline{M}_{FCS}^{SDR}(s) - \overline{M}_{FCS}^{SDR}) (\overline{M}_{FCS}^{RCM}(s) - \overline{M}_{FCS}^{RCM})}{\sqrt{\sum_{s=1}^{n_s} (\overline{M}_{FCS}^{SDR}(s) - \overline{M}_{FCS}^{SDR})^2 \sum_{s=1}^{n_s} (\overline{M}_{FCS}^{RCM}(s) - \overline{M}_{FCS}^{RCM})^2}} \quad (\text{Gl. II.5-9b})$$

wobei n_s ist die Zahl der Gitterpunkte innerhalb des „Deutschland“-Gebietes (42×50 Gitterpunkte) ist.

1) Einfluss des Klassifizierungsgebietes

Die Korrelationskoeffizienten r_{PDC} und r_{FCS} werden zunächst für die Entscheidung herangezogen, welches großskalige Klassifizierungsgebiet für die statistisch-dynamische Regionalisierung in Mitteleuropa am besten geeignet ist. Dabei wird analysiert, mit welchem der Klassifizierungsgebiete die Wetterlagen so voneinander unterschieden werden, dass die typischen Episoden am besten die gesamte Klimaperiode in Mitteleuropa repräsentieren. Die Ergebnisse sind in Tabelle 5 für zwei meteorologische Parameter (mittlere Temperatur und Niederschlagsrate) und zwei Jahreszeiten (DJF und JJA) zusammengefasst. Hohe Korrelationskoeffizienten bedeuten, dass man die Verteilung der Mitteltemperatur bzw. der Niederschlagsrate auf der Grundlage der nur 84 Tage umfassenden typischen Episoden, also mit lediglich ca. 3 % der RCM Information, gut abschätzen kann.

Für die Temperatur ist der Korrelationskoeffizient hoch, sowohl im Winter als auch im Sommer und unabhängig vom Klassifizierungsgebiet. Der mittlere quadratische Fehler schwankt zwischen 0.25 K und 1.4 K. Es lassen sich allerdings keine Aussagen in Hinblick darauf machen, ob eines der Klassifizierungsgebiete am besten geeignet ist. Für die Niederschlagsrate ergibt sich ein ähnliches Bild, allerdings sind die räumlichen Korrelationskoeffizienten etwas geringer als bei der Temperatur. Ebenfalls lassen sich keine klaren Aussagen bezüglich der Eignung der Klassifizierungsgebiete treffen.

Die Ergebnisse zeigen also keine deutliche Tendenz in Hinblick auf die Eignung der Klassifizierungsgebiete. Im weiteren Verlauf wird das mittelgroße Gebiet B verwendet.

Tabelle 5: Einfluss des Klassifizierungsgebietes (A, B, C, siehe Abbildung II.5-1) auf die Regionalisierungsergebnisse. Dargestellt sind die räumlichen Korrelationskoeffizienten und mittleren quadratischen Fehler (in Klammern) zwischen den Mittelwerten der REMO 1/6° Ergebnisse \bar{M}_{PDC}^{RCM} (1960-1989) bzw. \bar{M}_{FCS}^{RCM} (2070-2099) und den Mittelwerten der statistisch-dynamischen Regionalisierung \bar{M}_{PDC}^{SDR} (1960-1989) bzw. \bar{M}_{FCS}^{SDR} (2070-2099) jeweils für Temperatur und Niederschlagsrate

	Gebiet (Abbildung)	1960-1989		2070-2099	
		DJF	JJA	DJF	JJA
Mittel- temperatur (K)	A	0.9946 (0.4375)	0.9968 (1.4134)	0.9986 (0.2925)	0.9974 (0.7675)
	B	0.9943 (0.5846)	0.9980 (0.8030))	0.9932 (0.5776)	0.9979 (1.2504)
	C	0.9960 (0.9574)	0.9981 (0.4420)	0.9968 (0.2534)	0.9988 (0.2846)
Niederschlags- rate (mm/Tag)	A	0.9411 (0.7638)	0.9349 (0.5718)	0.9675 (0.6044)	0.8914 (0.5862)
	B	0.9519 (0.5822)	0.9198 (0.5834)	0.9282 (0.5849)	0.8095 (0.7118)
	C	0.9502 (0.5326)	0.9481 (0.4731)	0.9055 (0.8386)	0.9100 (0.6421)

2) Statistisch-dynamische Regionalisierung der Klimaperioden

Die Qualität der statistisch-dynamischen Regionalisierung (SDR) wird zunächst innerhalb der beiden Klimaperioden abgeschätzt. Hierfür werden die Mittelwerte der jeweils zwischen 2610 (im Winter) und 2700 (im Sommer) Tage umfassenden Klimaperioden (PDC und FCS) mit Hilfe der statistisch-dynamischen Regionalisierung auf der Basis der typischen Episoden der 22 Wetterlagenklassen (REMO 1/6° Ergebnisse von insgesamt 84 Einzeltagen) bestimmt und mit den entsprechenden Mittelwerten der dynamischen Regionalisierung (REMO 1/6° Ergebnisse aller 2610 bzw. 2700 Tage) verglichen. Als Qualitätsmaß dienen die räumliche Korrelation und die mittlere quadratische Abweichung jeweils innerhalb des „Deutschland“-Gebietes (siehe Abbildung II.5-2).

Die Abbildung II.5-14 und Abbildung II.5-15 zeigen die Ergebnisse der dynamischen Regionalisierung (a) und der statistisch-dynamischen Regionalisierung (b) für die Mitteltemperatur und für alle vier Jahreszeiten. In Zeile (c) sind die Differenz beider Ergebnisse dargestellt und die Werte des Korrelationskoeffizienten r und die mittlere quadratische Abweichung („rms“ in K) angegeben.

Für die Klimaperiode PDC (gegenwärtiges Klima) ist die räumliche Korrelation stets größer als 0.99 und die mittlere quadratische Abweichung liegt zwischen 0.18 K (im Frühling) und 0.90 K (im Sommer). Örtlich erreichen die absoluten Abweichungen zwischen beiden Regionalisierungsergebnissen bis zu +1.3 K (in Mitteldeutschland im Sommer). Für die Klimaperiode FCS (Klimaszenario) liegt die räumliche Korrelation für drei der vier Jahreszeiten ebenfalls über 0.99. Im Herbst werden dagegen lediglich 0.98 erreicht. Auch die mittlere quadratische Abweichung ist etwas größer als für die PDC Periode und liegt zwischen 0.32 K (im Herbst) und 1.25 K (im Sommer), wo die absoluten Abweichungen örtlich bis zu +2 K ausmachen (Ostbayern).

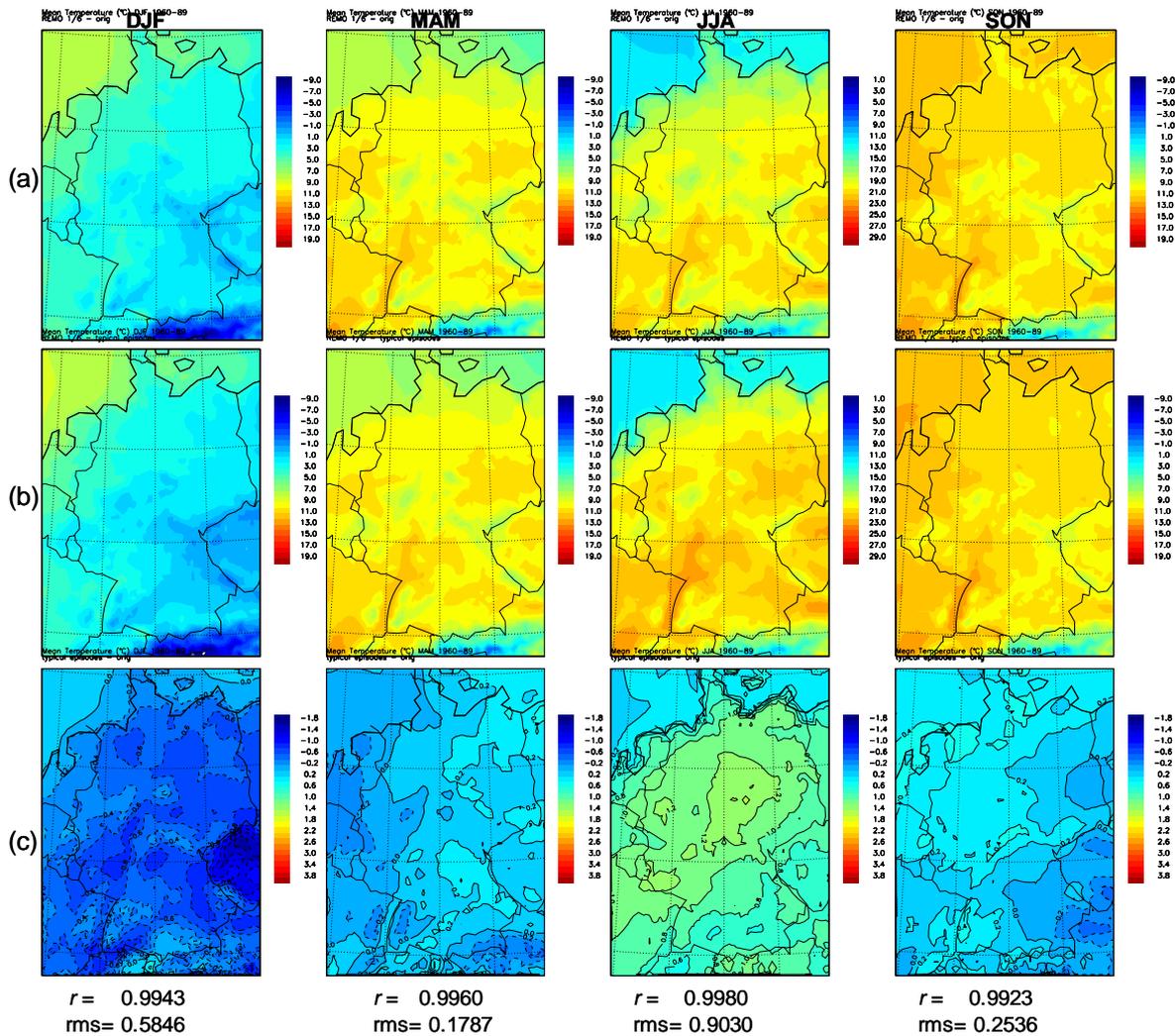


Abbildung II.5-14: Mitteltemperaturen (°C) in der PDC Periode: (a) REMO 1/6° dynamische Regionalisierung, (b) Statistisch-dynamische Regionalisierung (typische Episoden), (c) Differenz (b) – (a); r ist der Korrelationskoeffizient (Gl. II.5-9a) und „rms“ die mittlere quadratische Abweichung zwischen (a) und (b)

In Tabelle 6 sind die Ergebnisse der Korrelationskoeffizienten r_{PDC} und r_{FCS} und die entsprechenden Werte der mittleren quadratischen Abweichung (rms) für einige regionale klimatologische Größen zusammengefasst. Ca. 70% der Werte der Korrelationskoeffizienten liegen über 0.99, d.h., in diesen Fällen ist die räumliche Verteilung der entsprechenden meteorologischen Größe durch die typischen Episoden (d.h. durch nur ca. 3% der Gesamtmenge der RCM Ergebnisse) gut dargestellt. Für den Fall der Niederschlagsrate erhält man die niedrigsten r Werte, sowohl für die PDC als auch für die FCS Periode.

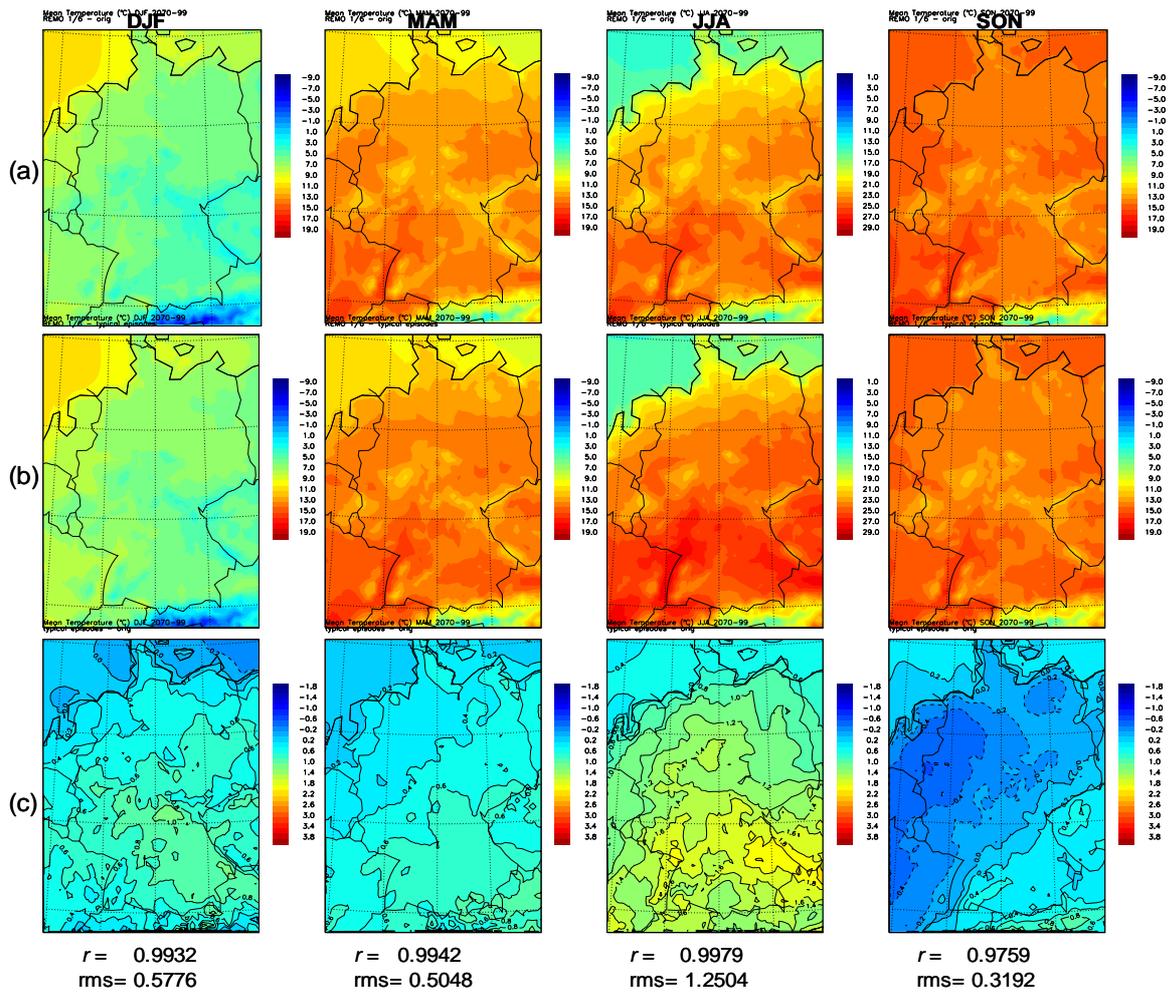


Abbildung II.5-15: Wie Abbildung II.5-14, aber für die FCS-Klimaperiode

Tabelle 6: Korrelationskoeffizienten r_{PDC} (Gl. II.5-9a) bzw. r_{FCS} (Gl. II.5-9b) und die mittleren quadratischen Fehler rms_{PDC} bzw. rms_{FCS} (in Klammern) zwischen den Mittelwerten der REMO 1/6° Ergebnisse \bar{M}_{PDC}^{RCM} (1960-1989) bzw. \bar{M}_{FCS}^{RCM} (2070-2099) und den Mittelwerten der statistisch-dynamischen Regionalisierung (gewichte Mittel der typische Episoden) \bar{M}_{PDC}^{SDR} (1960-1989) bzw. \bar{M}_{FCS}^{SDR} (2070-2099)

	PDC (1960-89)				FCS (2070-99)			
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
2m Temperatur Tagesmittel (K)	0.9943 (0.5846)	0.9960 (0.1787)	0.9980 (0.9030)	0.9923 (0.2536)	0.9932 (0.5776)	0.9942 (0.5048)	0.9979 (1.2504)	0.9759 (0.3192)
2m Temperatur Tagesmax. (K)	0.9877 (0.5651)	0.9960 (0.3024)	0.9976 (1.0365)	0.9941 (0.4423)	0.9881 (0.4841)	0.9946 (0.6731)	0.9982 (1.6007)	0.9603 (0.5171)
2m Temperatur Tagesmin. (K)	0.9934 (0.7392)	0.9937 (0.2106)	0.9964 (0.6645)	0.9910 (0.3191)	0.9943 (0.6630)	0.9944 (0.3920)	0.9947 (0.9689)	0.9936 (0.2600)
2m Temperatur Tagesamplitude (K)	0.9677 (0.3928)	0.9922 (0.3387)	0.9949 (0.4774)	0.9930 (0.4527)	0.9800 (0.3006)	0.9957 (0.3918)	0.9975 (0.6781)	0.9910 (0.4322)
Gesamtniederschlag Tagessumme (mm)	0.9519 (0.5822)	0.9611 (0.4209)	0.9198 (0.5834)	0.7968 (0.7493)	0.9282 (0.5849)	0.8405 (0.5186)	0.8095 (0.7118)	0.8704 (0.5135)
10m Wind Tagesmittel (m/s)	0.9979 (0.3735)	0.9953 (0.1930)	0.9414 (0.2440)	0.9882 (0.3965)	0.9984 (0.1571)	0.9961 (0.1902)	0.9922 (0.1975)	0.9985 (0.2982)
10m Wind Tagesmax. (m/s)	0.9976 (0.5620)	0.9949 (0.1801)	0.9921 (0.3360)	0.9908 (0.4689)	0.9978 (0.2615)	0.9966 (0.1885)	0.9980 (0.2558)	0.9983 (0.3371)

3) Klimaänderung

Die regionalisierten Mittelwerte der verschiedenen meteorologischen Größen wurden auch in Hinblick auf den Klimaübergang von der PDC Periode (heutiges Klima) zur FCS Periode (Szenario) miteinander verglichen. Dies geschieht in den Streudiagrammen der Abbildung II.5-16 für den Fall der Mitteltemperatur. In der Zeile (a) dieser Abbildung sind die Änderungen der Mitteltemperaturen (von PDC nach FCS) an allen Gitterpunkten des „Deutschland“-Gebiets auf Grund der statistisch-dynamischen Regionalisierung (REMO 1/6° Ergebnisse der typischen Episoden) gegen diejenigen der dynamischen Regionalisierung (REMO 1/6° Ergebnisse aller Tage) aufgetragen. Es fällt auf, dass die SDR die Änderung der Mitteltemperatur dort überschätzt, wo die dynamisch regionalisierte Änderung relative groß ist (> 3.5 K). Daraus ergibt sich ein Fehler bei der Abschätzung der Änderung der Mitteltemperatur von bis zu 1 K im Sommer und bis zu 2 K im Winter. Die Ursache ergibt sich aus Zeile (b) der Abbildung, die die Mitteltemperaturen selbst zeigt (blau: PDC, rot: FCS). Hieraus erkennt man, dass die statistisch-dynamische Regionalisierung (SDR) die FCS Werte systematisch überschätzt, während die PDC Werte im Winter unterschätzt und im Sommer leicht überschätzt werden.

Mit Hilfe der SDR kann daher die Mitteltemperatur innerhalb eines Klimas mit einer Genauigkeit von < 1 K abgeschätzt werden. Bei der Abschätzung der Klimaänderung ist indes Vorsicht geboten, da sich die Fehler addieren und entsprechend bei einer Unterschätzung bzw. nur leichten Überschätzung des Ausgangsklimas (PDC) und gleichzeitig stärkerer Überschätzung des Zielklimas (FCS) zu einer entsprechend relativ starken Überschätzung der Änderung führen.

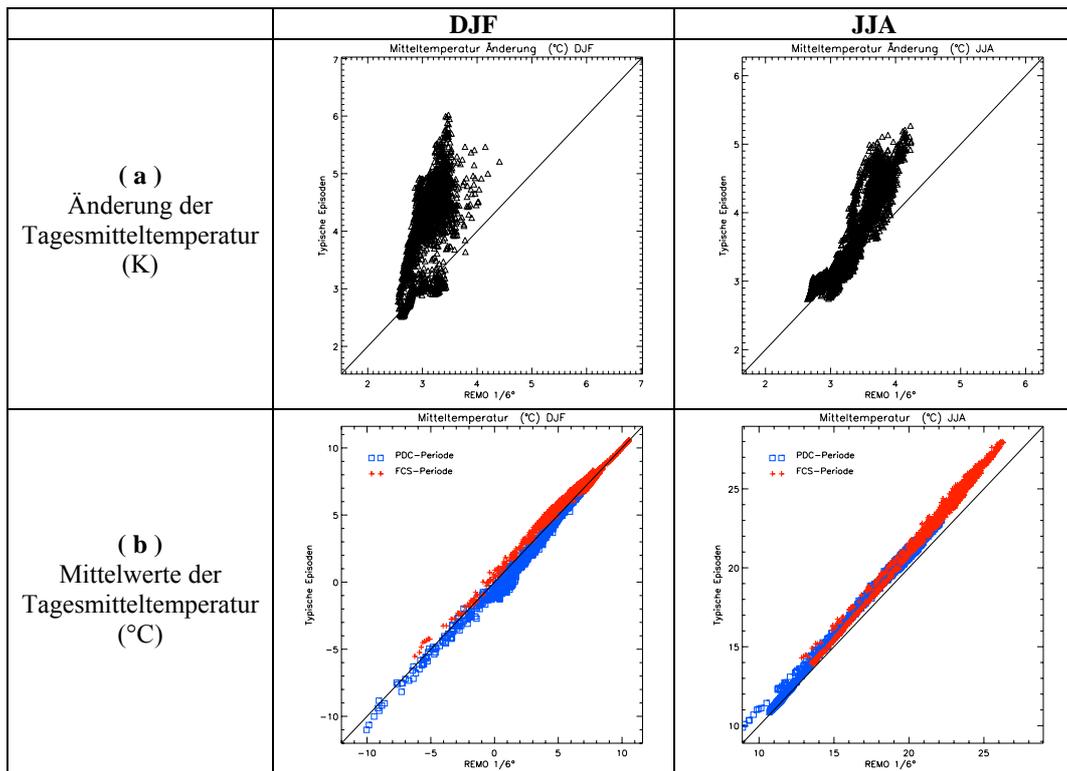


Abbildung II.6-16: Vergleich (Streudiagramm) der SDR Ergebnisse (y-Achse) mit denen der dynamischen Regionalisierung (x-Achse) bezüglich der Änderung der mittleren Temperatur (a) und bezüglich der absoluten Werte der mittleren Temperaturen (b)

II.5.5 Resumée

Aus der Regionalisierung der in eine 60-jährige Reihe zusammengefassten PDC und FCS Klimaperioden und der *statistisch-dynamischen Rekombination* (SDK) lassen sich folgende Aussagen ableiten:

- Während die interannuelle Variabilität von verschiedenen regionalen Größen innerhalb der beiden Klimaperioden, d.h. die Änderung ihrer Jahresmittelwerte von Jahr zu Jahr, in hohe Maße von der jeweiligen Häufigkeit der Wetterlagen abhängt (siehe Tabelle 4.1),
- lässt sich die Änderung des Mittelwerts kaum durch die Verschiebung der Wetterlagenhäufigkeit zwischen den beiden Klimaperioden erklären, d.h. nur ein geringer Anteil der von REMO 1/6° berechneten regionalen Klimaänderung ist direkt auf eine Verschiebung der Wetterlagenhäufigkeit zwischen der PDC und der FCS Periode zurückzuführen.

Was die Qualität der *statistisch-dynamischen Regionalisierung* (SDR) betrifft, wurden die Mittelwertfelder basierend auf allen Tagen mit den Mittelwertfeldern basierend auf den typischen Episoden (der Regionalisierung der beiden getrennten Klimaperioden) verglichen. Die Hauptschlussfolgerungen lauten:

- Das Klima beider Klimaperioden und insbesondere die räumlichen Muster können auf der Grundlage von lediglich ca. 3% der Regionalmodell-Information, d.h. mit den typischen Episoden der 22 Klassen, gut abgeschätzt werden. So liefert die SDR z.B. die Mitteltemperatur innerhalb einer Klimaperiode mit einer Abweichung von < 1 K.
- Es fällt aber auf, dass die SDR innerhalb eines Klimas die Mittelwerte systematisch über- oder unterschätzt. Dies führt dazu, dass sich die Fehler addieren und entsprechend bei einer Unterschätzung bzw. nur leichten Überschätzung des Ausgangsklimas (PDC) und gleichzeitig stärkerer Überschätzung des Zielklimas (FCS) zu einer entsprechend relativ starken Überschätzung der Änderung führen. Aus diesem Grund ergibt es sich, dass die Abschätzung der Klimaänderung an Hand der SDR Methode mit der Änderung aus der entsprechenden dynamischen Regionalisierung nur in einem relativ geringen Maße übereinstimmt.

Die Ergebnisse dieses Teilprojektes zeigen, dass die statistisch-dynamische Rekombination (SDK) als Verfahrensmöglichkeit für die Diagnose bzw. für die von-Jahr-zu-Jahr Prognose innerhalb einer Klimaperiode geeignet ist. Die statistisch-dynamische Regionalisierung (SDR) kann mit hoher Genauigkeit für die Reproduktion von Mittelwerten auf der Basis einer kleinen Teilmenge der Gesamtinformation (typische Episoden) eingesetzt werden, nicht aber zur Abschätzung von Klimaänderungen.

II.6 Aufbereitung meteorologischer Referenzdaten aus Bodenbeobachtungen und Radiosondenmessungen

II.6.1 Verfügbare Daten

Ziel dieses Projektteils war es, durch geeignete Interpolationsverfahren flächendeckende Datensätze der für das Gesamtprojekt relevanten Klimaparameter auf monatlicher Basis für den Zeitraum 1951 bis 2001 in einer hohen räumlichen Auflösung (1km x 1km) zu erzeugen und Aussagen über deren Schwankungsbreite zu treffen. An Hand dieser aus Beobachtungsdaten abgeleiteten Datensätze erfolgte die Beurteilung der Simulationsgüte der regionalen Klimamodelle mit Hilfe der in Kapitel II.2.1 eingeführten Abstandsmaße. Die aufbereitenden Klimaparameter sind:

(a) klassische Klimaparameter

- 2m Temperatur (Tagesmittel, T_{mean}),
- 2m Temperatur (Tagesmaximum, T_{max}),
- 2m Temperatur (Tagesminimum, T_{min}),
- 2m Temperatur (Tagesamplitude, $T_{\text{max}} - T_{\text{min}}$),
- Gesamtniederschlag (Tagessumme),
- Spezifische Feuchte in 2m (Tagesmittel),
- Taupunkt-Temperatur in 2m (Tagesmittel),
- Windstärke in 10m (Stundenmittel),
- reduzierter Bodendruck (Tagesmittel),

(b) Intensitäten, Häufigkeiten und Persistenzen

- Anzahl der Sommertage ($T_{\text{max}} > 25^{\circ}\text{C}$) pro Jahr,
- Anzahl der Frosttage ($T_{\text{min}} < 0^{\circ}\text{C}$) pro Jahr,
- Anzahl der Eistage ($T_{\text{max}} < 0^{\circ}\text{C}$) pro Jahr,
- Persistenz heißer Tage,
- Persistenz kalter Tage,
- Anzahl der Tage mit signifikantem Niederschlag $> 1\text{mm}$,
- Anzahl der Tage mit intensivem Niederschlag $> 10\text{mm}$,
- Anzahl der Tage pro Monat mit Schneedecke,

(c) aerologische Daten, jeweils 00 und 12 UTC Termin und Tagesmittel:

- Lufttemperatur,
- spezifische Feuchte,
- Luftdruck,
- Windgeschwindigkeit,
- Taupunktdifferenz.

Zuzüglich zu diesen aerologischen Profilen wurden als weitere Größen

- Höhe des 500 hPa Niveaus,
- Höhe der 0 Grad Grenze,
- Temperatur in 850 hPa,
- integraler Wasserdampfgehalt der gesamten Säule,
- Höhe der Tropopause,
- Windrichtung und Windstärke in den Niveaus 500 hPa und 850 hPa (als Häufigkeitsverteilung nach 12 Windrichtungsklassen a 30 Grad mit jeweils 3 Intensitätsklassen) aus Radiosondenaufstiegen extrahiert.

Zur Erzeugung der unter (a) genannten Klimaparameter standen die täglich zu den drei klimatologischen Beobachtungsterminen registrierten Daten der Klimastationen des Deutschen Wetterdienstes zur Verfügung. Die unter (b) aufgeführten Intensitäten und Häufigkeiten lagen hingegen lediglich in monatlicher Auflösung und die aerologischen Daten in maximal zwei täglichen Radiosondenaufstiegen pro Station vor. Diese Datensätze wurden in einem ersten Schritt zu Monatsmittelwerten, bzw. Jahresmittelwerten bei den Intensitäten und Häufigkeiten, zusammengefasst, und anschließend, mit Ausnahme der vertikalen Profile, horizontal auf die Fläche Deutschlands interpoliert.

Eine Schwierigkeit bei der Erstellung der klassischen Klimaparameter bestand zunächst in der Auswahl der Stationsbeobachtungen, die zu der Interpolation beitragen sollten. Die Stationsreihen sollten vor allem das Kriterium der Homogenität erfüllen, also beispielsweise ohne Stationsverlegungen für einen möglichst langen Zeitraum vorliegen. Andererseits war eine hohe räumliche Abdeckung der Stationsmessreihen wünschenswert, sodass ein Kompromiss gefunden werden musste. Dieser Kompromiss lag darin, dass innerhalb des Untersuchungszeitraumes nicht auf eine konstante Anzahl und somit konstante räumliche Verteilung an Stationsbeobachtungen zurückgegriffen wurde, sondern dass die Anzahl der verwendeten Beobachtungen (und somit auch deren räumliche Verteilung) von Monat zu Monat variieren durfte. Dem zu Folge wurden zur Interpolation jeweils alle Beobachtungen eines Klimaparameters ausgewählt, die innerhalb eines Monats als homogen erachtet wurden. Abbildung II.6-1 zeigt am Beispiel der Windbeobachtungen (links) und der Temperaturmessung (rechts) die prozentuale Stationsabdeckung im Evaluierungszeitraum 1979 bis 1993.

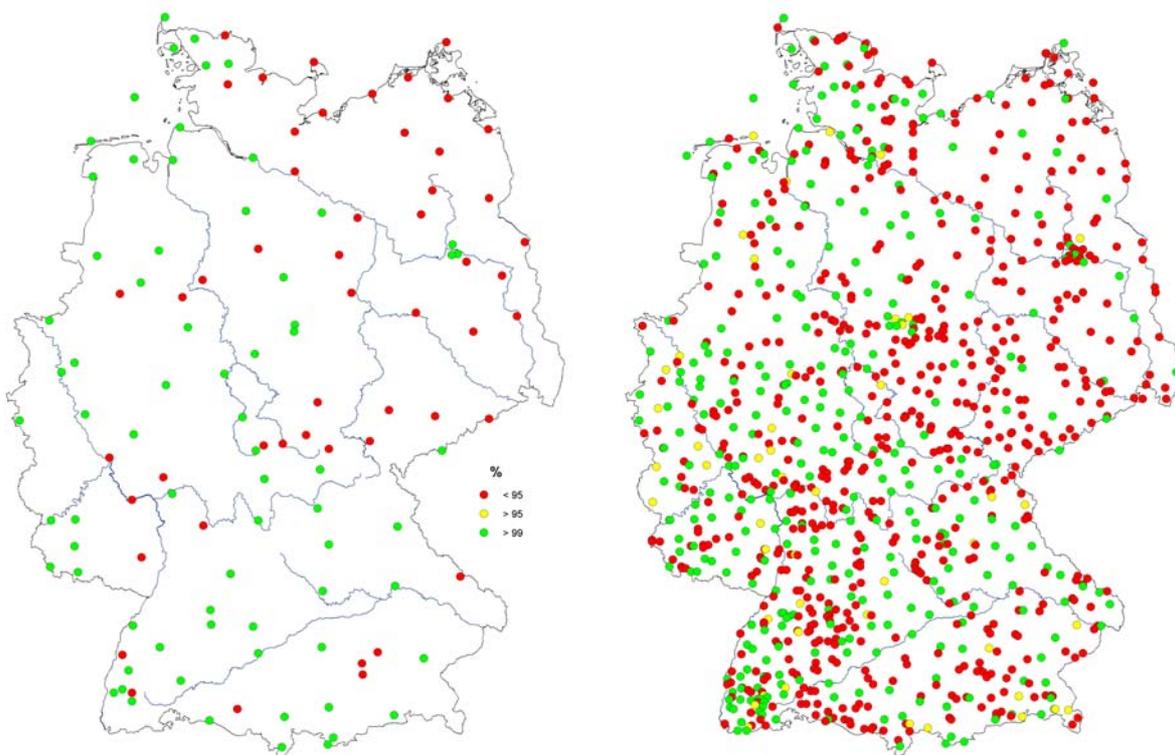


Abbildung II.6-1: Stationsverteilung und zeitliche Verfügbarkeit der Messungen zur Erstellung der Felder des 10m Windes (links) und der 2m Temperatur (rechts) im Evaluierungszeitraum 1979 bis 1993. Rote Punkte markieren Stationen mit einer zeitlichen Verfügbarkeit der Daten von weniger als 95%, gelbe Markierung eine zeitliche Verfügbarkeit von mehr als 95% und grüne Markierung mehr als 99%. 100% entsprechen 180 Monaten

Dieses Kriterium hat einen erheblichen Einfluss auf die Güte der Interpolation und somit auf die Evaluierung der Ergebnisse der regionalen Klimamodelle. So können zu berechneten Trends für einzelne Standorte teilweise direkte Messungen und teilweise interpolierte Pixelwerte beitragen, was zu Unsicherheiten in den berechneten Trends führen kann.

Die räumliche Verteilung der verwendeten aerologischen Stationen ist Abbildung II.6-2 zu entnehmen. Ausgewählt wurden die Stationen Schleswig, Lindenberg, Essen, Meiningen, Stuttgart und München (Oberschleißheim) zum einen auf Grund ihrer räumlichen Repräsentanz innerhalb Deutschlands (Küstennähe, Mittelgebirge und Voralpen) und zum anderen wegen der hier hinreichend lang zurückreichenden und durchgehenden Messreihen.



Abbildung II.6-2: Für QUIRCS verwendete aerologische Stationen des DWD (rote Umrahmung)

II.6.2 Aufbereitung der Beobachtungsdaten

Zur räumlichen Interpolation der monatlich gemittelten Beobachtungen der oben unter (a) genannten Klimaparameter wurden mehrere statistische Ansätze herangezogen, insbesondere der Ansatz globaler Polynome (globale multiple Regression) und das Inverse Distance Interpolationsverfahren.

Beim 'Inverse Distance Weighted' (IDW) Verfahren handelt es sich um ein exaktes Verfahren, dass die an den Stationen gemessenen Werte auch nach Interpolation in die Fläche an diesen Stützstellen exakt wiedergibt. Allerdings sind die Ergebnisse dieses Verfahrens, wie bei allen exakten Interpolationsalgorithmen, in starkem Maße von der Entfernung zwischen den Stützstellen (Stationen) abhängig, so dass hier eine hohe räumliche Abdeckung ein bestmöglichstes Resultat gewährleistet.

Die mathematische Formulierung des IDW lautet

$$Z(s_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(s_i) \quad (\text{Gl. II.6-1})$$

Hierbei ist $Z(s_i)$ der beobachtete Wert (hier Monatsmittelwert) an der Station s_i und N die Gesamtzahl der zur Berechnung des Wertes $Z(s_0)$ an einem Zielgitterpunkt beitragenden Beobachtungen. Die λ_i sind die Gewichte mit denen jeder Beobachtungswert eingeht. Diese werden über die Beziehung

$$\lambda_i = \frac{d_{i0}^{-p}}{\sum_{i=1}^N d_{i0}^{-p}} \quad (\text{Gl. II.6-2})$$

bestimmt, wobei d_{i0} die Entfernung zwischen dem Ort der Beobachtung (s_i) und dem Punkt auf den interpoliert werden soll (s_0) darstellt. Auf diese Art können Näherungen ($Z(s_0)$) für alle Gitterpunkte berechnet werden. Wird hier $p=2$ gesetzt, spricht man vom 'Inverse Distance Squared' Verfahren.

Beim Ansatz der globalen Polynome (bzw. der globalen multiplen Regression) ist die zugrunde liegende Annahme, dass die zu interpolierenden Klimaparameter im Wesentlichen durch die geographischen Koordinaten und die Höhe der Beobachtungsstation über NN bestimmt werden. Dieser Ansatz erfordert daher eine möglichst repräsentative Verteilung der Stützstellen bezüglich der in die Regressionsanalyse eingehenden Informationen. Dies ist für die hier verwendete Höhenregression auf Grund der relativ dünnen Belegung mit Stationen in Höhen von mehr als 1000 m über NN aber nur teilweise gegeben.

Mathematisch lässt sich das Verfahren mit der Formulierung

$$Z(s_0) = a_1 + a_2 \lambda + a_3 \varphi + a_4 h \quad (\text{Gl. II.6-3})$$

beschreiben, wobei die a_i Regressionskoeffizienten darstellen die die Gewichtung des jeweiligen Einflusses beschreiben. λ und φ sind die geographischen Koordinaten einer Beobachtungsstation und h deren Höhe über NN. Anhand der verfügbaren Beobachtungsdaten mit den zugehörigen

Koordinaten- und Höhenbezügen werden zunächst die Regressionskoeffizienten a_i bestimmt. Anschließend lassen sich für jeden Zielpunkt $s_0=(\lambda, \varphi, h)$ im Datengebiet entsprechend seiner Höhe und geographischen Lage die Klimaparameter aus der ermittelten Regressionsbeziehung projizieren.

Der Ansatz der globalen Polynome lässt sich prinzipiell erweitern, so können beispielsweise durch

$$Z(s_0)=a_1 + a_2\lambda + a_3\varphi + a_4h + a_5h^2 + a_6h^3 \quad (\text{Gl. II.6-4})$$

weitere, in diesem Fall nichtlineare, höhenabhängige Einflüsse berücksichtigt werden.

Im Vorfeld der eigentlichen Interpolation werden die Datensätze zunächst mit physikalisch plausiblen Verfahren der Datenvorverarbeitung behandelt. Dabei handelt es sich vornehmlich um eine Höhenregression, die dazu dient die Datensätze auf ein einheitliches Bezugsniveau zu reduzieren. In diesem Bezugsniveau kann dann die horizontale Interpolation durchgeführt werden. Anschließend wird das interpolierte Feld mit der durch die vorgeschaltete Höhenregression gefundenen Beziehung wieder auf die tatsächliche Höhe zurückgerechnet. Abbildung II.6-3 zeigt als Beispiel die über den Untersuchungszeitraum 1951 bis 2001 gemittelte, mit dem globalen Regressionsansatz nach einer für jeden Monat separat durchgeführten Höhenregression interpolierte 2m Temperatur in monatlicher Auflösung. Abbildung II.6-4 zeigt die nach dem gleichen Verfahren erhaltene mittlere Jahrestemperatur.

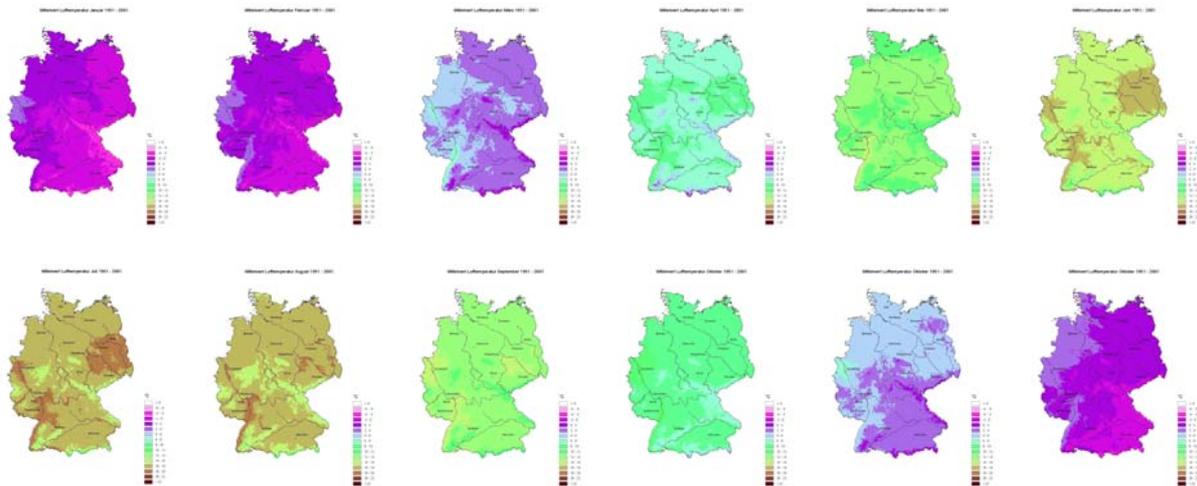


Abbildung II.6-3: Mittlere monatliche 2m Temperatur im Untersuchungszeitraum 1951 – 2001 aus 51 jeweils separat interpolierten Monatsverteilungen. Interpolationsmethode: globale Regression; Vorverarbeitung: Regression zur Höhe über NN

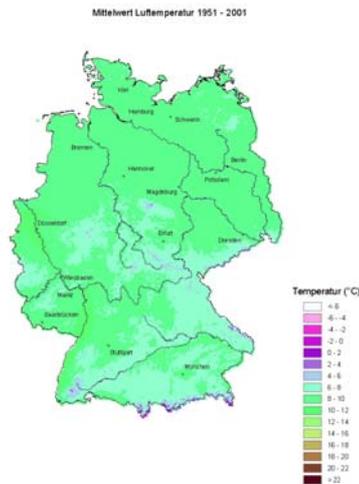


Abbildung II.6-4: Analog zur Abbildung II.6-3 aber für das klimatologische Jahresmittel der 2m Temperatur im Untersuchungszeitraum 1951 – 2001, ermittelt aus 612 jeweils separat interpolierten Monatsverteilungen.

Für einige Datensätze wurde ein spezielles Verfahren entwickelt, welches die Lage der Station in Relation zu ihrer unmittelbaren Umgebung berücksichtigt (Hang- oder Tallage). So ist beispielsweise bei der Interpolation des 10m Windes die absolute Stationshöhe nur von untergeordneter Bedeutung. Die relative Höhenlage der Station zum Umfeld spielt hierbei eine wesentlich größere Rolle. Aus diesem Grund wird zur Interpolation des Windfeldes eine sog. 'relative Topographie' eingeführt, die der Lage der Station im umliegenden Gelände besser gerecht wird, als deren absolute Höhe über NN.

Bei der eingehenden Untersuchung der verwendeten Methoden zeigt sich, dass die erzielte Güte der Interpolationsverfahren wesentlich durch diese Datenvorverarbeitung bestimmt wird. Bei Variablen mit einer hohen räumlichen Repräsentanz (z.B. Temperatur, Luftdruck) ist die erzielte Interpolationsgüte durch die Datenvorverarbeitung nur unwesentlich zu steigern und der globale Regressionsansatz liefert hier physikalisch plausible und stabile Resultate. Bei Variablen mit einer geringen räumlichen Repräsentanz hingegen kann durch eine geeignete Vorverarbeitung der Datengrundlage ein realistischeres Ergebnis erreicht werden. Vor der eigentlichen Interpolation wird daher die räumliche Repräsentanz einer Variablen durch Bestimmung eines Dekorrelationsradius abgeschätzt, um dann evtl. eine geeignete Datenvorverarbeitung der eigentlichen Interpolation vorzuschalten.

Weiterhin ist festzuhalten, dass die Wahl der Interpolationsmethode hauptsächlich die räumliche Struktur der interpolierten Felder bestimmt. Das Gebietsmittel hingegen ist relativ invariant gegenüber dem verwendeten Interpolationsverfahren, kann aber insbesondere bei kleineren Teilgebieten einen nicht zu vernachlässigenden Bias aufweisen. Die zeitliche Variabilität (mittlerer Jahresgang des Gebietsmittels und interannuelle Variabilität) bleibt hingegen von der Wahl des Interpolationsverfahrens weitestgehend unberührt wie Abbildung II.6-5 verdeutlicht.

Einen Überblick über die aufbereiteten Klimadaten und die dabei jeweils verwendeten Interpolationsmethoden und Algorithmen zur Datenvorverarbeitung gibt Tabelle 7. Bei der Interpolation der Häufigkeiten in die Fläche entfällt eine Vorverarbeitung, da es sich bereits um abgeleitete Beobachtungsgrößen handelt.

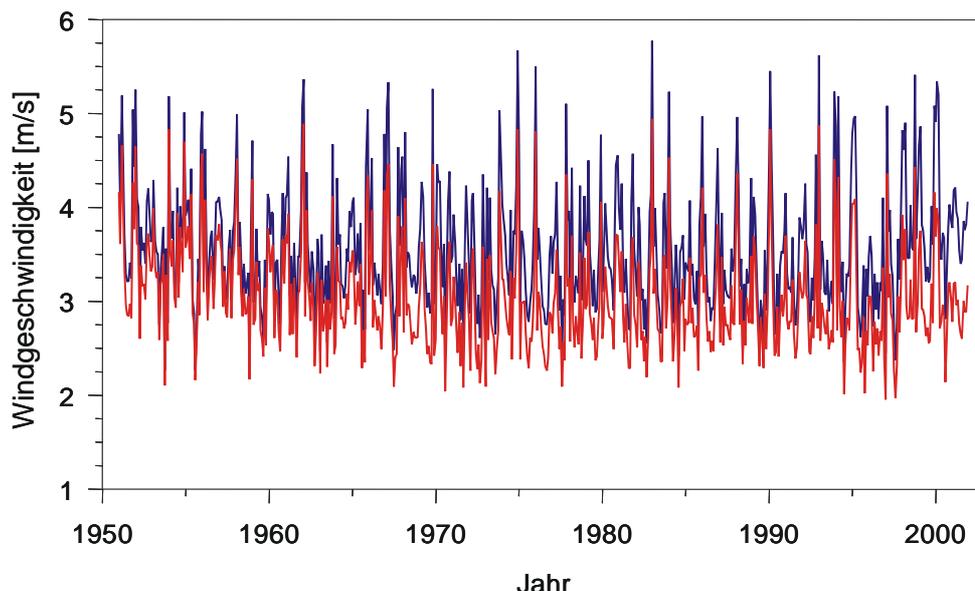


Abbildung II.6-5: Monatliche Gebietsmittel der 10 m Windgeschwindigkeit für Deutschland im Zeitraum 1951 – 2001 aus einer Inverse Distance Interpolation (rot) und einem Regressionsansatz (blau). In beiden Fällen wurden die Stationsdaten zuvor auf eine relative Topographie transformiert (Vorverarbeitung). Der mittlere Bias zwischen beiden Datensätzen beträgt 0.5 m/s, die zeitliche Variabilität hingegen ist bei beiden Reihen nahezu identisch

Tabelle 7: Liste der ausgewerteten klimatologischen Parameter mit der jeweils verwendeten Methode für die horizontale Interpolation und die Vorverarbeitung der Stationsmessungen

Variable	Methode	Vorverarbeitung
2m Temperatur	globale Regression	Regression zur Höhe
2m Temperatur (Tagesmaximum)	globale Regression	Regression zur Höhe
2m Temperatur (Tagesminimum)	globale Regression	Regression zur Höhe
2m Temperatur (Tagesamplitude)	globale Regression	Regression zur Höhe
Gesamtniederschlag (Tagessumme)	IDW	Regression zur Höhe
2m spezifische Feuchte (Tagesmittel)	IDW	Regression zur Höhe
2m Taupunkt-Temperatur (Tagesmittel)	IDW	Regression zur Höhe
Windstärke in 10m (Stundenmittel)	IDW	Regression zur relativen Topographie
reduzierter Bodendruck (Tagesmittel)	globale Regression	-
Anzahl der Sommertage ($T_{max} > 25^{\circ}C$)	globale Regression	-
Anzahl der Frosttage ($T_{min} < 0^{\circ}C$)	globale Regression	-
Anzahl der Eistage ($T_{max} < 0^{\circ}C$)	globale Regression	-
Anzahl der Tage mit Niederschlag > 1mm	globale Regression	-
Anzahl der Tage mit intensivem Niederschlag > 10mm	globale Regression	-
Anzahl der Tage mit Schneedecke	globale Regression	-

Bei den aerologischen Daten entfällt die Vorverarbeitung, da es sich hierbei um Punktmessungen handelt, die nicht in die Fläche interpoliert werden. Zur Erstellung der vertikalen Profile werden die archivierten Messwerten der Einzelaufstiege um 0 und 12 Uhr und das aus diesen Messungen resultierende Tagesmittel zunächst vertikal auf ein vorgegebenes Höhenraster von 100 m linear interpoliert und anschließend monatlich gemittelt. Dabei werden für jeden Monat und jedes Niveau auch jeweils der maximale und minimale Wert sowie die zeitliche Varianz ermittelt. Die so erzeugten

Vertikalprofile der 6 ausgewählten Stationen dienen dem Vergleich mit entsprechenden Profilen, die analog über 'fiktive' Aufstiege zu den beiden Tageszeiten aus den Ergebnissen der regionalen Klimasimulationen gewonnen werden.

Zur Abschätzung der Güte bzw. von Unsicherheiten der Interpolationsalgorithmen der Stationsdaten in die Fläche wurden die Datensätze mittels 'Cross Validation' auf ihre Konsistenz hin untersucht. In einem ersten Schritt werden dabei die Daten zu einem beliebigen Zeitpunkt in die Fläche interpoliert. Im zweiten Schritt werden nun sukzessive Stationen aus der Datenbasis entfernt und die Interpolation ohne diese Stationen erneut durchgeführt. So kann an den geographischen Koordinaten der Station der ohne diese Station interpolierte Feldwert mit der dort vorliegenden direkten Messung verglichen und ein Fehler berechnet werden. Dieses Verfahren wird für alle beitragenden Stationen wiederholt, so dass genau so viele Datensätze erzeugt werden wie Stationen zum betreffenden Termin (Monatswerte) vorliegen. Nunmehr kann sowohl ein mittlerer als auch ein maximaler Fehler zum jeweiligen Termin angegeben und somit auf methodenbedingte Unsicherheiten geschlossen werden. Im Fall des interpolierten 10m Windes liegt der mittlere Fehler im Evaluierungsintervall 1979 - 1993 bei 0.1 m/s. Im selben Intervall ist hingegen ein maximaler absoluter Fehler von 8.46 m/s zu verzeichnen [siehe hierzu auch Walter et al., 2006]. In über 70% aller möglichen Fälle tritt dieser maximale Fehler an der Station Brocken (Harz) auf, was die prädestinierte Stellung dieser Station (ungehinderte Anströmung über die norddeutsche Tiefebene hinweg und demzufolge hohe Windgeschwindigkeiten bei gleichzeitig hoher zeitlicher Variabilität) widerspiegelt. Wird diese exponierte Station im Zuge des Cross Validation Verfahrens nicht berücksichtigt, weicht der dort berechnete Wert zum Teil erheblich von den beobachteten Werten ab.

Da die Messwerte vor der eigentlichen Interpolation in ein einheitliches Bezugsniveau, beispielsweise der relativen Topographie beim 10m Wind, reduziert werden, spielt hierbei die Höhenverteilung der verfügbaren Stationen eine entscheidende Rolle. Die Reduktion basiert auf einer Regressionsbeziehung zwischen der betreffenden Variablen und der Stationshöhe. Im Bereich oberhalb von 1000 m über NN nimmt die Belegung mit Stationen jedoch rapide ab, so dass den Bergstationen (z.B. Zugspitze, Brocken, Wendelstein, u.a.) bei der Bestimmung dieser Höhenabhängigkeiten ein besonderes Gewicht zukommt. Trägt beispielsweise eine dieser Bergstationen nicht zur Bestimmung der Höhenabhängigkeiten bei, z.B. auf Grund von Ausfällen einzelner Messungen, wird die Höhenabhängigkeit der betreffenden Variablen hier falsch geschätzt und die Regressionsbeziehung verfälscht. Dieser Effekt kann in der Folge zu fehlerhaften Ergebnissen der Interpolation führen.

II.6.3 Resumée

Zusammenfassen lässt sich sagen, dass die in die Fläche interpolierten Daten auch auf Monatsbasis noch mit einem nicht unerheblichen Unsicherheitsbereich versehen sind (siehe Kapitel II.1), der beim Vergleich mit den Ergebnissen regionaler Klimasimulationen zu berücksichtigen ist. Durch entsprechende Regressionsansätze und eine möglichst maximale Zahl von Stationswerten, die für jeden Einzelmonat neu ermittelt wird, lässt sich dieser Unsicherheitsbereich zwar minimieren aber nicht gänzlich reduzieren. Der Vergleich mit den Simulationsergebnissen wird daher nach Möglichkeit immer mit mehreren flächendeckenden Datensätzen eines Parameters durchgeführt, die mit verschiedenen Interpolationsverfahren erstellt wurden.

II.7 Ableitung von Strahlungsbilanzen aus Fernerkundungsdaten

Ziel dieses Projektbeitrags war die Erzeugung eines Datensatzes, der langjährige, räumlich hoch aufgelöste, flächendeckende Informationen über den Strahlungshaushalt Mitteleuropas zur Evaluierung regionaler Klimasimulationen bereitstellt. Dafür wurden die Satellitendaten des *International Satellite Cloud Climatology Project* (ISCCP) in ein Strahlungstransfermodell eingebunden und hierüber die kurzwellige und langwellige Strahlungsflussdichte am Erdboden (surface, SF) und am Oberrand der Atmosphäre (top of atmosphere, TOA) berechnet.

II.7.1 Datengrundlage und Aufbereitungsmethode

Die Ermittlung der kurzwelligen und langwelligen Strahlungsflussdichten am Erdboden (SF) sowie am Oberrand der Atmosphäre (TOA) basiert auf den D-Datensätzen des ISCCP. Gegenwärtig existieren drei Datensätze (Dx/D1/D2), die aus den zusammengefassten Satellitendaten aller geostationären (z.B. Meteosat) und polarumlaufenden (z.B. NOAA) Wettersatelliten bestehen und die aufeinander aufgebaut sind [Rossow et al. 1996, Rossow und Schiffer 1999]. Die Datensätze liegen in unterschiedlicher räumlicher und zeitlicher Auflösung aktuell für den Zeitraum von September 1983 bis Dezember 2004 vor. Der Dx-Datensatz besitzt eine räumliche Auflösung von ca. 30 x 30 km² und eine zeitliche Auflösung von 3 Stunden. Dabei ist jeweils ein zufällig ausgewähltes Satellitenpixel (ca. 4 – 7 km) charakteristisch für die gesamte Gitterzelle. Wesentlich geringer aufgelöst sind dagegen die D1- und D2-Datensätze (2,5° x 2,5° bzw. ca. 280 x 280 km²), wobei der D2-Datensatz das Monatsmittel des 3-stündlich aufgelösten D1-Datensatzes ist. Alle Datensätze enthalten Informationen über die Wolken und deren zugehörige Parameter Druck und Temperatur am Oberrand der Wolke, optische Dicke und Phase sowie Informationen über die Erdoberfläche (Temperatur, Reflexionsgrad, Landnutzung, Geländehöhe, Schneebedeckung) und die Atmosphäre.

Für die Erarbeitung, Verifizierung und Optimierung der im folgenden Abschnitt vorgestellten Methode kamen die D-Datensätze über den Zeitraum von 1984 – 2000 (17 Jahre) innerhalb der geographischen Grenzen 40°W – 60°O und 25°N – 65°N zur Anwendung. Da der bei den Evaluierungsläufen in QUIRCS betrachtete Zeitraum die Zeitspanne von 1979 – 1993 (15 Jahre) umfasst, kann mit den ISCCP-Daten hier nur der Zeitraum von 1984 – 1993 (10 Jahre) abgedeckt werden. Für die Erstellung eines Evaluierungsdatensatzes über diesen Zeitrahmen lag die Priorität auf den hoch aufgelösten Dx-Daten. Die geringer aufgelösten D1- und D2-Daten wurden nur zu Testzwecken und zum Vergleich mit in die Analysen einbezogen.

Im Vorfeld der Strahlungstransferberechnungen werden die Datensätze auf Fehlwerte, Plausibilität und räumliche Strukturen überprüft. Die Zeitreihen der Parameter Wolkenbedeckung und Oberflächentemperatur weisen global betrachtet für den D1/D2 Datensatz nur wenige Fehlwerte auf (< 0,2 %) und zeigen reelle räumliche sowie zeitliche Strukturen. Dagegen ist die Fehlwertanzahl von Parametern, die methodenbedingt nur tagsüber bestimmt werden können wie die optische Dicke, der Wolkentypen und das Reflexionsvermögen, deutlich größer (ca. 5 %) und weist auf Probleme und Unsicherheiten in den verwendeten Datensätzen hin. Besonders beim Reflexionsvermögen zeigen sich unrealistische Sprünge in den Zeitreihen der einzelnen Gitterzellen, die weder auf den Jahresgang noch auf Landnutzungsänderungen zurückzuführen sind. Ähnliche Betrachtungen konnten für den Dx-Datensatz gemacht werden. In diesem basieren die Wolkeninformationen primär auf der Wolkenmaske (Pixel mit oder ohne Wolke) und zugehörigen charakteristischen Parametern. Der entscheidende Parameter zur exakten Klassifizierung des Wolkentyps, die optische Dicke, weist eine beträchtliche Fehlwertanzahl auf (38 %), die einerseits auf Ausfällen der Messtechnik beruht und andererseits systematisch (Nachtwerte) bedingt ist. Daher wurde für diesen

Parameter ein räumliches Gitter auf Basis des Dx-Gitters erstellt, in dem langjährige Mittelwerte der optischen Dicke für jedes Einzelpixel enthalten sind. Im Falle eines Fehlwertes wurde dieser durch den langjährigen Mittelwert des betreffenden Pixels ersetzt. Auch der Reflexionsgrad, der ebenfalls nur tagsüber bestimmt werden kann, weist eine ähnliche Anzahl an Fehlwerten auf und wurde vorerst nicht in die Berechnungen einbezogen. Grundsätzlich ist herauszustellen, dass die Datengüte an den Rändern der Satellitenbildausschnitte abnimmt, d.h. die Fehlwertanzahl steigt in diesen Bereichen erheblich.

Die Simulation des Strahlungstransfers durch die Atmosphäre basiert auf dem Strahlungstransfermodell STREAMER [Version 3.0 beta 7; Key, 2001]. STREAMER ist ein eindimensionales Modell, das die komplexen Prozesse des Strahlungstransfers erfasst. Mit diesem Modell wurden in ersten Berechnungen unter Verwendung des ISCCP-D2 Datensatzes die Strahlungsflussdichten am Erdboden und am Oberrand der Atmosphäre für jeden Zeitpunkt und jede Gitterzelle einzeln berechnet. Aufgrund des enormen Rechenzeitaufwandes für die Einzelfallrechnungen ließ sich dieses Verfahren jedoch nicht auf die wesentlich höher aufgelösten Dx-Daten anwenden. Als alternatives Verfahren wurden daher zunächst look-up Tabellen erstellt. Zu diesem Zweck wurden, aufbauend auf vorangegangenen Sensitivitätsanalysen, die relevanten Stützstellen der einzelnen Eingangsparameter festgelegt und anschließend nur für eine Auswahl sinnvoller Kombinationen dieser Eingangsparameter die Strahlungsflussdichten mit STREAMER direkt berechnet. Die Festlegungen basieren auf der Reduzierung der nach dem Schema von Rossow et al. [1996] definierten 15 Wolkentypen auf fünf Wolkenklassen (tiefe Wasserwolken, mittelhohe Wasser- und Eiswolken, hohe Eiswolken und konvektive Wolken mit großer Vertikalerstreckung). Weitere Annahmen wurden hinsichtlich der Mikrophysik der Wolken (effektiver Radius, Flüssig- und Eiswassergehalt) nach PRFI [2000], des Emissionsvermögens der Erdoberfläche, der Atmosphärenprofile (Standardatmosphäre Sommer/Winter) und des Aerosolmodells gemacht. Als zusätzlicher Parameter wurde die relative Feuchte in die look-up Tabelle integriert. Zudem konnte das Reflexionsvermögen der Erdoberfläche durch die aus den vorangegangenen Analysen der D1/D2 Daten abgeleiteten Werte ersetzt werden. Dabei wurde für die verschiedenen Vegetationstypen Mitteleuropas je ein Reflexionsgrad festgelegt. Mittels mehrdimensionaler Interpolation innerhalb der look-up Tabellen konnten nun für sämtliche atmosphärische Zustände die kurzwelligen und langwelligen Strahlungsflussdichten näherungsweise bestimmt werden. Des Weiteren wurden die so ermittelten Werte noch auf Grundlage eines digitalen Höhenmodells korrigiert.

II.7.2 Auswertung

1) Vergleich mit anderen satellitendatengestützten Produkten

Die gesamte einfallende kurzwellige Strahlungsflussdichte (Globalstrahlung) am Erdboden über den Zeitraum von 1984 – 1993 ist in Abbildung II.7-1 dargestellt. Sie zeigt erwartungsgemäß ein starkes Nord-Süd-Gefälle mit Werten von 75 Wm^{-2} im Norden bis 300 Wm^{-2} im Süden des Untersuchungsgebietes. Um die mit der hier entwickelten Methode berechneten Strahlungsflussdichten verifizieren zu können, wurden die fertigen Satellitendatenprodukte des *Surface Radiation Budget* [SRB, Stackhouse et al., 2000] sowie der vom ISCCP erstellte FD-Datensatz für einen Vergleich herangezogen. Beide Datensätze enthalten die kurzwelligen und langwelligen monatlichen Strahlungsflussdichten am Erdboden und am Oberrand der Atmosphäre, jedoch in unterschiedlicher räumlicher Auflösung. Während die SRB-Daten in einer $1^\circ \times 1^\circ$ -Auflösung existieren und hinsichtlich der Wolkeninformationen auf dem ISCCP Dx-Datensatz beruhen, basieren die ISCCP FD-Daten mit einer Auflösung von $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ ($\approx 280 \times 280 \text{ km}^2$) auf den Wolkeninformationen des ISCCP D1-Datensatzes.

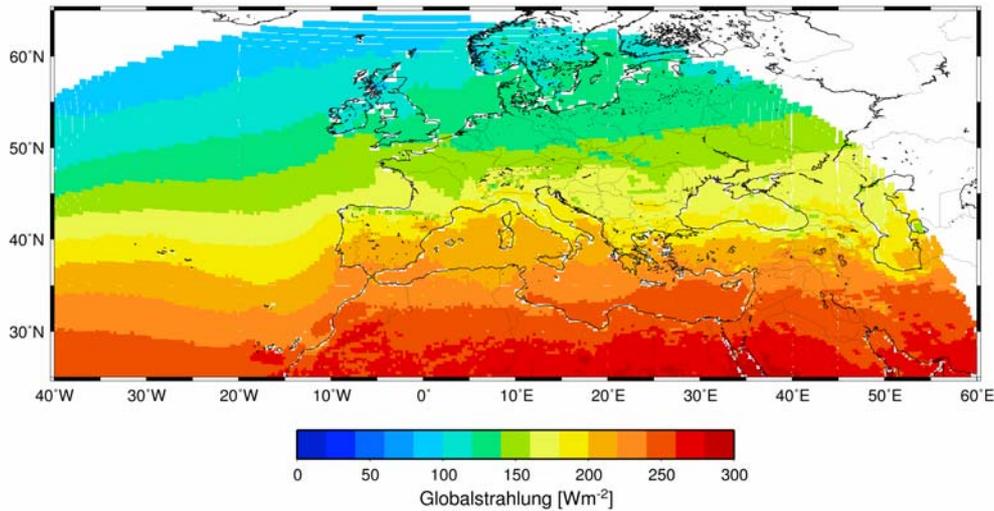


Abbildung II.7-1: Globalstrahlung am Erdboden im Jahresmittel berechnet aus den ISCCP Dx-Daten für den Zeitraum von 1984 – 1993

Infolgedessen werden für die Gegenüberstellung die drei Datensätze in ihrer räumlichen Auflösung einander angepasst und auf ein einheitliches Gitter projiziert, dessen räumliche Auflösung nun der Auflösung des ISCCP FD-Datensatzes mit 280 x 280 km² entspricht.

Wie aus Abbildung II.7-2 ersichtlich wird, liegt die mit unserer Methode berechnete Globalstrahlung am Erdboden großflächig bis zu 25 Wm⁻² und regional bis zu 50 Wm⁻² über den Werten der beiden anderen Datensätze. Die größten Differenzen für den SRB-Datensatz treten hauptsächlich über den Landoberflächen auf, während sie für den ISCCP FD-Datensatz über den Land- und Wasserflächen gleichermaßen hoch sind. Eine Ausnahme bildet hier die Mittelmeerregion, über der die maximalen Differenzen zu verzeichnen sind. Der Vergleich zeigt auch, dass die Abweichungen zwischen den beiden externen Datensätzen (SRB und FD) ebenfalls beträchtlich sind und in vergleichbarer Größenordnung liegen.

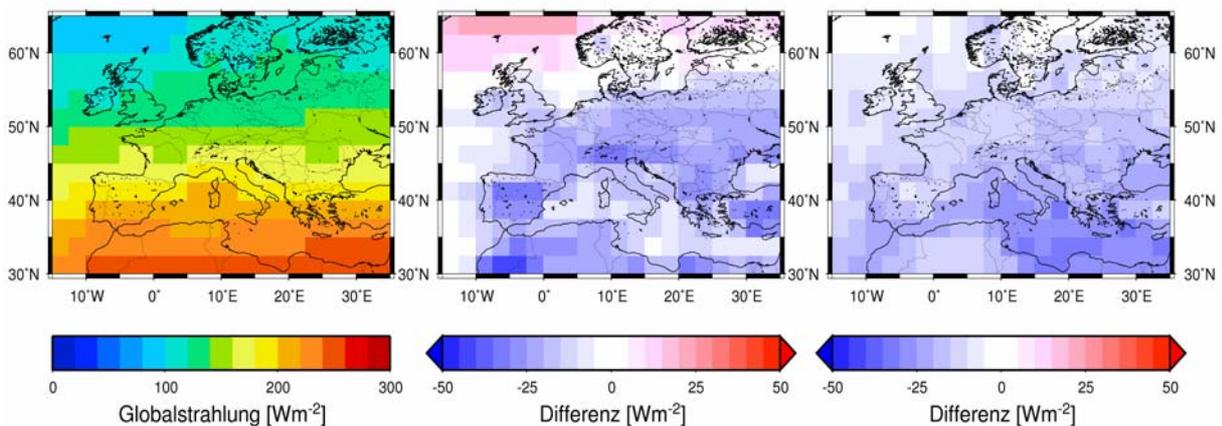


Abbildung II.7-2: Vergleich der Jahresmittel der Globalstrahlung am Boden über den Zeitraum 1984 – 1993; ausgehend vom Referenzdatensatz ISCCP Dx (linkes Bild) und den dazugehörigen Differenzen zum SRB-Datensatz (mittleres Bild: SRB - Dx) sowie zum ISCCP FD-Datensatz (rechtes Bild: FD - Dx)

Tabelle 8 gibt eine Übersicht über die Mittelwerte aller berechneten Strahlungsflussdichten aus den ISCCP Dx-Daten und die entsprechenden mittleren Differenzen der SRB- und ISCCP FD-Daten zu den Dx-Daten für das gesamte Untersuchungsgebiet. Es zeigt sich, dass für die meisten Strahlungskomponenten bis auf die kurzwelligen am Erdboden die Abweichungen zu den ISCCP FD-Daten geringer ausfallen als zu den SRB-Daten. So bewirkt die Reduzierung der räumlichen Auflösung erwartungsgemäß nicht nur eine Verringerung der mittleren Differenzen sondern auch der auftretenden Spannbreiten der einzelnen Gitterpunktdifferenzen.

Tabelle 8: Übersicht über die berechneten Jahresmittel der kurzwelligen und langwelligen Strahlungsflussdichten aus den ISCCP Dx-Daten und die Abweichungen der Satellitendaten des SRB und des ISCCP FD-Datensatzes von den Dx-Daten über den Zeitraum von 1984 – 1993. Angegeben sind sowohl die Abweichungen der Flächenmittel als auch die Spannweiten zwischen der kleinsten (negativsten) und der größten (positivsten) Abweichung über das gesamte Auswertgebiet (LW=Langwellig, SW=Kurzwellig, NET=Netto Bilanz, SFC=Erdoberfläche, TOA=Oberrand der Atmosphäre, DOWN=einfallend, UP=hinausgehend).

	Mittelwert [Wm ⁻²]	Mittlere Differenz (Min - Max) [Wm ⁻²]	
	ISCCP Dx	SRB	ISCCP-FD
	30x30 km ²	1°x1°	2,5°x2,5°
LW_SFC_DOWN	307,4	-56,7 (-113,8 – 37,5)	5,5 (-41,9–73,9)
LW_SFC_UP	387,6	3,6 (-53,8 – 48,9)	3,45 (-19,2 – 36,4)
LW_TOA_UP	240,0	42,45 (2,12 – 69,0)	-1,5 (-8,2 – 6,7)
NET_SFC	77,0	-60,0 (-116,0 – 44,9)	-4,18 (-65,3 – 79,1)
NET_TOA	-28,0	-34,23 (-95,3 – 22,5)	6,3 (-44,3 – 33,7)
SW_SFC_DIFFUS	89,5	9,0 (-9,7 – 51,2)	
SW_SFC_DIRECT	100,1		
SW_SFC_DOWN	189,6	-9,1 (-56,8 – 50,8)	-15,4 (-35,5 – 0,0)
SW_SFC_UP	32,4	-8,0 (-68,5 – 53,0)	-9,2 (-50,9 – 47,1)
SW_TOA_DOWN	315,3	9,1 (-1,11 – 60,9)	
SW_TOA_UP	103,3	-4,0 (-44,3 – 42,3)	-2,9 (-34,5 – 39,8)

2) Vergleich mit Bodendaten

Im Weiteren wurden Vergleiche mit den monatlichen Bodenmessdaten des *Global Energy Balance Archive* [GEBA, Gilgen et al. 1997] und dem *Baseline Surface Radiation Network* [BSRN, Ohmura et al. 1998] durchgeführt. Die Analysen basieren auf unterschiedlichen Zeiträumen, da die monatlichen GEBA Daten aktuell von Januar 1983 bis Dezember 1990 und die BSRN Daten für die untersuchte Station Lindenberg von Oktober 1994 bis Mai 2003 verfügbar sind. Jedoch wurden nur die kompletten Jahre innerhalb des Untersuchungszeitraumes bearbeitet. Das bedeutet der GEBA Datensatz dient dem Vergleich von 1984 – 1990 und der BSRN Datensatz von 1995 – 2000. Die Ergebnisse sind den Abbildung II.7-3 und Abbildung II.7-4 zu entnehmen.

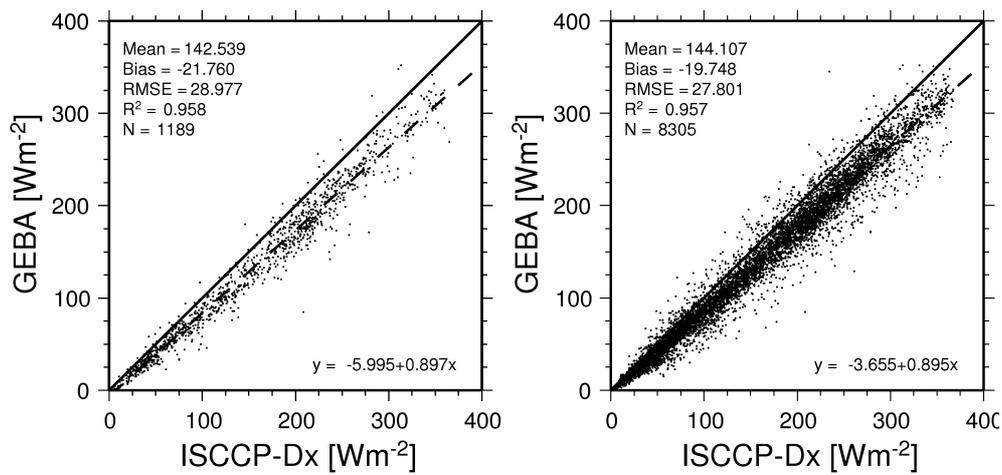


Abbildung II.7-3: Monatsmittel der Globalstrahlung aller verfügbaren GEBA Stationen Mitteleuropas (100 Stationen) über den Zeitraum von 1984 – 1990 im Vergleich mit den ISCCP Dx-Daten; links ist exemplarisch das Jahr 1984 und rechts der gesamte Zeitraum dargestellt

Darin wird sichtbar, dass die Globalstrahlung der ISCCP Dx-Einzelpixel im Mittel um 10 % höher ist, als die Werte der Bodenmessdaten innerhalb der entsprechenden Pixel. Damit wird zwar auch hier eine höhere Globalstrahlung verzeichnet, jedoch fallen die Differenzen deutlich geringer aus als in der Gegenüberstellung mit den satellitendatengestützten Produkten.

Auch hinsichtlich der BSRN Daten (Abbildung II.7-4) zeigt die aus den ISCCP Dx-Daten abgeleitete Globalstrahlung zumindest für den Standort Lindenberg systematisch bis zu 30 W/m² höhere Werte. Eine bessere Anpassung der beiden Datensätze wird dadurch erreicht, dass die minutliche Auflösung der BSRN Daten eine exakte Synchronisierung mit den 3h-Terminwerten der ISCCP Dx-Daten erlaubt. So kann die Differenz zwischen den Bodenmessdaten und dem relevanten Pixel des ISCCP Dx-Datensatzes mit durchschnittlich ca. 9 % (~ 10 Wm⁻²) angegeben werden.

Die beobachteten Abweichungen können zum einen durch die unterschiedlichen Auflösungen (Wert einer Punktmessung verglichen mit dem einer 30x30 km² Fläche) begründet werden, zum anderen auch durch Ungenauigkeiten, die aus der Erzeugung und Verwendung der look-up Tabellen stammen. Philipona [2002] geht in seinen Untersuchungen sogar von einer systematischen Unterschätzung der gemessenen Globalstrahlung (und der diffusen solaren Strahlung) an den Pyranometern der Bodenmessstationen aus, woraus sich, nach einer entsprechenden Korrektur, eine Annäherung zwischen den Bodenmessungen und den mit unserer Methode berechneten Werten ergeben würde.

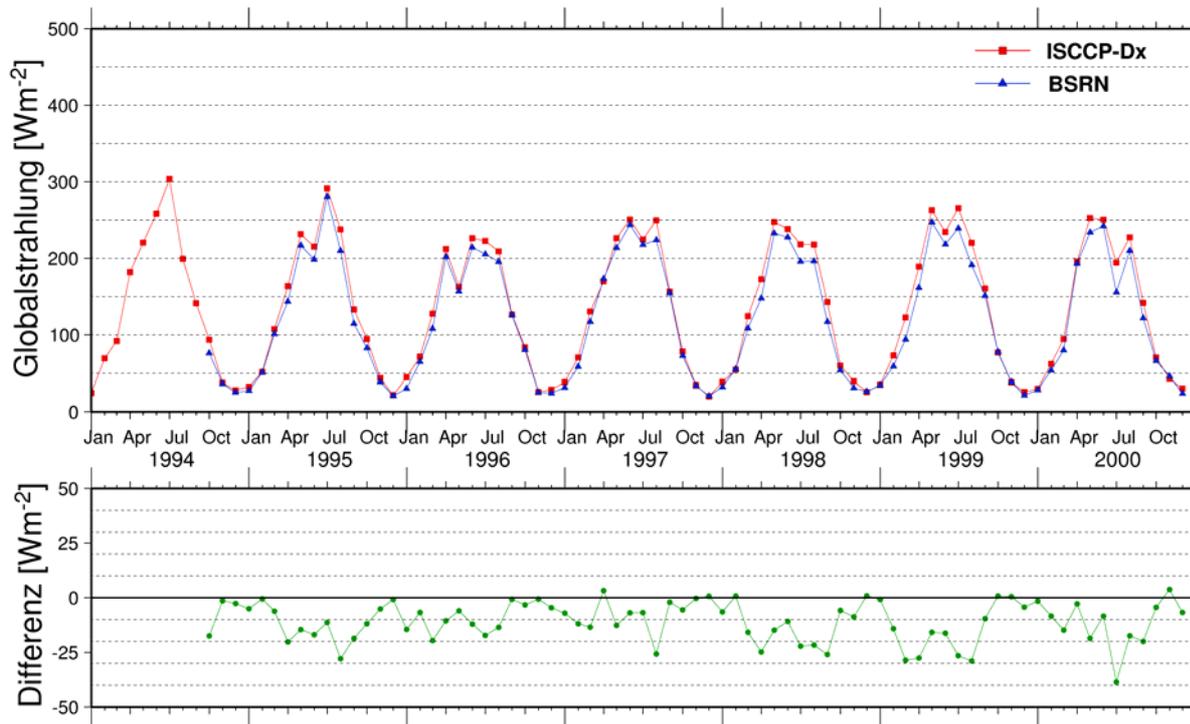


Abbildung II.7-4: Monatsmittel der 3h-Terminwerte der Globalstrahlung für den BSRN Datensatz der Station Lindenberg (Deutschland) im Vergleich mit den ISCCP Dx-Daten (oben) und die zugehörigen Differenzen (unten)

3) Vergleich mit Modelldaten

Ein weiterer Vergleich basiert auf den Ergebnissen der regionalen Klimamodelle aus den Evaluierungssimulationen. Da sich die räumlichen Auflösungen der Modelle von denen der Satellitendaten unterscheiden, wurden für den Vergleich mit den aufbereiteten Dx-Daten die jeweils zugehörigen Gitternetze aufeinander abgebildet. In Abbildung II.7-5 sind die mit den regionalen Modellen berechneten kurzwelligen und langwelligen Strahlungsbilanzkomponenten am Erdboden für das Gebiet Deutschland über den Zeitraum von 1984 – 1993 und die Ergebnisse aus der Analyse der Dx-Daten dargestellt. Der Vergleich basiert dabei auf den mittleren monatlichen Strahlungsflussdichten und zeigt anschaulich den Jahresverlauf der einzelnen Strahlungsbilanzkomponenten. Dabei werden Unterschiede zwischen den Simulationsergebnissen und den Satellitendaten insbesondere bei der hinausgehenden kurzwelligen als auch bei der einfallenden langwelligen Strahlungsflussdichte deutlich. Die maximalen Abweichungen der Monatsmittelwerte liegen hier im Bereich von 20 bis 30 W/m². Grund dafür sind die bereits erwähnten Unsicherheiten hinsichtlich der Annahmen zum Reflexionsvermögen der Erdoberfläche und der Standardatmosphären in den look-up Tabellen. Erwähnt sei aber auch, dass bei der einfallenden kurzwelligen Strahlung die Dx-Daten (TUDX03) sehr gut mit den Ergebnisse der beiden REMO Simulationen (BTU010, MPI001) übereinstimmen und hier die MM5 Simulation (IFUEW1) um bis zu 50 W/m² von den übrigen Datensätzen abweicht. Die hinausgehenden lang- und kurzwelligen Komponenten standen aus der MM5 Simulation für eine entsprechende Auswertung ebenso nicht zur Verfügung wie alle Einzelkomponenten der Strahlungsflüsse aus der CLM Simulation, da beide Modelle standardmäßig nur die netto Bilanzen ausgeben.

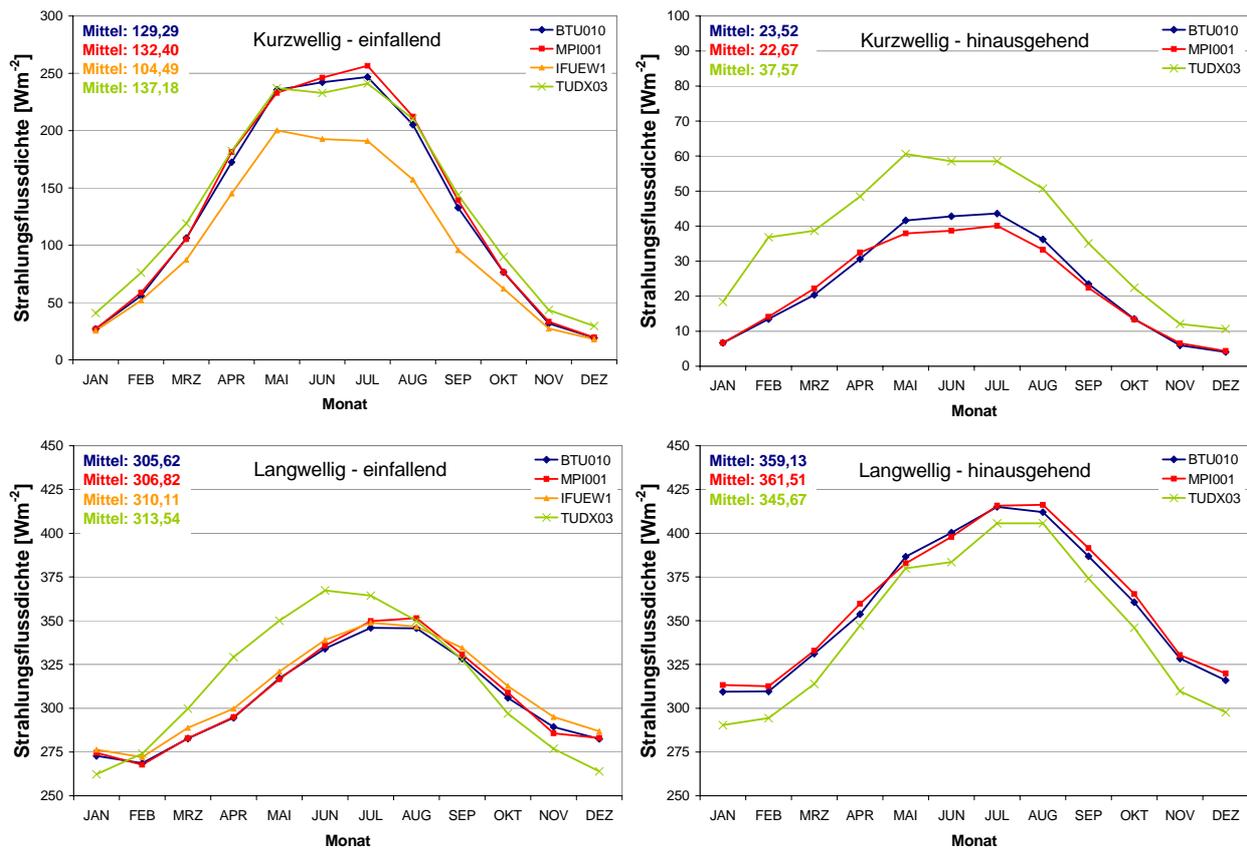


Abbildung II.7-5: Vergleich der mittleren kurzwelligen und langwelligen Strahlungsflussdichten am Erdboden berechnet aus den ISCCP Dx-Daten (TUDX03) und den Modellergebnissen der Evaluierungssimulationen für das Untersuchungsgebiet Deutschland über den Zeitraum von 1984 – 1993

In der Gegenüberstellung der Strahlungsflüsse und -bilanzen am Erdboden in Tabelle 9 werden die Unterschiede zwischen den Modellergebnissen und den Dx-Ergebnissen für die Region Lindenberg – ein rund 130x130 km² großes Teilgebiet um den Standort Lindenberg herum - aufgezeigt. Die bereits erwähnten Unsicherheiten für bestimmte Einzelkomponenten mit Blick auf Abbildung II.7-5 wirken sich dementsprechend auch auf die Bilanzen und deren Differenzen aus. Folglich sind die aus den Dx-Daten berechneten Nettostrahlungsflussdichten (Gesamtbilanz) generell um ca. 20 Wm⁻² höher als die Simulationsergebnisse der regionalen Klimamodelle. Dagegen fällt die kurzwellige Bilanz, mit Ausnahme der Bilanz aus der CLM Simulation, geringer aus, und dass obwohl bei der Globalstrahlung die hier entwickelte Berechnungsmethode offenkundig höhere Ergebnisse produziert. Im Gegensatz dazu wird im Vergleich der langwelligen Bilanzen deutlich, dass mit unserer Methode bis zu 25 Wm⁻² höhere Werte erreicht werden, was vor allem auf die hohen Werte für die atmosphärische Gegenstrahlung (einfallende langwellige Strahlungsflussdichte) zurückzuführen ist.

Die ECMWF Reanalysen (ERA001) zeigen von der Größenordnung her ähnliche Abweichungen von den Dx-Daten wie die regionalen Modellergebnisse. Als zusätzlicher Vergleich enthält Tabelle 9 noch die Globalstrahlung der Bodenmessstation Lindenberg über den Zeitraum 1984 – 1993. Allerdings sind diese Daten in ihrer Qualität nur als unzureichend einzustufen, da die Station für diesen Zeitraum nicht vollkommen abschattungsfrei installiert war und somit von einer erheblichen systematischen Unterschätzung der Globalstrahlung ausgegangen werden kann.

Tabelle 9: Übersicht über die berechneten Strahlungsbilanzen (LW=Langwellig, SW=Kurzwellig und netto Gesamtbilanz) und die Globalstrahlung (SW_SFC_DOWN) aus den ISCCP Dx-Daten im Vergleich mit den Ergebnissen der Evaluierungssimulationen (BTU010, MPI001, IFUEW1, CLM003), den ERA15 Reanalysen (ERA002) und den Bodenmessungen der Station Lindenberg (LIN) für die Region Lindenberg und den Zeitraum 1984 – 1993

	Mittelwert [Wm⁻²]			
	SW_SFC_DOWN	BILANZ - SW	BILANZ - LW	GESAMTBILANZ (NETTO)
TUDX03	134,8	99,7	-27,0	73,0
	Mittlere Differenz (Min - Max) [Wm⁻²]			
BTU010 – TUDX03	-8,2 (-32,1 – 5,9)	3,2 (-15,4 – 57,0)	-26,0 (-77,6 – 15,2)	-21,78 (-70,2 – 26,5)
MPI001 – TUDX03	-4,8 (-52,6 – 72,6)	7,4 (-33,7 – 76,0)	-27,5 (-79,2 – 22,1)	-19,4 (-68,1 – 40,4)
IFUEW1 – TUDX03	-35,4 (-84,8 – -5,6)			
CLM003 – TUDX03		-8,9 (-40,0 – 18,7)	-19,6 (-67,8 – 31,2)	-27,7 (-76,5 – 4,5)
ERA002 – TUDX03		3,1 (-11,3 – 30,6)	-24,5 (-68,8 – 26,7)	-20,6 (-67,8 – 17,8)
LIN – TUDX03	-94,7 (-207,4 – -13,6)			

II.7.3 Resümée und Ausblick

Die mit der hier beschriebenen Methode berechneten Strahlungsflussdichten aus den ISCCP Datensätzen weisen im Vergleich zu anderen satellitendatengestützten Produkten große Differenzen auf. Grund dafür sind zum einen die unterschiedlich verwendeten Methoden und dabei insbesondere die getroffenen Annahmen und Festlegungen für die look-up Tabellen, die die direkte Berechnung der Strahlungsübertragung für jeden Termin und jede Gittersäulen ersetzen, und zum anderen die teilweise erheblichen Datenlücken und systematischen Fehlwerte der ISCCP Dx-Datensätze.

Für unsere Methode und speziell die look-up Tabellen sind daher Verbesserungen und Ergänzungen geplant, die die variable Einbindung des Reflexionsvermögens der Erdoberfläche für unterschiedliche Landnutzungen in Anlehnung an den ISCCP Dx-Datensatz ermöglichen. Des Weiteren sollen zusätzliche Atmosphärenzustände in die Tabelle integriert werden, damit eine Ausdehnung der Grenzen des Untersuchungsgebietes gewährleistet werden kann. Als Drittes wird derzeit eine geeignete Lösung für die Behandlung von Fehlwerten in den originalen ISCCP Daten gesucht, um die damit verbundenen Ungenauigkeiten zu verringern.

Auf Grund der vielen Unsicherheiten in den berechneten Strahlungsflussdichten wurde vorerst davon abgesehen, die hiervon abhängigen Energieflüsse am Boden (sensibler und latenter Wärmestrom) abzuleiten.

Ebenso müssen derzeit die aus Satellitendaten bestimmten Strahlungsflüsse wegen der genannten unzureichenden Qualität als ungeeignet für die Evaluierung regionaler Klimamodelle angesehen werden. Für die Evaluierung der Klimamodelle spielen hier insbesondere die Bilanzen der Strahlungsflüsse eine wichtige Rolle. Diese werden jedoch in unseren Datensätzen durch besonders fehlerhafte Einzelkomponenten (z.B. die langwellige atmosphärische Gegenstrahlung) verfälscht.

Trotz der aufgezeigten Probleme hinsichtlich der Datenbasis und der verwendeten Aufbereitungsmethode bieten die erzielten Ergebnisse wegen ihrer räumlich hoch aufgelösten, flächendeckenden Informationen über einen relativ langen Untersuchungszeitraum eine gute Grundlage für zukünftige Untersuchungen und weitere Verbesserungen nachfolgender Datensätze.

II.8 Vergleich klimatologischer Vertikalprofile

II.8.1 Datenerfassung und Aufbereitung

Regionale Klimamodelle sollen in erster Linie räumlich hoch aufgelöste und qualitativ hochwertige Informationen über den Zustand klimatologischer Parameter in Bodennähe liefern. Daher bezieht sich die Evaluierungen solcher Modellsimulationen fast ausschließlich auf die Überprüfung meteorologischer Felder im und am Erdboden (2m-Temperatur, Niederschlag, Abfluss, etc. ...). Die ursächlichen Prozesse für das Zustandekommen dieser Felder laufen aber in weiten Bereichen der darüber liegenden Atmosphäre ab. Die Verlässlichkeit der simulierten Klimadaten ließe sich also stärken, wenn es gelänge sicher zu stellen, dass diese auch aus den richtigen Gründen zu Stande kommen ('right for the right reasons'). Dafür wäre zunächst eine Evaluierung der beteiligten Prozessabläufe erforderlich. Diese kann aber nur an Hand einer detaillierten Analyse von Einzelfällen erfolgen. Die zeitliche Auflösung von Monatsdaten lässt eine solche Untersuchung hier nicht zu. Evidenz für die richtige Erfassung der beteiligten Prozesse kann aber durch eine Überprüfung der klimatologischen Struktur der Atmosphäre abgeleitet werden. Dies geschieht hier durch einen Vergleich von Vertikalprofilen verschiedener meteorologischer Parameter.

Für die Evaluierung der Vertikalstruktur der modellierten Atmosphären werden Vertikalprofile aus Radiosondendaten mit entsprechend generierten Profilen aus den Ergebnissen der Evaluierungssimulationen verglichen. Dazu werden zunächst die verfügbaren Einzelaufstiege an sechs deutschen Radiosondenstationen (Schleswig, Essen, Lindenberg, Meinigen, Stuttgart, München; siehe Abbildung II.6-2) vertikal auf ein 100 Meter Raster interpoliert und zu Monatsmitteln zusammengefasst (siehe auch Kapitel II.6). Analog werden über virtuelle Radiosondenaufstiege Profile aus den dreidimensionalen Gitterdaten der Modellergebnisse interpoliert. Dabei wird auch die horizontale Verlagerung des Interpolationspunktes (virtuelle Radiosonde) während des Aufstieges berücksichtigt, die durchaus mehrere Gitterboxen betragen kann. Dies geschieht durch Berechnung der Flugbahntrajektorie aus den vom Modell simulierten horizontalen Windgeschwindigkeiten und einer festen Aufstiegs- geschwindigkeit von 5 m/s.

Erzeugt werden auf diese Weise Profile für die Monatsmittel der Lufttemperatur, der spezifischen Feuchte, der Windstärke und des Luftdruckes und zwar sowohl für die Aufstiegstermine 00 Uhr und 12 Uhr als auch für das aus diesen beiden Terminen jeweils berechnete Tagesmittel. Zur Abschätzung der Schwankungsbreite dieser Profile werden zusätzlich in jedem Niveau die zeitliche Varianz und die maximalen und minimalen Werte für jeden Monat ermittelt und hieraus ebenso wie aus den Monatsmittelwerten der Tagesmittel für jeden Monat klimatologisch gemittelte Vertikalprofile über den gesamten 15-jährigen Simulationszeitraum erzeugt. Der folgende Abschnitt zeigt exemplarisch einige Ergebnisse des Vergleichs zwischen beobachteten und modellierten Vertikalprofilen für Lindenberg.

II.8.2 Vergleich von Radiosondendaten und Modellprofilen

Abbildung II.8-1 zeigt die Vertikalprofile der Monatsmitteltemperatur sowie der Monatsminimum- und Monatsmaximumtemperatur am Standort Lindenberg für den Januar. Dargestellt sind die Ergebnisse der interpolierten Radiosondenaufstiege und von zwei REMO Simulationen der BTU (REMO 5.0) und des MPI (REMO 5.1).

Sowohl der Verlauf der Mitteltemperatur als auch der der Monatsextreme stimmen sehr gut überein. Insbesondere erfassen die Modelle den Verlauf der Temperatur im Bereich der Tropopause erstaunlich gut, obwohl hier die vertikale Auflösung mit Werten über 1 km bereits sehr grob ist. Die Monatsmaxima und Minima werden in diesem Bereich von den Modellen etwas unterschätzt.

Auffällige Abweichungen treten ansonsten nur in Bodennähe auf. Die Inversionen, die die Modelle in diesem Bereich bei allen drei Parametern (Mittel, Minimum und Maximum) wiedergeben, finden sich in den Radiosondendaten nicht wieder. Dies liegt aber eher an der unzureichenden Auflösung und geringen Zuverlässigkeit dieser Messdaten in Bodennähe.

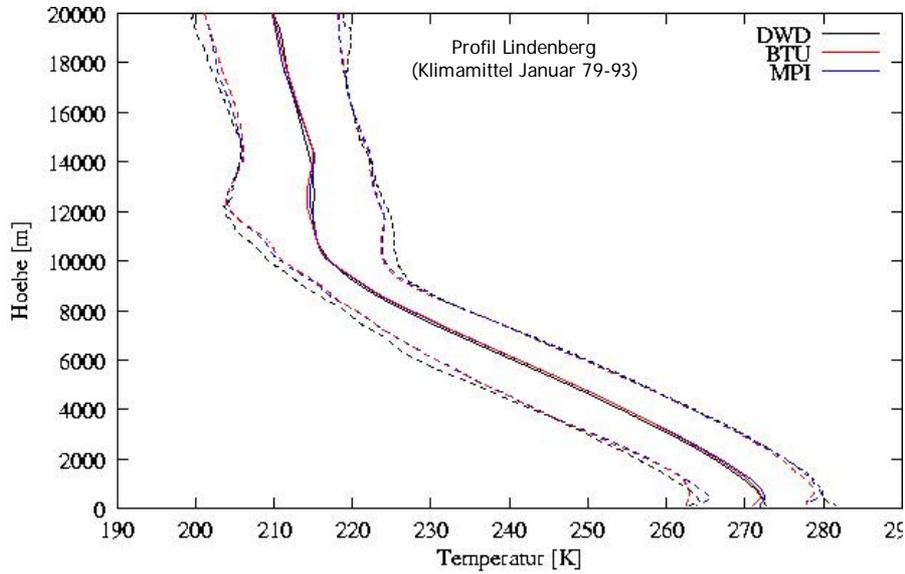


Abbildung II.8-1: Klimatologisch gemittelte Vertikalprofile der Temperatur in K für das Monatsmittel (durchgezogene Linien), das Monatsminimum (gestrichelte Linien links) und das Monatsmaximum (gestrichelte Linien rechts) im Januar aus DWD Radiosonden (schwarze Linien) und 2 Modellsimulationen mit REMO (rote und blaue Linien) am Standort Lindenberg für den Zeitraum 1979 – 1993

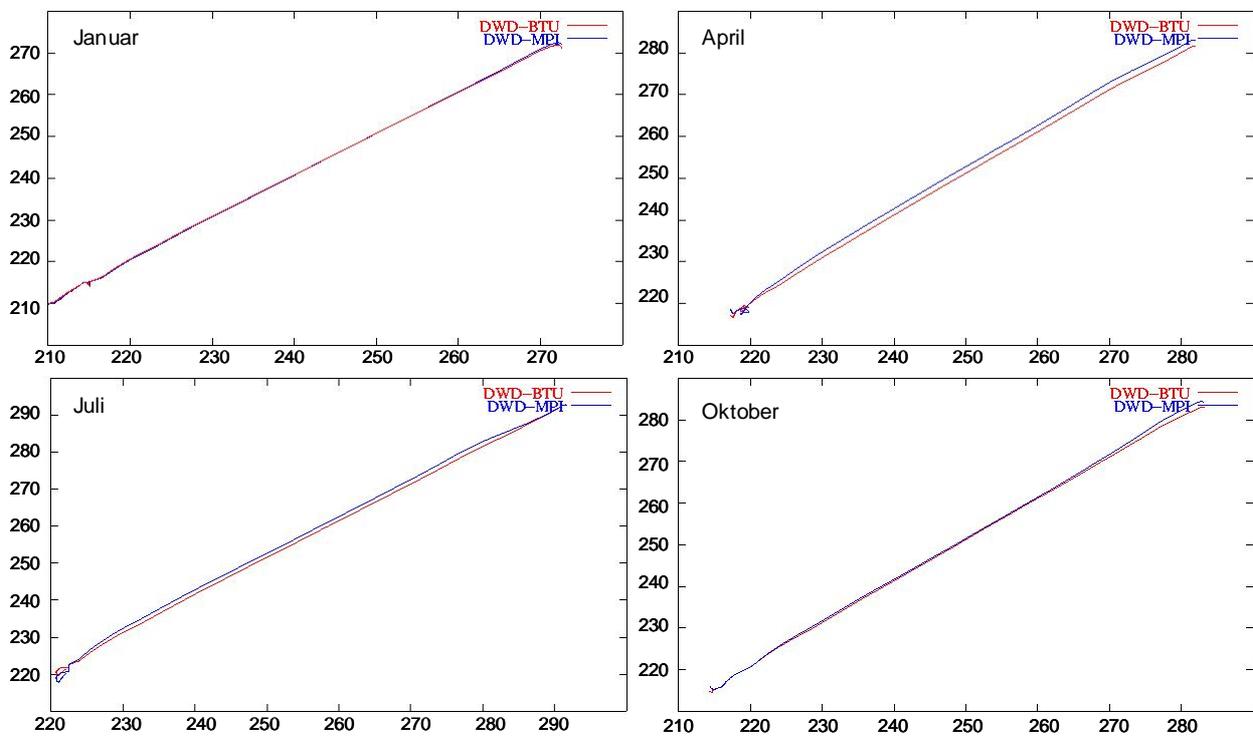


Abbildung II.8-2: Streudiagramme der Werte der mittleren Temperaturprofile in K am Standort Lindenberg für die Monate Januar, April, Juli und Oktober. Verglichen werden die Werte der Radiosonde (x-Achse) mit denen der beiden REMO Simulation (y-Achse) von BTU (rote Kurve) und MPI (blaue Kurve)

Einen Vergleich der mittleren Temperaturprofile für die Monate Januar, April, Juli und Oktober gibt Abbildung II.8-2 an Hand von Streudiagrammen wieder. Die Kurven verlaufen für beide Modelle nahezu linear mit einer Steigung von 1. Das belegt, dass die simulierten Klimawerte fast perfekt mit denen der Radiosondenaufstiege übereinstimmen. Leichte Störungen treten lediglich bei sehr niedrigen Temperaturen auf, die denen im Bereich des Tropopausenknicke entsprechen.

Den vertikalen Verlauf des Betrags der Windgeschwindigkeit (Windstärke) zeigt Abbildung II.8-3. Auch hier sind wieder die Klimamittel der mittleren, minimalen und maximalen Monatswerte dargestellt. Die stärksten Abweichungen treten im Bereich des Jet-Maximums zwischen 8 und 10 km Höhe auf. Die minimalen und mittleren Werte stimmen hier noch sehr gut überein. Leichte Abweichungen gibt es aber zwischen den vertikalen Lagen der Maxima der mittleren Profile. Bei den maximalen Windgeschwindigkeiten hingegen liegen die Modellergebnisse deutlich unter denen der Radiosondendaten. Die Abweichungen betragen hier mehrere m/s, im Juli sogar bis zu 10 m/s.

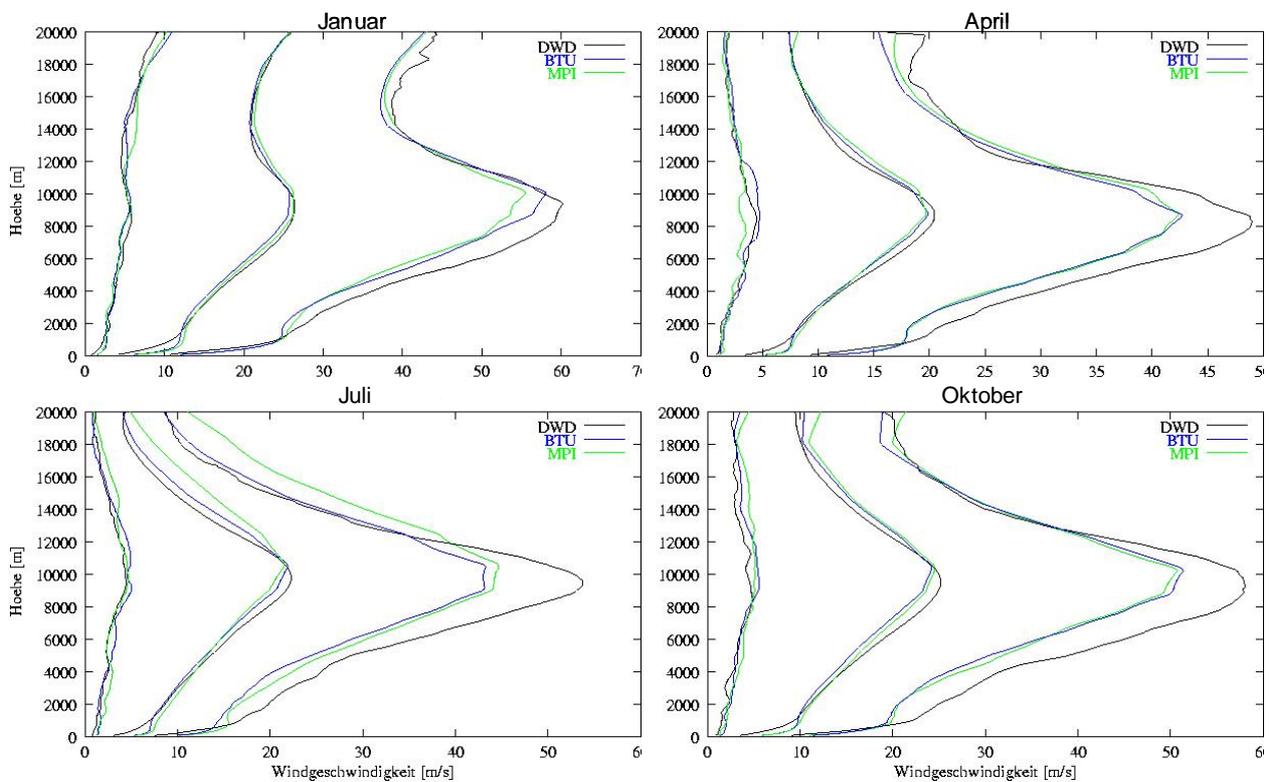


Abbildung II.8-3: Klimatologisch gemittelte Vertikalprofile der Windstärke in m/s für das Monatsmittel (mittlere Kurvenschar), das Monatsminimum (linke Kurvenschar) und das Monatsmaximum (rechte Kurvenschar) der Monate Januar, April, Juli und Oktober aus DWD Radiosonden (schwarze Linien) und 2 Modellsimulationen mit REMO (blaue und grüne Linien) am Standort Lindenberg für den Zeitraum 79-93

Die mittleren Profile verlaufen in allen Monaten nahezu synchron. In der Stratosphäre tendieren die Modelle zu etwas höheren, in der mittleren Troposphäre eher zu etwas niedrigeren Werten. Die Abweichungen sind aber nie größer als 3,5 m/s, wie Abbildung II.8-4 verdeutlicht. In allen Monaten schneiden sich die Kurven der Modelle und der Radiosonde in den Bereichen zwischen 10 und 12 km (Tropopause) und zwischen 2 und 4 km, was sich aus den gegen Null gehenden Differenzen in Abbildung II.8-4 ergibt. Dabei liegt der untere Nulldurchgang in der MPI Simulation (REMO 5.1) systematisch höher als in der BTU Simulation (REMO 5.0), was eine Folge der tendenziell höheren Windstärke der REMO 5.1 Version in den unteren Luftschichten ist. Eine mögliche Ursache hierfür könnte in der veränderten Behandlung der Oberflächeneigenschaften in der MPI Version liegen (siehe hierzu Kapitel II.10.1).

Die größten Abweichungen zwischen Modell- und Radiosondendaten (Abbildung II.8-4) treten jedoch in einem sehr flachen Bereich unmittelbar oberhalb der Erdoberfläche also innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht auf. Hier zeigen die Modellsimulationen eine deutlich andere Form des Windprofils (Abbildung II.8-3) mit einer stärkeren Krümmung zum Boden hin und einem flacheren nahezu konstanten Verlauf darüber. Ob diese Abweichungen ihre Ursache in einer unzureichenden Behandlung der Grenzschichtprozesse in den Modellen haben oder in einer eher fehlerhaften Bestimmung der Windgeschwindigkeit aus den Radiosondenaufstiegen in unmittelbarer Bodennähe begründet sind, lässt sich hier nicht entscheiden. Dazu wären alternative Referenzdatensätze z.B. von Fesselballonaufstiegen oder Sodarmessungen erforderlich, die aber für eine Analyse auf klimatologischen Zeitskalen nicht zur Verfügung standen.

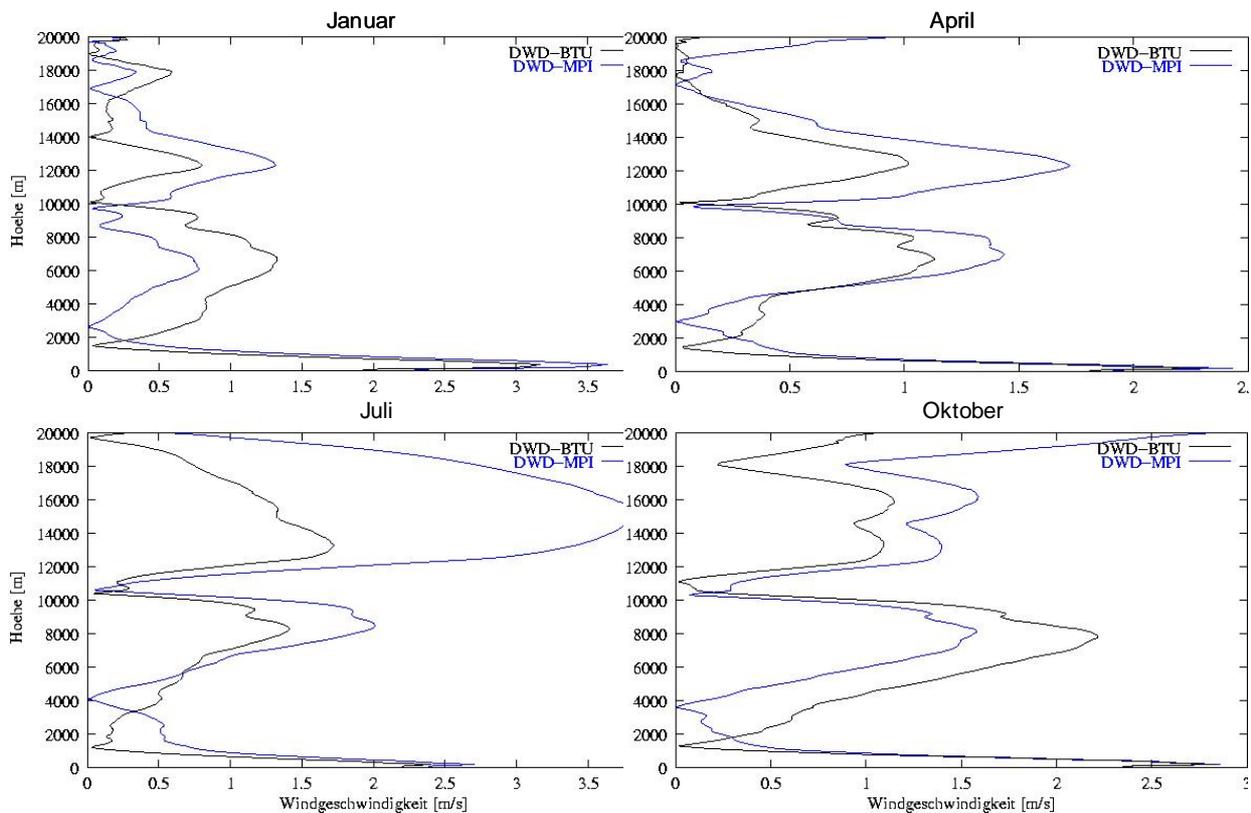


Abbildung II.8-4: Differenzen der klimatologisch Monatsmittel (79-93) der Windstärke (mittlere Kurvenschar in Abbildung II.8-3) in m/s zwischen den Radiosondendaten und den beiden REMO Simulationen (BTU schwarz, MPI blau) für die Monate Januar, April, Juli und Oktober

Der Verlauf der entsprechenden Wasserdampfprofile ist in Abbildung II.8-5 dargestellt. Auch hier stimmen die Formen der Profile recht gut überein. Allerdings liegen die spezifischen Feuchten bei den Modellsimulationen in der mittleren und oberen Atmosphäre unter denen der Radiosonde, insbesondere im Januar und bei den Monatsmaxima in allen Monaten. Die größten Differenzen treten jedoch wieder im Bereich der Grenzschicht auf. Während im Sommer (Juli) die MPI Simulation (REMO 5.1) einen deutlich höheren Feuchtegehalt produziert, liegen die Werte der BTU Simulation (REMO 5.0) leicht unterhalb der Beobachtungen.

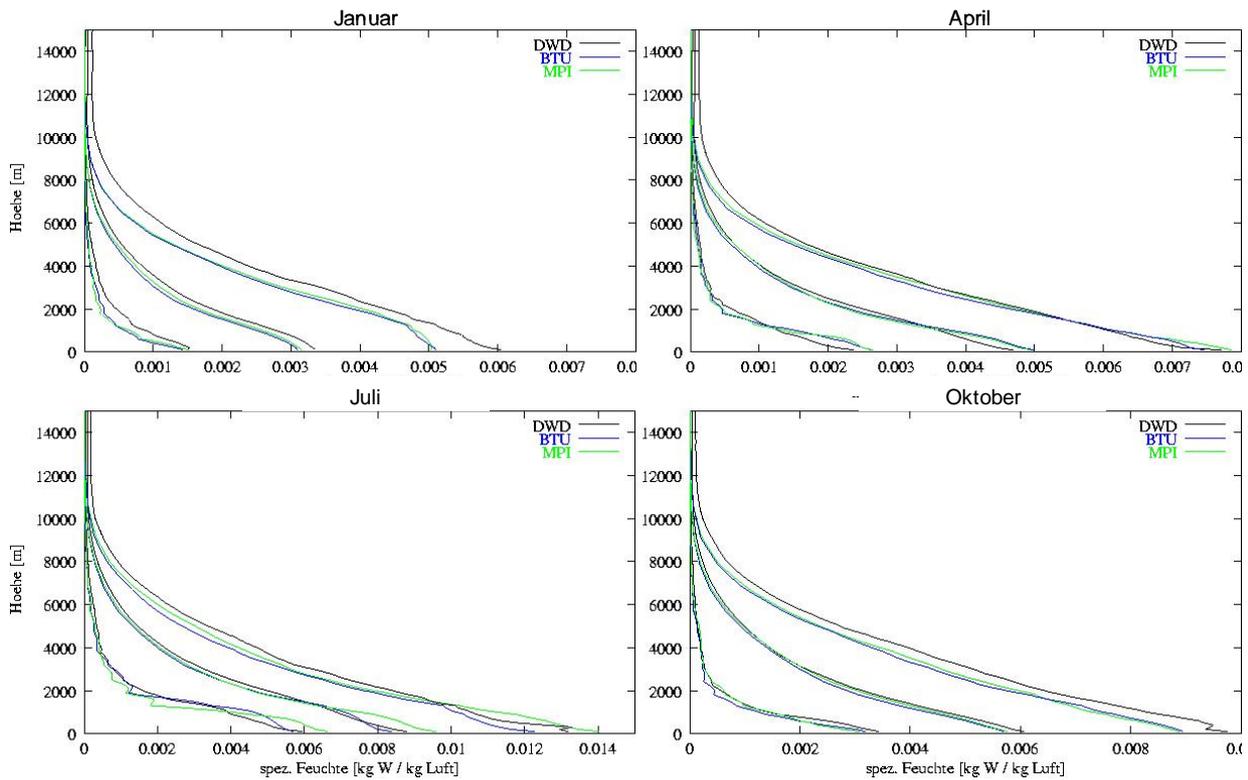


Abbildung II.8-5: Klimatologisch gemittelte Vertikalprofile der spezifischen Feuchte in kg/kg für das Monatsmittel (mittlere Kurvenschar), das Monatsminimum (linke Kurvenschar) und das Monatsmaximum (rechte Kurvenschar) der Monate Januar, April, Juli und Oktober aus DWD Radiosonden (schwarze Linien) und 2 Modellsimulationen mit REMO (blaue und grüne Linien) am Standort Lindenberg für den Zeitraum 79-93

Diese prinzipiellen Unterschiede verdeutlicht auch Abbildung II.8-6. Während die Kurven im Streudiagramm für Januar und Oktober noch annähernd parallel und mit Steigung 1 verlaufen, zeigt der April bei höheren Feuchtwerten, also in der unteren Atmosphäre, bereits einen deutlich modifizierten Verlauf. Die Welle spiegelt hier den Wechsel von einer leichten Unterschätzung der simulierten spezifischen Feuchte in der freien Atmosphäre zu einer stärkeren Überschätzung unterhalb von knapp 2000 m wieder (vgl. April in Abbildung II.8-5). Die Unterschiede im Juli mit höheren Feuchten in der REMO 5.1 Simulation und geringeren Werten in der REMO 5.0 Simulation treten in dieser Form über die gesamte Vegetationsperiode von Mai bis September auf. Die Ursache hierfür liegt in einer verstärkten Transpiration der Vegetation in der Version 5.1 (siehe hierzu auch Kapitel II.10.1). Diese führt offensichtlich zu einer Anreicherung des Wassergehaltes in der gesamten Grenzschicht, die sich am stärksten im Juli bemerkbar macht.

Bei der Bewertung der Unterschiede zwischen den Profilen der Modellsimulationen und der Radiosonde sollte allerdings nicht außer Acht gelassen werden, dass auch die Messungen und hier insbesondere die Bestimmung der spezifischen Feuchte mit Ungenauigkeiten behaftet sind, die den Vergleich signifikant beeinflussen können. Ihre Größenordnung lässt sich aber aus den vorliegenden Daten nicht ermitteln. Daher wären hier alternative Messdaten über die vertikale Struktur der Atmosphäre sehr hilfreich, die aber leider nicht zur Verfügung standen.

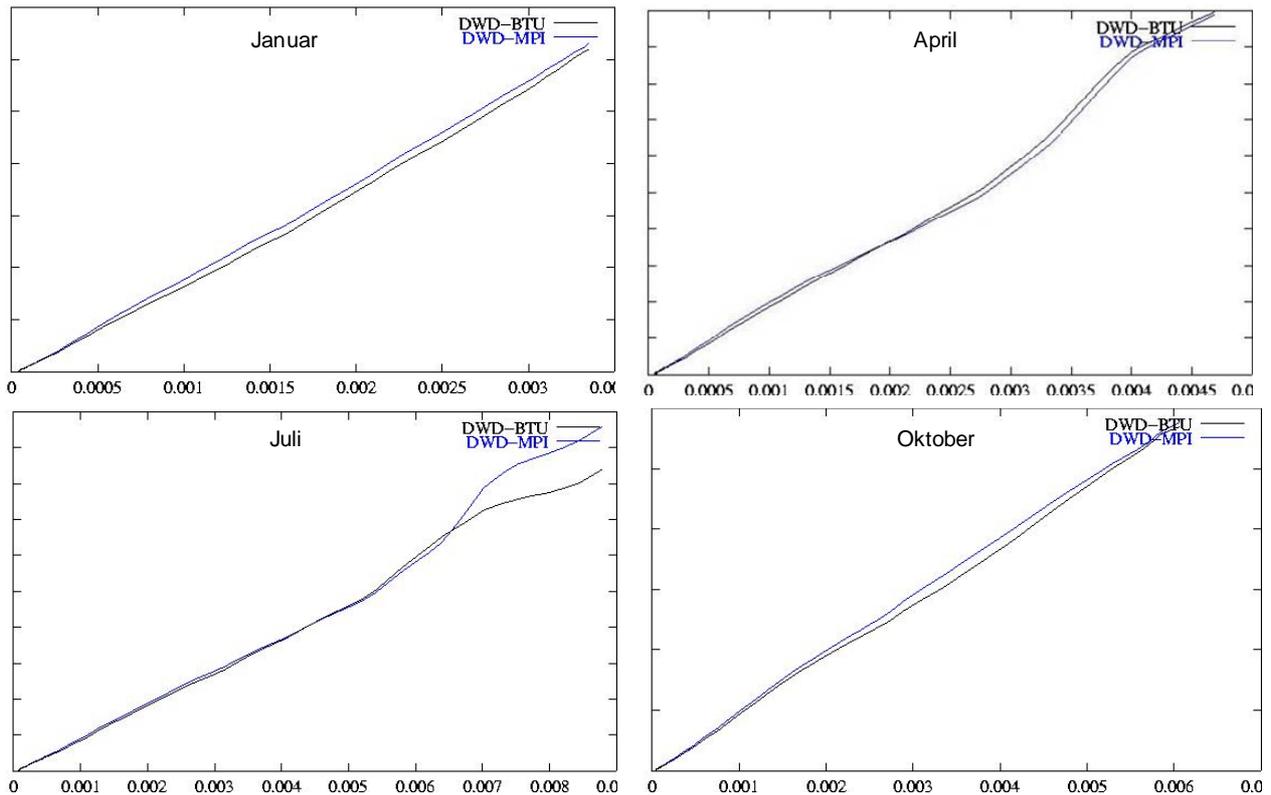


Abbildung II.8-6: Streudiagramme der Werte der mittleren Profile der spezifischen Feuchte in kg/kg am Standort Lindenberg für die Monate Januar, April, Juli und Oktober. Verglichen werden die Werte der Radiosonde (x-Achse) mit denen der REMO Simulationen (y-Achse; BTU schwarz und MPI blau). Die Werte der y-Achse sind jeweils analog zur x-Achse zu übertragen.

II.8.3 Resümée

Im Rahmen der Projektarbeiten konnte eine Methode entwickelt werden, mit der sich die vertikalen atmosphärischen Strukturen der Simulationsergebnisse mit Referenzdaten aus Radiosondenaufstiegen auf klimatologischen Zeitskalen vergleichen lassen. Dabei werden sowohl mittlere Profile als auch die klimatologische Variationsbreite dieser Profile auf Monatsbasis in die Analysen einbezogen.

Die Ergebnisse zeigen, dass die mittleren Profile für verschiedene meteorologische Größen sehr gut übereinstimmen. Dies gilt insbesondere für den Temperaturverlauf, der lediglich im Bereich der Bodeninversion größere Abweichungen aufweist. Bei den Extremwerten zeigen in erster Linie die monatlichen Spitzenwerte der Windgeschwindigkeiten im Bereich des Jets Abweichungen. In den Modellsimulationen fallen diese Werte deutlich geringer aus als in den Radiosondendaten, was sich aber auf die Monatsmittelwerte nicht wesentlich auswirkt. Insgesamt betrachtet, wird die Monatsvariabilität zwischen den extremen Verhältnissen sehr gut wiedergegeben.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Modelle trotz der relativ groben Auflösung der mittleren bis oberen Troposphäre die vertikalen Strukturen der erfassten atmosphärischen Zustandsgrößen sehr gut wiedergeben. Verbesserungen scheinen hier lediglich im Bereich der Tropopause und in der Grenzschicht notwendig. Dabei ist zu bedenken, dass die Verhältnisse in der Grenzschicht nicht allein durch atmosphärische Prozesse sondern zu einem erheblichen Anteil durch die Beschreibung der Prozesse an der Erdoberfläche mitbestimmt werden. Die Auswertungen ließen sich nicht mehr innerhalb der Projektlaufzeit abschließen und werden daher noch über das Projekt hinaus durch die BTU fortgesetzt.

II.9 Ausgewählte Aspekte regionaler Klimaänderungen

II.9.1 Häufigkeit und Persistenz warmer und trockener Perioden

Um extreme Witterungsbedingungen und ihre möglichen Änderungen in einem zukünftigen Klima zu analysieren, wurden für die REMO 5.3 Kontroll- (PDC) und Szenariosimulationen (FCS) jeweils die absoluten Häufigkeiten und die Persistenzen warmer und trockener Tage berechnet. Die Definition für warme Tage (= Sommertage) ist die Anzahl der Tage mit einem Tagesmaximum der 2m Temperatur über 25 °C. Die Anzahl der trockenen Tage ergibt sich aus den Tagen mit einer Tagessumme des Niederschlags kleiner als 0.1 mm. Die Häufigkeiten warmer und trockener Perioden wurden beispielhaft für die Einzugsgebiete Luleaelven in Skandinavien, für den Rhein in Mitteleuropa und den Ebro in Südwesteuropa ausgewertet (siehe Abbildung II.9-1).



Abbildung II.9-1: Lage der Einzugsgebiete Luleaelven, Rhein und Ebro im Gebiet der REMO 5.3-Simulationen des MPI

In Abbildung II.9-2 sind die Änderungen der Anzahl der Sommertagperioden zwischen Szenariolauf und Kontrolllauf pro 30 Jahre für die drei exemplarischen Einzugsgebiete dargestellt. Dabei sind die Sommertagperioden in 6 Klassen entsprechend ihrer Periodenlänge eingeteilt. Der blaue Wert über den Änderungsbalken gibt jeweils die Summe der Sommertagperioden im Kontrollzeitraum, der rote Wert die Summe der Sommertagperioden für den Szenariozeitraum an (jeweils pro 30 Jahre).

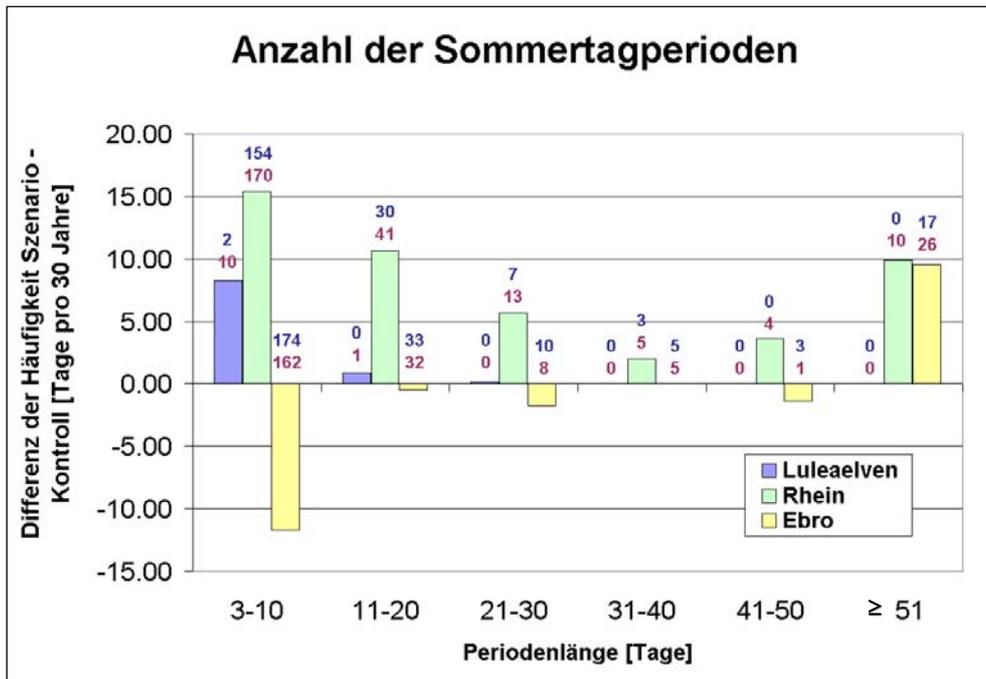


Abbildung II.9-2: Änderung der Anzahl von Sommertagperioden in den drei exemplarischen Einzugsgebieten; blauer Wert: absolute Häufigkeit im Kontrollzeitraum, roter Wert: absolute Häufigkeit im Szenariozeitraum. Die Zahlenangaben beziehen sich auf die Zahl der Perioden pro 30 Jahre

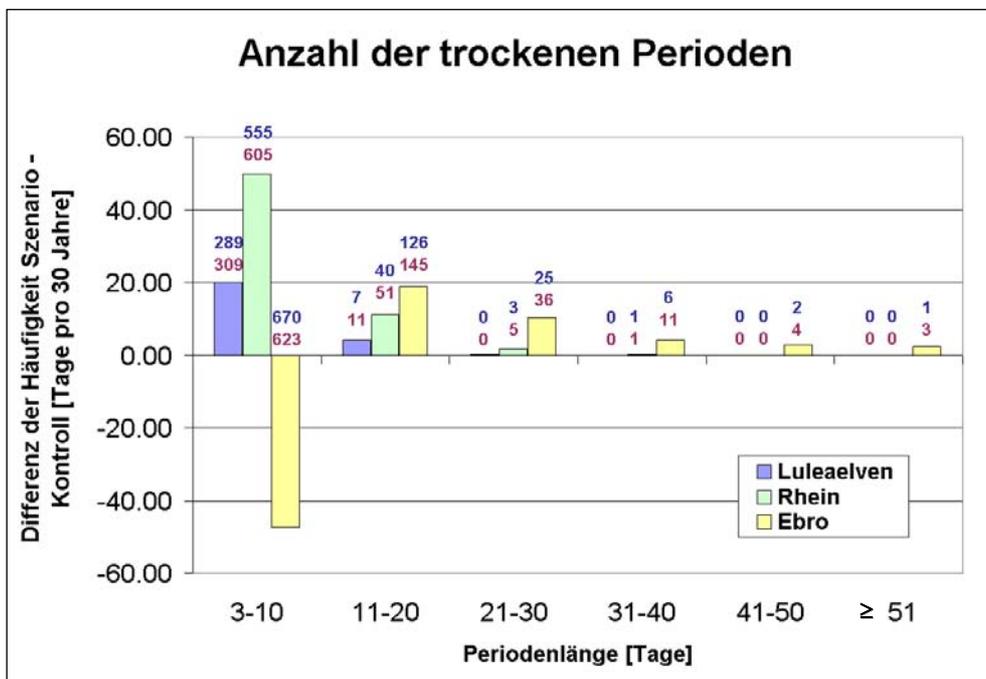


Abbildung II.9-3: Änderung der Anzahl von Trockenperioden in den drei exemplarischen Einzugsgebieten; blauer Wert: absolute Häufigkeit im Kontrollzeitraum, roter Wert: absolute Häufigkeit im Szenariozeitraum. Die Zahlenangaben beziehen sich auf die Zahl der Perioden pro 30 Jahre

Im skandinavischen Einzugsgebiet Luleaelven nimmt die Häufigkeit der Sommertagperioden bis zu einer Periodenlänge von 20 Tagen zu, längere Perioden treten sowohl im Kontroll- also auch im Szenariozeitraum nicht auf. Im Rheineinzugsgebiet nehmen die Häufigkeiten aller Periodenlängen zu. Während die Sommertagperioden mit mehr als 51 Tagen Dauer im Kontrollzeitraum überhaupt nicht auftreten, gibt es in den 30 Jahren des Szenariozeitraums 10 lange Perioden. Im Einzugsgebiet des Ebro nimmt die Häufigkeit der kürzeren Sommertagperioden ab. Die sehr langen Perioden mit mehr als 51 Tagen Dauer dagegen nehmen sehr stark zu. Während sie im Kontrollzeitraum im Schnitt alle 2 Jahre auftreten, kommen sie im Szenariozeitraum fast jedes Jahr vor.

In Abbildung II.9-3 sind entsprechend die Änderungen für die Anzahl der Trockenperioden zwischen Szenariolauf und Kontrolllauf (FCS - PDC) pro 30 Jahre für die drei exemplarischen Einzugsgebiete dargestellt. Im nordeuropäischen Einzugsgebiet des Luleaelven nimmt die Häufigkeit kürzerer Trockenperioden zu, Periodedauern mit mehr als 20 Tagen treten nicht auf. Auch im Rheineinzugsgebiet nimmt die Anzahl kürzerer Trockenperioden zu. Hier treten Perioden mit Längen größer 30 Tage einmal in den 30 Jahren des Kontroll- und Szenariozeitraums auf, Perioden mit Längen größer 40 Tage treten in beiden Simulationen nicht auf. In Südwesteuropa im Einzugsgebiet des Ebro nimmt die Häufigkeit kurzer Trockenperioden mit Längen kürzer als 10 Tage ab, in allen anderen Klassen nimmt die Häufigkeit von Trockenperioden im Szenario deutlich zu.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, dass in der hier ausgewerteten Simulation die Häufigkeit zusammenhängender Sommertag- und Trockenperioden kürzerer Dauer in Nordeuropa leicht zunimmt, es wird ein etwas milderes Klima prognostiziert. In Zentraleuropa nimmt die Anzahl heißer und trockener Perioden noch deutlicher zu. In Südeuropa treten im Szenariozeitraum vor allem die langen Hitze- und Trockenperioden häufiger auf.

II.9.2 Änderung der Zahl trockener Tage

Die Änderung der mittleren Anzahl trockener Tage mit Niederschlagstagesummen geringer als 0.1mm im Szenariolauf gegenüber dem Kontrolllauf sind in Abbildung II.9-4 für das gesamte REMO 5.3 Gebiet dargestellt.

In weiten Teilen des Modellgebietes nimmt die mittlere Häufigkeit trockener Tage deutlich zu. In Mitteleuropa gibt es im Szenariozeitraum im Mittel pro Jahr bis zu 25 Tage mehr, an denen fast kein Niederschlag fällt, was einer prozentualen Zunahme trockener Tage um ca. 10 bis 15 % entspricht. An den nordeuropäischen Westküsten sowie in Nordosteuropa nimmt die Anzahl trockener Tage im Mittel ab, weiträumig um etwa 10 bis 15 Tage.

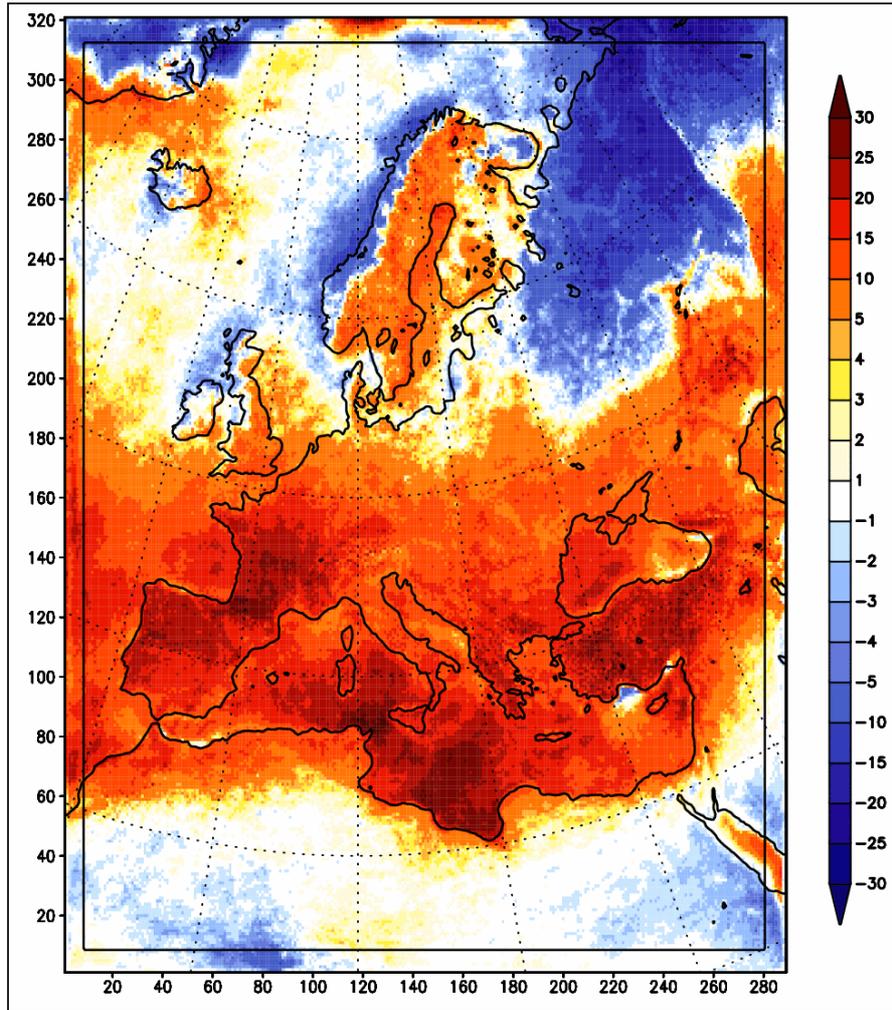


Abbildung II.9-4: Änderung der mittleren Anzahl trockener Tage pro Jahr im Szenariolauf gegenüber dem Kontrolllauf (FCS - PDC)

II.9.3 Schneebedeckung in Deutschland und im nördlichen Alpenraum

Die regionalen Klimasimulationen liefern auch Hinweise zur möglichen zukünftigen Entwicklung der Schneebedeckung in Mitteleuropa. Dazu werden hier exemplarisch einige Ergebnisse aus den regionalen Simulationen mit MM5 vorgestellt.

Die Abbildung II.9-5 zeigt die von MM5 berechnete Entwicklung des Niederschlags in den Wintermonaten Dezember bis Februar. Dargestellt ist die prozentuale Differenz zwischen Szenarioklima (FCS) 2070-99 und Kontrollklima (PDC) 1960-89. Danach nimmt in ganz Deutschland der Winterniederschlag zu. Der größte Zuwachs (mehr als 20 %) wird für die Nordseeküste und das Rhein-Main-Gebiet simuliert. Für die Mittelgebirge und den nördlichen Alpenraum ergibt sich eine Zunahme zwischen 5 bis 15%.

Wie viel des Niederschlags im Winter als Schnee fällt und wie lange sich eine einmal gebildete Schneedecke halten kann, hängt vor allem von der zukünftigen Entwicklung der Temperaturverhältnisse ab. Die Abbildung II.9-6 zeigt dazu die simulierte Änderung der 2m-Temperatur. Bis zum Ende dieses Jahrhunderts beträgt die zu erwartende Erwärmung in den Wintermonaten für den größten Teil Deutschlands rund 2.5 bis 3 Grad. Temperaturzunahmen von mehr als 3 Grad weisen

einige Mittelgebirge und insbesondere der Alpenraum auf. Generell zeigt die Erwärmung eine von West nach Ost sowie mit der Höhenlage zunehmende Tendenz.

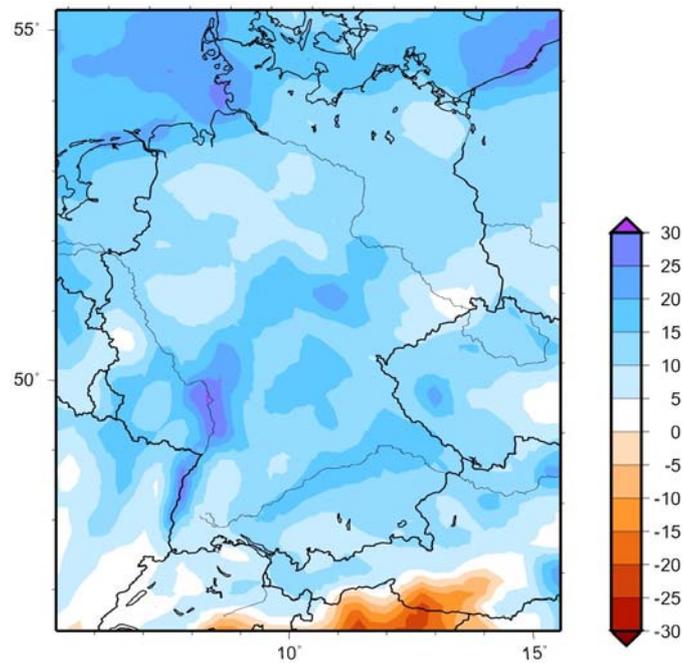


Abbildung II.9-5: Prozentuale Differenz des Niederschlags zwischen 2070-99 (FCS) und 1960-89 (PDC) für die Wintermonate Dez, Jan, Feb

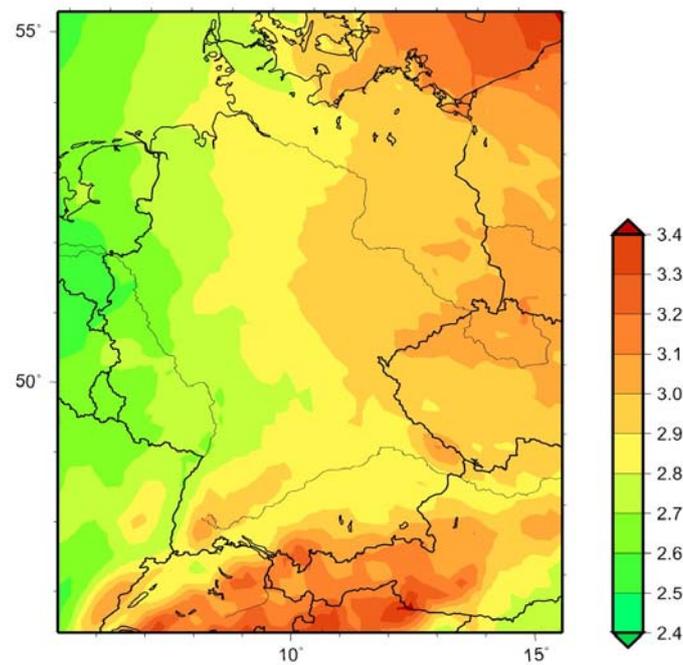


Abbildung II.9-6: Differenz der 2m-Temperatur in Grad zwischen 2070-99 (FCS) und 1960-89 (PDC) für die Wintermonate Dez, Jan, Feb

Wie sich im Modell die Zunahme der Niederschläge und der gleichzeitige Anstieg der mittleren Temperaturen auf die Entwicklung der winterlichen Schneeverhältnisse auswirken, macht Abbildung II.9-7 deutlich. Dargestellt ist hier die für gegenwärtige (PDC) und zukünftige (FCS) Klimazustände berechnete Wassermenge, die während der Wintermonate durchschnittlich in einer Schneedecke gespeichert ist.

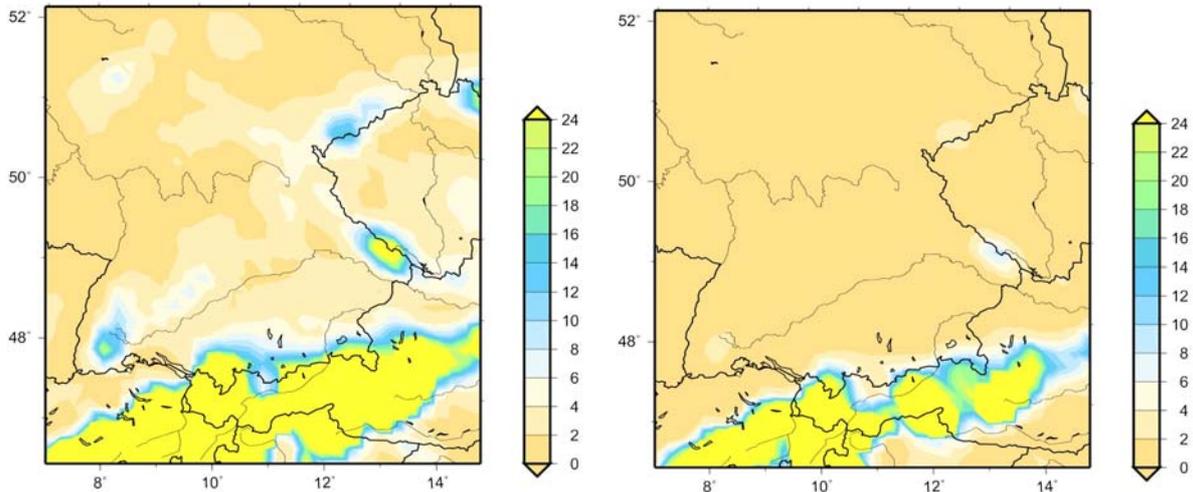


Abbildung II.9-7: In den Wintermonaten (Dez, Jan, Feb) durchschnittlich in Form von Schnee gespeicherte äquivalente Wassermenge (in mm) für den Zeitraum 1960-89 (links) und 2070-99 (rechts)

Den Rechnungen zufolge nimmt die Schneemenge im gesamten hier dargestellten Bereich deutlich ab. Dies schließt auch die Mittelgebirge und den Alpenraum ein, wo der Rückgang zum Teil gravierende Ausmaße annimmt. Als Beispiel sei der Schwarzwald genannt, wo die mittlere Masse der Schneedecke von etwa 22 mm auf weniger als 4 mm Wasseräquivalent abnimmt. Für die Bergregionen ist jedoch zu beachten, dass kleinere Höhenzüge und einzelne Berggipfel im Modell nur unzulänglich erfasst werden und in diesen Fällen die Schneemenge vom Modell generell unterschätzt wird.

Die Bindung von Niederschlag in Form von Schnee und das Freisetzen durch Auftauen der Schneedecke sind wichtige Prozesse im hydrologischen Zyklus einer Region. Darüber hinaus ist Schnee einerseits ein Gefahren- und Kostenfaktor, andererseits auch notwendige Voraussetzung für den Wintertourismus. Eine wichtige Kenngröße in diesem Zusammenhang ist die jährliche Anzahl von Tagen mit einer (nennenswerten) Schneedecke. Die dazu von MM5 berechneten Werte für das Kontroll- und das Szenarioklima sind in der Abbildung II.9-8 wiedergegeben. Sie basieren auf einem Schwellwert von 2 mm Wasseräquivalent im Tagesdurchschnitt, das heißt, erst wenn diese Schneemenge (entspricht je nach Beschaffenheit einer Schneehöhe von 1 bis 3 cm) über den ganzen Tag gemittelt erreicht oder überschritten wird, wird in den vorliegenden Berechnungen die Schneebedeckung berücksichtigt.

Aus Abbildung II.9-8 ist zu entnehmen, dass in ganz Deutschland analog zur Veränderung der Schneemenge (vgl. Abbildung II.9-7) auch die Anzahl der Schneetage deutlich zurückgeht. Dies führt den Modellrechnungen zufolge dazu, dass in den tieferen Lagen zukünftig eine Schneedecke nur noch an wenigen Tagen im Jahr erwartet werden kann.

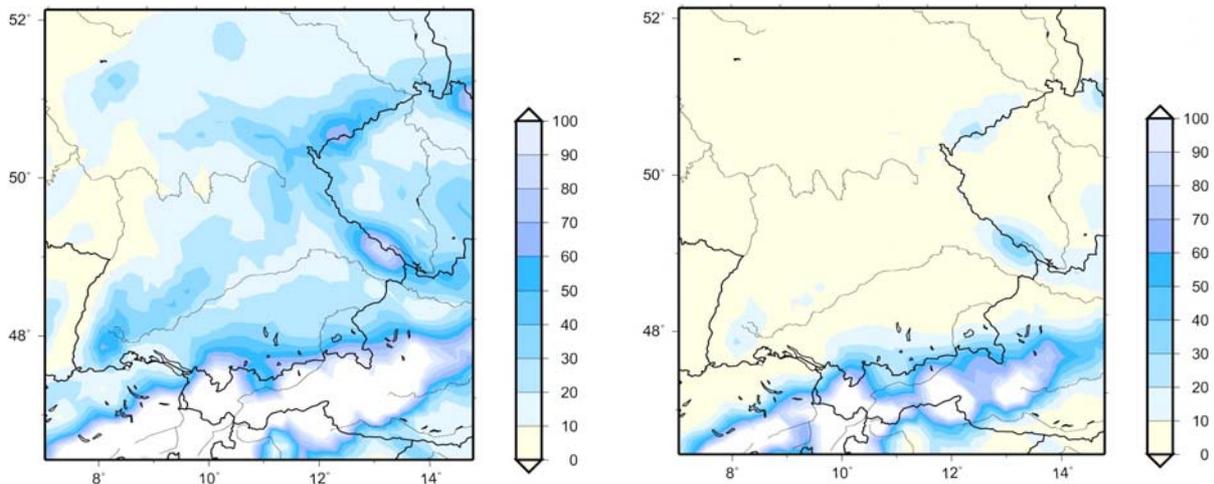


Abbildung II.9-8: Jährliche Anzahl der Tage mit Schneebedeckung (mehr als 2mm Wasseräquivalent) für den Zeitraum 1960-89 (links) und 2070-99 (rechts)

Besonders dramatisch ist der Rückgang der Schneetage in den Mittelgebirgen und im Alpenbereich. Für Regionen wie Harz, Sauerland, Rhön, Thüringer Wald oder Schwäbische Alb werden bis zum Ende dieses Jahrhunderts weniger als 10 Tage Schneebedeckung berechnet, wobei wiederum zu berücksichtigen ist, dass einzelne Höhenzüge vom Modell nicht erfasst werden können. Dieser deutliche Rückgang der Schneebedeckung wird für alle Höhenstufen prognostiziert. Als Beispiel zeigt Abbildung II.9-9 die mittleren Schneeverhältnisse für den nördlichen Teil der Ostalpenregion. Dargestellt ist die Anzahl der Tage mit Schneedecke als Funktion der im Modell erfassten Höhenlage für die beiden simulierten Klimazeiträume.

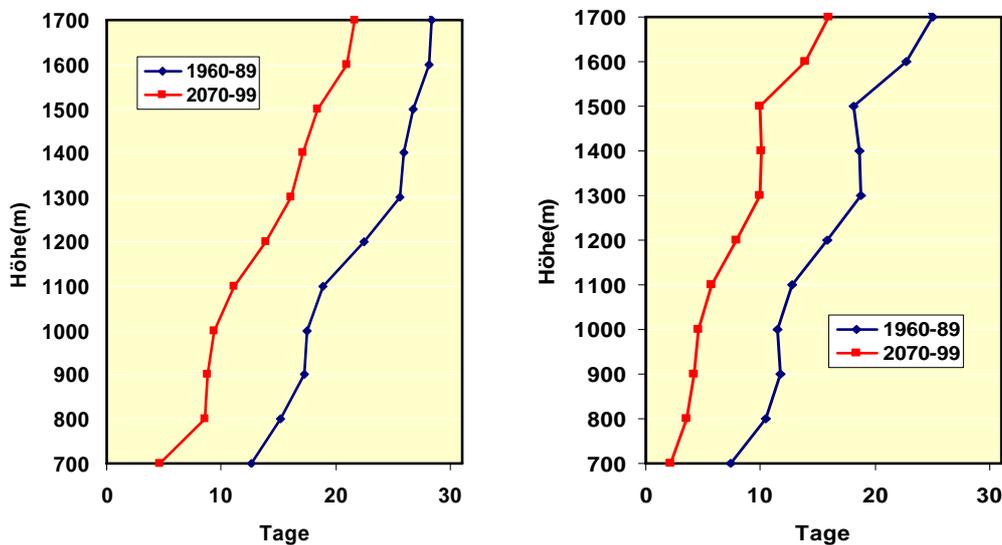


Abbildung II.9-9: Anzahl der Tage mit Schneebedeckung als Funktion der im Modell erfassten Höhenlage in den Zeiträumen 1960-89 und 2070-99 für den Januar (links) und März (rechts)

Die hier ausgewählten Monate Januar und März (stellvertretend für den Hoch- und Spätwinter) zeigen grundsätzlich einen ähnlichen Trend: Die Schneebedeckung geht in allen dargestellten Höhenlagen deutlich um etwa 6 bis 8 Tage zurück. Auf reale Verhältnisse übertragen bedeutet dies unter anderem, dass in Lagen unterhalb von etwa 1200 m gegen Ende dieses Jahrhunderts selbst im Hochwinter eine Schneedecke eher die Ausnahme als die Regel sein wird und ehemals nahezu schneesichere Lagen oberhalb von etwa 1600 m kaum noch als schneesicher gelten können.

II.10 Sensitivitäten regionaler Klimasimulationen

II.10.1 Einfluss zeitlich variabler Landoberflächeneigenschaften

In das Landoberflächenschema von REMO wurde mit der Version 5.1 (siehe Kapitel II.4.1) ein Jahresgang der Vegetation integriert und dessen Einfluss auf das simulierte Klima in Europa untersucht [Rechid and Jacob 2006]. Die vegetationsspezifischen Parameter basieren auf dem globalen Datensatz von Landoberflächenparametern LSP2 von Hagemann et al. [1999] und Hagemann [2002]. Die saisonalen Veränderungen des Blattflächenindex LAI und des Bedeckungsgrades der physiologisch aktiven Vegetation werden mittels eines monatlichen Wachstumsfaktors bestimmt, der aus Klimatologien der beobachteten 2m Temperatur und FPAR (= Anteil der absorbierten photosynthetisch aktiven Strahlung) abgeleitet wurde; die Hintergrundalbedo über schneefreien Landoberflächen wird entsprechend des sich verändernden LAI angepasst [Hagemann 2002]. Die resultierenden monatlichen Mittelwerte des LAI, Vegetationsbedeckungsgrades und der Albedo werden auf den Rechenzeitschritt des Modells interpoliert und als zeitlich variierende untere Randbedingung während der Simulation vorgegeben. Der mittlere Jahresgang des LAI ist in Abbildung II.10-1 im Gebietsmittel für Europa dargestellt.

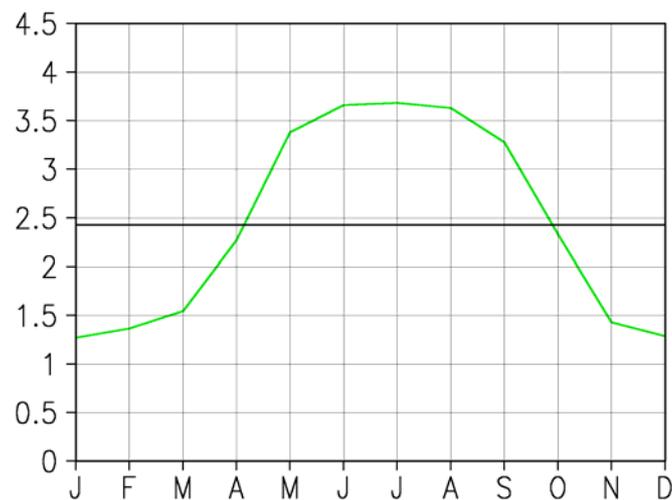


Abbildung II.10-1: Mittlerer Jahresgang des LAI in Europa im Vergleich zum vorher in REMO verwendeten konstanten Mittelwert

1) Modellstudie

Um den Einfluss der monatsvariablen Vegetation auf Modellsimulationen zu untersuchen, wurde folgende Sensitivitätsstudie durchgeführt. In die REMO Version 5.0 wird der Jahresgang der Vegetation integriert und eine Simulation für heutiges Klima von 1979 bis 1993 gerechnet. Der Randantrieb erfolgt durch die Reanalysedaten des ECMWF (ERA15). Das verwendete Modellgebiet besitzt eine horizontale Auflösung von 0.5 Grad mit 81 x 91 Gitterpunkten (siehe Abbildung II.10-2). Die vertikale Auflösung beträgt 20 Schichten. Parallel zu diesem *Phänologielauf* wird ein Kontrolllauf mit derselben Modellversion jedoch konstanten Vegetationsparametern durchgeführt.

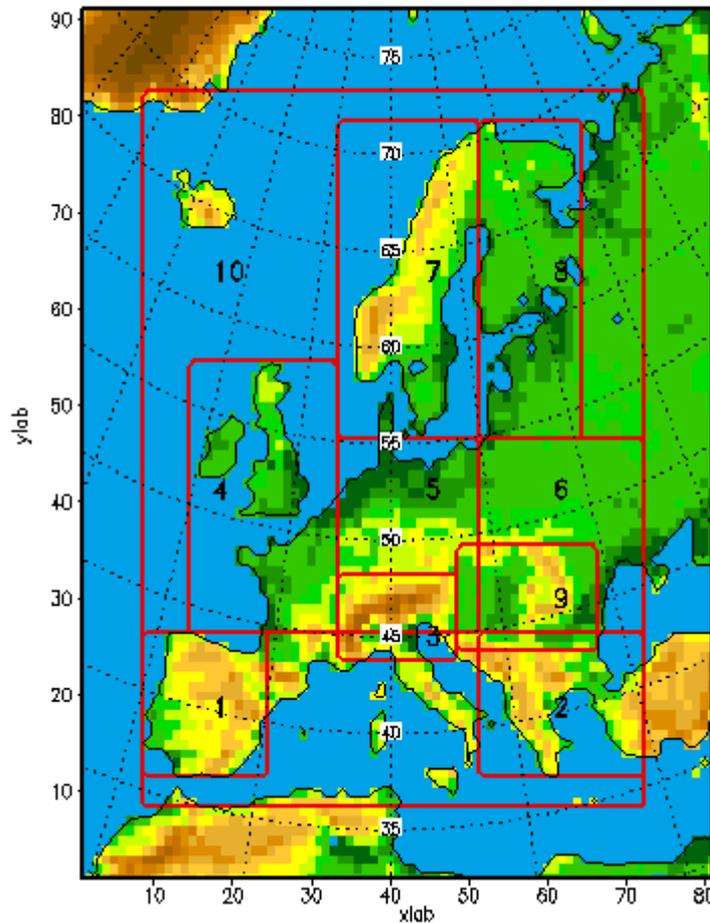


Abbildung II.10-2: REMO Orographie in 0.5 Grad Auflösung für das verwendete Modellgebiet mit Einteilung in europäische Subgebiete: 1 Iberische Halbinsel, 2 südöstliches Mittelmeergebiet, 3 Alpenregion, 4 Westeuropa, 5 Mitteleuropa, 6 Osteuropa, 7 östliches Ostseeinzugsgebiet, 8 westliches Ostseeinzugsgebiet, 9 Ungarische Tiefebene, 10 gesamtes Modellgebiet ohne Randzone

2) Ergebnisse

Der Vergleich der Simulationsergebnisse von Kontroll- und Phänologielauf wird für die saisonalen Mittel des Simulationszeitraumes 1979 bis 1993 für mehrere Klimaparameter durchgeführt. In Abbildung II.10-3 ist die Veränderung der Oberflächentemperatur aufgrund der eingeführten Vegetationsphänologie für die Wintermonate Dezember, Januar, Februar (DJF) und die Sommermonate Juni, Juli, August (JJA) dargestellt.

In den Wintermonaten wird die Oberflächentemperatur im Phänologielauf im Vergleich zum Kontrolllauf kaum beeinflusst. Im Sommer dagegen reduziert die monatsvariable Vegetation die Oberflächentemperatur fast im gesamten Modellgebiet mit einer maximalen Temperaturabnahme in Osteuropa um bis zu 2 K. Auch der Niederschlag wird hauptsächlich in den Sommermonaten durch den Jahresgang der Vegetation verändert (Abbildung II.10-4). So ist hier ein deutlicher Anstieg des Niederschlags über den meisten Landflächen des gesamten Modellgebiets zu verzeichnen. Die maximalen Niederschlagszunahmen liegen wieder in Osteuropa und in den Alpen und betragen bis zu 40 mm/Monat.

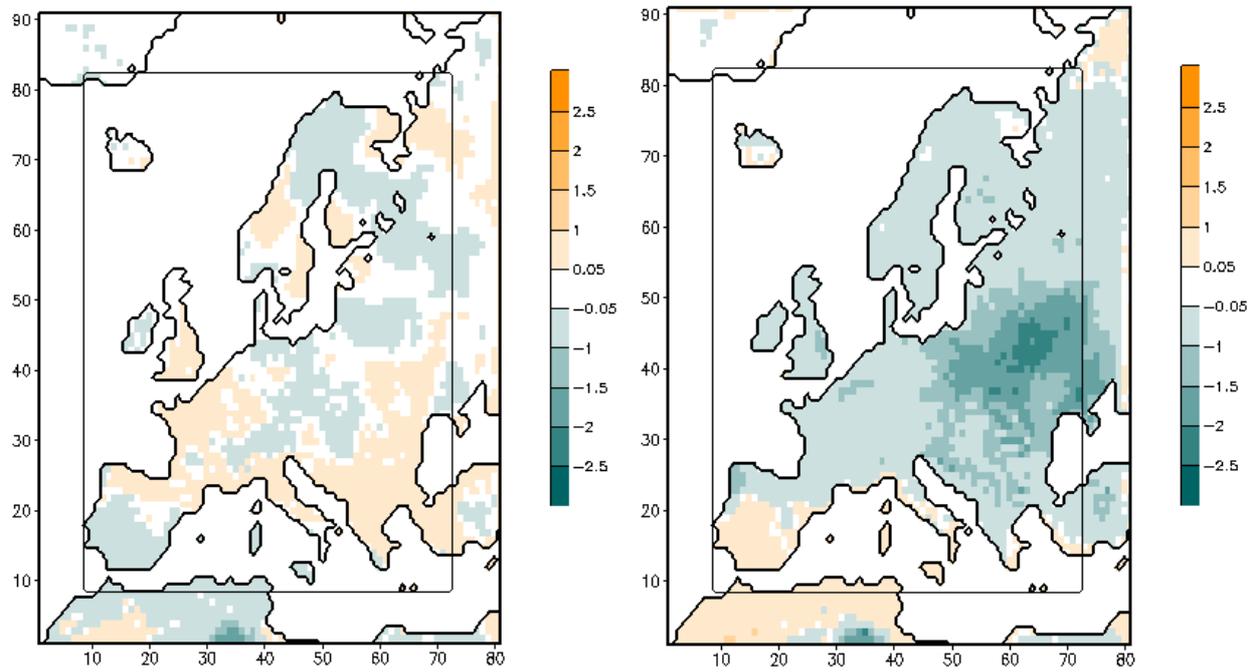


Abbildung II.10-3: Differenz der Oberflächentemperatur in [K] von Phänologielauf minus Kontrolllauf für die saisonalen Mittel DJF (links) und JJA (rechts)

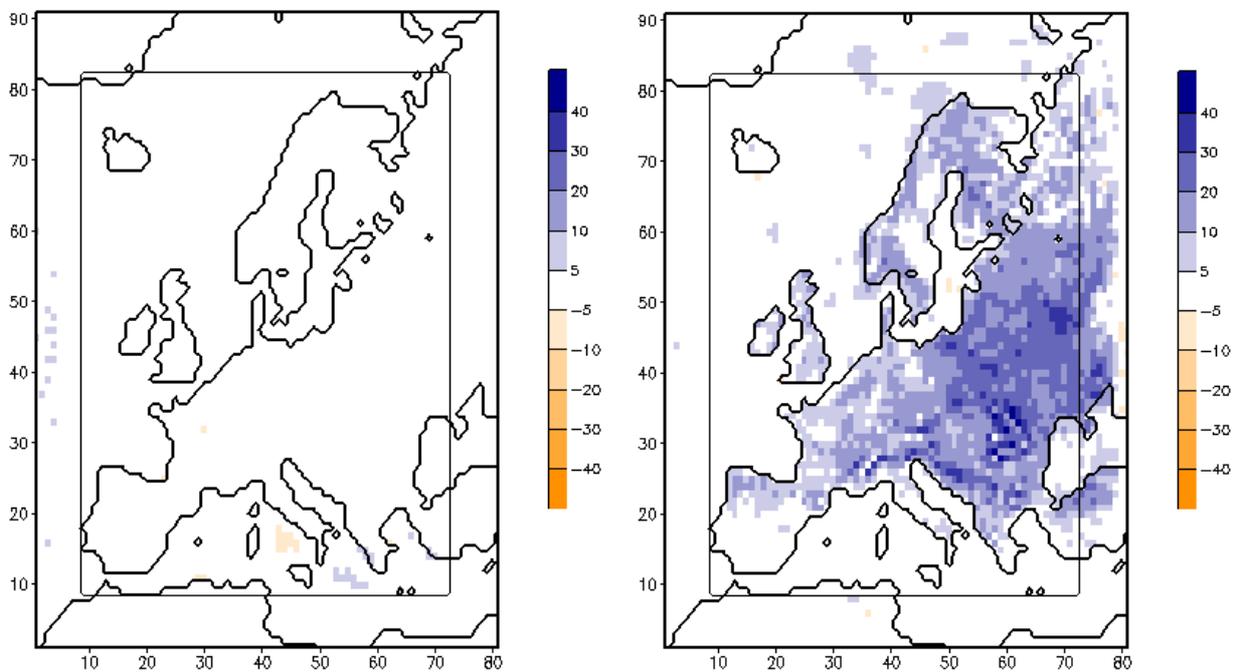


Abbildung II.10-4: Differenz des Niederschlags in [mm/Monat] von Phänologielauf minus Kontrolllauf für die saisonalen Mittel DJF (links) und JJA (rechts)

Ebenso wie die Oberflächentemperatur und der Niederschlag werden auch alle weiteren untersuchten bodennahen Klimaparameter wie Verdunstung, sensibler und latenter Wärmefluss hauptsächlich in den Sommermonaten durch die Vegetationsphänologie beeinflusst. Dies ist damit zu erklären, dass im Sommer bei hoher solarer Einstrahlung an der Erdoberfläche der vertikale Austausch von Energie, Masse und Impuls intensiver ist als im Winter bei geringerem solarem Input. Diese vertikalen Austauschprozesse werden stark durch die Eigenschaften der Erdoberfläche bestimmt. In den Wintermonaten dominieren hingegen oft die großskaligen advektiven Prozesse den Vertikalaustausch. Zudem ist bei Schneebedeckung der Einfluss der Vegetation deaktiviert.

Außerdem ist festzustellen, dass die Auswirkungen der Vegetationsveränderungen hauptsächlich auf die Landflächen beschränkt bleiben. Ein Einfluss auf die großskalige atmosphärische Zirkulation tritt nicht auf. Die räumliche Analyse zeigt Haupteffekte der Vegetation in Osteuropa, wo kontinentale Klimabedingungen vorherrschen und damit im Sommer intensive vertikale Austauschprozesse auftreten, die durch die Vegetationseigenschaften kontrolliert werden. Das simulierte Klima in Westeuropa und dem westlichen Ostseeinzugsgebiet dagegen ist am wenigsten durch die veränderte Vegetationsbehandlung beeinflusst. Hier dominieren durch die Nähe zum Meer großskalige Wetterbedingungen.

Um die vertikalen Interaktionen zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre detaillierter zu diskutieren, sind in Abbildung II.10-5 die mittleren Jahrgänge mehrerer Klimaparameter für Osteuropa zusammengestellt. In den Teilabbildungen Abbildung II.10-5a und b ist der Niederschlag in den skaligen und subskaligen (konvektiven) Anteil aufgeteilt. Hierbei wird sichtbar, dass nur der subskalige Niederschlag verändert wird, während der skalige Anteil unbeeinflusst bleibt. Dies zeigt, dass die Vegetationseigenschaften der Oberfläche lokale Einflüsse auf die vertikalen Austauschprozesse ausüben, wohingegen die großskaligen atmosphärischen Prozesse davon unbeeinflusst bleiben. Die höheren LAI Werte im Sommer erhöhen die Evapotranspiration im Juni um bis zu 30 mm für das Gebietsmittel von Osteuropa (Abbildung II.10-5d). Dies beruht hauptsächlich auf der höheren Interzeption von Wasser auf den Blattoberflächen, das dann schnell wieder verdunsten kann. Die höhere Verdunstung erhöht den latenten Wärmefluss um bis zu 30 W/m^2 (Abbildung II.10-5e). Der sensible Wärmefluss nimmt um bis zu 15 W/m^2 ab (Abbildung II.10-5f). Der Bodenwärmefluss ist ebenso reduziert, was durch die niedrigere Oberflächentemperatur sichtbar wird (Abbildung II.10-5c). Die langwellige Ausstrahlung der Erdoberfläche ist ebenfalls reduziert um etwa 8 W/m^2 (ohne Abbildung). Da durch den erhöhten LAI im Sommer mehr Wasser verdunstet, wird deutlich weniger Wasser im Boden gespeichert (Abbildung II.10-5g). Der erhöhte Wasserfluss in die Atmosphäre führt nicht zur Erhöhung der fraktionellen Wolkenbedeckung (Abbildung II.10-5h). Insgesamt führt also die dichtere Vegetation im Sommer zu höherer Verdunstung und damit höherem latenten Wärmefluss und geringerem sensiblen Wärmefluss sowie geringeren Oberflächentemperaturen. Der Niederschlag nimmt zu, während die Wasserspeicherung im Boden abnimmt. Der hydrologische Kreislauf wird so während des Sommers insgesamt deutlich intensiviert.

Abbildung II.10-6 zeigt für die europäischen Subgebiete (siehe Abbildung II.10-2) die Abweichungen der 2m Temperaturen von Kontroll- und Phänologielauf im Vergleich zu den Beobachtungen der Climate Research Unit Version 2.0 [CRU, Mitchell and Hulme, 2005; New et al., 2000]. Insgesamt weisen die mittleren Jahrgänge der Modellergebnisse eine höhere Amplitude auf als die CRU Temperaturen. Durch den Vegetationseffekt im Sommer wird die 2m Temperatur reduziert und damit der Unterschied zu den Beobachtungen verringert. In Osteuropa nimmt der Unterschied zu den CRU Daten um bis zu 1.5 K ab.

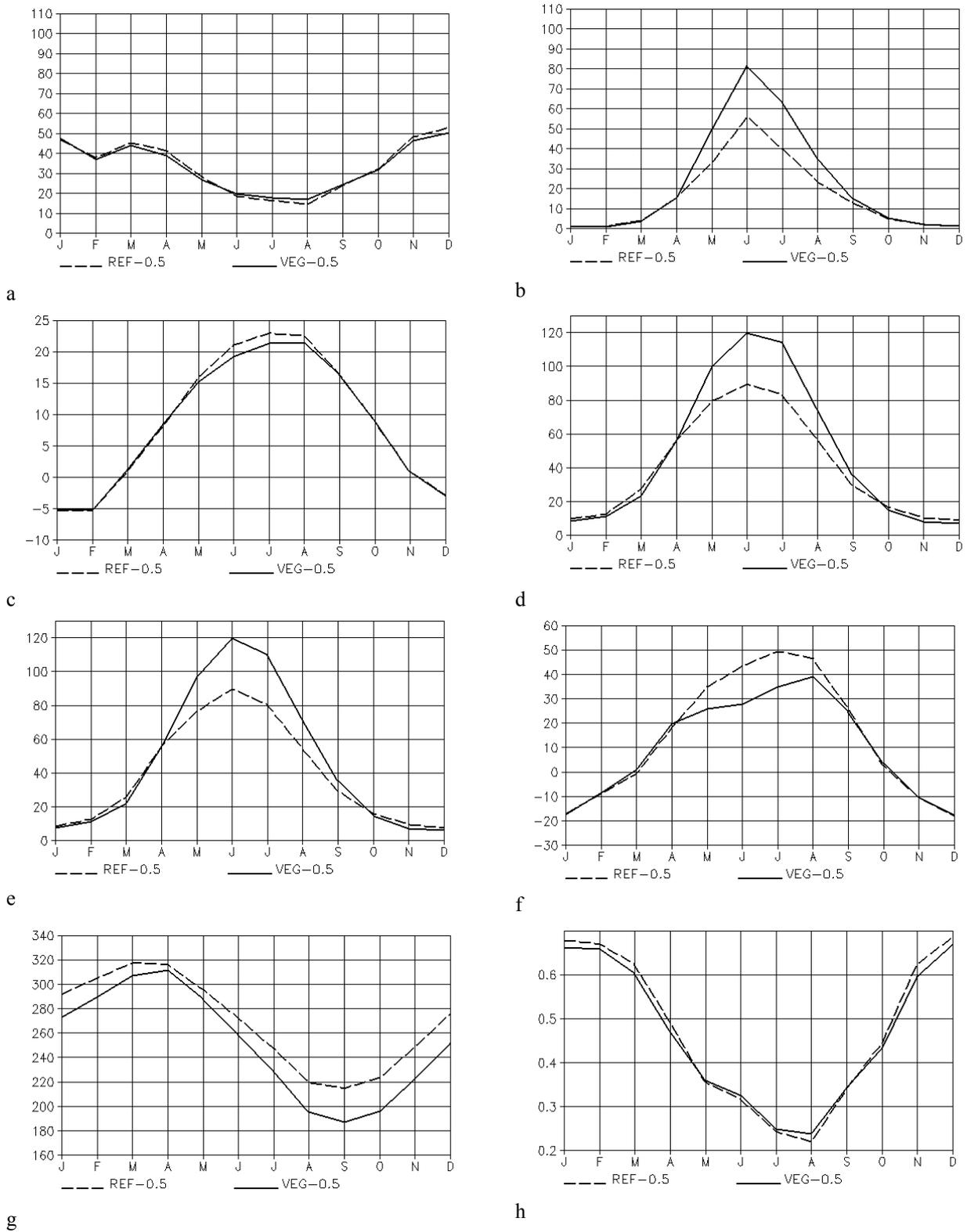


Abbildung II.10-5: Mittlere Jahresgänge von 1979 - 1993 für verschiedene Klimaparameter von Kontrolllauf (gestrichelte Linien) und Phänologielauf (durchgezogene Linien) im Subgebiet Osteuropa; a) skaliger Niederschlag [mm/Monat], b) subskaliger (konvektiver) Niederschlag [mm/Monat], c) Oberflächentemperatur [°C], d) Evapotranspiration [mm/Monat], e) latenter Wärmefluss [W/m²], f) sensibler Wärmefluss [W/m²], g) Bodenfeuchte [mm], h) fraktionelle Wolkenbedeckung [0;1]

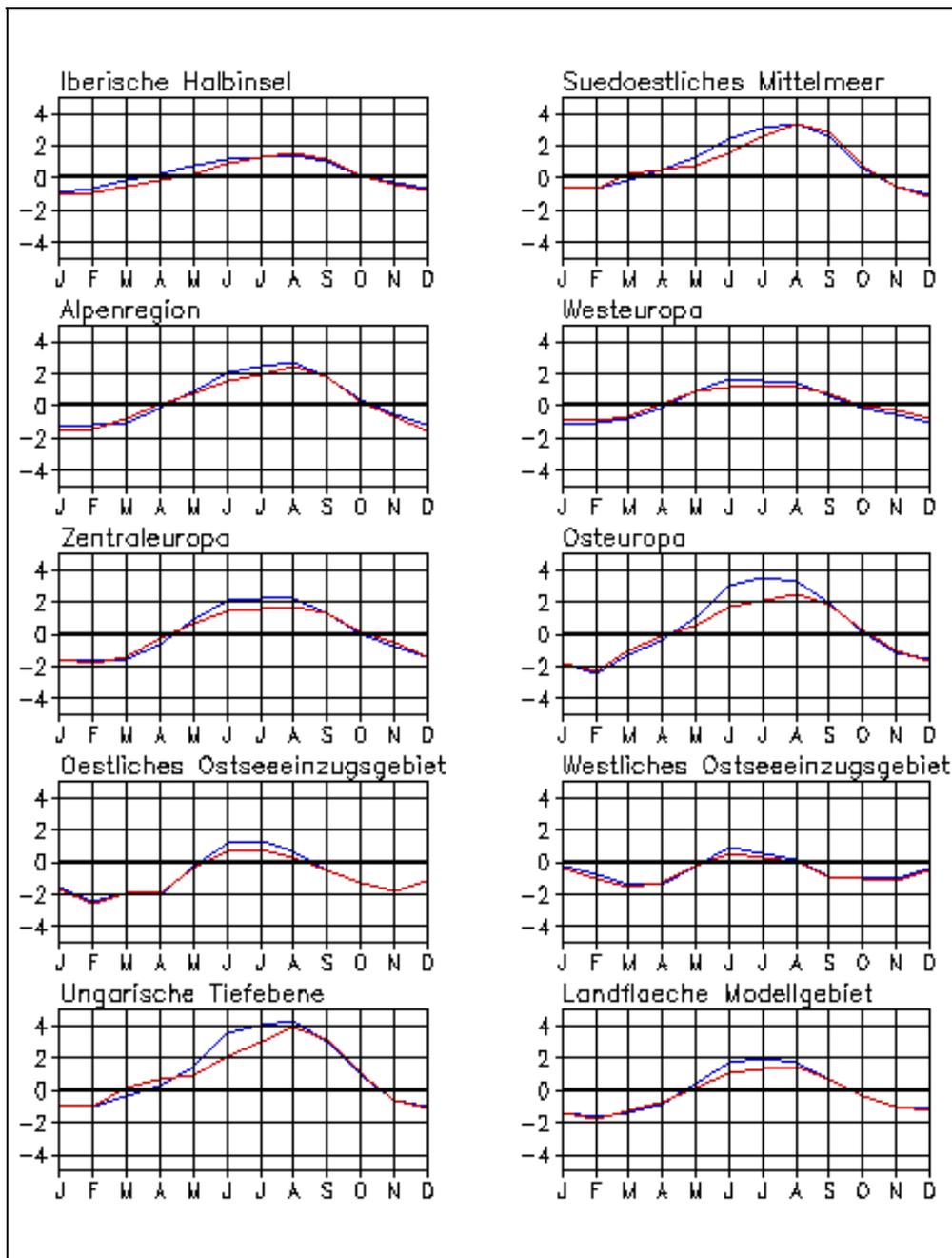


Abbildung II.10-6: Differenzen der mittleren Jahresgänge der 2m Temperatur in [K] von Kontrolllauf (blaue Linie) und Phänologelauf (rote Linie) zu den CRU Daten für die europäischen Subgebiete

3) Resumée

Die Sensitivitätsstudie zeigt, dass die Vegetationsphänologie einen deutlichen Einfluss auf das simulierte regionale Klima ausübt. Die Effekte treten hauptsächlich im Sommer auf. Hier wird das Klima kühler und feuchter. Räumlich gesehen treten die Haupteffekte im kontinentalen Osteuropa auf, während die westlichen, maritim geprägten Gebiete in Europa nur wenig beeinflusst werden. Die Validierung mit den CRU Daten zeigt eine signifikante Verbesserung der simulierten 2m Temperaturen in Europa durch die Einführung der monatsvariablen Vegetationsparameter.

II.10.2 Einfluss veränderter Bodenparameter

1) Modellstudie

Neben Veränderungen der Oberflächeneigenschaften können auch Veränderungen der Bodeneigenschaften Auswirkungen auf die Ergebnisse regionaler Klimasimulationen haben. Wie groß dieser Effekt sein kann, wird in dieser Sensitivitätsstudie an Hand von Simulationen der BTU mit dem regionalen Klimamodell CLM (siehe Kapitel II.4.1) untersucht. Als Grundlage dienen dabei jeweils zweijährige Simulationen über eine ausgewählte Periode (1987-1988) aus dem Evaluierungszeitraum. Die erste Analyse widmet sich dem Einfluss des Parameters Wurzeltiefe auf die Simulationsergebnisse.

Die Wurzeltiefe ist im Modell ein Parameter, der Einfluss auf die Extraktion von Wasser aus tiefen Bodenschichten nimmt. Durch die Parameterisierung der Transpiration im CLM bekommt die Wurzeltiefe eine entscheidende Bedeutung für die Aufteilung der am Boden zur Verfügung stehenden Energie in sensiblen und latenten Wärmefluss. Je größer dabei die Wurzeltiefe, desto mehr Bodenwasser steht der Transpiration zur Verfügung, was zu einem erhöhten latenten Wärmefluss führen kann.

Die Werte für die Wurzeltiefe werden dem Modell als externe Parameter vorgegeben. Verschiedene Quellen geben für ein hoch aufgelöstes Raster Wurzeltiefen an, die teilweise aus Messungen stammen, größtenteils aber nur aus einer Kartierung der Pflanzenbedeckung oder Bodennutzung abgeschätzt werden. Damit unterliegt dieser Parameter großen Unsicherheiten, die sich gerade in den Ergebnissen von Langzeitsimulationen niederschlagen können.

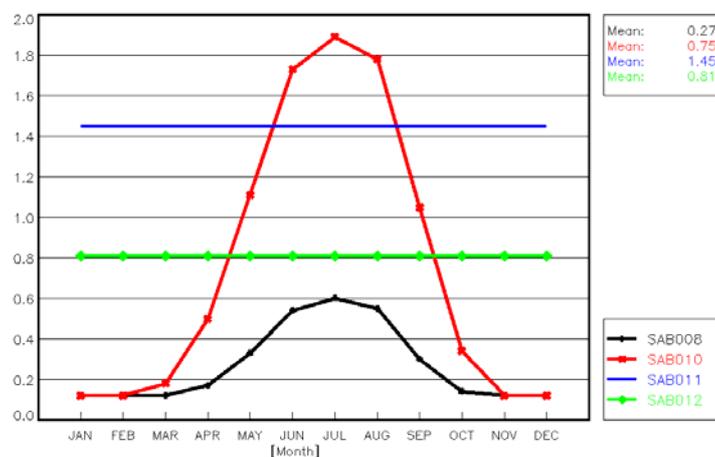


Abbildung II.10-7: Verlauf der Wurzeltiefen im Flächenmittel über alle Landpunkte für 4 verschiedene Datensätze; CLM Referenzdatensatz (SAB008), überhöhter CLM Datensatz (SAB010), ECOCLIMAP (SAB011) und DWD Eingangsdaten (SAB012)

Für die Untersuchungen wurde die Wurzeltiefe räumlich und zeitlich variiert. Um den aktuellen Wert für die Wurzeltiefe im Referenzfall (Simulation SAB008) zu erhalten, wird eine vorgegebene Wurzeltiefe (Eingangsparameter) mit einem von der geografischen Breite, der Geländehöhe und dem aktuellen Tag im Jahr abhängigen Vegetationsparameter gewichtet. Der Maximalwert für die Wurzeltiefe ist dabei auf 0,7 m beschränkt. In der ersten Sensitivitätsstudie (Simulation SAB010) wurde die vom Modell bisher benutzte, zeitlich variable Wurzeltiefe in den Vegetationszeiträumen um 1,3 m erhöht. Statt 0,7 m beträgt die maximale Wurzeltiefe in der Simulation dadurch 2,0 m. Im zeitlichen und räumlichen Mittel erhöhte sich damit der Wert von ursprünglich 0,27 m auf 0,75 m (Abbildung II.10-7). In zwei weiteren Fällen wurden für die Wurzeltiefe räumlich inhomogene aber zeitlich

konstante Verteilungen aus zwei unterschiedlichen Datenquellen benutzt: zum einen der Datensatz, der vom DWD für das LM als Eingabefeld für die zeitlich variable Wurzeltiefe (SAB008) benutzt wird (DWD Eingangsdaten), diesmal aber ohne Wichtungsfaktor und Beschränkung auf maximal 0,7 m, zum anderen die Werte für die Wurzeltiefe des ECOCLIMAP Datensatzes [ECOCLIMAP; Masson et al., 2003]. Für diese beiden Datensätze ergibt sich ein Mittelwert der Wurzeltiefe von 0,81 bzw. 1,45 m (siehe Tabelle 10). In Abbildung II.10-8 sind die Jahresmittelwerte der Wurzeltiefe für alle 4 Simulationen zu sehen. Mit den veränderten Wurzeltiefen wurden jeweils 2 Jahre simuliert.

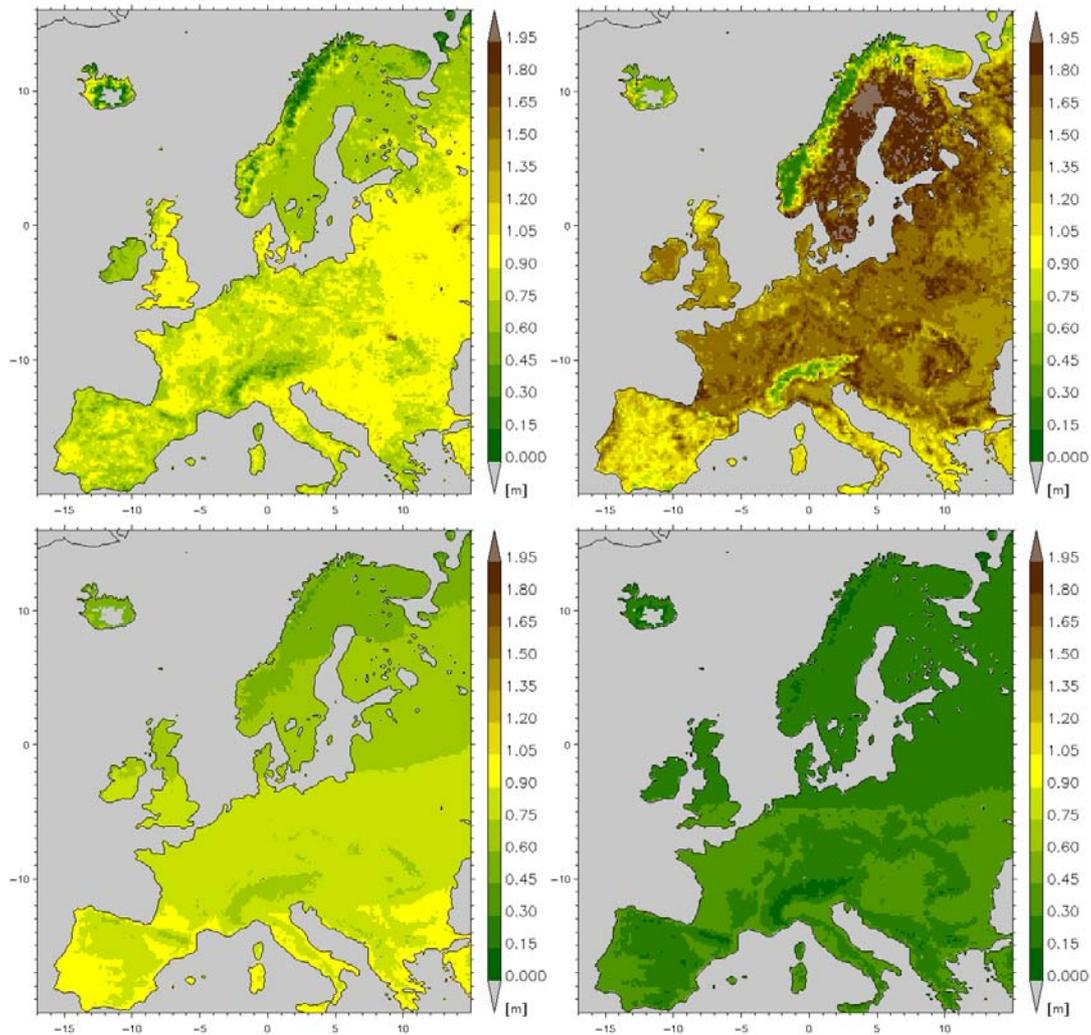


Abbildung II.10-8: Jahresmittel der räumlichen Verteilung der Wurzeltiefen für die 4 Datensätze DWD Eingangsdaten (SAB012, oben links), ECOCLIMAP (SAB011, oben rechts), CLM überhöht (SAB010, unten links) und CLM Referenz (SAB009, unten rechts)

Tabelle 10: Mittlere Wurzeltiefe, resultierende Wärmeflüsse an der Bodenoberfläche und Bowen-Verhältnis im Jahresmittel über alle Landpunkte für 4 Sensitivitätsstudien mit unterschiedlichen Datensätzen der Wurzeltiefe

Simulationskennung	008	010	011	012
Datensatz	Referenz	Referenz erhöht	ECOCLIMAP	DWD
Wurzeltiefe in [m] als Jahresmittel aller Landgitterpunkte	0,27	0,75	1,45	0,81
sensibler Wärmefluss H [W/m ²]	6,7	5,8	5,9	6,3
Latenter Wärmefluss E [W/m ²]	28,9	30,1	29,9	29,4
Bowen-Verhältnis (H/E)	0,23	0,19	0,20	0,21

2) Ergebnisse

In Abbildung II.10-9 sind die Differenzen der Jahresmittel des latenten Wärmeflusses zwischen dem jeweiligen Sensitivitätsexperiment und der Referenzsimulation mit den ursprünglichen Wurzeltiefen zu sehen. In allen drei Simulationen ist insgesamt eine leichte Zunahme der Wärmeflüsse zu erkennen (vgl. auch Tabelle 10). Im Flächenmittel für Deutschland liegt die Zunahme zwischen 0,5 und 1,5 W/m^2 . In anderen Gebieten, besonders im Mittelmeerraum, sind Werte von bis zu $+8 W/m^2$ zu erkennen. In Skandinavien wirkt sich die Erhöhung der Wurzeltiefe nicht erkennbar auf den latenten Wärmefluss aus. Betrachtet man den zeitlichen Verlauf der Differenzen in Abbildung II.10-10, so tritt, wie zu erwarten war, die größte Zunahme des Flusses latenter Wärme für Deutschland außerhalb der Wintermonate auf. In einzelnen Monaten wird dabei eine Änderung zwischen 4 und 5 W/m^2 erreicht. In anderen Gebieten können die Abweichungen im Monatswert bei über $15 W/m^2$ liegen (hier nicht gezeigt).

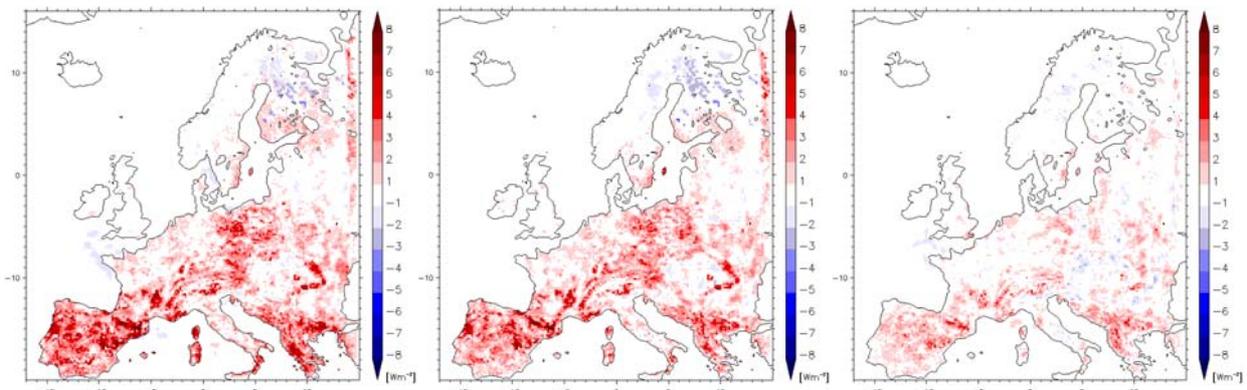


Abbildung II.10-9: Differenzen der Jahresmittel der latenten Wärmeflüsse (Verdunstung bzw. Evapotranspiration) für die drei Simulationen mit veränderter Wurzeltiefe (links SAB010, Mitte SAB011, rechts SAB012) zur Referenzsimulation (SAB008)

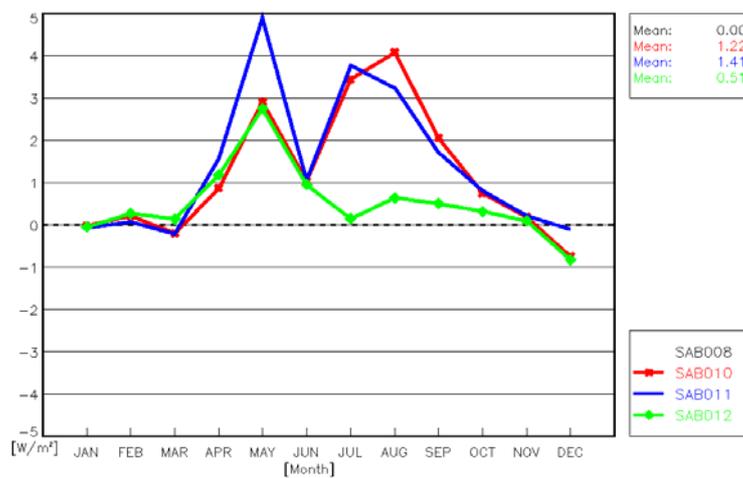


Abbildung II.10-10: Zeitlicher Verlauf der Abweichungen der latenten Wärmeflüsse, gemittelt über die Teilregion Deutschland, für die drei Simulationen mit veränderter Wurzeltiefe (rot SAB010, blau SAB011, grün SAB012) zur Referenzsimulation (SAB008)

In Abbildung II.10-11 sind die Differenzen der Jahresmittel für den sensiblen Wärmefluss der Simulationen zu sehen. Während für den latenten Wärmefluss eine Zunahme mit zunehmender Wurzeltiefe festzustellen war, tendiert der sensible Wärmefluss zu einer Abnahme. Im Jahresmittel

treten analog zur Größenordnung der Änderung der latenten Wärme Abweichungen bis zu -8 W/m^2 auf. Für das Flächenmittel über Deutschland ergibt maximal eine Abnahme um 4 W/m^2 im Monatsmittel (Abbildung II.10-12).

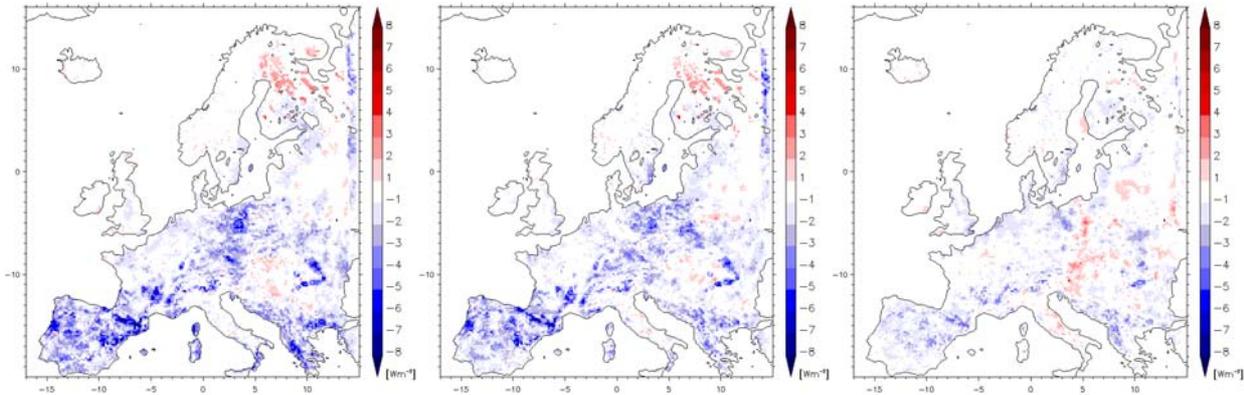


Abbildung II.10-11: Differenzen der Jahresmittel der sensiblen Wärmeflüsse für die drei Simulationen mit veränderter Wurzeltiefe (links SAB010, Mitte SAB011, rechts SAB012) zur Referenzsimulation (SAB008)

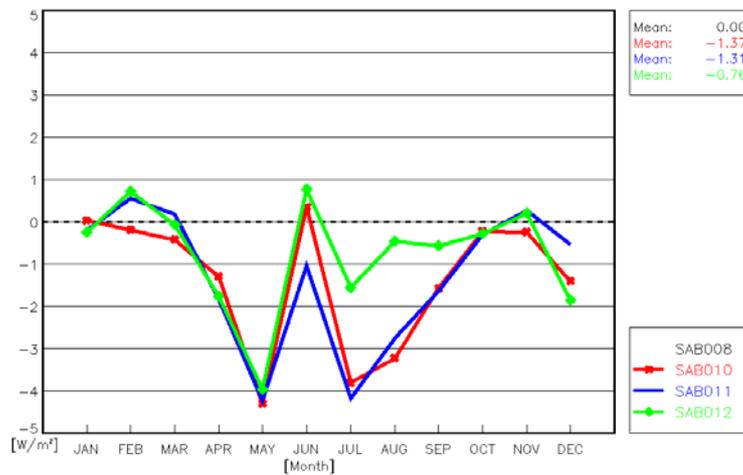


Abbildung II.10-12: Zeitlicher Verlauf der Abweichungen der sensiblen Wärmeflüsse, gemittelt über die Teilregion Deutschland, für die drei Simulationen mit veränderter Wurzeltiefe (rot SAB010, blau SAB011, grün SAB012) zur Referenzsimulation (SAB008)

Die Veränderung des Parameters Wurzeltiefe hat also in allen Sensitivitätsstudien eine Erhöhung des latenten Wärmeflusses (E) und eine Verringerung des sensiblen Wärmeflusses (H) zur Folge. Die Summe der beiden Energieflussdichten bleibt dabei aber nahezu konstant. Die Abweichungen der Summe beider Energieflüsse bewegen sich im Bereich von $\pm 1 \text{ W/m}^2$ und sind in Abbildung II.10-13 dargestellt.

Die generelle Erhöhung der Wurzeltiefe, in welcher Form auch immer, hat also offensichtlich kaum einen Einfluss auf die Summe der vom Erdboden in die Atmosphäre gerichteten Wärmeflüsse, wohl aber auf deren Verhältnis zueinander, das sog. Bowen-Verhältnis (H/E). Gemäß Tabelle 10 verändert die Wurzeltiefe dieses Verhältnis bei den 4 Simulationen im Jahresmittel über alle Landpunkte zwischen 0,19 und 0,23. Die Auswirkung, die diese Veränderung auf die 2m Temperatur hat, zeigt Abbildung II.10-14. Tendenziell führt die Verringerung des Bowen-Verhältnisses zu einer Abnahme

der bodennahen Lufttemperatur. Diese liegt aber im 2-Jahresmittel über weiten Teilen des Modellgebietes im Bereich von nur wenigen Zehntel Kelvin. Im Mittel einzelner Monate kann die Temperatur aber in einigen Regionen um über 0,8 K von der der Referenzsimulation abweichen (**Abbildung II.10-15**).

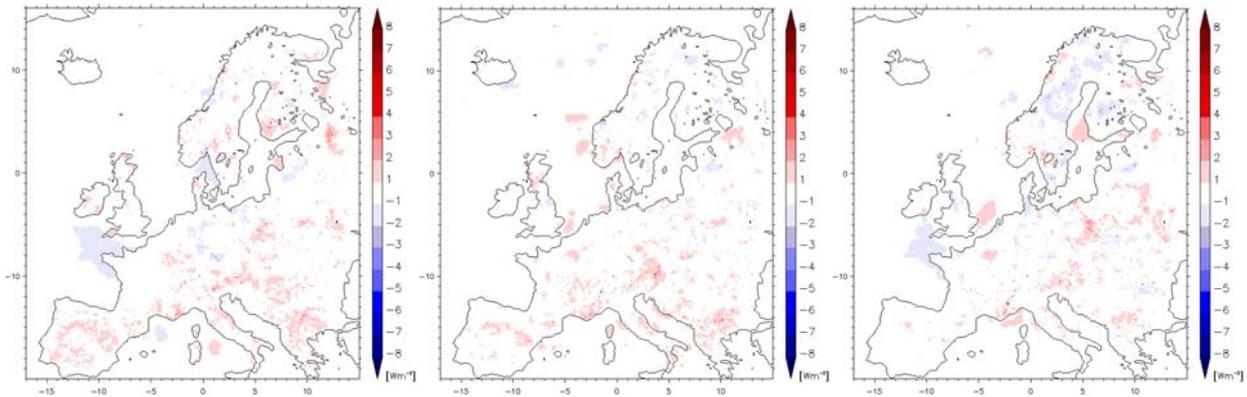


Abbildung II.10-13: Differenzen der Jahresmittel der Summe des sensiblen und latenten Wärmeflusses (H+E) für die drei Simulationen mit veränderter Wurzeltiefe (links SAB010, Mitte SAB011, rechts SAB012) zur Referenzsimulation (SAB008)

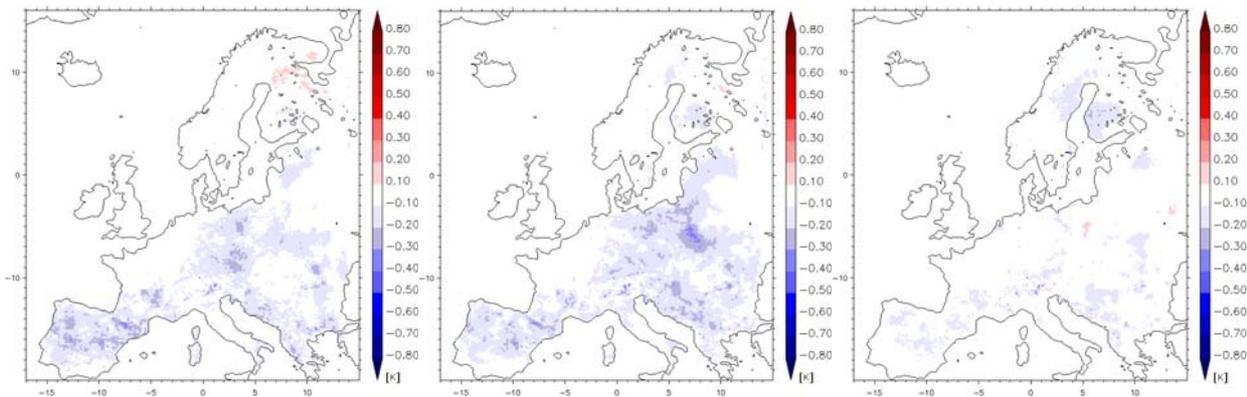


Abbildung II.10-14: Differenzen der Jahresmittel der 2m Temperatur für die drei Simulationen mit veränderter Wurzeltiefe (links SAB010, Mitte SAB011, rechts SAB012) zur Referenzsimulation (SAB008)

DIFF: T_{2m} SAB011-SAB008, 1988-1988

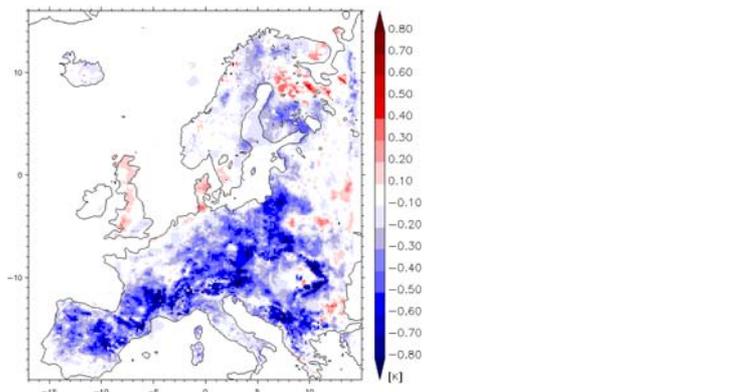


Abbildung II.10-15: Differenz des Monatsmittels der 2m Temperatur im Juli zwischen der Simulation SAB011 und der Referenzsimulation (SAB008)

3) Resumée

Veränderungen von Bodenparametern können auch bei unveränderter physikalischer Parameterisierung im Bodenmodell die Ergebnisse regionaler Klimasimulationen signifikant beeinflussen. Die Studie hinsichtlich der Wurzeltiefe zeigt, dass sowohl die Vergrößerung der mittleren Wurzeltiefe als auch eine andere räumliche Verteilung den Energieumsatz an der Bodenoberfläche modifiziert. Die direkte Folge dieser Änderung ist zunächst eine Vergrößerung des für die Transpiration zur Verfügung stehenden Wasserreservoirs im Boden. Dadurch erhöht sich einerseits die Verdunstungsrate und als Folge reduziert sich andererseits über die Kopplung in der Bodenenergiebilanz der sensible Wärmestrom vom Boden in die Atmosphäre. Die Folge ist eine Abnahme der klimatologischen Jahresmitteltemperatur um einige Zehntel Grad Celsius. Da der Effekt sich am stärksten in den Sommermonaten auswirkt, können die Abweichungen im Monatsmittel hier bis zu 1 K betragen.

Im Vergleich zu diskutierten Klimaänderungen der vergangenen 100 Jahre sind diese Einflüsse nicht generell zu vernachlässigen. Da die für die Behandlung der bodenphysikalischen Prozesse in den Klimamodellen benötigten Eingangsparameter wie die Wurzeltiefe oder der Bodentyp mit seinen Speicherkapazitäten für Wärme und Wasser zum größten Teil nur sehr ungenau bekannt sind bzw. in sehr groben räumlichen Auflösungen vorliegen, sollten diese möglichen Unsicherheitsfaktoren bei der Interpretation von Klimasimulationen berücksichtigt werden. Außerdem ergibt sich hieraus die Notwendigkeit einer genaueren räumlichen und zeitlichen Bestimmung dieser Parameter.

II.10.3 Einfluss der Modellgebietsgröße

Die Projektpartner BTU Cottbus und MPI Hamburg haben für die Modellsimulationen verschiedene Versionen des Regionalmodells REMO sowie unterschiedliche Modellgebiete verwendet (vgl. Kapitel II.4.2). Um den Einfluss der Modellgebietsgröße auf die Simulationsergebnisse zu untersuchen, wurde am Max-Planck-Institut für die Modellgebiete von MPI und BTU jeweils eine REMO Simulation mit derselben Modellversion für heutiges Klima durchgeführt.

1) Modellstudie

Als Modell für diese Sensitivitätsstudie wurde die REMO-Version 5.3 ausgewählt. Mit ihr wurden zwei Simulationen für heutiges Klima über jeweils 5 Jahre von 1979 bis 1983 durchgeführt. Die zeitabhängigen Randwerte für diese Simulationen wurden wieder aus Reanalysedaten des ECMWF (ERA15) für den entsprechenden Zeitraum vorgegeben. Die horizontale Auflösung beträgt $1/6^\circ$, die vertikale Auflösung 20 Schichten. Die erste Simulation wurde für das MPI-IVECC Modellgebiet mit 289×321 Gitterpunkten gerechnet, die zweite Simulation für das BTU-QUIRCS Modellgebiet mit 151×151 Gitterpunkten (siehe Abbildung II.10-16 und Tabelle 2 auf Seite 49).

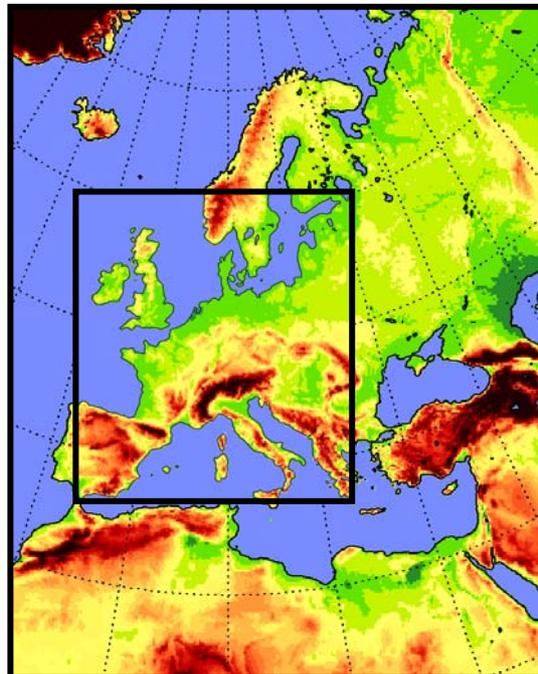


Abbildung II.10-16: IVECC Modellgebiet (MPI, aussen) $1/6$ Grad mit 289×321 Gitterpunkten und QUIRCS Modellgebiet (BTU, innen) $1/6$ Grad mit 151×151 Gitterpunkten

2) Ergebnisse

Die horizontalen Vergleiche der IVECC und der QUIRCS Simulation sind für das Überschneidungsgebiet der beiden Modellgebiete, das dem QUIRCS Gebiet entspricht, durchgeführt worden. In der Folge ist jeweils die Differenz von IVECC minus QUIRCS dargestellt. In Abbildung II.10-17 ist die mittlere Änderung der 2m Temperatur im Juli 1979-1983 zu sehen. Allein auf Grund der unterschiedlichen Modellgebietsgröße ist im gesamten Untersuchungsgebiet die 2m Temperatur im IVECC Lauf höher als im QUIRCS Lauf. In Osteuropa kommt es dabei zu Temperaturunterschieden von mehr als 3 K.

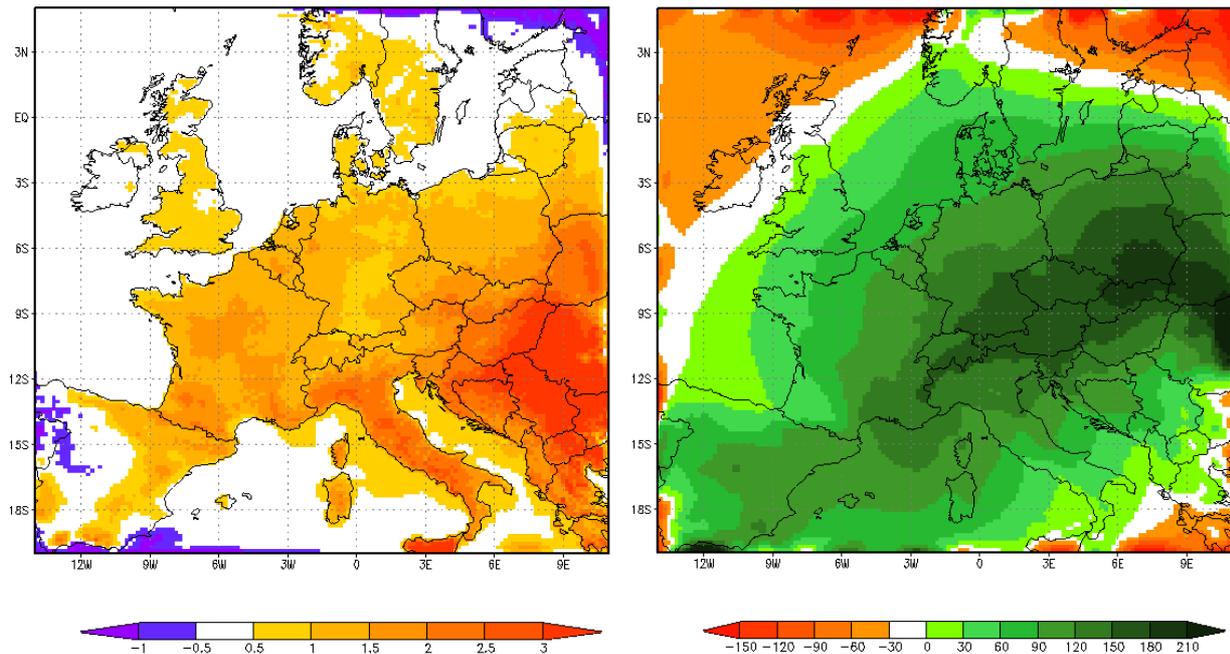


Abbildung II.10-17: Differenz der 2m Temperatur in K (links) und des mittleren reduzierten Bodendrucks auf Meeressniveau in Pa (rechts) zwischen IVECC und QUIRCS Simulation für Juli (1979 bis 1983)

In Abbildung II.10-17 ist auch die mittlere Änderung der Druckverhältnisse auf Meeressniveau für den Juli dargestellt. Hier zeigt sich, dass durch die unterschiedliche Modellgebietsgröße die großskaligen Druckverhältnisse deutlich beeinflusst werden. Während im kleineren QUIRCS Gebiet die Drucksysteme mehr durch den Vorgaben am Rand des Modellgebietes beeinflusst werden, können sich im größeren IVECC Gebiet eigenständige Drucksysteme freier entwickeln. Der höhere Luftdruck am Boden im IVECC Gebiet geht einher mit deutlich erhöhten Temperaturen nahe der Oberfläche.

Abbildung II.10-18 zeigt den mittleren Jahresgang der 2m Temperatur für den IVECC Lauf (rot) und den QUIRCS Lauf (blau) im Vergleich zu den ERA40 Reanalysen und den Beobachtungsdaten der CRU als Gebietsmittel für Deutschland. Allein auf Grund des größeren Modellgebiets liegen die Temperaturen bei größerem Modellgebiet von Frühjahr bis Herbst deutlich über den Temperaturen der Simulation mit kleinerem Modellgebiet.

Für den Niederschlag sind die mittleren Jahresgänge für IVECC und QUIRCS Lauf im Vergleich zu den ERA40 Reanalysen und Beobachtungen der CRU im Gebietsmittel für Deutschland in Abbildung II.10-19 zu sehen. Die Niederschläge im großen Modellgebiet sind fast im gesamten Jahresverlauf geringer als die Niederschläge im kleineren QUIRCS Gebiet. Es zeigt sich, dass im IVECC Gebiet das Austrocknungsproblem im Herbst verstärkt auftritt. Im kleinen Modellgebiet wird es weniger stark sichtbar; allerdings werden hier vor allem die Frühjahrsniederschläge deutlich überschätzt.

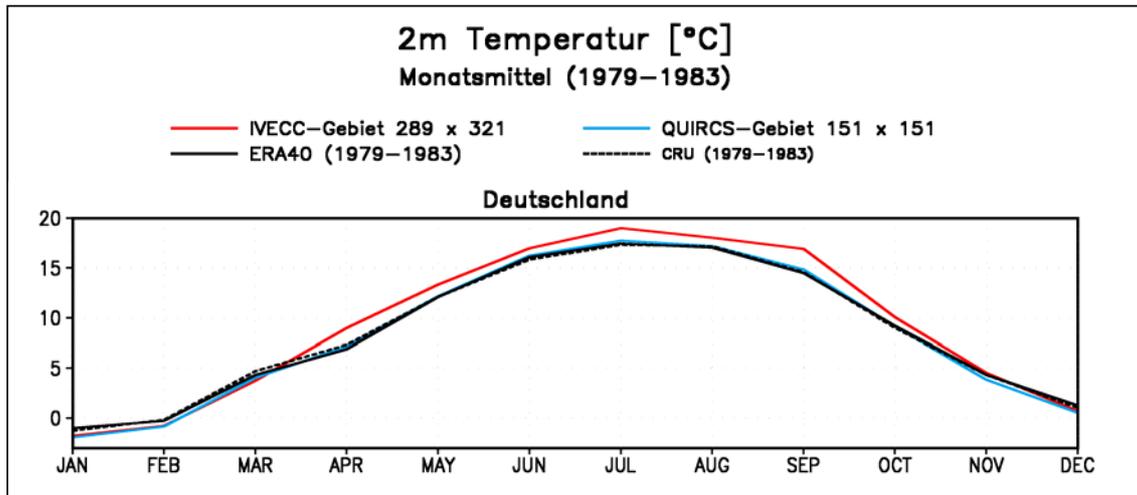


Abbildung II.10-18: Mittlerer Jahresgang der 2m Temperatur in [°C] 1979-1983 im Gebietsmittel Deutschland für den IVECC Lauf (rot) und den QUIRCS Lauf (blau) im Vergleich zu entsprechenden Mitteln der ERA40 Daten (schwarze durchgezogene Linie) und der CRU Daten (schwarze gestrichelte Linie)

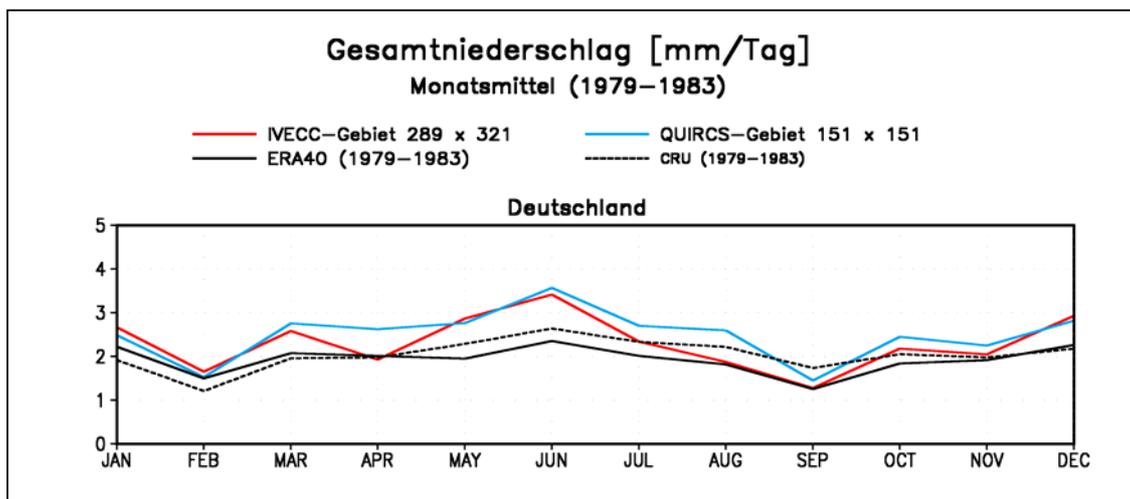


Abbildung II.10-19: Mittlerer Jahresgang des Niederschlags in [mm/Tag] 1979-1983 im Gebietsmittel Deutschland für den IVECC Lauf (rot) und den QUIRCS Lauf (blau) im Vergleich zu entsprechenden Mitteln der ERA40 Daten (schwarze durchgezogene Linie) und der CRU Daten (schwarze gestrichelte Linie)

3) Resumée

Die Größe des Modellgebiets scheint verantwortlich zu sein für zu hohe sommerliche Temperaturen und ein ausgeprägtes Niederschlagsminimum im Spätsommer. Der Einfluss der Gebietsgröße ist gegenläufig zum Einfluss der zeitabhängigen Vegetationsphänologie (Kapitel II.10.1) und überwiegt den Vegetationseffekt auf die Temperaturen. Die Wirkungskette der Ursachen, warum ein größeres Modellgebiet zu diesen Effekten führt, wird derzeit am MPI in der Gruppe der Regionalmodellierung noch genauer analysiert.

II.10.4 Einfluss der vertikalen Modellauflösung

Variationen bei der Anzahl der von einem Klimamodell berücksichtigten atmosphärischen Schichten (also der vertikalen Auflösung) können prinzipiell Auswirkungen auf die Simulationsergebnisse haben. Generell gilt es, einen Konsens zu finden zwischen einer möglichst genauen Erfassung vertikaler Gradienten atmosphärischer Parameter (erfordert eine hohe Vertikalauflösung) und einer Begrenzung des Rechenzeitbedarfs (Verwendung einer möglichst niedrigen Vertikalauflösung).

1) Modellstudie

Um den Effekt unterschiedlicher Vertikalauflösungen zu untersuchen, wurden drei Sensitivitätsstudien mit dem regionalen Klimamodell REMO 5.1/5.3 durchgeführt. Die verwendete Anzahl vertikaler Schichten variierte dabei zwischen 20 (**L20**), 31 (**L31**) und 40 (**L40**). Simuliert wurde das Jahr 1998 mit einer horizontalen Auflösung von $\frac{1}{2}^\circ$ auf rotiertem Gitter (entspricht ca. 50 km). Das verwendete Modellgebiet umfasst den europäischen Kontinent sowie weite Teile des Nordatlantiks und des Mittelmeergebietes (siehe Abbildung II.10-20). Als lateraler Antrieb wurden erneut die operationellen Analysen des ECMWF verwendet. Die Auswertung erfolgte für das Ostsee-Einzugsgebiet (nur Landpunkte) sowie für die Einzugsgebiete der Elbe, des Rheins und der Donau.

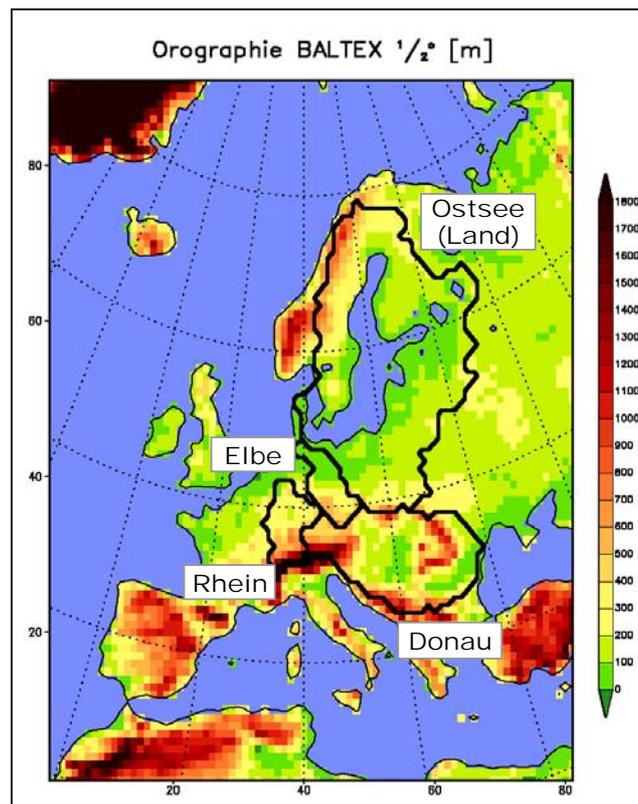


Abbildung II.10-20: Orographie des REMO $\frac{1}{2}^\circ$ Modellgebietes in [m] und Umrisse der vier analysierten Einzugsgebiete Ostsee, Elbe, Rhein und Donau

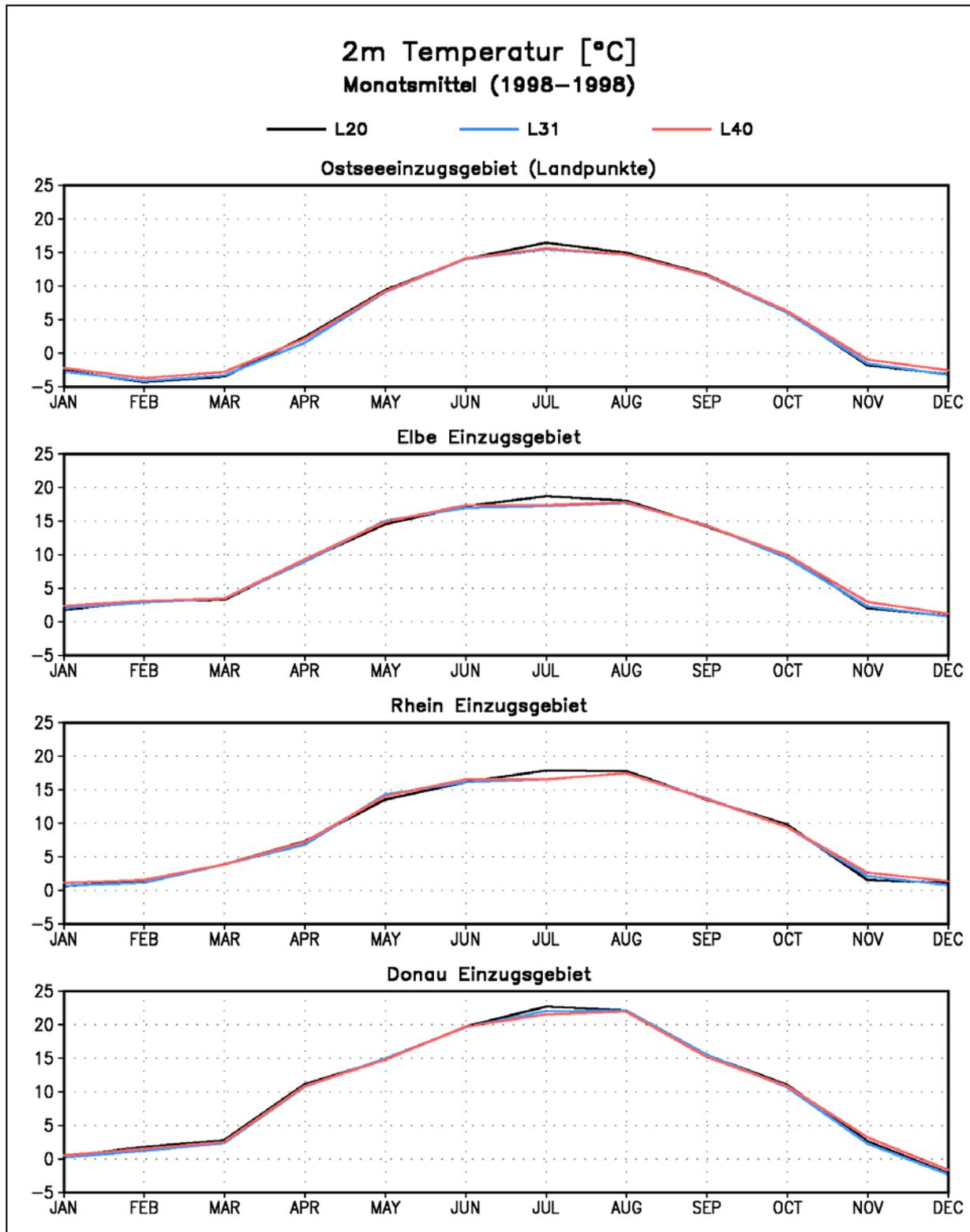


Abbildung II.10-21: Simulierte Jahresgänge der 2m Temperatur in den vier untersuchten Einzugsgebieten für drei unterschiedliche Vertikalaufösungen L20 (schwarz), L31 (blau), L40 (rot)

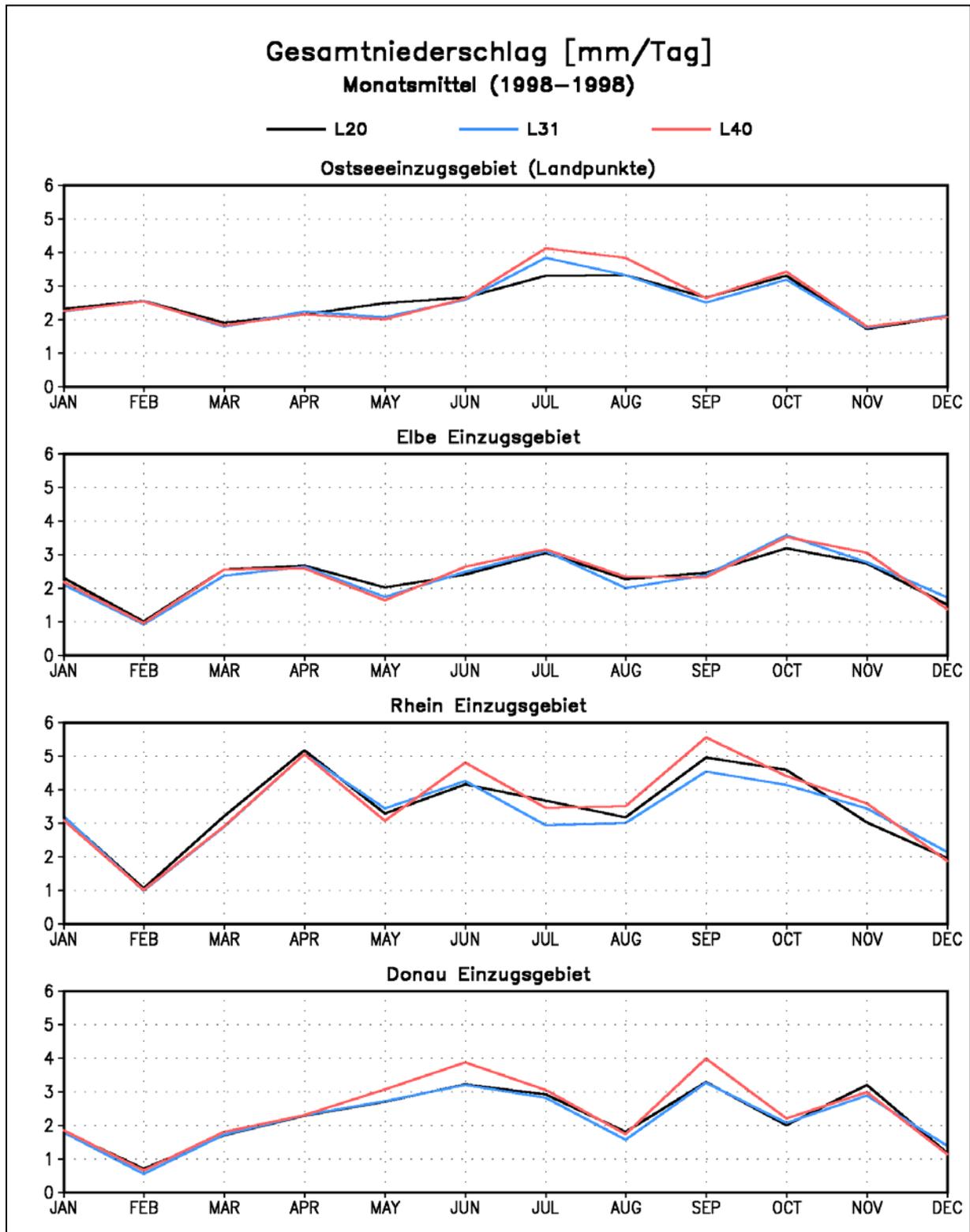


Abbildung II.10-22: Simulierte Jahresgänge des Gesamtniederschlags in den vier untersuchten Einzugsgebieten für drei unterschiedliche Vertikalauflösungen L20 (schwarz), L31 (blau), L40 (rot)

2) Ergebnisse

Abbildung II.10-21 zeigt den Jahresgang der 2m Temperatur als Gebietsmittel über die vier untersuchten Einzugsgebiete. Der Temperaturverlauf ist in den drei Simulationen mit unterschiedlicher Anzahl vertikaler Schichten sehr ähnlich. Größere Unterschiede von bis zu 2°C treten lediglich im Monat Juli auf. Hier liegt die Modellsimulation mit der Standardauflösung L20 deutlich über den L31 und L40 Simulationen. Eine Erhöhung der vertikalen Auflösung bewirkt also eine Erniedrigung der Juli Temperatur. Diese Temperaturanomalie ist verbunden mit einem etwas geringeren Luftdruck, einem höheren Bedeckungsgrad und einer geringeren solaren Strahlungsbilanz (hier nicht gezeigt). Bezüglich des Niederschlags lässt sich kein einheitliches Bild ausmachen (Abbildung II.10-22). Lediglich im Ostsee-einzugsgebiet liegt die L20 Simulation im Juli auf deutlich niedrigerem Niveau, produziert also weniger Niederschlag.

3) Resumée

Eine Erhöhung der Anzahl vertikaler Atmosphärenschichten von 20 auf 31 bzw. 40 führt in der gewählten Modellkonfiguration in allen untersuchten Einzugsgebieten zu einer sichtbaren Absenkung der bodennahen Temperatur im Juli. Die Temperaturverhältnisse der restlichen Monate bleiben weitgehend unbeeinflusst. Es ist zu vermuten, dass sich die Änderung der Vertikalauflösung auf den vertikalen atmosphärischen Luftmassenaustausch und insbesondere auf die Konvektion auswirkt. Die Bedeutung dieser Prozesse ist im Untersuchungsgebiet während des Sommers weit stärker ausgeprägt als im Winter, weshalb der größte Einfluss im zentralen Sommermonat zu beobachten ist. Für eine weitergehende Analyse wären allerdings zusätzliche Simulationen über längere Zeiträume notwendig, um den Effekt der internen Modellvariabilität zu minimieren. Der Fokus der Untersuchungen wäre hierbei insbesondere auf das Zusammenspiel zwischen horizontaler und vertikaler Modellauflösung zu legen.

II.10.5 Einfluss der horizontalen Modellauflösung

Eine der grundlegenden Entscheidungen, die bei der Konfiguration eines Modells für eine bestimmte Simulation getroffen werden müssen, ist die Wahl der horizontalen Auflösung. Sie kann - abhängig von den klimatischen Verhältnissen, der Variabilität der Bodeneigenschaften und der Orographie in der betrachteten Region - entscheidenden Einfluss auf die Güte einer Simulation haben. Darüber hinaus bestimmt die horizontale Modellauflösung weitgehend den Bedarf an Rechenzeit und Speicherplatzkapazität.

1) Modellstudie

Wie sich die horizontale Auflösung im regionalen Modell MM5 [Grell et. al., 1995] auswirkt, wird hier anhand der Regionalisierung der globalen ECMWF Reanalysen näher untersucht. Dazu werden die Ergebnisse von 2 Simulationen mit unterschiedlicher Auflösung analysiert:

1. In der ersten Simulation (Simulation S1) wird MM5 direkt von den globalen ECMWF Reanalysen angetrieben (I. Nestungsstufe). Die Ergebnisse dieser Simulation werden auch für den in Kapitel II.4 beschriebenen Modellvergleich herangezogen. Die horizontale Auflösung beträgt 19.2 km, die Länge des Grundzeitschrittes für die Integration der Modellgleichungen liegt bei rund 70 s.
2. Zusätzlich wird als Vergleichssimulation (Simulation S2) MM5 nochmals in sich selbst genestet, wobei nun eine deutlich höhere Auflösung von 4.8 km gewählt wird. Dies erfordert allerdings auch eine Reduzierung des Zeitschrittes auf etwa 15 s. Um den daraus resultierenden drastisch steigenden Rechenaufwand in Grenzen zu halten, wird das Modellgebiet verkleinert (vgl. Abbildung II.10-23) und nur das Jahr 1990 mit einer zusätzlichen Vorlaufzeit von 2 Monaten simuliert. Abgesehen von Gebietsgröße, Gitterlänge und Zeitschrittlänge wird die Modellkonfiguration einschließlich der gewählten Parameterisierungen unverändert aus der Simulation 1 übernommen.

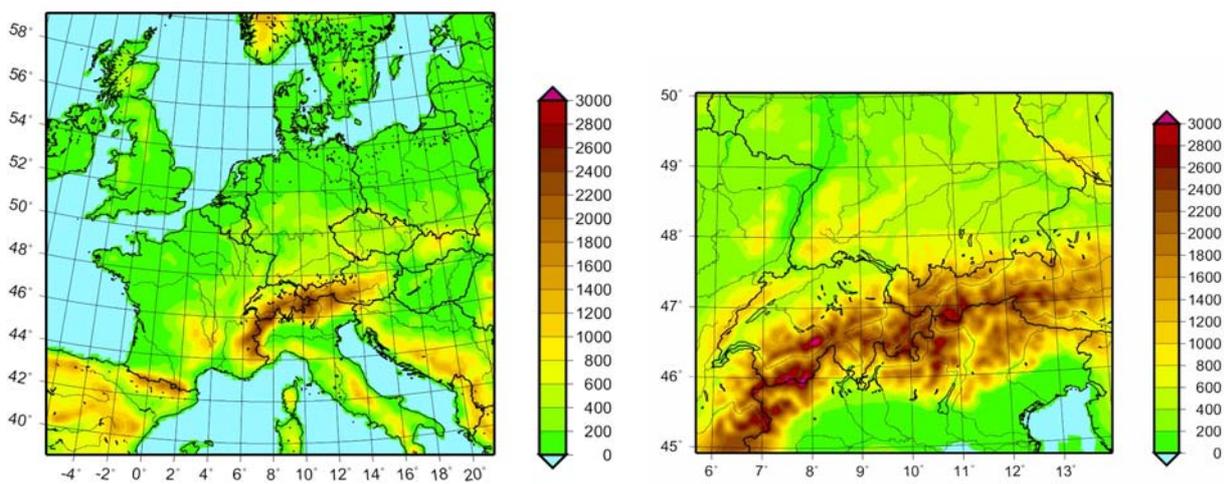


Abbildung II.10-23: In MM5 verwendete Modellorographie für die Simulation S1 (links, Auflösung 19.2 km) und für die Simulation S2 (rechts, Auflösung 4.8 km)

Prinzipiell führt eine höhere Auflösung zu einer deutlich detaillierteren und damit auch besseren Wiedergabe der Eigenschaften der Erdoberfläche im Modell. Dies ist besonders augenfällig bei dem Vergleich der in den beiden Simulationen verwendeten Orographien (Abbildung II.10-23). Erst die höhere Auflösung erlaubt zum Beispiel eine Unterscheidung von Nordalpen und Alpenhauptkamm und ermöglicht die Identifizierung der größeren Alpentäler wie Oberrheintal oder Inntal.

Sofern die Datengüte mit der Erhöhung der Auflösung Schritt hält, werden auch andere für das Bodenmodell wichtige Parameter, wie zum Beispiel Feuchte- und Wärmeleitfähigkeit des Erdbodens oder Albedo und Rauigkeit der Erdoberfläche genauer im Modell dargestellt. Darüber hinaus bewirkt eine Verringerung der Gitterweite auch eine Verschiebung der Trennskala zwischen skaligen und subskaligen Prozessen. Geringere Gitterweiten mindern den Einfluss der teilweise recht ungenauen Parameterisierungen. Andererseits wird bei Verkleinerung der Modellskala auch eine Reihe von grundlegenden Modellannahmen wie lokale horizontale Homogenität, die bei der Behandlung einiger Prozesse vorausgesetzt wird, mehr und mehr verletzt.

2) Ergebnisse

Der Einfluss der Modellauflösung macht sich vor allem im bodennahen Temperaturfeld bemerkbar. Abbildung II.10-24 zeigt die Jahresmittelwerte der berechneten 2m-Temperatur aus den Simulationen S1 und S2 für das Jahr 1990. Wegen der Höhenabhängigkeit der Temperatur ergibt sich bei höherer Auflösung ein deutlich ausgeprägtes Muster mit größeren Temperaturunterschieden zwischen Tälern und Gebirgskämmen. Dies führt vor allem in den größeren Gebirgsregionen zu gravierenden Änderungen in der kleinräumigen Temperaturverteilung.

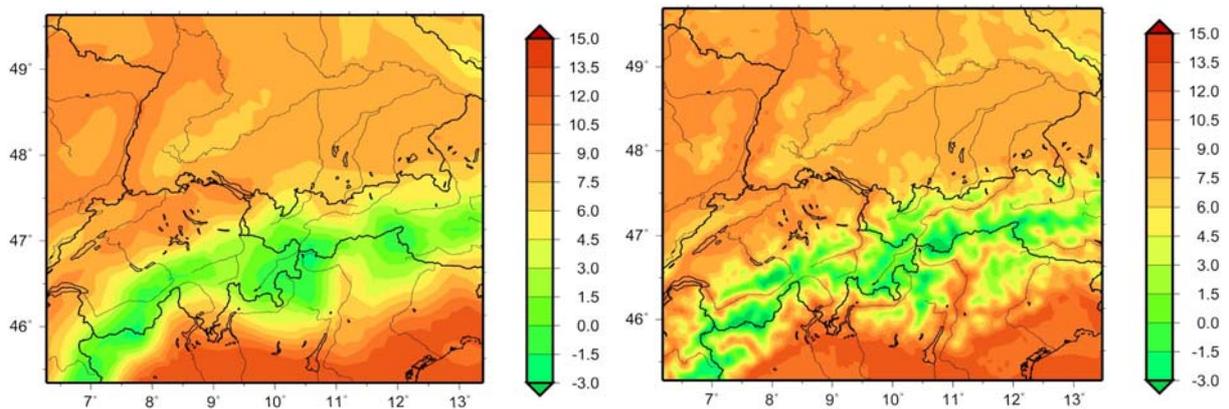


Abbildung II.10-24: Jahresmittelwert der 2m-Temperatur für 1990 aus den Simulationen S1 mit der Auflösung 19.2 km (links) und S2 mit der Auflösung 4.8 km (rechts)

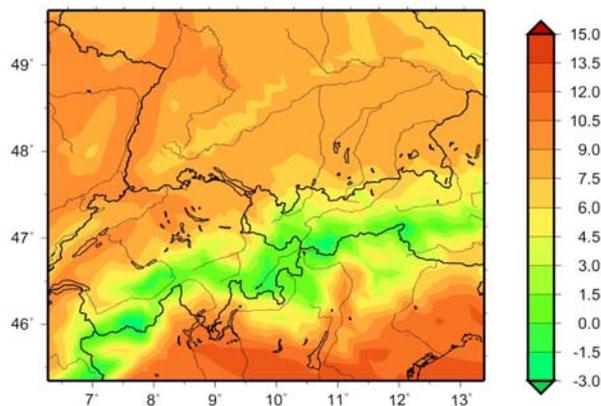


Abbildung II.10-25: Jahresmittelwert für 1990 der auf eine Auflösung von 19,2 km reduzierten 2m-Temperatur aus der Simulation S2 (**Abbildung II.10-25** rechts)

Die höher auflösende Simulation S2 liefert vor allem zusätzliche Temperaturmuster im Skalenbereich von 4,8 bis 19,2 km. Um die Strukturen der Temperaturverteilung dieser Simulation im Bereich oberhalb von 19,2 km deutlicher sichtbar zu machen wird das Ergebnis über jeweils 4 mal 4 Gitterzellen gemittelt, so dass die gleiche Auflösung wie für die Ergebnisse der Simulation S1 entsteht. Das auf diese Weise skalenreduzierte (geglättete) Temperaturfeld der Simulation S2 (Abbildung II.10-25) zeigt grundsätzlich ähnliche Strukturen wie in der Simulation S1 (Abbildung II.10-24, links). Eine Ausnahme bildet die Alpenregion, wo das geglättete Temperaturfeld der Simulation S2 etwas andere und zum Teil strukturiertere Muster aufweist.

Die Unterschiede werden deutlicher, wenn die (skalenvereinheitlichte) Differenz der Temperaturfelder aus den beiden Simulationen gebildet wird (Abbildung II.10-26 links). In der Simulation S2 liegen die Jahresmittelwerte der 2m-Temperatur im Alpenraum und in den größeren Mittelgebirgen (insbesondere Schweizer Jura, Vogesen, südlicher und nördlicher Teil des Schwarzwalds, Schwäbische Alb und Bayerischer Wald) über den entsprechenden Werten aus S1, im übrigen Bereich eher darunter. Die Abweichungen betragen dabei teilweise deutlich mehr als 1 K.

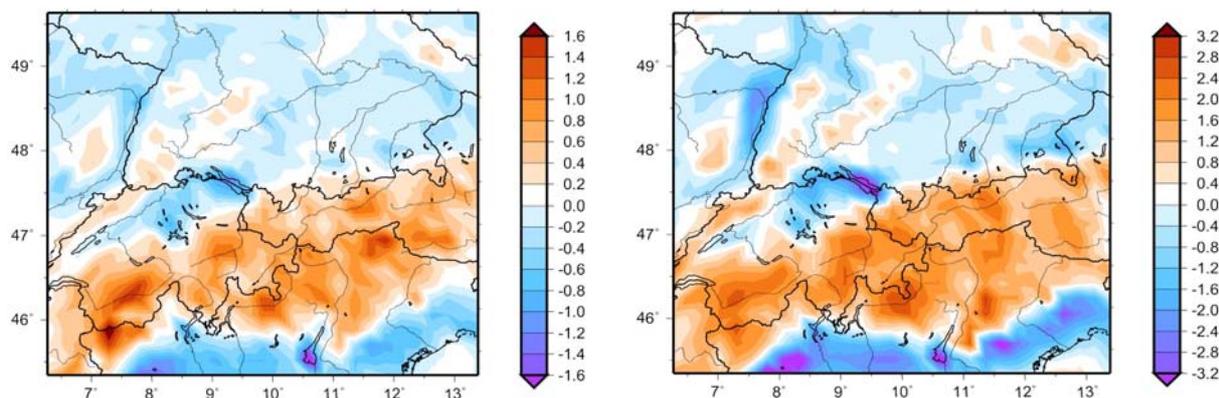


Abbildung II.10-26: Differenz der skalenvereinheitlichten 2m-Temperatur der Simulation S2 und der 2m-Temperatur der Simulation S1 für das Jahresmittel 1990 (links) und das Monatsmittel Januar 1990 (rechts)

Dieser Effekt wird offenbar hauptsächlich durch winterliche Wetterlagen hervorgerufen, wie ein Vergleich mit dem Temperaturdifferenzfeld für den Januar (Abbildung II.10-26 rechts) ergibt. Gerade im Winter bilden sich in den Ebenen häufig Temperaturinversionen. Offenbar werden diese von der höher auflösenden Simulation S2 besser erfasst und in ihrer Wirkung stärker dargestellt. Dies dürfte einer der Gründe sein, weshalb die größeren Tal- und Beckenlandschaften (z. B. Oberrheinebene, nördliches Schweizer Voralpenland und Poebene) in der Simulation S2 deutlich kälter wiedergegeben werden. Im Gebirge kann die Ausbildung von Inversionen durch regionale Windsysteme unterdrückt oder erschwert werden. Um diese Systeme im Modell darstellen zu können, ist eine entsprechend hohe Auflösung Voraussetzung, was in der Simulation S2 eher gegeben ist. Dies erklärt zum Teil die gegenüber S1 höheren 2m-Temperaturen in den Alpen und den unmittelbar angrenzenden Regionen sowie in den größeren Mittelgebirgen.

Kleinere Gitterweiten führen im Modell nicht nur zu veränderten räumlichen Strukturen, auch die zeitliche Variabilität ändert sich. Dies gilt sowohl für die Schwankungen innerhalb eines Tages wie auch für die jahreszeitlichen Schwankungen. Die Unterschiede zwischen den beiden Simulationen zeigt Abbildung II.10-27, wobei vor der Differenzbildung die Werte aus S2 in der oben beschriebenen Weise zunächst auf die gleiche Skala wie in S1 reduziert wurden.

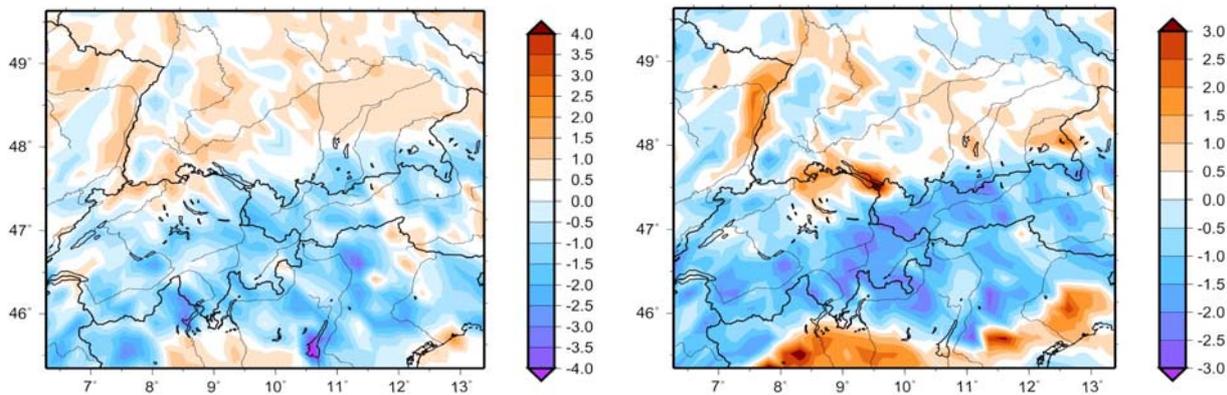


Abbildung II.10-27: Differenz der skalenvereinheitlichten Tagesvariation (Jahresmittelwert 1990, links) und der Jahresvariation (Juli-Januar 1990, rechts) der 2m-Temperatur zwischen den Simulationen S2 und S1

Über den Ebenen ist die in der Simulation S2 berechnete Tagesschwankung größtenteils etwas größer als in S1 (Abbildung II.10-27 links). Deutlich geringere Schwankungen finden sich hingegen in Teilen der Alpen und der angrenzenden Regionen sowie über einigen Bereichen der Mittelgebirge. Ein ähnliches Bild ergeben die Unterschiede in den simulierten Jahresvariationen, hier erfasst durch die Differenz der Monatsmittelwerte von Juli und Januar (Abbildung II.10-27 rechts). Die Muster sind stark korreliert mit der Differenz der Januar-Temperaturen (Abbildung II.10-26 rechts). Dies lässt darauf schließen, dass die zuvor diskutierten Unterschiede der Januarwerte auch wesentlich zu den Unterschieden in der Jahreszeitvariation beitragen.

Ähnlich wie die Temperaturverteilung wird auch die Niederschlagsverteilung sehr stark durch die Orographie geprägt, wobei jedoch nicht nur die absolute Höhe sondern vor allem auch die Barrierewirkung der Gebirge die Verteilung beeinflusst. Wie sich dies in den beiden unterschiedlich auflösenden MM5 Simulationen auswirkt, zeigt Abbildung II.10-28.

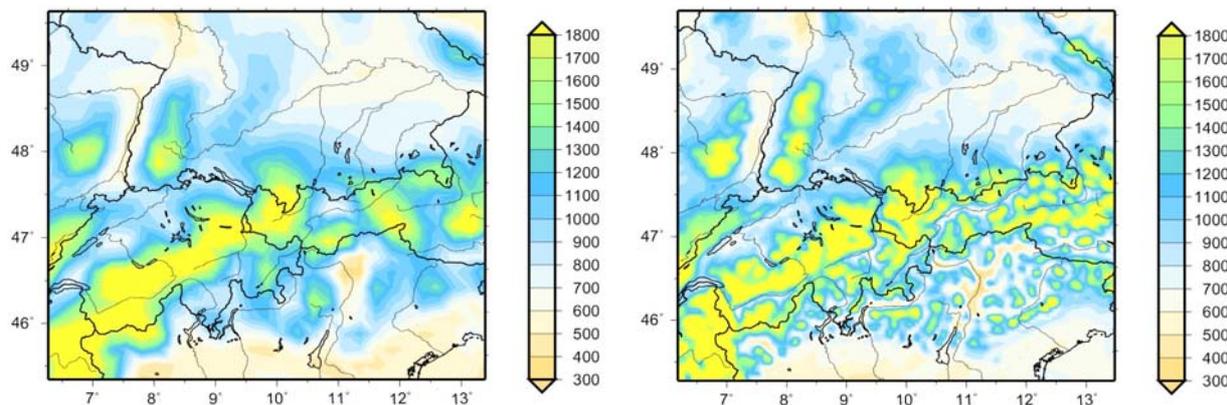


Abbildung II.10-28: Jahresniederschlag 1990 aus der Simulation S1 mit der Auflösung 19,2 km (links) und aus der Simulation S2 mit der Auflösung 4,8 km (rechts)

Beide Simulationen liefern für den Jahresniederschlag erwartungsgemäß Maxima über den Gebirgen, wobei die Simulation S2 aufgrund der detaillierteren Orographie auch entsprechend ausgeprägtere Muster produziert. Die gröberskaligen Muster scheinen ähnlich zu sein, auch der über ganz Süddeutschland gebildete Gebietsniederschlag erreicht in beiden Simulationen ähnliche Werte.

Insgesamt zeigt der berechnete Niederschlag eine von West nach Ost abnehmende Tendenz, was auf die in Mitteleuropa dominierenden Westwindwetterlagen zurückzuführen ist.

Um die Unterschiede zwischen den Simulationen auf der Skala oberhalb von 19,2 km zu verdeutlichen, kann ähnlich wie bei den zuvor beschriebenen skalenvereinheitlichten Vergleichen für die Temperatur vorgegangen werden. Dabei wird zunächst die Niederschlagsverteilung aus der Simulation S2 auf 19,2 km skalenreduziert (gemittelt) und anschließend die Differenz zur Simulation S1 gebildet. Das Resultat für die Jahressumme 1990 ist in Abbildung II.10-29 dargestellt.

Mit der höher aufgelösten Orographie wird auch die Barrierewirkung der Gebirge besser wiedergegeben, so dass entsprechende Auswirkungen auf die Niederschlagsverteilung aufgrund verstärkter Luv-Lee-Effekte zu erwarten sind. Tatsächlich zeigt die Simulation S2 höhere Jahresniederschläge an den Westseiten der Mittelgebirge und entsprechend geringere Werte auf den der dominierenden Westströmung abgewandten Seiten, was besonders deutlich an den Vogesen und am Schwarzwald zu erkennen ist. In der Alpenregion liefert die Simulation S2 über dem Hauptkamm geringere Niederschläge, während über den Randbereichen, insbesondere über den Nordalpen und zum Teil auch über den südlichen und westlichen Rändern, mehr Niederschlag produziert wird. Ursache ist ebenfalls die in S2 ausgeprägter wiedergegebene Barrierewirkung, die bei stärkerer Anströmung zu intensiveren Stauwetterlagen führt und so eine teilweise Verlagerung der Niederschläge vom Inneren hin zu den Randbereichen der Gebirgsformationen bewirkt.

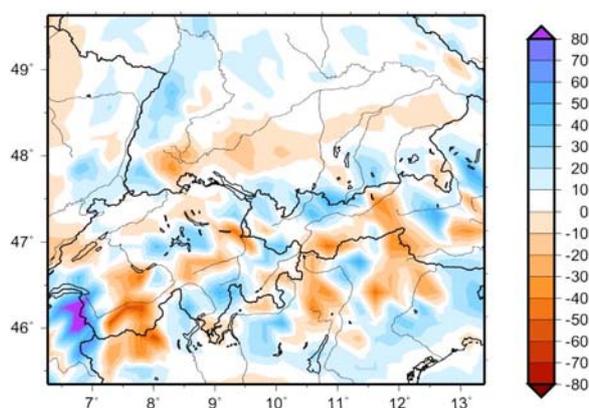


Abbildung II.10-29: Differenz des skalenreduzierten Niederschlags aus der Simulation S2 und des Niederschlags aus der Simulation S1 für das Jahr 1990

Die Modellauflösung hat nicht nur Auswirkungen auf die Gesamtniederschlagsmenge, die simulierten Häufigkeiten und Intensitäten von Niederschlagsereignissen werden ebenso beeinflusst. Abbildung II.10-30 zeigt dazu die aus den beiden Simulationen für das Jahr 1990 berechneten Verteilungen der Anzahl von Tagen mit mehr als 10 mm Niederschlag (Tage mit intensivem Niederschlag). Die dargestellten Muster weisen große Ähnlichkeiten mit den Verteilungen der absoluten Niederschlagsmengen auf (vgl. Abbildung II.10-28). In beiden Fällen spielt die Orographie mit den damit verbundenen Luv-Lee-Effekten eine große Rolle. Die Simulation S2 produziert daher nicht nur feinere Strukturen, es werden in den Gebirgsregionen auch insgesamt häufiger intensive Niederschlagsereignisse simuliert, wobei sich die Anzahl zum Teil mehr als verdoppelt. Ähnlich wie im Fall der Niederschlagsmengen verlagern sich in S2 die Maxima der Ereignishäufigkeiten von den Gebirgskämmen hin zu den bevorzugt angeströmten Luv-Seiten in den westlichen und nördlichen Randbereichen. Entsprechende Veränderungen ergeben sich für die häufig im Niederschlagschatten liegenden Gebiete.

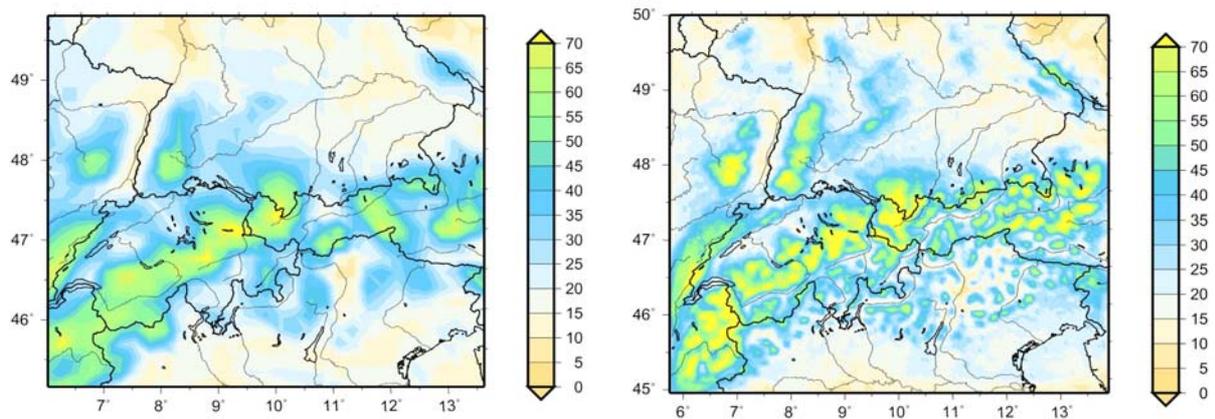


Abbildung II.10-30: Anzahl der Tage mit mehr als 10 mm Niederschlag aus den Simulation S2 (links) und S1 (rechts) für das Jahr 1990

3) Resumée

Die hier dargestellten Ergebnisse aus den beiden Jahressimulationen zeigen, dass mit steigender Auflösung nicht nur neue Muster hinzukommen, sondern sich auch die bereits erfassten grösser-skaligen Strukturen ändern. Die Modellauflösung hat ebenfalls Einfluss auf die zeitliche Variabilität der simulierten Größen und damit auch auf die Modellierung der Intensität und Häufigkeiten von extremen Ereignissen, wie am Beispiel der Tages- und Jahreszeitenvariabilität der 2m-Temperatur und der Häufigkeit von Starkregentagen gezeigt wurde.

Für die Simulation S1 liegt ein Vergleich von Modellergebnissen und Beobachtungsdaten über Deutschland für den Zeitraum 1979-93 vor (siehe Kapitel II.2). Danach simuliert das Modell generell zu niedrige Temperaturen. Die Ergebnisse der Simulation S2 für das Jahr 1990 geben keinen Hinweis darauf, dass eine höhere Auflösung den Temperaturbias zumindest für den in der Simulation betrachteten süddeutschen Raum generell verringern kann. Hinsichtlich der Niederschlagsverteilung scheint eine höhere Auflösung jedoch zu einer signifikanten Verbesserung beitragen zu können. Der Modellvergleich ergibt zum Beispiel stärkere Niederschlagsdefizite im Oberrheintal und im Westteil des Schwarzwaldes sowie in den südlichen Teilen von Schwaben, Ober- und Niederbayern. Dies sind aber gerade die Gebiete, für die die höher auflösende Simulation S2 (vgl. Abbildung II.10-29) deutlich mehr Niederschlag produziert.

II.11 Anhänge

II.11.1 Definition der Abstandsmaße

Zur quantitativen Bestimmung der Abweichungen verschiedener Eigenschaften zweier Gitterpunktdatensätze werden die im Folgenden definierten Abstandsmaße verwendet. Die Definitionen sind für den Vergleich eines modellierten Datensatzes (M) mit einem aus Beobachtungen abgeleiteten Referenzdatensatz (R) formuliert, können aber auch auf jedes beliebige Paar gleichartiger Gitterdatensätze übertragen werden, also z.B. auch auf den Vergleich von Szenariosimulation und Kontrollsimulation oder den Vergleich zweier Beobachtungsdatsätze.

M_{imj} = Monatsmittelwert des Modellergebnisses am Gitterpunkt i für den Monat m des Jahres j

B_{imj} = Monatsmittelwert des Referenzwertes am Gitterpunkt i für den Monat m des Jahres j

Dabei markieren die Indizes

$i = 1, \dots, I$ den Index des Gitterpunktes,
 $m = 1, \dots, M$ den Monatsindex (1-12) und $m=13$ den Jahreswert,
 $j = 1, \dots, J$ den Index des Jahres (z.B. 1-15 für einen 15-jährigen Datensatz von Monatswerten).

T kennzeichnet den Gitterpunktsbereich einer Teilregion des gesamten Gitters.

Ferner sind

$$\bar{M}_{im} = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J M_{imj} ; \bar{B}_{im} = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J B_{imj} \quad (\text{Gl. II.11-1})$$

die Klimamittel der Monatsmittelwerte des Gitterpunktes i für den Monat m ,

$$\hat{M}_{mj} = \frac{1}{I} \sum_{i \in T} M_{imj} ; \hat{B}_{mj} = \frac{1}{I} \sum_{i \in T} B_{imj} \quad (\text{Gl. II.11-2})$$

die Gebietsmittel der Gitterpunkte der Teilregion T für den Monat m im Jahr j ,

$$\bar{\hat{M}}_m = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J \hat{M}_{mj} = \frac{1}{I} \sum_{i \in T} \bar{M}_{im} = \bar{\hat{M}}_m ; \bar{\hat{B}}_m = \frac{1}{J} \sum_{j=1}^J \hat{B}_{mj} = \frac{1}{I} \sum_{i \in T} \bar{B}_{im} = \bar{\hat{B}}_m \quad (\text{Gl. II.11-3})$$

die Klimamittel der Gebietsmittel der Teilregion T für den Monat m , bzw. die Gebietsmittel der Klimamittel aller Gitterpunkte der Teilregion T für den Monat m ,

$$\sigma_{SM}^2 = \frac{1}{(I-1)} \sum_{i \in T} (\bar{M}_{im} - \bar{\hat{M}}_m)^2 ; \sigma_{SB}^2 = \frac{1}{(I-1)} \sum_{i \in T} (\bar{B}_{im} - \bar{\hat{B}}_m)^2 \quad (\text{Gl. II.11-4})$$

die räumlichen Varianzen der Klimamittel über die Teilregion T für den Monat m ,

$$\sigma_{TM}^2 = \frac{1}{(J \cdot 12 - 1)} \sum_{j=1}^J \sum_{m=1}^{12} (\hat{M}_{mj} - \bar{\hat{B}})^2 ; \sigma_{TB}^2 = \frac{1}{(J \cdot 12 - 1)} \sum_{j=1}^J \sum_{m=1}^{12} (\hat{B}_{mj} - \bar{\hat{B}})^2 \quad (\text{Gl. II.11-5})$$

die zeitlichen Varianzen der Gebietsmittel aller Monate einer Zeitreihe aus Monatsmittelwerten über J Jahre für die Teilregion T , wobei

$$\bar{\hat{M}} = \frac{1}{J \cdot 12} \sum_{j=1}^J \sum_{m=1}^{12} \hat{M}_{mj} = \hat{\bar{M}} ; \quad \bar{\hat{B}} = \frac{1}{J \cdot 12} \sum_{j=1}^J \sum_{m=1}^{12} \hat{B}_{mj} = \hat{\bar{B}} \quad (\text{Gl. II.11-6})$$

die Klimamittel der Gebietsmittel aller Monatsmittel (= Klimajahresmittel) für die Teilregion T sind. Hiermit lassen sich die verwendeten Abstandsmaße wie folgt definieren.

1) Abstandsmaße zur Bewertung der Abweichungen klimatologischer Mittelwerte und ihrer räumlichen Verteilung

1.1) BIAS

$$BIAS_m = \hat{\bar{M}}_m - \hat{\bar{B}}_m \quad (\text{Gl. II.11-7})$$

Differenz der Gebietsmittel der Klimamittel aller Punkte der Teilregion T für den Monat m und das Jahr (m=13)

1.2) SRMSD (Spatial Root Mean Square Difference)

$$SRMSD_m = \sqrt{\frac{1}{I} \sum_{i \in T} (\bar{M}_{im} - \bar{B}_{im})^2} \quad (\text{Gl. II.11-8})$$

Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung zwischen den Klimamitteln aller Punkte der Teilregion T für den Monat m

1.3) RSV (Ratio of Spatial Variances)

$$RSV_m = \frac{\sigma_{SM_m}^2}{\sigma_{SB_m}^2} \quad (\text{Gl. II.11-9})$$

Verhältnis der räumlichen Varianzen der Klimamittel aller Gitterpunkte der Teilregion T für den Monat m (siehe Gl. II.11-4)

1.4) PACO (PAttern COrrrelation)

$$PACO_m = \frac{1}{(I-1)} \sum_{i \in T} \frac{(\bar{M}_{im} - \hat{\bar{M}}_m) \cdot (\bar{B}_{im} - \hat{\bar{B}}_m)}{\sigma_{SM_m} \cdot \sigma_{SB_m}} \quad (\text{Gl. II.11-10})$$

Räumliche Korrelation der Klimamittel aller Gitterpunkte der Teilregion T für den Monat m (siehe Gl. II.11-4)

2) Abstandsmaße zur Bewertung der Abweichungen der Zeitreihen der Monatsmittelwerte einer Teilregion

2.1) TRMSD (Temporal Root Mean Square Difference)

$$TRMSD = \sqrt{\frac{1}{J \cdot 12} \sum_{j=1}^J \sum_{m=1}^{12} (\hat{M}_{jm} - \hat{B}_{jm})^2} \quad (\text{Gl. II.11-11})$$

Wurzel aus der mittleren quadratischen Abweichung der Gebietsmittel der Teilregion T aller Monate einer Zeitreihe von J Jahren

2.2) RTV (Ratio of Temporal Variances)

$$RTV = \frac{\sigma_{TM}^2}{\sigma_{TB}^2} \quad (\text{Gl. II.11-12})$$

Verhältnis der zeitlichen Varianzen der Monatsmittel einer Teilregion T über alle Monate einer Zeitreihe von J Jahren (siehe Gl. II.11-5)

2.3) TCO (Temporal COrrrelation)

$$TCO = \frac{1}{(J \cdot 12 - 1)} \sum_{j=1}^J \sum_{m=1}^{12} \frac{(\hat{M}_{mj} - \bar{\hat{M}}) \cdot (\hat{B}_{mj} - \bar{\hat{B}})}{\sigma_{TM} \cdot \sigma_{TB}} \quad (\text{Gl. II.11-13})$$

Zeitliche Korrelation der Gebietsmittel aller Monatsmittel einer Zeitreihe von J Jahren für die Teilregion T (siehe Gl. II.11-5)

3) Abstandsmaße zur Bewertung der Abweichungen der klimatologisch gemittelten Jahresgänge der Monatsmittel einer Teilregion

3.1) MAMD (Mean Absolute Monthly Difference)

$$MAMD = \frac{1}{12} \sum_{m=1}^{12} \left| \hat{M}_m - \hat{B}_m \right| \quad (\text{Gl. II.11-14})$$

Jahresmittel der Abstände der monatlichen Klimamittel beider Datensätze für die Teilregion T bzw. mittlerer Abstand der klimatologischen Jahresgänge der Teilregion

3.2) ROYA (Ratio Of Yearly Amplitude)

$$ROYA = \frac{\max_m(\hat{M}_m) - \min_m(\hat{M}_m)}{\max_m(\hat{B}_m) - \min_m(\hat{B}_m)} \quad (\text{Gl. II.11-15})$$

Verhältnis der Abstände zwischen den maximalen und minimalen Monatsmittelwerten der klimatologischen Jahresgänge der Teilregion T

3.3) C-TCO (Climatological–Temporal COrrrelation)

$$C-TCO = \sum_{m=1}^{12} \frac{(\hat{M}_m - \hat{M}) \cdot (\hat{B}_m - \hat{B})}{\sqrt{(\hat{M}_m - \hat{M})^2 \cdot (\hat{B}_m - \hat{B})^2}} \quad (\text{Gl. II.11-16})$$

Zeitliche Korrelation der monatlichen Klimamittel für die Teilregion T bzw. zeitliche Korrelation der klimatologischen Jahresgänge der Teilregion

II.11.2 Ausgewertete Klimaparameter der Modellsimulationen

Die nachfolgende Aufstellung gibt einen Überblick über die bei allen regionalen Klimasimulationen standardmäßig ausgewerteten meteorologischen Grundgrößen und der daraus abgeleiteten Klimaparameter.

Klimaparameter	Meteorologische Grundgröße	Feldkennung	Einheit	Werteklassen
Monatsmitteltemperatur	2m Temperatur Tagesmittel T_{mean}	167	K	0
Tagesmaximum (Monatsmittel)	2m Temperatur Tagesmaximum T_{max}	201	K	0
Tagesminimum (Monatsmittel)	2m Temperatur Tagesminimum T_{min}	202	K	0
Tagesamplitude (Monatsmittel)	2m Temperatur $T_{\text{max}} - T_{\text{min}}$	403	K	0
Monatsniederschlagssumme	Gesamtniederschlag Tagessumme rr	41	mm	0
Monatsmittel der spezifischen Feuchte	spezif. Feuchte in 2m Tagesmittel q_v	468	kg/kg	0
Monatsmittel der Taupunkttemperatur	Taupunkt-Temp. in 2m Tagesmittel T_d	168	K	0
Monatsmittel der Windstärke	10m Windgeschwindigkeit skalares Stundenmittel $ v $	171	m/s	0
Monatsmittel SLP (sea level pressure)	Reduzierter Bodendruck Tagesmittel P_{NN}	151	Pa	0
kurzwellige Einstrahlung, TOA ⁵ Monatsmittel von Tagesintervallen	$Q_{\text{SW}} \downarrow$ extraterrestrisch 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	303	W/m^2 (> 0)	0
kurzwellige Ausstrahlung, TOA Monatsmittel von Tagesintervallen	$Q_{\text{SW}} \uparrow$ extraterrestrisch 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	203	W/m^2 (> 0)	0
kurzwellige Strahlungsbilanz, TOA Monatsmittel von Tagesintervallen	Q_{SW} extraterrestrisch 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	178 =303-203	W/m^2 (\pm)	0
langwellige Strahlungsbilanz, TOA Monatsmittel von Tagesintervallen	Q_{LW} extraterrestrisch 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	179	W/m^2 (\pm)	0
netto Strahlungsbilanz, TOA Monatsmittel von Tagesintervallen	$Q_{\text{TOP}} = Q_{\text{SW}} + Q_{\text{LW}}$ extraterrestrisch 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	261 =178+179	W/m^2 (\pm)	0
kurzwellige Einstrahlung, SF ⁶ Monatsmittel von Tagesintervallen	$Q_{\text{SW}} \downarrow$ am Erdboden 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	304	W/m^2 (> 0)	0
kurzwellige Ausstrahlung, SF Monatsmittel von Tagesintervallen	$Q_{\text{SW}} \uparrow$ am Erdboden 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	204	W/m^2 (> 0)	0
kurzwellige Strahlungsbilanz, SF Monatsmittel von Tagesintervallen	Q_{SW} am Erdboden 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	176 =304-204	W/m^2 (\pm)	0

⁵ TOA = top of atmosphere, Werte am Oberrand der Atmosphäre

⁶ SF = surface, Werte an der Erdoberfläche

Klimaparameter	Meteorologische Grundgröße	Feldkennung	Einheit	Werteklassen
langwellige Einstrahlung, SF Monatsmittel von Tagesintervallen	$Q_{LW}\downarrow$ am Erdboden 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	305	W/m^2 (>0)	0
langwellige Ausstrahlung, SF Monatsmittel von Tagesintervallen	$Q_{LW}\uparrow$ am Erdboden 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	205	W/m^2 (>0)	0
langwellige Strahlungsbilanz, SF Monatsmittel von Tagesintervallen	Q_{LW} am Erdboden 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	177 =305-205	W/m^2 (\pm)	0
netto Strahlungsbilanz, SF Monatsmittel von Tagesintervallen	$Q_0 = Q_{SW} + Q_{LW}$ Erdboden 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	262 =176+177	W/m^2 (\pm)	0
sensibler Wärmefluss, SF Monatsmittel von Tagesintervallen	H_0 (Erdboden) 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	146	W/m^2 (\pm)	0
latenter Wärmefluss, SF Monatsmittel von Tagesintervallen	E_0 (Erdboden) 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	147	W/m^2 (\pm)	0
Bodenwärmestrom Monatsmittel von Tagesintervallen	B_0 (Erdboden) 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	263	W/m^2 (\pm)	0
turbulente Wärmeflüsse SF	$H_0 + E_0$ (Erdboden) 6h-Mittelw. 0,6,12,18 Uhr	264 =146+147	W/m^2 (\pm)	0
Bowen Verhältnis	H_0/E_0	265 =146/147	1	0
Monatssumme der Verdunstung	Evapotranspiration am Erdboden, Tagessumme	182	mm	0
Monatssumme des Gesamtabflusses	Oberflächen + Grundwasser Tagessumme	160	mm	0
Monatssumme der Schneeakkumulation	Wasseräquivalent der Schneehöhe	221	mm	0
Anzahl der Tage pro Jahr mit geschlossener Schneedecke	Tagesmittel der Schneehöhe > 5 cm Wasseräquiv. >20 mm	941	day/year	0
Anzahl der Sturmtage pro Jahr	Tagesmaximum der Windstärke > 18,9 m/s	951	day/year	0
Anzahl der Sommertage pro Jahr	Tagesmax. $T_{2m} > 25$ °C	921	day/year	0
Anzahl der Frosttage pro Jahr	Tagesmin. $T_{2m} < 0$ °C	922	day/year	0
Anzahl der Eistage pro Jahr	Tagesmax. $T_{2m} < 0$ °C	923	day/year	0
Persistenz heißer Tage pro Jahr (1.1. – 31.12.)	Tagesmax. $T_{2m} > 25$ °C	931	event/year	I=Periodenlänge $I \geq 3$
Persistenz kalter Tage pro Jahr (1.1. – 31.12.)	Tagesmin. $T_{2m} < 0$ °C	932	event/year	I=Periodenlänge $I \geq 3$
Persistenz trockener Tage pro Jahr	Gesamtniederschlag Tagessumme < 0.1mm	930	event/year	I=Periodenlänge $I \geq 3$

Klimaparameter	Meteorologische Grundgröße	Feldkennung	Einheit	Werteklassen
Häufigkeit von Tagesniederschlagsintensitäten pro Jahr	Gesamtniederschlag Tagessumme rr	901	day/year	1 : $0.1 \leq rr < 1.0$ 2 : $1.0 \leq rr < 2.0$ 3 : $2.0 \leq rr < 3.0$ 10: $9.0 \leq rr < 10.0$ 11: $10.0 \leq rr < 12.0$ 15: $18.0 \leq rr < 20.0$ 16: $20.0 \leq rr < 25.0$ 17: $25.0 \leq rr < 30.0$ 21: $45.0 \leq rr < 50.0$ 22: $50.0 \leq rr$
Niederschlagssumme je Intensitätsklasse und Jahr	Gesamtniederschlag Tagessummen rr	911	mm/year	Klasseneinteilung wie bei Häufigkeitsverteilung (siehe 901)
Tagesvariabilität des Niederschlags (Jahreshäufig. der Variabilitätszahl)	Tageswerte von $\frac{RRD}{RRH_{max}}$ ⁷	912	day/year	$I = INT(RRD/RRH_{max})$
Häufigkeit von Niederschlagstagen pro Jahr mit $rr > 1$ mm	Gesamtniederschlag Tagessumme rr	913	day/year	0
Häufigkeit von Niederschlagstagen pro Jahr mit $rr > 10$ mm	Gesamtniederschlag Tagessumme rr	914	day/year	0
Stärkewindrose (Monatshäufigkeit)	Stundenmittel der Windgeschwindigkeit (Vektormittel) Klassifiziert nach 12 Richtungsklassen und 3 Stärkeklassen (Stk) Stk 1 < 2 m/s Stk 2 < 5 m/s Stk 3 \geq 5 m/s	950	hour/month	1: $345 \leq dd < 15$; Stk 1 2: $15 \leq dd < 45$; Stk 1 3: $45 \leq dd < 75$; Stk 1 11: $285 \leq dd < 315$; Stk 1 12: $315 \leq dd < 345$; Stk 1 13: $345 \leq dd < 15$; Stk 2 14: $15 \leq dd < 45$; Stk 2 24: $315 \leq dd < 345$; Stk 2 25: $345 \leq dd < 15$; Stk 3 36: $315 \leq dd < 345$; Stk 3
Tagesvariabilität der Windstärke (Jahreshäufig. der Variabilitätszahl)	$24 * \frac{VVD}{VVH_{max}}$ ⁸	954	day/year	$I = INT(24 * \frac{VVD}{VVH_{max}})$

⁷ RRD = Tagessumme des Niederschlags, RRH_{max} = maximale Stundensumme pro Tag

⁸ VVD = Tagesmittel der Windgeschwindigkeit, VVD_{max} = maximales Stundenmittel pro Tag

II.11.3 Literatur

- Böhm, U., M. Kücken, W. Ahrens, A. Block, D. Hauffe, K. Keuler, B. Rockel, A. Will, 2006: CLM – The climate version of LM: Brief description, long-term and seasonal applications. COSMO Newsletter, No. 6, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany, 225-235
- Busch, U. and D. Heimann, 2001: Statistical-dynamical extrapolation of a nested regional climate simulation. *Clim. Res.*, 19, 1-13.
- Davies, H.C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 102, 405-418.
- DEKLIM, 2005: Climate Research Programme (2001 – 2006). Final Symposium 2005. Projektträger im DLR, Umweltforschung und –technik, Heinrich-Kronen-Str. 1, 53227 Bonn, 227 pp.
- Doms, G. and U. Schättler, 2002: A description of the nonhydrostatic regional model LM. Part I: Dynamics and numerics. LM_F90 2.18, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany.
- Fuentes, U., 1998: Statistical-dynamical downscaling based on a classification of synoptic weather types and their evolution. PhD Thesis, Meteorological Institute, University of Munich.
- Fuentes, U. and D. Heimann, 2000: An improved statistical-dynamical downscaling schema and its application to the Alpine precipitation climatology. *Theor. Appl. Climatol.*, 65, 119-135.
- Gibson, J.K., P. Källberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomura, E. Serrano, 1997: Era Description. ECMWF Reanal. Proj. Rep. Ser. 1, Eur. Cent. for Medium-Range Weather Forecasting, Geneva, 72 pp. Verfügbar über ftp://ftp.ecmwf.int/pub/era/era15/1_ERA15_Description.ps.gz
- Gilgen H., M. Wild, A. Ohmura, 1997: Global Energy Balance Archive (GEBA) Report 3: The GEBA version 1995 database. *Zürcher Geographische Schriften*, 74, 105 pp. (available from Institute of Geography ETH, Winterthurerstr. 190, CH-8057 Zurich, Switzerland).
- Gilgen H. and A. Ohmura, 1999: The Global Energy Balance Archive (GEBA). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 831 – 850.
- Grell, G.A., Y.-H. Kuo, R. Pasch, 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, 121, 764-787.
- Grell, G. A., J. Dudhia, D.R. Stauffer, 1995: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note 398+STR.
- Hagemann, S., 2002: An improved land surface parameter dataset for global and regional climate models. Max-Planck-Institute for Meteorology, Report 336, Hamburg.
- Heimann, D. and V. Sept, 2000: Climate change estimates of summer temperature and precipitation in the Alpine region. *Theor. Appl. Climatol.*, 66, 1-12.
- Hong, S.-Y. and H.-L. Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium range forecast model. *Monthly Weather Review*, 124, 2322-2339.
- Jacob, D., 2001: A note to the simulation of the annual and inter-annual variability of the water budget over the Baltic Sea drainage basin. *Meteorol. and Atmos. Physics*, Vol.77, Issue 1-4, 61-73.
- Jacob, D., U. Andrae, G. Elgered, C. Fortelius, L.P. Graham, S.D. Jackson, U. Karstens, Chr. Koepken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, H.B. Sass, R.N.D. Smith, B.J.J.M. Van den Hurk, X. Yang, 2001: A comprehensive model intercomparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period. *Meteorol. and Atmos. Physics*, Vol.77, Issue 1-4, 19-43.
- Key, J. R., 2001: Streamer – User’s Guide. Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies, University of Wisconsin, 96 pp.
- Kücken, M. and D. Hauffe, 2002: The nonhydrostatic limited area model LM (Lokal Modell) of DWD with PIK extensions. Part II: Extensions User Guide. LM_F90 2.16, Potsdam Institut für Klimafolgenforschung, Potsdam, Germany.
- Majewski, D., 1991: The Europa-Modell of the Deutscher Wetterdienst. ECMWF seminar on numerical methods in atmospheric models, Vol.2, 147-191.
- Masson, V., J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet, R. Lacaze, 2003: A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models. *Journal of Climate*, 16(9), 1261-1282.

- Mitchell, T.D. and P.D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. Journal of Climatology*, 25, 693-712.
- Mlaver, E.J., S.J. Taubman, P.D. Brown, M.J. Iacono, S.A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16663-16682.
- Müller-Westermeier, G., A. Kreis, E. Dittmann, 1999: *Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland*. Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), Offenbach, Germany.
- Nakicenovic, N. and R. Swart (Hrsg.), 2000: *Special report on emissions scenarios*. Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 599pp.
- New, M., M. Hulme, P.D. Jones, 2000, Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901-1996 monthly grids of terrestrial surface climate. *J. Climate*, 13, 2217-2238.
- New, M., D. Lister, M. Hulme, I. Markin, 2002: A high-resolution data set of surface climate over land areas. *Climate Res.*, 21, 1-25.
- Ohmura, A., E.G. Dutton, B. Forgan, C. Fröhlich, H. Gilgen, H. Hegner, A. Heimo, G. König-Langlo, B. McArthur, G. Müller, R. Philipona, R. Pinker, C.H. Whitlock, K. Dehne, M. Wild, 1998: Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New Precision Radiometry for Climate Research. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 2115-2136.
- Philipona, R., 2002: Underestimation of solar global and diffuse radiation measured at Earth's surface. *J. Geophys. Res.*, 107, D22, 4654, 15-1 – 15-8.
- PRFI, 2000: Polar Radiation Fluxes from ISCCP (PRFI) – Procedure Description. Verfügbar über <http://stratus.ssec.wisc.edu/projects/d1fluxes/d1fluxes.html>.
- Rechid, D. and D. Jacob, 2006: Influence of monthly varying vegetation on the simulated climate in Europe. *Meteorologische Zeitschrift*, 15 (1), 99-116.
- Reisner, J., R.J. Rasmussen, R.T. Bruintjes, 1998: Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 124B, 1071-1107.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese, U. Schulzweida, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of the present day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie, Report No. 218.
- Roeckner, E., L. Bengtsson, J. Feichter, J. Lelieveld, and H. Rodhe, 1999: Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. *J. Climate*, 12 (10), 3004-3032.
- Rossow, W.B., A.W. Walker, D.E. Beuschel, M.D. Roiter, 1996: International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Documentation of new cloud datasets. WMO/TD-No. 737, World Meteorological Organization, 115 pp.
- Rossow, W. B. and R.A. Schiffer, 1999: Advances in understanding clouds from ISCCP, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2261-2287.
- Schrodin, R. and E. Heise, 2001: The multi-layer version of the DWD soil model TERRA_LM. Technical Report No. 2, Deutscher Wetterdienst (Hrsg.), Offenbach, Germany, 16 pp.
- Semmler, T., 2002: *Der Wasser- und Energiehaushalt der arktischen Atmosphäre*. PhD thesis, Max-Planck-Institute for Meteorology, Examensarbeit Nr. 85, 106 pp.
- Stackhouse P.W., S.K. Gupta, S.J. Cox, M. Chiacchio, J.C. Mikovitz, 2000: The WCRP/GEWEX Surface Radiation Budget Project Release 2: An assessment of surface fluxes at 1 degree resolution. In *IRS 2000: Current problems in atmospheric radiation*, W.L. Smith and Y.M. Timofeyev (Eds.), International Radiation Symposium, St. Petersburg, Russia, 24-29.
- Walter, A., K. Keuler, D. Jacob, R. Knoche, A. Block, S. Kotlarski, G. Müller-Westermeier, D. Rechid, W. Ahrens, 2006: A high resolution reference data set of German wind velocity 1951-2001 and comparison with regional climate model results. *Meteorol. Zeitschrift* (accepted).
- Zhang, Y.-C., W.B. Rossow, A.A. Lacis, 1995: Calculation of surface and top of atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets: 1. Method and sensitivity to input data uncertainties. *J. Geophys. Res.*, 100, 1149-1165.

III Forschungspolitische Verwertung der Ergebnisse

III.1 Nutzen der Ergebnisse

Als wesentliches Ergebnis liefert QUIRCS umfangreiche Informationen über die regionale Ausprägung einer möglichen zukünftigen Klimaänderung für Mitteleuropa. Durch die hohe räumliche Auflösung der Modellsimulationen bei gleichzeitiger Verwendung mehrerer unterschiedlicher Regionalmodelle ist es erstmals gelungen, detaillierte Daten über eine mögliche Klimaänderung für Deutschland bereit zu stellen und deren Qualität und Verlässlichkeit soweit wie möglich abzusichern. Dazu dienen zahlreiche Untersuchungen, die die Unsicherheiten der abgeleiteten Klimaänderungen nach bestem Stand des Wissens objektiv quantifizieren. Die Ergebnisse erlauben auch Rückschlüsse auf regionale Unterschiede der projizierten Klimaänderungen sowie auf jahreszeitliche Variationen dieser Änderungen. Das gilt sowohl für die Änderungen langjähriger Monats- und Jahresmittelwert als auch für die Änderung extremer Witterungsereignisse. Die Ergebnisse stellen damit auch eine umfangreiche Datengrundlage dar, die für weiterführende Untersuchungen, insbesondere im Bereich der Klimawirkungsforschung, von großem Nutzen ist.

Des Weiteren hat QUIRCS umfangreiche Klimadatensätze mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung erstellt und Aussagen über deren Qualität und immanente Unsicherheiten abgeleitet. Hierzu zählen sowohl flächendeckende Gitterdatensätze aus Stationsmessungen und Satellitenbeobachtungen als auch vertikale Profile der Atmosphäre aus Radiosondendaten. Diese Daten dienen einerseits der Evaluierung hoch aufgelöster Klimasimulationen, können andererseits aber auch zur Analyse des gegenwärtigen Klimas oder zum Vergleich mit anderen Klimadatensätzen verwendet werden. Damit tragen sie auch zur weiteren Verbesserung der Qualität solcher Referenzdaten bei, die von der regionalen Klimamodellierung in diesem Auflösungsbereich dringend benötigt wird.

Die durch die zahlreichen Simulationen und aus unterschiedlichen Beobachtungen bereitgestellte Datenmenge ist so umfangreich (mehrere Terrabyte), dass im Verlauf dieses Projektes nur ein Teil davon entsprechend den projektspezifischen Zielstellungen ausgewertet werden konnte. Somit enthalten diese Daten noch zahlreiche wertvolle Informationen zu verschiedensten Aspekten einer zukünftigen Klimaänderung und ihren möglichen Folgen, die über das Projektende hinaus für eine Reihe weiterer Untersuchungen verwendet werden können. Damit diese geschehen kann, werden die Ergebnisse über ein zentrales Datenarchiv an der BTU allen interessierten Nutzern für weiterführende wissenschaftliche Auswertungen zur Verfügung gestellt.

Im Zuge der Auswertungen sind umfangreiche Methoden und Verfahren entwickelt worden, die die Aufbereitung der Simulationsergebnisse und Beobachtungsdaten sowie deren quantitativen Vergleich betreffen. Sie ermöglichen u. a. die automatische Extraktion einer Reihe unterschiedlichster Klimaparameter (siehe Kapitel II.11.2) aus den immensen Datenmengen (Rohdaten) regionaler Szenarienrechnungen. Gleichzeitig liefern sie durch die Berechnung verschiedener Kennzahlen einen kompakten Überblick über die Simulationsergebnisse und geben wichtige Hinweise auf interessante Klimasignale, die sich in den Datenmengen verbergen. Diese Verfahren sind weitgehend automatisiert und lassen sich auf andere Teilregionen und zukünftig erstellte Klimaszenarien ohne großen Aufwand transferieren.

Durch die Simulation eines Klimazustandes mit unterschiedlichen Modellen, Regionalisierungsmethoden und Nestungsstrategien konnte ein Ensemble von Modellergebnissen erstellt werden. Dieses Ensemble ermöglicht eine Abschätzung der Variabilität der produzierten Klimasignale, die durch die Unterschiede in der Regionalisierungstechnik und der Modellkonfiguration bedingt ist.

Ähnliches gilt für das erstellte Ensemble der Referenzdaten, das den Einfluss der Datenqualität, der Stationsanzahl und insbesondere der Aufbereitungsmethode widerspiegelt.

Die Ergebnisse des Projektes liefern wichtige Erkenntnisse für die weitere Entwicklung im Bereich der regionalen Klimamodellierung. Sie zeigen für alle analysierten Parameter klar und deutlich, was die verwendeten Modelle und Methoden leisten können und was nicht. Sie belegen damit sowohl die Leistungsfähigkeit heutiger Regionalmodelle als auch deren noch verbliebene Defizite und geben damit wertvolle Hinweise auf notwendige Verbesserungen der Modelle und Regionalisierungsmethoden. Ähnliches gilt auch für die Referenzdaten, deren Qualität nicht in allen Fällen, insbesondere bei der klimatischen Auswertung von Satellitenbeobachtungen, den Ansprüchen für eine quantitative Modellevaluierung genügt. Durch die Einführung objektiver Abstandsmaße lassen sich die Unterschiede zwischen Simulations- und Referenzdaten aber auch zwischen verschiedenen Modellsimulationen quantitativ bestimmen. Die Anwendung dieser Methode auf die Ergebnisse zukünftiger Modellsimulationen mit weiterentwickelten Klimamodellen und auf neu erstellte Referenzdatensätze wird es ermöglichen, Veränderungen bzw. Verbesserungen neuer Modellversionen und Datensätze objektiv zu ermitteln und unter verschiedenen Aspekten zu bewerten. Insbesondere belegen die Ergebnisse des Projekts den dringenden Bedarf nach weiteren, in ihrer Qualität verbesserten, hoch aufgelösten, flächendeckenden Klimadaten. Nur mit ihnen wird sich die Qualität regionaler Klimamodelle signifikant verbessern und damit die Bandbreite der verbliebenen Unsicherheiten reduzieren lassen.

Die in QUIRCS gewonnen Erkenntnisse fließen direkt in das Nachfolgeprogramm des BMBF „Forschung für den Klimaschutz und Schutz vor Klimawirkungen“ ein. So bildeten sie bereits eine wesentliche Grundlage bei der Planung der sog. Konsortialläufe, die in 2006 am DKRZ durchgeführt werden. Hierbei handelt es sich um ein Ensemble von transienten Szenarienrechnungen mit den beiden regionalen Klimamodellen REMO und CLM für den Zeitraum 1960-2100 mit verschiedenen globalen Treibhausgasszenarien und horizontalen Auflösungen zwischen 10 und 18 km. Auf Basis der quantitativen Evaluierungen im Rahmen von QUIRCS wurde die Entscheidung getroffen, neben REMO auch das neue nicht-hydrostatische Modell CLM für diese Simulationen einzusetzen. Die Ergebnisse der Konsortialläufe bilden u. a. die Datengrundlage für zahlreiche Projekte innerhalb des oben erwähnten Verbundforschungsprogramms. Die in QUIRCS entwickelte Auswertemethodik wird bei der Analyse dieser Szenarienrechnungen ebenfalls zum Einsatz kommen.

III.2 Projektrelevante Entwicklungen Dritter

Innerhalb des EU-Projektes PRUDENCE, Prediction of Regional scenarios and Uncertainties for Defining European Climate change risks and Effects, wurden ebenfalls systematische Studien zur Analyse der Unsicherheiten regionaler Klimasimulationen durchgeführt, allerdings größtenteils bei größeren horizontalen Auflösungen im Bereich von 50-60 km. Diese Arbeiten ergänzen die innerhalb von QUIRCS durchgeführten Studien dahingehend, dass hier mit einer Vielzahl von Modellen die Abhängigkeit der Ergebnisse des dynamischen Downscaling von den antreibenden GCMs für insgesamt 2 IPCC Szenarien untersucht wurden. Zusätzlich wurden diese Informationen in Impactmodellen verarbeitet. Informationen zu PRUDENCE sind unter <http://prudence.dmi.dk/> zu finden. Anfang 2007 ist die Veröffentlichung wesentlicher Ergebnisse in einem Special Issue in Climatic Change geplant.

Im Verlauf des DEKLIM Programms wurde das operationelle Vorhersagemodell LM (Lokal Modell) des DWD zu einem regionalen Klimamodelle (CLM) erweitert. Federführend hierbei waren Kollegen der GKSS in Geesthacht, des PIK in Potsdam und die QUIRCS Arbeitsgruppe der BTU. Daher wurde während des Projektes beschlossen, das CLM zusätzlich in die quantitative Evaluierung des Projektes zu integrieren. Entsprechende Modellkonfigurationen wurden durch die Arbeitsgruppe bei

der GKSS, die mit dem Modell auch einen Beitrag zu PRUDENCE geliefert hat, erstellt. Am PIK wurden dann die Simulationen der Evaluierungsperiode 1979-1993 mit ERA15 Antriebsdaten und 2 verschiedenen Modellversionen durchgeführt. Die quantitative Auswertung der Ergebnisse mit den im Rahmen von QUIRCS entwickelten Methoden erfolgte durch die BTU.

Neben diesen Modellsimulationen konnten auch neue verbesserte Datensätze genutzt werden, die während der Projektlaufzeit durch andere Gruppen (z.B. CRU oder PIK) erstellt wurden. Zu nennen sind hier insbesondere die Arbeiten im Rahmen des DEKLIM Projektes VASCLIMO durch die Gruppe von Christian-D. Schönwiese an der Universität Frankfurt und das Global Precipitation Climatology Centre des DWD unter Leitung von Bruno Rudolf. U. a. ist hierbei mit aufwendigen Methoden ein qualitativ hochwertiger flächendeckender Klimadatensatz für Europa mit monatlichen Niederschlagswerten in hoher räumlicher Auflösung erstellt worden, der sich für die Evaluierung der regionalen Klimasimulationen in QUIRCS verwenden ließ.

III.3 Veröffentlichung von Ergebnissen

Zahlreiche Ergebnisse von QUIRCS konnten bereits auf verschiedenen Konferenzen, Workshops und Kolloquien vorgestellt werden, wie nachfolgender Auswahl zu entnehmen ist.

Vorträge:

DEKLIM Kickoff-Workshop, Bad-Honnef, 25.02-26.02.2002: „Quantifizierung von Ungenauigkeiten regionaler Klimasimulationen“

WLA-Workshop des DKRZ, Hamburg, 24.10.2002: „Quantification of uncertainties in regional climate simulations“

Fortbildungsveranstaltung der DMG, Dresden, 29.11.2002: „Regionale dynamische Klimamodellierung“

Kolloquium über aktuelle Forschungsthemen der Meteorologie, Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Univ. Karlsruhe, 14.01.2003: „Klimasimulationen für Mitteleuropa“

Meteorologisches Kolloquium am Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin, Juni 2003: „Zur Genauigkeit regionaler Klimasimulationen“

DEKLIM Statusseminar, Bad Münstereifel, 06.10.-08.10.2003: „Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit; Klimamodelle evaluieren & verbessern“

Regional-scale Climate Modelling Workshop, Lund, Schweden, 29.03-02.04.2004: „Assessment of quality and uncertainty in regional climate simulations“

DEKLIM-Workshop, Bereich „Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit“, Potsdam, 18.05-19.05.2004: „Ergebnisse des Verbundprojektes QUIRCS“

DACH2004, Karlsruhe, 7.9.-10.9.2004: „Quantifizierung von Ungenauigkeiten regionaler Klimasimulationen“

Veranstaltung der Bayerischen Landesanstalt für Wald und Forstwirtschaft zum Thema „Klimamodelle: Grundlage für die Bewertung und Planung von Anpassungsstrategien in der Waldwirtschaft“, Freising, 17. Februar 2005: „Regionale Klimasimulationen für Süddeutschland mit MM5/MCCM“

EGU General Assembly, Vienna, 2005: „Vegetation effect on land surface albedo: method to separate vegetation albedo from the underlying surface using satellite data“

DEKLIM-Workshop, Bereich „Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit“, Oberpfaffenhofen, 21.02-22.02.2005: „Quantifizierung von Unsicherheiten regionaler Klimasimulationen“

8. Workshop zur großskaligen Modellierung in der Hydrologie, Schloss Oppurg / Jena, 2005: „Regional climate model simulations as input for hydrological applications“

Meteorologisches Kolloquium am Meteorologischen Institut der Universität München, München, 28.6.2005: „Ein Klimaszenario für Mitteleuropa“

COST 719 Summer School on Application of GIS in Meteorology and Climatology, Florenz, Italien, September 2005: „GIS as a Tool for Spatial Interpolation of Climatological Data”

Meteorologisches Kolloquium der DMG, Zweigverein Frankfurt, DWD Offenbach, 30.11.2005: „Quantifizierung von Unsicherheiten regionaler Klimasimulationen“

Meteorologisches Kolloquium der DMG, Zweigverein Hamburg, Seewetteramt Hamburg, 13.12.2005: „Ein Klimaszenario für Mitteleuropa“

Poster:

DEKLIM Kickoff-Workshop, Bad-Honnef: 25.02-26.02.2002: „QUIRCS: Quantifizierung von Ungenauigkeiten regionaler Klima- und Klimaänderungssimulationen“

5th Results and Review Workshop on High Performance Computing, Stuttgart, 30.09-01.10.2002: “Regional climate simulation for Central Europe“

EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003: “Reliability of regional climate simulations”

EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003: “Influence of seasonally varying vegetation on regional climate simulations”

EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, April 2003: “Water budgets for European catchment areas simulated by the regional climate model REMO”

DEKLIM Statusseminar, Bad Münstereifel, 06.10.-08.10.2003: „Quantifizierung von Unsicherheiten regionaler Klimasimulationen“

DEKLIM Statusseminar, Bad Münstereifel, 06.10.-08.10.2003: „Einfluss der Vegetation auf regionale Klimaszenarien (IVECC)“

DEKLIM Statusseminar, Bad Münstereifel, 06.10.-08.10.2003: „Regionalisierung globaler Klimaszenarien mit MCCM“

DEKLIM Statusseminar, Bad Münstereifel, 06.10.-08.10.2003: „Quantifizierung von Ungenauigkeiten und Verbesserung von Regionalisierungsmethoden“

DEKLIM Statusseminar, Bad Münstereifel, 06.10.-08.10.2003: „Aufbereitung meteorologischer Beobachtungen für die Evaluation regionaler Klimasimulationen“

DEKLIM Statusseminar, Bad Münstereifel, 06.10.-08.10.2003: „Räumliche und zeitliche Variabilität von Strahlungsflussdichten am Oberrand der Atmosphäre und am Erdboden“

Regional-scale Climate Modelling Workshop, Lund, Schweden, 29.03-02.04.2004: “High-resolution climate change simulation for Central Europe”

DEKLIM Abschluss Symposium, Leipzig, 10.05.-12.05.2005: „Was leisten regionale Klimamodelle?“

DEKLIM Abschluss Symposium, Leipzig, 10.05.-12.05.2005: „Ein hochaufgelöstes Klimaszenario für Mitteleuropa“

DEKLIM Abschluss Symposium, Leipzig, 10.05.-12.05.2005: „Wie genau reproduzieren regionale Modelle unser Klima?“

DEKLIM Abschluss Symposium, Leipzig, 10.05.-12.05.2005: „Wie genau kennen wir unser Klima?“

DEKLIM Abschluss Symposium, Leipzig, 10.05.-12.05.2005: „Wetterlagenbasierte Abschätzung regionaler Klimaänderungen“

DEKLIM Abschluss Symposium, Leipzig, 10.05.-12.05.2005: „Methodik der Quantifizierung von Modellunsicherheiten“

INTERCON, Hamburg, 2005: „Klimaänderung und extreme Witterungsbedingungen: Eine gesamteuropäische Betrachtung“

Ergebnisse des Projektes sind auch bereits in internationalen Zeitschriften publiziert oder in Tagungsbänden und Projektberichten zusammengefasst worden.

Artikel:

Böhm, U., M. Kücken, D. Hauffe, F.-W. Gerstengarbe, P.C. Werner, M. Flechsig, K. Keuler, A. Block, W. Abrens, Th. Nocke, 2004: Reliability of regional climate model simulations of extremes and of long-term climate. *NHESS*, 4, 417-431

Keuler, K., A. Block, E. Schaller, 2005: Assessment of quality and uncertainty in regional climate simulations. *Lund Electronic Reports in Physical Geography*, No. 5, 68-69
(<http://www.nateko.lu.se/Elibrary/LePRG/5/LePRG5Article.pdf>)

Keuler, K. and A. Block, 2005: High-resolution climate change simulation for central Europe. *Lund Electronic Reports in Physical Geography*, No. 5, 106-107 (<http://www.nateko.lu.se/Elibrary/LePRG/5/LePRG5Article.pdf>)

Kotlarski, S., A. Block, U. Böhm, D. Jacob, K. Keuler, R. Knoche, D. Rechid, A. Walter, 2005: Regional climate model simulations as input for hydrological applications: Evaluation of uncertainties. *Advances in Geosciences*, 5, 119-125

Böhm, U., M. Kücken, W. Abrens, A. Block, D. Hauffe, K. Keuler, B. Rockel, A. Will, 2006: CLM – The climate version of LM: Brief description, long-term and seasonal applications. *COSMO Newsletter*, No 6, DWD, Offenbach, 225-235

Rechid, D. and D. Jacob, 2006: Influence of monthly varying vegetation on the simulated climate in Europe. *Meteorol. Zeitschrift*, 15 (1), 99-116

Walter, A., K. Keuler, D. Jacob, R. Knoche, A. Block, S. Kotlarski, G. Müller-Westermeier, D. Rechid, W. Abrens, 2006: A high resolution reference data set of German wind velocity 1951-2001 and comparison with regional climate model results. *Meteorol. Zeitschrift* (in press)

Berichte:

Keuler, K., F. Berger, E. Dittmann, D. Heimann, D. Jacob, R. Knoche, 2002: Quantifizierung von Ungenauigkeiten regionaler Klima- und Klimaänderungssimulationen. Deutsches Klimaforschungsprogramm, Kick-Off-Meeting 2002, S. 87-89, Projektträger Umweltforschung und –technik, DLR, Bonn

Keuler, K., A. Block, E. Schaller, W. Abrens, 2003: Validierung der interannuellen Variabilität in einer regionalen Klimasimulation. 6. Deutsche Klimatagung, Terra Nostra, Schriftenreihe der Alfred-Wegener-Stiftung 2003/6, S. 233-237, Alfred-Wegener-Stiftung Berlin

Keuler, K., A. Block, 2003: Quantification of uncertainties in regional climate and climate change simulations. German Climate Research Programme, Status Seminar 2003, S. 351-356, Projektträger Umweltforschung und –technik, DLR, Bonn

Abrens, W., A. Block, U. Böhm, D. Hauffe, K. Keuler, M. Kücken, Th. Nocke, 2003: Reliability of regional climate simulations. *Geophys. Res. Abstracts*, Vol. 5, 13178

Keuler, K., A. Block, E. Schaller, 2004: Quantifizierung von Unsicherheiten regionaler Klimasimulationen. DACH2004, 10 pp, (<http://imk-msa.fzk.de/dach2004/index.htm>)

Block, A., K. Keuler, E. Schaller, 2004: Ein Klimaszenario für Mitteleuropa. DACH2004, 7 pp, (<http://imk-msa.fzk.de/dach2004/index.htm>)

Rechid, D., D. Jacob, S. Hagemann, T. J. Raddatz, 2005: Vegetation effect on land surface albedo: method to separate vegetation albedo from the underlying surface using satellite data. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7, 07153, 2005, SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU05-A-07153

Keuler, K., A. Block, W. Abrens, D. Jacob, D. Rechid, L. Kotova, S. Kotlarski, D. Heimann, M. Zemsch, R. Knoche, E. Dittmann, A. Walter, F. Berger, M. Sommer, 2005: QUIRCS: Quantification of uncertainties in regional climate and climate change simulations. German Climate Research Programme (2001-2006), Final Symposium 2005, S. 171-179, Projektträger Umweltforschung und –technik, DLR, Bonn

Für die projektinterne Kommunikation und die Veröffentlichung relevanter Projektergebnisse wurde eine Homepage eingerichtet (<http://www.tu-cottbus.de/meteo/Quircs/home.html>). Über sie können alle projektrelevanten Informationen und Berichte eingesehen und herunter geladen werden. Modellergebnisse und Referenzdaten stehen nach Abschluss des Projektes allen interessierten Nutzern für eigene wissenschaftliche Arbeiten zur Verfügung und können in Form aufbereiteter Monatsmittelwerte über einen eigens hierfür eingerichteten Datenserver des Lehrstuhls Umweltmeteorologie der BTU bezogen werden.

Danksagung

Die Partner des Verbundprojektes QUIRCS danken dem BMBF für die finanzielle Förderung der Projektarbeiten im Rahmen des Klimaforschungsprogramms DEKLIM. Ebenso danken sie dem Projektträger Umweltforschung und –technik beim DLR, hier insbesondere Lars Schanz und Annette Münzenberg, für die engagierte Gesamtkoordination des Forschungsprogramms, den Bereichskoordinatoren Robert Sausen und Wolfgang Lucht für die fachlichen Abstimmungen und Präsentationen im Teilbereich „Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit“ sowie den übrigen DEKLIM Projektnehmern für den offenen Informationsaustausch, die vielen wissenschaftlichen Diskussionen und die fruchtbaren Anregungen für die eigene Arbeit.

Im Namen aller Mitarbeiter des Projektes QUIRCS

Der Projektkoordinator