

**Regionale Atmosphärenmodellierung
über dem nördlichen Nordatlantik:
Das Letzte Glaziale Maximum**

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

vorgelegt von
Enno B. Erchinger

Kiel
2003

Referent: Prof. Dr. Karl Stattegger

Koreferent: Prof. Dr. Eberhard Ruprecht

Tag der mündlichen Prüfung: 14. Juli 2003

Zum Druck genehmigt: Kiel, den 4. Mai 2004

gezeichnet: Prof. Dr. Wulf Depmeier, Dekan

Abstract

Regional atmospheric modelling results for the northern North Atlantic in the Last Glacial Maximum (LGM) are presented. The forcing global modelling followed in most aspects the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) boundary conditions.

The regional modelling almost reproduce the forcing data, considering the monthly background circulation, the monthly variability of circulation and the surface-near wind. In addition, the regional model's higher resolution lead to the following improvements upon the forcing data:

- in some cases precepitation over the Greenland-Iceland-Norway-Sea is more realistic;
- more detailed katabatic winds were modelled and in the February experiments they were stronger;
- partly orographic precipitation is stronger;
- no spectral artefacts in the precipitation occur off the Norwegian coast.

Weak points of the regional modellings were found to be:

- too weak precipitation near the horizontal model boundary and over cold surface areas;
- in glacial August too extended snow covered areas in middle and western Europe, therefore too cold surface temperature in England;
- in glacial February too cold surface temperature in England, influenced by possibly too cold sea surface temperature on the near North Atlantic.

The glacial August and February experiments were performed using the regional climate model REMO. The model area extends from the Pyrenees to the North Pole and from Labrador to the Kara Sea. The boundary condition used here mostly matches the PMIP suggestions. The only exception is the prescribed summer sea surface temperature on the northern North Atlantic, which follows the reconstruction by Weinelt et al. (1996) and is in parts more than 10 °C warmer than the PMIP standard. The glacial results are contrasted with present-day regional modelling experiments and compared with the forcing global modelling data. In addition, the regional glacial results are compared with reconstructions from terrestrial proxy data, the present-day results with reanalysis data from the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF).

The evaluation of the modelling results focuses on the monthly background circulation and the monthly variability of circulation, either at 500 hPa pressure level and near the surface, as well as on the climatic conditions at the surface.

The monthly background circulation and the monthly variability of circulation in the regional experiments agree extensively with the forcing fields and are therefore assessed to be

Abstract

successfully modelled. The moderate development of additional circulation variability compared to the forcing fields documents the model's independence to an appropriate extent. The higher abundance of circulation details in the individual modelling time-steps is found to some extent in the monthly background circulation and circulation variability, mainly next to prominent orographic structures. Differences in the monthly background circulation of the present-day experiments to the comparison data are reduced to known weak points of the forcing global model.

The modelled present-day surface temperature is mostly compatible to the comparison data. Differences are caused by the above-mentioned weak points of the forcing modelling's background circulation. For the small part of the model area, where glacial temperature reconstructions after terrestrial proxy data are available, these in most cases match the modelled surface temperatures in August. Only in England do extensively modelled snow fields and therefore too cold temperatures contradict the reconstructions. Perhaps this could be corrected by longer spin-up times. In southern France and northern Spain the modelled glacial surface temperatures in February are compatible with the proxy-reconstructions. North of this, in western Europe, too cold modelled terrestrial temperatures are taken as an indication supporting the thesis, that on the North Atlantic the reconstruction by CLIMAP, the prescribed sea surface temperature is based on, cools down northwards too steeply and sees too extensive sea ice coverage.

The present-day comparison data show that precipitation is modelled successfully over areas with a surface temperature not too cold, especially over sea, and in sufficient distance to the horizontal model boundary. Under appropriate conditions the high model resolution gives realistic orographic precipitation over rising slopes with rich details, which is partly stronger than in the forcing data. Light precipitation near the horizontal model boundary is a feature of the used model version. Light and in parts nearly disappearing precipitation over cold surface (e. g. in Greenland) is a shortcoming of these model runs, which is absent from other published experiments with REMO. The reason for this has not been discovered yet.

Besides the improved modelling of katabatic winds and orographic precipitation, the higher resolution of the regional orography enables, in contrast to the forcing fields, more realistic modelled orographic variations of surface temperature. Improvements in modelling surface-near climatic conditions, caused by higher resolution in the other fields of the regional lower boundary condition, have not been identified.

Locally appearing extensive snow cover in glacial August and especially the extremely small amount of monthly precipitation, as it occurs over cold surfaces, limit the value of the presented experiments in the sense of a reconstruction of glacial surface-near climate conditions. The regionally modelled surface-near climate doesn't reach the quality of the forcing data in these aspects.

The modelled glacial February raises the question, how a circulation which is strongly varying in time can coincide with a remarkably plane mean surface pressure field. In view of the excessively modelled snow cover at glacial summer in Central England and the almost

vanishing precipitation over cold surfaces, the physical parameterisation of the REMO should be re-examined, especially for cold surface conditions before this model will be used for LGM-experiments again. The use of LGM forcing-data from an ECHAM model run that builds on the same parameterization as the subsequent REMO experiments will possibly increase the capability of the regional modelling to reflect characteristics of the real climate system. In addition, continued progress, concerning not only modelling technique but also the reconstruction of the boundary conditions, will benefit future regional LGM experiments.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit werden regionale Klimamodellierungen für den nördlichen Nordatlantik zum Letzten Glazialen Maximum vorgestellt. Die antreibende Globalmodellierung orientiert sich am *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP)*.

Die Regionalmodellierungen reproduzieren weitgehend die Antriebsdaten bei der monatlichen Grundzirkulation, bei der monatlichen Zirkulationsvariabilität und beim bodennahen Wind. Durch die höhere regionale Modellauflösung werden dabei Verbesserungen und Präzisierungen im Vergleich zu den Antriebsdaten in folgenden Bereichen erzielt:

- teilweise realistischerer Niederschlag über dem Europäischen Nordmeer;
- detailliertere und in den Februar-Experimenten stärkere Modellierung katabatischer Winde an den Eisschildhängen;
- teilweise stärkere Steigungsniederschläge;
- keine spektralen Artefakte beim Niederschlag vor der norwegischen Küste.

Als Schwachstellen der regionalen Modellierungen erweisen sich:

- geringe Niederschläge in Modellrandnähe und über kalten Oberflächen;
- im LGM-August zu ausgedehnte Schneeflächen in Mittel- und Westeuropa, deshalb zu geringe Oberflächentemperaturen in England;
- im LGM-Februar zu geringe Temperaturen in England, möglicherweise infolge zu kalter Werte bei der Oberflächentemperatur des nahen Nordatlantiks.

Die glazialen August- und Februar-Modellierungen wurden mit dem regionalen Klimamodell REMO durchgeführt. Das Modellgebiet erstreckt sich von den Pyrenäen bis zum Nordpol und von Labrador bis zur Karasee. Die Randbedingung entspricht wie diejenige der antreibenden Globalmodellierung weitgehend den PMIP-Vorgaben. Auf dem nördlichen Nordatlantik wurde die sommerliche Ozeanoberflächentemperatur allerdings gemäß der Rekonstruktion von Weinelt et al. (1996) um stellenweise mehr als 10 °C wärmer vorgegeben.

Zusammenfassung

Den glazialen werden rezente Modellexperimente für die gleiche Region sowie die antreibenden Globalmodellierungen gegenübergestellt. Daneben werden die glazialen Modellierungen mit Rekonstruktionen aus terrestrischen Proxydaten, die rezenten Modellierungen mit Reanalysedaten des ECMWF verglichen. Bei der Auswertung der Modellergebnisse werden die monatliche Grundzirkulation und die monatliche Variabilität der Zirkulation, jeweils auf dem 500-hPa-Druckniveau und in Bodennähe, sowie die klimatischen Bedingungen am Boden betrachtet.

Inhalt

1	Einleitung	1
1.1	Zielsetzung	2
1.2	Atmosphärenmodellierung	4
1.3	Rekonstruktionen des Letzten Glazialen Maximums	9
1.4	Modellierungsstrategie	15
2	Regionalmodell REMO	17
2.1	Modellkonzeption	17
2.2	Einbindung des Antriebs	23
2.3	Transformation der Antriebsdaten	23
3	Durchführung der Experimente	25
3.1	Konzeption der Experimente	25
3.2	Einrichtung des Modells	29
3.3	Nachprozessierung der Daten	32
3.4	Dargestellte Felder	33
3.5	Antriebstreue und Modellfreiheit	35
4	Datengrundlage	37
4.1	Vergleichsdaten	37
4.2	AMIP-Lauf	45
4.3	mPMIP-Lauf	45
4.4	Rezente Antriebsdaten	48
4.5	Antriebsdaten zum Letzten Glazialen Maximum	50
5	Modellergebnisse	65
5.1	Gemeinsamkeiten der Experimente	65
5.2	REZ-AUG-Experiment	66
5.3	REZ-FEB-Experiment	68
5.4	LGM-AUG-Experiment	70
5.5	LGM-FEB-Experiment	72

6 Diskussion	87
6.1 Gemeinsamkeiten der Regionalexperimente	87
6.2 Rezente Regionalexperimente	89
6.3 Regionalexperimente zum Letzten Glazialen Maximum	91
7 Schlussfolgerungen	97
Anhang	101
A.1 Globales NN-Bodenluftdruckmittel im LGM	101
A.2 Erstellung von Graphiken	102
A.3 Bikubische B-Spline-Interpolation	103
A.4 Glossar	108
Verzeichnisse	117
Abkürzungen	117
Abbildungen	119
Tabellen	120
Literatur	121
Danksagung	135
Lebenslauf	136
Eigenständigkeitserklärung	136

1 Einleitung

Bei der Rekonstruktion von Paläoklimazuständen sind globale Atmosphärenzirkulationsmodelle (*atmospheric general circulation models*, AGCMs¹) weithin verwendete Hilfsmittel, um Einblick in die komplexen Wechselwirkungen von Klimaprozessen sowie flächendeckende, physikalisch konsistente Datensätze zu einer Vielzahl klimatologischer Größen zu gewinnen. Horizontale AGCM-Auflösungen, wie sie z. Zt. typischerweise für Paläomodellierungen gebräuchlich sind, können Strukturen von synoptischer Größenordnung oder kleiner nur eingeschränkt darstellen. Das betrifft nicht nur meteorologische, sondern auch orographische und andere Strukturen. So werden Gebirgszüge mit den Abmessungen der Alpen bei einer spektralen T42-Auflösung² (313 km äquivalenter Gitterpunktstand), wie sie hier für den Antrieb verwendet wird, verbreitert und abgeflacht repräsentiert (vgl. Abb. 4.8, S. 46).

Durch Konzentration auf eine Region erlaubt die Nutzung eines regionalen Klimamodells (*regional climate model*, RCM), eine höhere Auflösung zu erzielen. Dadurch werden realitätsnähere Modellierungen angestrebt, insbesondere bei oberflächennahen Größen wie Oberflächentemperatur und Niederschlag. Die hier vorzustellenden Regionalmodellierungen sind bei einer 0,5°-Auflösung (bis zu 56 km Gitterpunktstand) in der Lage, Sturmtiefs, Frontensysteme und Niederschlagsgebiete detaillierter und damit realitätsnäher darzustellen als eine mehrfach gröber auflösende Globalmodellierung. In der hier verwendeten regionalen Modellorographie sind die Alpen klar abgegrenzt, auch Mittelgebirge sind erkennbar und der grönländische Eisschild fällt zum Meer hin mit realitätsnaher Steilheit ab (vgl. Abb. 3.3, S. 28). Im Gegensatz zu einem globalen Modellpunkt repräsentiert jeder regionale Modellpunkt eine sehr viel kleinere Fläche und damit häufig auch eine weniger große Vielfalt unterschiedlicher lokaler Bedingungen. Deshalb sind die regionalen Modellergebnisse gerade der oberflächennahen Größen direkter mit Beobachtungen und proxygestützten Rekonstruktionen vergleichbar als die globalen.

Dieses Kapitel umreißt die Zielsetzung der vorliegenden Arbeit und gibt eine Einführung in die Paläoatmosphärenmodellierung am Beispiel des Letzten Glazialen Maximums (LGM). Danach folgt ein Überblick über die proxygestützte Klimarekonstruktion des LGM sowie eine Skizze der hier genutzten Modellierungsstrategie. Kap. 2 stellt das verwendete Regionalmodell vor. Die Durchführung der Experimente von der Konzeption bis zur Darstellung der Ergebnisse beschreibt Kap. 3, wobei das Verhältnis von Regionalmodellierung zum Antrieb

¹vgl. Eintrag im Abkürzungsverzeichnis, S. 117 f.

²vgl. Eintrag „spektrale Auflösung“ im Glossar, S. 108 ff.

genauer beleuchtet wird. Kap. 4 stellt die verwendeten rezenten und Paläo-Vergleichsdaten sowie die Antriebsläufe vor. Die Antriebsdaten werden detailliert dargestellt, da sie aus bisher unveröffentlichten Modellläufen stammen. Kap. 5 präsentiert die Ergebnisse der Regionalexperimente. Die Antriebsdaten und die Ergebnisse der Experimente werden in Kap. 6 diskutiert und anschließend in Kap. 7 zusammenfassend bewertet. Im Anhang findet sich eine quantitative Abschätzung zum global gemittelten glazialen NN-Bodenluftdruck, Ausführungen zur graphischen Darstellung, eine ausführliche Vorstellung der verwendeten B-Spline-Interpolation und ein Glossar mit Erläuterungen zu Begriffen aus Meteorologie und Atmosphärenmodellierung. Verwendete Abkürzungen werden im anschließenden Verzeichnis erklärt.

1.1 Zielsetzung

Ein Regionalmodell kann im Vergleich zu einem Globalmodell bei gleichen numerischen Kosten die modellierten Atmosphärenprozesse wie auch die Randbedingung detaillierter darstellen. Da gute Erfahrungen mit regionalen Ozeanmodellierungen für glaziale Bedingungen gemacht wurden (Haupt, 1995; Haupt et al., 1994; 1995; Sarnthein et al., 2001; Schäfer-Neth, 1994; Schäfer-Neth und Stattegger, 1997; 1999; Schäfer-Neth und Paul, 2001), stellt sich die Frage, inwieweit bei der regionalen Modellierung glazialen Klimas detailliertere Ergebnisse in verschiedenen thematischen Aspekten und bessere Übereinstimmung mit proxygestützten Rekonstruktionen erzielt werden können. Dies wird in dieser Arbeit anhand mehrerer regionaler Modellexperimente untersucht.

Der nördliche Nordatlantik bietet sich für solche Experimente an, weil hier unter rezenten wie unter glazialen Bedingungen als Folge von aufeinandertreffenden unterschiedlichen Luftmassen mit gehäuftem Auftreten von Sturmtiefs und mit intensiven Frontensystemen zu rechnen ist. Globalmodellierungen unter rezenter wie unter glazialer Randbedingung ergeben hier Bereiche mit starker Dynamik synoptischer Wirbel. Für rezente Modellierungen werden hier Bereiche regional erhöhter Luftdruck- bzw. Geopotentialvariabilität mit Häufungsgebieten von Sturm-Zugbahnen identifiziert (Lau, 1988; Rogers, 1997). LGM-Modellierungen zeigen in diesem Bereich bei Wachstumsraten, Wärmetransport und kinetischer Energie synoptischer Wirbel regional erhöhte Werte (Hall et al., 1996a; Kageyama et al., 1999a; Kageyama und Valdes, 2000), was entsprechend der rezenten Situation mit gehäuftem Durchzug von Sturmtiefs in Verbindung gebracht werden kann. Es ist zu erwarten, dass gerade diese Sturmtiefs mit ihren Frontensystemen und Niederschlagsgebieten von dem verwendeten $0,5^\circ$ -auflösenden Regionalmodell detaillierter und realitätsnäher dargestellt werden als von einem Globalmodell in spektraler T42-Auflösung, wie es zur Gewinnung der Antriebsdaten diente. Auf den Niederschlag bezogen bedeutet dies, dass wichtige niederschlagsrelevante Atmosphärenprozesse in stärkerem Umfang als im Globalmodell explizit modelliert werden können und in entsprechend geringerem Maß über Parametrisierungen dargestellt werden müssen. Im Zusammenhang mit der detaillierteren regional modellierten Zirkulation wird

insbesondere geprüft:

- In welchem Maß ist der in den einzelnen Modell-Zeitschritten höhere Detailreichtum der Zirkulation in der monatlichen Grundzirkulation und Zirkulationsvariabilität wiederzufinden?
- Entspricht der modellierte Niederschlag besser den Vergleichsdaten, gerade im Häufungsbereich der Sturm-Zugbahnen?

Das Antriebs-Globalmodell stellt keine orographischen Steigungen von mehr als 4‰ dar. Das entspricht 1250 m Höhendifferenz zwischen meridional benachbarten Punkten des äquivalenten Gitters, die nicht überschritten werden. Außerdem ist für die Darstellungen horizontaler Veränderungen des orographischen Gradienten i. d. R. ein Über- oder Unterschneiden der Modellorographie über bzw. unter die anzunähernde Orographie in Kauf zu nehmen. So sinkt die spektrale Modellorographie des Globalmodells z. B. zwischen den glazialen Eisschilden auf dem Baffinmeer und dem Europäischen Nordmeer mehrere 100 m unter den mittleren Meeresspiegel (vgl. Abb. 4.8, S. 46). Solche Strukturen sind spektrale Artefakte der Modellorographie.

Die im Regionalmodell bei 0,5°-Auflösung dargestellte maximale orographische Steigung ist mit fast 2,5‰ (vgl. Abb. 3.3, S. 28) gegenüber dem Antriebs-Globalmodell um einen Faktor steiler, der etwa dem Auflösungsverhältnis von Regional- zu Globalmodell entspricht. Analog zum Globalmodell wird die darstellbare Steilheit begrenzt. Einschränkungen durch spektrale Artefakte treten dagegen nicht auf. Mit Blick auf die Orographie wird untersucht:

- Werden an den Hängen der Eisschilde katabatische Winde modelliert? Sind diese in den regionalen Modellierungen ausgeprägter als im Antrieb?
- Wie ist der orographische Anteil bei Differenzen der Oberflächentemperatur zwischen Regionalexperimenten, Antrieb und Vergleichsdaten?
- Werden Steigungsniederschläge an den Hängen von Gebirgen und Eisschilden modelliert? Sind diese in den regionalen Modellierungen stärker als im Antrieb?
- Können spektrale Artefakte in den Regionalexperimenten vermieden werden, die im Antrieb auftreten?

Auflösungsbedingt ist das regionale Bodenmodell detaillierter als dasjenige des Antriebs-Globalmodells. Da die untere Randbedingung das bodennahe Klima direkt beeinflusst, wird schließlich gefragt:

- Gibt der Vergleich von regional modellierten klimatischen Bedingungen mit Antrieb und Vergleichsdaten Hinweise darauf, dass die höhere horizontale Auflösung des regionalen Bodenmodells zu realistischeren Oberflächentemperaturen oder Niederschlägen führt?

1.2 Atmosphärenmodellierung

Zwei entgegengesetzte Grundkonzepte der Klimamodellierung sind die der Zeitscheiben- und der transienten Modellierung. Eine Zeitscheibenmodellierung versucht, einen Klimazustand unter konstanter oder (z. B. im Jahresgang) periodisch variierender Randbedingung stationär zu modellieren. Dabei kann einer Periodizität auch eine untergeordnete zusätzliche Variabilität aufgeprägt sein. Für eine transiente Klimamodellierung wird dagegen eine Randbedingung verwendet, die eine Klimaentwicklung mit einem zeitlich gerichteten Trend repräsentiert. Wegen der Schwierigkeit, die komplexe Variabilität einer transienten Randbedingung zwischen Ozean und Atmosphäre vorzugeben, werden AGCMs gerade bei paläoklimatischen Fragestellungen vorwiegend für Zeitscheibenmodellierungen verwendet.

Für transiente Klimamodellierungen bieten sich gekoppelte Systeme globaler Atmosphären- und Ozeanzirkulationsmodelle (*coupled general circulation models*, CGCMs; vgl. z. B. Lambert und Boer, 2001) oder semikomplexe Erdsystemmodelle (*Earth system Models of Intermediate Complexity*, EMICs; vgl. z. B. PIK, 2000) an. CGCM-Läufe verursachen hohe numerische Kosten, die für geologisch rekonstruierte Klimazustände erst seit kurzem in Kauf genommen werden (Kim et al., 2002; Shin et al., 2003). Auch ist die Festlegung von paläoklimatischen Flusskorrekturen insbesondere bei transienten Modellierungen problematisch. EMICs laufen demgegenüber numerisch kostengünstiger, können aber nur einen kleinen Teil der Komplexität des Klimasystems wiedergeben.

In dieser Arbeit wird die Zeitscheibe des Letzten Glazialen Maximums (LGM) betrachtet und, aufbauend auf AGCM-Experimente, mit einem horizontal begrenzten, regionalen Klimamodell (*limited area model*, LAM) dargestellt.

AGCMs

Paläoklimatische AGCM-Experimente können sowohl der Gewinnung paläoklimatischer Erkenntnisse dienen als auch der Erprobung des Modells unter verschiedenen Klimazuständen. So lassen sich z. B. Sensitivitäts- und Prozessstudien für eine Paläo-Zeitscheibe durchführen, die den Einfluss von anderen Komponenten des Klimasystems auf die Atmosphäre oder auch die Eignung einzelner Parametrisierungen unter Paläoklimabedingungen untersuchen können. Oder man prüft eine möglichst realitätsnahe Klimarekonstruktion anhand unabhängiger geologischer Daten, was Hinweise auf Inkonsistenzen in der Randbedingung und damit möglicherweise in den zu Grunde liegenden geologischen Daten, aber auch auf Schwachstellen des AGCM geben kann. Auch lassen sich, aufbauend auf einem AGCM oder auf dessen Modellierungsergebnisse, zusätzliche Prozesse modellieren.

Modellierungsgrundlagen

Ein AGCM-Lauf basiert im Wesentlichen auf der numerischen Lösung einer diskretisierten Form physikalischer Grundgleichungen, welche die Dynamik und Thermodynamik von Atmosphärenpaketen beschreiben. Die Abmessungen der beschriebenen Atmosphärenpakete,

und damit die erzielbare Auflösung der Modellierung, werden mit der gewählten Diskretisierung festgelegt. Nicht explizit diskretisierbare Prozesse, wie etwa viele kleinräumige, mit Strahlung und mit konvektiven Wolken verknüpfte Vorgänge, werden in parametrisierter Form berücksichtigt.

Ausgehend von einer Anfangsbedingung beeinflusst die Randbedingung die folgende zeitliche Entwicklung der Modellierung von einem Zeitschritt zum nächsten. Im Vorhersagemodus gewährleistet eine häufige Initialisierung der Modellfelder auf Grund von Beobachtungsdaten, dass die Modellierung sich eng an diesen Beobachtungsdaten orientiert. Dagegen gibt das Modell im Klimamodus eine Antwort auf die Randbedingung bei weitgehender statistischer Unabhängigkeit von der Anfangsbedingung. Der „*spin-up*“ ist dabei eine Anfangsphase der Modellierung, die für die Ablösung von der Anfangsbedingung im statistischen Sinne eingeplant wird. Eine Zeitscheibenmodellierung wird im Klimamodus durchgeführt und mit einer Randbedingung angetrieben, welche die jeweiligen Einflüsse auf die Atmosphäre wiedergeben.

Die Antwort eines AGCMs auf eine vorgegebene Randbedingung lässt unter Umständen Schlüsse auf das reale Klimasystem zu. Die Realitätsnähe einer AGCM-Klimarekonstruktion hängt neben den Fähigkeiten des Modells entscheidend von der Qualität der rekonstruierten Randbedingung ab. Dem Letzten Glazialen Maximum galt in den letzten Jahrzehnten intensives paläoklimatisches Interesse. Einige Fragen, die für die Konstruktion einer LGM-Randbedingung von Bedeutung sind, stehen noch in der Diskussion (z. B. zur innertropischen Ozeanoberflächentemperatur, vgl. Charles et al., 2001; oder zur Ausdehnung des NW-eurasischen Eisschildes nach Osten, vgl. Mangerud et al., 2002; Grosswald und Hughes, 2002). Dennoch wird die erreichbare Qualität der Randbedingung von einigen Autoren schon jetzt als ausreichend bewertet, ihr Augenmerk auf synoptische Prozesse sowie auf Varianz- bzw. Wetterlagenanalysen zu richten (vgl. Hall et al., 1996a; Kageyama et al., 1999a; Kageyama und Valdes, 2000).

AGCM-Experimente zum LGM

Die im Folgenden vorgestellte Auswahl von AGCM-Experimenten unter einer LGM-Randbedingung gibt einen Überblick über verschiedene Fragestellungen, zu denen die jeweiligen Modellierungen durchgeführt wurden.

Allgemeines Modell- und Klimaverständnis Auf der Grundlage einer LGM-Randbedingung wird die Sensitivität eines AGCMs auf die Veränderung von Modellparametern oder Randbedingungsfeldern geprüft, z. B. zu unterschiedlichem thermischen Antrieb an der Ozeanoberfläche (Webb et al., 1997; Krinner und Genthon, 1998; Dong und Valdes, 1998; Lohmann und Lorenz, 2000; Charles et al., 2001; Marsiat und Valdes, 2001; Yin und Battisti, 2001). Oder es werden spezielle Klimaprozesse in LGM-Modellierungen analysiert, z. B. zum Erhalt glazialer Eisschilde (Manabe und Broccoli, 1985b; Dong und Valdes, 1995; Hall et al., 1996b), zur gegenseitigen Beeinflussung von Klima und Vegetation (Kubatzki und Claussen, 1998) oder

1 Einleitung

zu Wetterlagen, Sturmbahnen etc. (Hall et al., 1996a; Kageyama et al., 1999a; Kageyama und Valdes, 2000).

LGM-Klimarekonstruktion Auf der Grundlage einer aus Proxydaten rekonstruierten Randbedingung wird eine möglichst realitätsnahe LGM-Klimarekonstruktion angestrebt. Diese Rekonstruktion wird dann z. B. anhand von Rekonstruktionen aus unabhängigen Proxydaten geprüft (Gates, 1976b; Manabe und Broccoli, 1985a; COHMAP, 1988; Lautenschlager und Herterich, 1990; Masson et al., 1999; Kageyama et al., 2001), mit AGCM-Klimarekonstruktionen für andere Zeitscheiben (Kutzbach und Guetter, 1986; Dong und Valdes, 1995; Lorenz et al., 1996) oder mit LGM-Klimarekonstruktionen verschiedener AGCMs verglichen (Lautenschlager und Herterich, 1990; Joussaume und Taylor, 2000; Kageyama et al., 2001).

Weiterführende Modellierungen Eine weitere Möglichkeit besteht in der Modellierung von Prozessen, die im originären AGCM nicht dargestellt werden, z. B. durch zusätzlich in das AGCM integrierte Prozesse (Charles et al., 1994; Werner et al., 2000a; 2000b; Charles et al., 2001: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) oder durch Nutzung von AGCM-Modellergebnissen für weitere Modellierungen (Schäfer-Neth und Paul, 2001: Ozeanzirkulation; Schäfer-Neth und Stattegger, 1999: Eisbergdrift; Mahowald et al., 1999: Aerosole).

Regionale Klimamodelle

Für Paläomodellierungen sind AGCM-Experimente, die globale Strukturen mit Abmessungen kleiner als 500 km darstellen (≥ 2 Gitterpunktabstände), i. d. R. numerisch zu kostspielig. So sind meteorologische Phänomene von synoptischer Größenordnung oder kleiner (z. B. synoptische Wirbel) nicht explizit modellierbar. Auch lässt sich nur eine entsprechend grob spezifizierte Landoberflächenstruktur und deren Einfluss auf die Atmosphäre explizit berücksichtigen. Zur Überwindung dieser Beschränkungen sind Modellierungen mit höherer Auflösung durchzuführen. Die numerischen Kosten lassen sich begrenzen, indem nur auf einem Teil der Erdoberfläche mit höherer Auflösung modelliert wird. Dieses Konzept wird durch regionale Klimamodelle (*regional climate models*, RCMs) realisiert.

Stauchgitter-AGCMs

Ein AGCM mit örtlich variierender Auflösung (*stretched-grid* oder *variable-resolution* AGCM) ist eine Realisationsmöglichkeit für ein RCM (Déqué und Piedelievre, 1995). So werden z. Zt. Auflösungen realisiert, die 60–100 km Gitterpunktabstand entsprechen (vgl. Fox-Rabinovitz, 2000; Krinner et al., 2000).

LAMs

Als besonders flexibel haben sich RCM-Realisationen bewährt, die nur einen Ausschnitt der Erdatmosphäre modellieren (*limited area models*, LAMs). Wie AGCMs basieren LAMs auf den physikalischen Grundgleichungen, welche die Dynamik und Thermodynamik von Atmosphärenpaketen der aufgelösten Größenordnung beschreiben, sowie auf Parametrisierungen

anderer Prozesse. Neben der erzielbaren Auflösung besteht ein wesentlicher Unterschied in dem zusätzlichen Anteil der Randbedingung an den horizontalen Rändern ihres jeweiligen Modellgebiets. Dort benötigt ein LAM als Antrieb Informationen über die herein- und hinausströmenden Luftmassen. Diese Informationen können etwa aus Analysen oder auch aus AGCM- oder LAM-Experimenten stammen. Bei einer unidirektionalen Einbettung in Modellergebnisse (*one way nesting*) wird zunächst die entsprechend großräumigere Atmosphärenzirkulation mit i. A. größerem Modellgebiet und um einen Faktor von 2–10 gröberer Auflösung modelliert. Die Ergebnisse fließen anschließend direkt in die horizontale Randbedingung für die eingebettete LAM-Modellierung ein. Durch mehrfache Einbettung können theoretisch beliebig hohe Auflösungen erzielt werden. Experimente mit Rückwirkung der LAM-Ergebnisse auf das umgebende Modell (*two way nesting*) wurden bisher nicht veröffentlicht.

Spin-Up Die Fehler einer LAM-Modellierung steigen ab einem Zeitpunkt wenige Tage nach dem Start der Modellierung nicht mehr nennenswert an (Errico und Baumheffner, 1987; Anthes et al., 1989). LAMs sind deshalb nicht nur im Vorhersage-, sondern auch im Klimamodus über Zeitspannen von einer Woche und mehr nutzbar (Dickinson et al., 1989; Giorgi und Bates, 1989). Das Regionalmodell löst sich dabei weitgehend von der Anfangsbedingung, nach einigen Tagen bei den Atmosphärenfeldern, im Verlauf mehrerer Wochen auch bei vielen Bodenfeldern (vgl. Giorgi und Mearns, 1999: Kap. 2.1).

Horizontale Randbedingung Die horizontale Randbedingung gibt den Zustand der Modellvariablen und die Stoff-, Impuls- und Energieflüsse am horizontalen Modellrand vor. Diese Vorgabe führt häufig auch im nicht direkt von der Randbedingung beeinflussten Teil des Modellgebiets zur weitgehenden Übernahme der großräumigen Zirkulation aus den Antriebsdaten. Wegen des großen Einflusses, den die horizontale Randbedingung auf die Regionalmodellierung hat, wird sie auch als Antrieb bezeichnet. Realitätsnähe und Konsistenz der Antriebsdaten haben eine große Bedeutung für die Regionalmodellierung, da gerade in Bezug auf die großräumige Zirkulation nicht davon auszugehen ist, dass das Modell Unzulänglichkeiten in den Antriebsdaten ausgleichen kann (vgl. Giorgi und Mearns, 1999: Kap. 2.2).

Physikalische Parametrisierung Einerseits sollte die Parametrisierung nicht explizit aufgelöster Prozesse für die hohe Auflösung der Regionalmodellierung geeignet sein, andererseits bietet bei AGCM-Antriebsdaten eine weitestgehende Kompatibilität zu dessen Parametrisierung Vorteile bei der Interpretation der Ergebnisse (vgl. Giorgi und Mearns, 1999: Kap. 2.3).

RCM-Experimente

Regionale Modellierungen können, wie oben bei den globalen Modellierungen geschehen, nach der Art der Fragestellung gruppiert werden. Da mit einer Modellregion nur ein Ausschnitt der global auftretenden Klimaphänomene fokussiert wird, stellen die regionalen Klimacharakteristika ein zusätzliches und unabhängiges Gruppierungsmerkmal dar.

Fragestellungen

Allgemeines Modell- und Klimaverständnis RCM-Experimente können dazu dienen, Fragen zum allgemeinen Modell- und Klimaverständnis zu beantworten, etwa durch Sensitivitätsstudien, z. B. zu Modellauflösung und Modellgebietsgröße (Giorgi und Marinucci, 1996; Jacob und Podzun, 1997), zu variierender Strahlungsparametrisierung (Pinto und Curry, 1997), zu Störungen in der Anfangs- und der Randbedingung (Giorgi und Bi, 2000) oder zu Antriebsdaten aus Modellierungen verschiedener AGCMs (Rummukainen et al., 2001). RCM-Modellierungen können auch für Prozessstudien genutzt werden, z. B. zur Kopplung von Atmosphäre und Eisschilden (Gallée und Duynkerke, 1997) sowie zur Kopplung von Klimaprozessen auf planetarer und synoptischer Längenskala (Dorn et al., 2000).

Validierung Von hohem Interesse ist die Prüfung der Fähigkeiten von RCMs, realitätsnahes Klima zu modellieren, durch Modellierungsvalidierungen (z. B. Christensen und Kuhry, 2000; Fox-Rabinovitz, 2000; Lee und Suh, 2000; Jacob et al., 2001), aber auch durch den Vergleich verschiedener Modelle unter analoger Randbedingung (z. B. Machenhauer et al., 1996; Christensen et al., 1997; Jacob et al., 2001; Pan et al., 2001).

Kopplung Auch der Modellkopplung auf regionalem Maßstab kommt zunehmende Bedeutung zu, etwa im System Ozean-Atmosphäre (Hagedorn, 2000; Hagedorn et al., 2000) oder bei der Modellierung von Kohlenstoffflüssen zwischen terrestrischer Biosphäre und Atmosphäre sowie innerhalb der Atmosphäre (Karstens et al., 2001a; 2001b).

Klimacharakteristika

Hohe Breiten In polaren und subpolaren Klimazonen wurden Prozessstudien (z. B. Gallée und Duynkerke, 1997; Dorn et al., 2000) neben Modellierungen zu spezifischen Klimaphänomenen (z. B. Christensen und Kuhry, 2000: Permafrost; Heinemann, 1997; Klein et al., 2001: Katabatische Winde) und der Untersuchung geologisch interessanter Größen durchgeführt (z. B. Krinner et al., 2000: Eiskern-Gasgehalt).

Niederschlag Von breitem Interesse sind Niederschläge, so etwa in gebirgigen Regionen (z. B. Grell et al., 2000), während Hochwasser- und Dürreperioden, etwa im mittleren Westen der USA (z. B. Fox-Rabinovitz, 2000; Hong und Pan, 2000; Pal et al., 2000; Pan et al., 2000) oder im Zusammenhang mit Monsun-geprägtem Klima (z. B. Jacob und Podzun, 1997; Lee und Suh, 2000).

Paläoklima Veröffentlichte RCM-Experimente zu Paläoklimarandbedingungen sind z. Zt. noch rar, deuten aber eine große Bandbreite von Möglichkeiten an, so Prozessstudien zu Binnensee-Atmosphäre-Interaktionen an der USA-Westküste im LGM (Hostetler et al., 1993; 1994), Modellierungen zur Überprüfung von grönländischen LGM-Eisschildhöhen-Rekonstruktionen anhand des Gasgehalts von Eiskernproben (Krinner et al., 2000) und eine Rekonstruktion der europäischen Jüngerer Dryas (Renssen et al., 2001).



Abb. 1.1: Modellregion: Der nördliche Nordatlantik, das Europäische Nordmeer, ein Teil des Arktischen Ozeans, Grönland, N-Kanada und NW-Eurasien.

1.3 Rekonstruktionen des Letzten Glazialen Maximums

Das LGM ist ein klimatisch relativ stabiler Zeitraum vor 21 500–18 000 Jahren (vgl. Sarnthein et al., 2003), in dem die globalen Eisschilde ein maximales Volumen erreichten.

CLIMAP

Die Rekonstruktionen von Eigenschaften der Land- und Meeresoberfläche durch die CLIMAP *Project Members* (Cline und Hays, 1976; CLIMAP, 1976; 1981; Denton und Hughes, 1981) sind in ihrer Bedeutung für die Klimarekonstruktion des LGM kaum zu überschätzen. Aus verschiedenen Tiefseesediment-Proxys und anderen geologischen Befunden sowie mit Hilfe von Eisschildmodellierungen waren global und flächendeckend Eigenschaften der Land- und Meeresoberfläche rekonstruiert worden, wie z. B. die mittlere Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung im Februar und August sowie die Geländehöhe der Eisschilde. Die rekonstruierten Größen waren mit Blick auf eine möglichst direkte Nutzung als Randbedingung in AGCM-Experimenten gewählt worden und flossen von einem fortgeschrittenen Projektstatus an in entsprechende Modellierungen ein (z. B. Williams et al., 1974; Gates, 1976a; 1976b; Manabe und Hahn, 1977; Hansen et al., 1984; Manabe und Broccoli, 1985a; 1985b; Kutzbach und Guetter, 1986; Hall et al., 1996b).

Nach CLIMAP (1981) waren im LGM die Labradorsee, die Irmingersee und das Europäische Nordmeer (vgl. Abb. 1.1) bis hinab nach Island und Schottland ganzjährig mit Meereis bedeckt. Der restliche Nordatlantik nördlich einer gedachten Linie zwischen Neufundland und Irland war saisonal vereist (vgl. zur heutigen Situation in Abb. 4.17, S. 62, die unteren beiden Karten). Im Vergleich zu heute war die Meeresoberflächentemperatur am Rand des

1 Einleitung

Meereises stärker abgekühlt als auf dem innertropischen Atlantik. Der größere Temperaturunterschied schlug sich in steileren meridionalen Gradienten der Meeresoberflächentemperatur (*sea surface temperature*, SST) nieder, wie sie im Winter und im Sommer insbesondere bei etwa 40°N, im Bereich unmittelbar südlich der winterlichen Meereisgrenze, auftraten. Die rezenten SST-Vergleichsdatensätze (ebd.) weisen generell flachere Gradienten auf mit etwas steileren Werten an der N-amerikanischen und der grönländischen O-Küste und einem durchweg flachen Verlauf auf dem offenen Nordatlantik.

Im Rahmen von CLIMAP wurden zwei Eisschildrekonstruktionen ausgearbeitet (Hughes et al., 1981) mit einem minimalen bzw. maximalen Gesamtvolumen der globalen Eisschilde. Diese entsprechen einem eustatischen Meeresspiegelanstieg seit dem LGM von 127 bzw. 163 m (Peltier, 1994). Die Rekonstruktionen unterscheiden sich vor allem in der Ausdehnung der Eisschilde, dagegen nur in Einzelfällen in deren maximaler Mächtigkeit (z. B. beim Laurentidischen Eisschild Nordamerikas).

Kalte untere Troposphäre

Die Fläche sowohl der Inlandeisschilde als auch der saisonal schneebedeckten Landflächen war nach CLIMAP im LGM insbesondere auf der Nordhemisphäre ungleich größer als heute. Die dadurch erhöhte Albedo führte großflächig zu einer gegenüber heute verringerten Erwärmung der Landoberfläche in subpolaren Breiten und damit zu einer verringerten Erwärmung bodennaher Luftmassen über Land. Die gegenüber heute veränderte Zirkulation des Nordatlantiks führte nördlich von etwa 40°N zu einer stark reduzierten, nordwärts gerichteten Advektion warmen Oberflächenwassers sowie zu einer Abkühlung der Meeresoberfläche gegenüber der rezenten Situation und damit wiederum zu einer verringerten Erwärmung der überströmenden Luftmassen. Die ganzjährig und saisonal stark vergrößerte Meereisfläche hemmte den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre zusätzlich. All dies bewirkte, dass nach AGCM-Experimenten mit CLIMAP-Randbedingung die Temperatur der arktischen und subarktischen unteren Troposphäre um bis zu 30 °C kälter war als heute (z. B. Hansen et al., 1984; Kutzbach und Guetter, 1986; Lautenschlager und Herterich, 1990).

Hoher NN-Bodenluftdruck

Im LGM war der auf NN³reduzierte Bodenluftdruck (NN-Bodenluftdruck) im globalen Flächenmittel höher als heute (vgl. Gates, 1976b; Kutzbach und Guetter, 1986). Relativ zum jeweiligen Meeresspiegel betrachtet, lässt sich im LGM eine Verdrängung von Luftmassen durch das zusätzlich zu heute aufgebaute Eisschildvolumen sowie durch die globalen Kontinente feststellen, die wegen des niedrigeren Meeresspiegels weiter aus dem Meer ragten. Die gesamte verdrängte Luftmasse lastete zusätzlich auf den bodennahen Luftschichten auf, was den NN-Bodenluftdruck erhöhte. Außerdem war im globalen Mittel die LGM-Troposphäre bei gleicher Höhe über dem jeweiligen Meeresspiegel kälter und damit dichter als heute. Die Atmosphärenmasse konzentrierte sich also stärker in Gebieten mit niedriger Orographie,

³Mit „NN“ wird hier der jeweilige mittlere Meeresspiegel (rezent bzw. LGM) bezeichnet.

was einer weiteren, diesmal thermisch bedingten Verdrängung entspricht (vgl. dazu auch Anh. A.1). In arktischen und subarktischen Breiten führen die kalten und damit dichten Luftmassen regional zu einer zusätzlichen Erhöhung des NN-Bodenluftdrucks gegenüber heute.

Starke Strahlströme und synoptische Wirbel

Der steile nordatlantische SST-Gradient bei etwa 40°N förderte im LGM ein Aufeinandertreffen entsprechend unterschiedlich temperierter Luftmassen. Die dadurch entstandene stark barokline Schichtung führte einerseits zu einem starken nordatlantischen, von W nach O gerichteten Strahlstrom (Kutzbach und Guetter, 1986) inklusive dessen unteren Ausläufer in der mittleren Troposphäre (Hall et al., 1996b), andererseits zu einer verstärkten Zyklogenese, einhergehend mit einer erhöhten NN-Bodenluftdruckvariabilität (Kutzbach und Guetter, 1986) und einem erhöhten, wirbelgestützten Temperaturfluss (Hall et al., 1996b).

Nach älteren Modellierungen (Kutzbach und Guetter, 1986; COHMAP, 1988) hätte im Januar eine Strahlstromaufspaltung am Laurentidischen Eisschild stattgefunden, wobei ein Zweig südlich der nordamerikanischen Eisschilde geblieben wäre, während ein weiterer, vom nordwestlichen Inuit-Eisschild her kommend, den östlichen Laurentidischen Eisschild in süd-östliche Richtung überströmt hätte. Diese Aufspaltung ist möglicherweise ein Artefakt der älteren Modellversionen, da Hall et al. (1996b) mit einer vergleichbaren Randbedingung wie diese arbeiteten, dieses Phänomen jedoch nicht in einer ausgeprägten Form finden. Auch die angesetzte Höhe des Laurentidischen Eisschilds hat einen prägenden Einfluss auf den Verlauf der Strahlströme (Roe und Lindzen, 2001).

Neuere Rekonstruktionen zur Orographie

Die CLIMAP-Eisschildrekonstruktionen für das LGM (Hughes et al., 1981) wurden von Peltier (1994) auf den großen Eisschilden der Nordhalbkugel um etwa 1 km nach unten korrigiert (800 m höher als heute). Dieser hat isostatische Bewegungen und Eisschildmächtigkeiten anhand von Relaxationszeiten und Amplituden relativer Meeresspiegeländerungen rekonstruiert. Doch nach neueren glaziologischen bzw. sedimentologischen Erkenntnissen ist auch diese Rekonstruktion für den grönländischen Eisschild zu hoch und für den Barents-Kara-Eisschild möglicherweise zu ausgedehnt. So rekonstruieren Cuffey und Clow (1997) die Höhe der Eisschildoberfläche am Ort des zentral-grönländischen *Summit* (GISP2: 72°35'N, 38°29'W) im LGM zwischen 190 m tiefer und 120 m höher als heute. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommen Ritz et al. (1997), welche die maximale Höhe des grönländischen Eisschilds im LGM etwa 200 m niedriger angeben als heute. Der Barents-Kara-Eisschild hatte im LGM auf dem südöstlichen Barents-Schelf (Polyak et al., 2000a) und dem östlichen Kara-Schelf (Forman et al., 1999; Polyak et al., 2000b; Mangerud et al., 2002) möglicherweise eine geringere Ausdehnung als etwa von Peltier (1994) rekonstruiert. Grosswald und Hughes (2002) sprechen sich allerdings für eine ausgedehntere Variante aus.

Die isostatischen Modellierungen von Peltier (1994) ergeben eine Meeresspiegelanhebung seit dem LGM um 105 m. Dieser Anstieg ist geringer als derjenige, der aus den CLIMAP-Re-

konstruktionen folgt (s. o.). Untersuchungen an Sedimenten vor der NW-australischen Küste (Yokoyama et al., 2000) und im Südchinesischen Meer (Hanebuth et al., 2000) sowie an Korallen vor Barbados (Fairbanks, 1989) zeigen dagegen einen mittleren LGM-Meeresspiegelstand von etwa 120 m unter dem heutigen.

Krinner und Genthon (1998) haben die Sensitivität des LMDz-AGCM auf PMIP-Randbedingung mit eingearbeiteter Orographie nach Ritz et al. (1997) untersucht und höhere zentralgrönländische oberflächennahe Temperaturen gefunden.

Neuere Rekonstruktionen zu Meereisbedeckung und SST

In den letzten 20 Jahren wurde zur Rekonstruktion der SST die verfügbare Datenbasis gerade auch in der Region des nördlichen Nordatlantiks stark erweitert (Veum et al., 1992; Weinelt et al., 1996; Pflaumann et al., 2003: planktische Foraminiferen; Hebbeln et al., 1994: Coccolithen; de Vernal et al., 1997: Dinoflagellaten; Rosell-Melé und Koç, 1997: Biomarker). Außerdem ist auch die Datenanalyse optimiert worden (z. B. Pflaumann et al., 1996; 2003). Die Ergebnisse dieser Arbeiten ergeben übereinstimmend ein zumindest teilweise meereisfreies sommerliches Europäisches Nordmeer im LGM. Nach Weinelt et al. (1996) war der Einstrom warmen Oberflächenwassers ins Europäische Nordmeer in einem typischen Sommer im LGM geringer als heute, jedoch noch stark genug, um das Europäische Nordmeer bis hin zur Framstraße zumindest teilweise meereisfrei zu halten. Auch die Dänemarkstraße war im Sommer frei von Meereisbedeckung. Mit der *Modern-Analog-Technik* SIMMAX (Pflaumann et al., 1996) wurden auf dem Europäischen Nordmeer SST-Werte zwischen 3 und 4,5 °C gefunden. Diese können allerdings in Bereichen ozeanischer Fronten, z. B. am O-Rand des O-Grönlandstroms, um bis zu 3 °C überschätzt sein (ebd.). Andere, unabhängige Rekonstruktionen stützen diese Ergebnisse (de Vernal et al., 1997).

Aus den mikrofossilen Proxys, auf die sich CLIMAP (1981) und viele der späteren SST-Rekonstruktionen stützen, lassen sich direkt nur die Bedingungen in der Wachstumszeit der ausgewerteten fossilen Arten rekonstruieren. Da winterliche LGM-Bedingungen in arktischen und subarktischen Breiten diese Proxys nicht beeinflussen, haben deren statistische Auswertungen für den Winter extrapolatorischen Charakter. Aussagen zu winterlichen arktischen und subarktischen Bedingungen, wie sie etwa von CLIMAP getroffen wurden, sind deshalb mit sehr viel größeren Unsicherheiten verbunden.

Auch AGCM-Experimente mit vorgegebenem ozeanischem Wärmetransport (z. B. Dong und Valdes, 1998) legen eine gegenüber CLIMAP (1981) verringerte Meereisbedeckung nahe. Krinner und Genthon (1998) finden bei CLIMAP-SST eine Abschwächung des Islandtiefs gegenüber heute; beim Übergang zu Weinelt-SST-Werten (Weinelt et al., 1996) verschwindet diese Abschwächung. Marsiat und Valdes (2001) schätzen den Einfluss der N-pazifischen SST auf das N-hemisphärische Klima als wesentlich größer ein als den der N-atlantischen SST.

Schon früh kamen Zweifel an den nach CLIMAP geringen Differenzen bei der innertropischen LGM-SST gegenüber heute auf (Rind und Peteet, 1985). Modellierungen zu diesem Thema stützten die Vermutung, dass die CLIMAP-SST hier möglicherweise zu warm sein

könnte (Webb et al., 1997; Dong und Valdes, 1998; Lohmann und Lorenz, 2000; Charles et al., 2001; Yin und Battisti, 2001).

PMIP

Das 1991 ins Leben gerufene *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project* (PMIP) hat das Ziel, weltweite Paläoklimamodellierungsarbeiten zu bündeln und die weitgehende Vergleichbarkeit der Ergebnisse zu gewährleisten. Dazu wurde ein Rahmen für die Konstruktion der Modellierungsrandbedingung zu verschiedenen Zeitscheiben vorgegeben (Joussaume und Taylor, 2000). Einen weiteren Schwerpunkt bildet der Vergleich der Modellierungen mit unabhängigen paläoklimatischen Daten (für das LGM: Masson et al., 1999; Kageyama et al., 2001).

Der Ozean-Einfluss auf die LGM-Atmosphäre wird in vielen PMIP-Experimenten über die Vorgabe von SST-Werten nach CLIMAP (1981) eingebunden (z. B. Pinot et al., 1999; Marsiat und Valdes, 2001). Dabei werden zu den SST-Werten des verwendeten Kontrolllaufs die Werte der CLIMAP-SST-Anomalie (LGM minus rezent) addiert. Entsprechende SST-Felder waren schon vorher vielfach als AGCM-Randbedingung verwendet worden (s. Zitate zu AGCM-Modellierungen mit SST-Randbedingung nach CLIMAP, S. 9). Der für PMIP verwendete Wert der CO₂-Konzentration von 200 ppmv (vgl. Raynaud et al., 1993) liegt nicht nur im schon zuvor erprobten Rahmen (vgl. z. B. Hansen et al., 1984; Kutzbach und Guetter, 1986; Lautenschlager und Herterich, 1990), sondern ist auch mit neueren Ergebnissen vereinbar. So ergaben Messungen am antarktischen Byrd-Eiskern (Stauffer et al., 1998) für den Zeitraum zwischen 20 und 22 kJvh CO₂-Konzentrationen von etwa 185–205 ppmv.

Abweichend von zuvor verwendeten LGM-Randbedingungsfeldern wurden die PMIP-Vorgaben zur Insolation und insbesondere auch zur Orographie aktualisiert. Während vorher das LGM vielfach mit einer rekonstruierten 18-kJvh-Insolation⁴ modelliert worden war (vgl. Manabe und Hahn, 1977; Hansen et al., 1984; Kutzbach und Guetter, 1986; Lautenschlager und Herterich, 1990), berücksichtigt die PMIP-LGM-Randbedingung die Differenz zwischen ¹⁴C- und Kalender-Jahren (vgl. Bard et al., 1990) und schreibt die rekonstruierte 21-kJvh-Insolation nach Berger (1978) vor. Diese wurde auch in neueren Veröffentlichungen (Berger und Loutre, 1991; 1992) nicht wesentlich korrigiert. Die Orographie der PMIP-LGM-Experimente wird über deren Anomalie (Eiskappen und Isostasieeffekte, 21 minus 0 kJvh) nach Peltier (1994) spezifiziert sowie durch einen gegenüber heute um 105 m niedrigeren Meeresspiegel (ebd.).

Neuere LGM-Modellergebnisse

Der Verdacht, dass die kalte sommerliche nordatlantische LGM-Meeresoberflächentemperatur der CLIMAP-Rekonstruktion mangels ausreichender Niederschläge auf den Eisschilden inkonsistent ist mit der Stabilität der Eisschilde (Manabe und Broccoli, 1985b), lässt sich durch AGC-Modellierungen nicht bestätigen (Hall et al., 1996b).

⁴1 kJvh := 1000 Kalenderjahre vor 1950

1 Einleitung

Gestützt wird die starke Baroklinität und die intensive Wirbeltätigkeit auf dem nördlichen Nordatlantik, insbesondere im Winter (Hall et al., 1996a; Kageyama et al., 1999a; Kageyama und Valdes, 2000). Die lokalen Maxima von Baroklinität bzw. Wirbelwachstumsrate sind von den jeweiligen rezenten Positionen im Bereich der nordamerikanischen Ostküste in Richtung Island und Europa verschoben. Die nordatlantischen Sturmbahnen sind schärfer und reihen sich an der Meereiskante auf (Hall et al., 1996b; Kageyama et al., 1999b).

Kageyama et al. (1999a) haben über Europa und dem nordöstlichen Nordatlantik in einer LGM-Modellierung mit dem AGCM des *Laboratoire de Météorologie Dynamique* (LMD) Wetterlagen gefunden, die durch langsam retrograd ziehende lange Wellen gekennzeichnet sind.

Rekonstruktionen nach terrestrischen Daten

Grönland Paläotemperaturen für den Bereich des zentral-grönländischen *Summit* wurden sowohl im Rahmen des *Greenland Ice Core Project* (GRIP: 72°34'N, 37°37'W) als auch des *Greenland Ice Sheet Project 2* (GISP2: 72°35'N, 38°29'W) aus der rezenten Tiefenabhängigkeit der Eistemperatur im jeweiligen Bohrloch ermittelt. Mit gekoppelten Wärme- und Eisflussmodellen wurde daraus jeweils die zeitabhängige Oberflächentemperatur modelliert. Cuffey und Clow (1997, GISP2) kalibrieren die Konzentrationsverhältnisse stabiler Sauerstoffisotope durch eine inverse Technik an den Bohrlochtemperaturen und ermitteln die jährliche Akkumulation aus der Dicke der beobachteten Jahreslagen im Eiskern. Dahl-Jensen et al. (1998, GRIP) modellieren in Monte-Carlo-Simulationen die zeitabhängige Oberflächentemperatur, wobei die Akkumulation über einen festen funktionalen Zusammenhang mit der Oberflächentemperatur verknüpft wird. Obwohl das Konzentrationsverhältnis stabiler Sauerstoffisotope im grönländischen Eis kein einfach zu interpretierender Proxy für das Jahresmittel der Oberflächentemperatur ist (Charles et al., 1994; Jouzel et al., 1997; Jouzel, 1999; Werner et al., 2000a), sind die Rekonstruktionen der Oberflächentemperatur von Cuffey und Clow (1997) sowie von Dahl-Jensen et al. (1998) gut miteinander vereinbar.

Westeuropa Atkinson et al. (1987) rekonstruieren die Paläo-Temperaturen des wärmsten und des kältesten Monats im Jahr aus Käferfunden mit Hilfe der Methode der *mutual climatic range*.

Die nordhemisphärische LGM-Klimarekonstruktion von Frenzel et al. (1992) stützt sich in erster Linie auf Verteilungsmuster verschiedener Pflanzen- und Tierarten. Daneben werden auch Permafrostspuren, stabile Isotope und Edelgase im Grundwasser, Seespiegelschwankungen sowie Löss- und andere äolische Sedimente berücksichtigt. Die Ergebnisse werden in Karten zu Anomalien (LGM minus rezent) der mittleren Temperatur im Februar und im August sowie des jährlichen Niederschlags präsentiert.

Eine jüngere Auswertung von Pollendaten aus Mittel- und S-Europa sowie aus dem Nahen Osten (Peyron et al., 1998) beruht auf *plant functional types* und Biom-Konzepten, die von Prentice et al. (1992; 1996) entwickelt wurden.

Rekonstruktionen nach Pollen, für sich sowie ergänzt durch Auswertungen von Käferfun-

den und Biom-Zuordnungen (Guiot et al., 1993) aus La Grande Pile (Vogesen, F), stützen sich zwar auf Pollendaten (de Beaulieu und Reille, 1992), die auch von Peyron et al. (1998) ausgewertet werden, verwenden jedoch die Transfer-Funktions-Methode des *Paleo-Bioclimatic Operator*. Die Biom-Zuordnungen basieren auf dem Biom-Konzept nach Prentice et al. (1992); aus den Käferfunden wurde die *mutual climatic range* (Atkinson et al., 1987) ermittelt und die zur Rekonstruktion verwendeten *modern analogs* entsprechend eingeschränkt.

1.4 Modellierungsstrategie

Für diese Arbeit wurden vier regionale Paläomodellierungsexperimente durchgeführt. Es wurden einmonatige Modellierungen durchgeführt mit Antriebsdaten, die aus einer mehrjährigen globalen Paläoklimamodellierung zum LGM stammen. Die jahreszeitliche Variabilität wird durch ein Experiment zu einem Sommermonat und eines zu einem Wintermonat erfasst. Jedes Experiment beinhaltet mehrere Modellläufe zum jeweiligen Monat aus aufeinander folgenden modellierten Jahren der Antriebsdaten.

Einmonatige Modellierungen wurden gegenüber längeren modellierten Zeitspannen bevorzugt, um einerseits bei gleicher Rechenzeit die Anzahl der Modellierungen je Experiment erhöhen zu können, andererseits um die jahreszeitliche Variabilität innerhalb eines Experiments zu verkleinern. Beides verbessert die Trennschärfe der Ergebnisse bezüglich statistischer Tests. Das Bodenmodell der DWD-Physik hätte mit längeren modellierten Zeitspannen einen größeren Einfluss auf die klimatischen Bedingungen am Boden ausgeübt. Die Eigenschaften dieses Bodenmodells zu überprüfen, war jedoch nicht Ziel der Experimente.

Als modellierte Monate wurden August und Februar ausgewählt, da diese Monate in einer auf terrestrische Proxys gestützten Paläoklimarekonstruktion explizit angegeben werden (Frenzel et al., 1992) und damit Paläoklimamodellierung und Proxy-Rekonstruktion unmittelbar miteinander vergleichbar sind.

Den Paläo-Experimenten stehen jeweils ein analoges rezentes Experiment für August und Februar gegenüber. Diese liefern zum einen den Hintergrund, vor dem die Sensitivität der Modellkette Antriebsmodell–Regionalmodell auf die Paläo-Randbedingung dargestellt werden kann. Zum anderen ermöglichen sie einen Vergleich von Modellergebnissen mit rezenten Beobachtungsdaten, die weitaus detaillierter und zuverlässiger sind als Paläoklimarekonstruktionen. So lassen sich grundsätzliche Schwächen in der Modellierung besser identifizieren.

1 *Einleitung*

2 Regionalmodell REMO

Das REMO ist ein LAM, das am Max Planck Institut für Meteorologie (MPIfM, Hamburg) in Zusammenarbeit mit Mitarbeitern des Deutschen Klimarechenzentrums (DKRZ, Hamburg) und dem GKSS Forschungszentrum (Geesthacht) entwickelt wurde. Es ist eine Erweiterung des Europamodells (EM) des Deutschen Wetterdienstes (DWD, Offenbach) für Klimamodellierungen. Während beim REMO die Behandlung der dynamischen Prognosesterme (vgl. Kap. 2.1) im Wesentlichen vom EM übernommen wurde, bietet es bei den physikalischen Prognosestermen gegenüber dem EM die zusätzliche Möglichkeit, diese alternativ zur im EM verwendeten Methode (DWD-Physik) so zu behandeln wie im Atmosphärenmodell ECHAM4 (ECHAM-Physik).

Eingesetzt wurde das REMO bisher für Sensitivitätsexperimente mit unterschiedlichen Modellgebieten im europäisch-nordatlantischen Raum (Jacob und Podzun, 1997), aber auch in Indien (Jacob und Podzun, 1997) und der Arktis (Berndt et al., 2000; Berndt, 2001; Berndt et al., 2001); für Sensitivitätsexperimente und Modellvergleichsexperimente zum Ostsee-Einzugsgebiet mit Schwerpunkt auf den hydrologischen Kreislauf (Jacob und Podzun, 1997; Hagedorn, 2000; Hagedorn et al., 2000; Jacob, 2001; Jacob et al., 2001); und für Modellkopplung mit einem regionalen Ostsee-Ozeanmodell (Hagedorn, 2000; Hagedorn et al., 2000) sowie einem terrestrischen Biosphären-Kohlenstoffmodell (Karstens et al., 2001a; 2001b).

Die großräumigen Felder des NN-Bodenluftdrucks und des Geopotentials zeigen bei Jacob (2001) fast keine Unterschiede zum Antrieb. Die bodennahe Lufttemperatur, die relative Feuchte und die Windgeschwindigkeit korrespondieren bei Jacob et al. (2001) gut mit den Beobachtungen. Auch war hier der Niederschlag über den Vergleichszeitraum summiert im Ostsee-Einzugsgebiet nur unwesentlich geringer als in der Analyse. Die abwärts gerichtete kurzweilige Strahlung an der Oberfläche wird vom REMO, wie auch bei mehreren anderen RCMs mit DWD-Physik, systematisch unterschätzt.

2.1 Modellkonzeption

Nach einem Überblick über die wichtigsten Eckdaten des Modells werden in den folgenden Unterabschnitten dieses Kapitels die Struktur der Prognose, die räumliche Diskretisierung sowie der Aufbau der Randbedingung und der DWD-Physik erläutert.

Im REMO sind die Grundgleichungen in advektiver Form mit einem Finite-Differenzen-Schema auf einem Arakawa-C-Gitter implementiert (Arakawa und Lamb, 1977; Mesinger

Name	Zusammenhang	Bedeutung
<i>prognostische Variablen:</i>		
p_s		Bodenluftdruck
u		meridionaler Wind
v		zonaler Wind
h	$= c_p T_v + L_v q_d$	spezifische Enthalpie
q_{dw}	$= q_d + q_w$	spezifischer Gesamtwassergehalt
<i>darin verwendete diagnostische Variablen:</i>		
q_d		spezifischer Wasserdampfgehalt
q_w		spezifischer Wolkenwassergehalt
T_v	$p = \rho R_L T_v$	virtuelle Temperatur
p		Luftdruck
ρ		Luftdichte
<i>darin verwendete Konstanten:</i>		
R_L		spezif. Gaskonstante für trockene Luft
c_p		spezif. p -Wärmekapazität trockener Luft
L_v		spezif. Verdunstungskälte

Tab. 2.1: Prognostische Modellvariablen

und Arakawa, 1979). Die Formulierung der vertikalen finiten Differenzen erhält Impuls und Drehimpuls (Simmons und Burridge, 1981). Als Ortsableitungen werden zentrale Differenzen zweiter Ordnung verwendet (Creß et al., 1995). Die örtliche und zeitliche Auflösung wurde in den hier vorgestellten Experimenten mit einem $0,5^\circ$ -Gitter in der Horizontalen, 20 Schichten in der Vertikalen und einem 5-Minuten-Zeitschritt realisiert.

Prognose

Das REMO ist ein hydrostatisches Modell (DWD, 1995: Kap. I). Die Prognose des jeweils folgenden Zeitschrittes wird für folgende fünf prognostischen Variablen durchgeführt: Bodenluftdruck, zwei horizontale Windkomponenten, spezifische Enthalpie und spezifischer Gesamtwassergehalt (vgl. Tab. 2.1). Die Prognosegleichung für den Bodenluftdruck folgt aus der Forderung der Massenerhaltung, die Gleichungen für den Wind aus der Impulserhaltung, die Gleichung für die spezifische Enthalpie aus der thermodynamischen Energieerhaltung und die für den spezifischen Gesamtwassergehalt aus der Massenerhaltung für Wasser.

Ein einzelner Prognoseschritt besteht aus der expliziten Prognose, einer Randlexation und verschiedenen Korrekturen. In der expliziten Prognose werden skalige und adiabatische („dynamische“) Prozesse auf der einen Seite sowie subskalige oder diabatische („physikalische“) Prozesse auf der anderen Seite getrennt behandelt. Skalige Prozesse betreffen Atmosphärenpakete, die größer als eine Gitterzelle und mächtiger als eine Modellschicht sind. Ihre Beschreibung wird aus den Forderungen von Impuls-, Massen- und thermodynamischer Energieerhaltung abgeleitet. Diabatische Vorgänge beinhalten Quellen oder Senken von fühlbarer Wärme (z. B. durch Strahlungsabsorption/-emission) oder latenter Wärme (z. B. bei Wolkenbildung/-auflösung). Die Behandlung der „physikalischen“ Prozesse wird in dem Physik-Modul (DWD- oder ECHAM-Physik) zusammengefasst, das für den jeweiligen Mo-

dellauf ausgewählt wurde.

Nach der expliziten Prognose (Abb. 2.1) wird eine implizite Behandlung von Schwerewellen durch eine semi-implizite Korrektur durchgeführt (Robert et al., 1972; Robert, 1979; Simmons und Burridge, 1981). Diese erlaubt bei einem Halbgrad-Gitter eine Verlängerung des Prognosezeitschritts um etwa den Faktor 8 (DWD, 1995: Kap. II). Anschließend bindet die Randrelaxation die horizontalen Antriebsfelder ein (Davies, 1976; Kallberg, 1977). Der Prognoseschritt endet mit einer Asselin-Filterung, die mit einem *Leap-Frog*-Schema das Entstehen zweier „Zeitfamilien“ verhindert (DWD, 1995: Kap. II). In den ersten beiden Zeitschritten nach dem Start der Modellierung wird zusätzlich eine Implizite Normalmodeninitialisierung (INMI) durchgeführt, die eine verbesserte Passung von Wind- und Massenfeld gewährleistet, wodurch meteorologischer Lärm vermieden wird (DWD, 1995: Kap. III; s. a. Temperton, 1988).

Nähere Erläuterungen zur Randrelaxation gibt Kap. 2.2. Zu den Modellierungstechniken der semi-impliziten Korrektur, der Asselin-Filterung und der INMI wird auf die angegebene Literatur verwiesen.

Räumliche Diskretisierung

Der Zustand der Atmosphäre und die Randbedingung werden im REMO durch Modellfelder dargestellt, welche die Werte der jeweiligen Modellvariablen in einer endlichen Anzahl von Punkten wiedergeben. Diese sind auf den Kreuzungspunkten eines Gitters von jeweils äquidistanten *Längen-* und *Breitenkreisen*¹ eines Kugelkoordinatensystems definiert, das durch eine Rotation aus dem geographischen Koordinatensystem hervorgeht.

Die Felder werden für mehrere übereinander liegende Modellschichten berechnet, die über eine σ - p -Hybridkoordinate definiert werden. Die bodennahen Modellschichten folgen der Orographie vollständig, die höheren weniger stark (Abb. 2.2, nächste S.). Auf die Lage der obersten vier Modellschichten (Druck < 220 hPa) hat die Orographie keinen Einfluss. Die Höhe über NN der Modellschichten hängt vom jeweils aktuellen Dichteprofil ab. Das REMO

¹Kursive geodätische Ausdrücke beziehen sich hier wie im Weiteren auf die rotierten Modellkoordinaten.

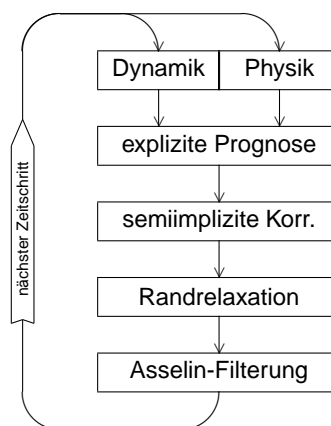


Abb. 2.1: Struktur eines Prognoseschrittes

2 Regionalmodell REMO

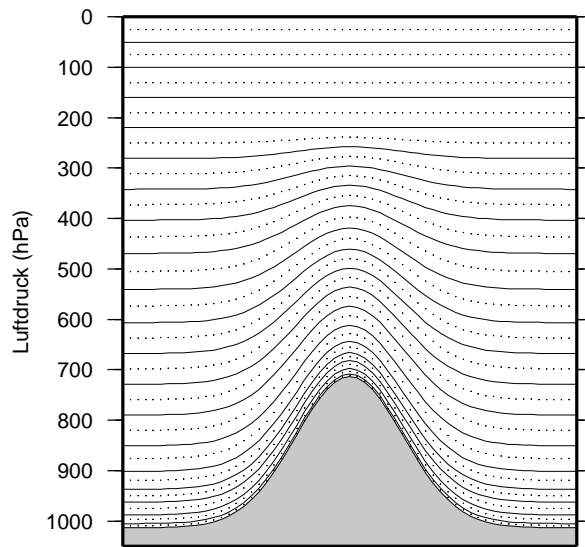


Abb. 2.2: Druckniveaus der Modellflächen über einem etwa 3 km hohen Berg. Modellschichtgrenzen sind durchgezogen, Mitten gepunktet.

ist auf die Modellierung der Troposphärendynamik spezialisiert, indem die untersten 1,5 km der Troposphäre von 5–6 der 20 Modellschichten repräsentiert werden, die gesamte Atmosphäre oberhalb einer Höhe von 12 km dagegen von 3–4 Schichten.

Das REMO arbeitet mit versetzten Gittern (*staggered grids*). Gegenüber den übrigen Zustandsfeldern ist das Punktgitter, auf dem der *Zonal*-Wind definiert ist, um einen halben Gitterpunkt Abstand in *zonale* Richtung, das *Meridional*-Wind-Gitter um einen halben Gitterpunkt Abstand in *meridionale* Richtung und das Vorticity-Gitter diagonal um jeweils einen halben Gitterpunkt Abstand verschoben. Diese Verschiebungen entsprechen dem Arakawa-C-Gitter (Arakawa und Lamb, 1977). In der Vertikalen sind fast alle Felder in der Modellschicht-Mitte (bezogen auf den Luftdruck) definiert bis auf den Luftdruck, das Geopotential und die Vertikalgeschwindigkeit, deren Punkte auf den Grenzflächen zwischen den Modellschichten liegen (vgl. Simmons und Burridge, 1981).

Randbedingung

REMO modelliert atmosphärische Vorgänge im Modellgebiet unter der Einwirkung verschiedener Einflüsse von außen, die hier zusammengenommen als Randbedingung bezeichnet werden. Diese kann man nach der Richtung aufteilen, aus der sie auf das Modellvolumen einwirken, und so Einflüsse unterschiedlichen Charakters trennen (s. Abb. 2.3, nächste S.).

Die obere Randbedingung beschreibt die Wechselwirkung des Modellvolumens mit dem Weltraum und umfasst die kurzwellige solare Einstrahlung, die langwellige Abstrahlung und das Verschwinden der Nettoflüsse von Material und Impuls. Eine von außen aufgeprägte Zeitabhängigkeit besteht hier allein in der Saisonalität der solaren Einstrahlung, die durch die Exzentrizität, Obliquität und Präzession von Erdrotation und Erdumlaufbahn sowie die Solarkonstante gut beschrieben wird (Berger und Loutre, 1992).

Die untere Randbedingung beschreibt zum einen die Wechselwirkungsbedingungen des Modellvolumens mit der Meeres- und Landoberfläche, zum anderen die Geometrie der unte-

ren Begrenzung des Modellvolumens (Orographie).

Die horizontalen Flüsse von Masse, Impuls, Wärme und Feuchtigkeit durch das seitliche Ein- und Ausströmen von Luftmassen ins Modellgebiet herein und aus ihm hinaus werden über die Randlexation in die Modellierung einbezogen. Die dazu verwendeten Atmosphärenfelder zeigen i. d. R. deutliche Variabilität auf Zeitskalen von einigen Stunden. Diese zeitliche Variabilität wird der Modellierung aufgeprägt.

Die verwendete REMO-Version berücksichtigt nicht den Flüssigwassergehalt der Antriebsdaten. Deshalb muss das Modell bei ins Modellgebiet einströmenden Luftmassen zunächst Wolkenbildung modellieren, bevor es zu Niederschlägen kommen kann. Das äußert sich in der Form, dass der Niederschlag in einem Streifen, der das Modellgebiet am Rand umschließt, zu niedrig ist. Dieser Streifen ist an den Einstromrändern dort besonders breit, wo der Wind eine ausgeprägte, ins Modellgebiet hinein gerichtete Komponente besitzt (Creß et al., 1995; Podzun et al., 1995).

DWD-Physik

Für die darzustellenden Modellierungen wurden die „physikalischen“ Prognoseterme mit den Verfahren der vom EM übernommenen DWD-Physik behandelt. Diese setzt sich aus verschiedenen Teilen zusammen:

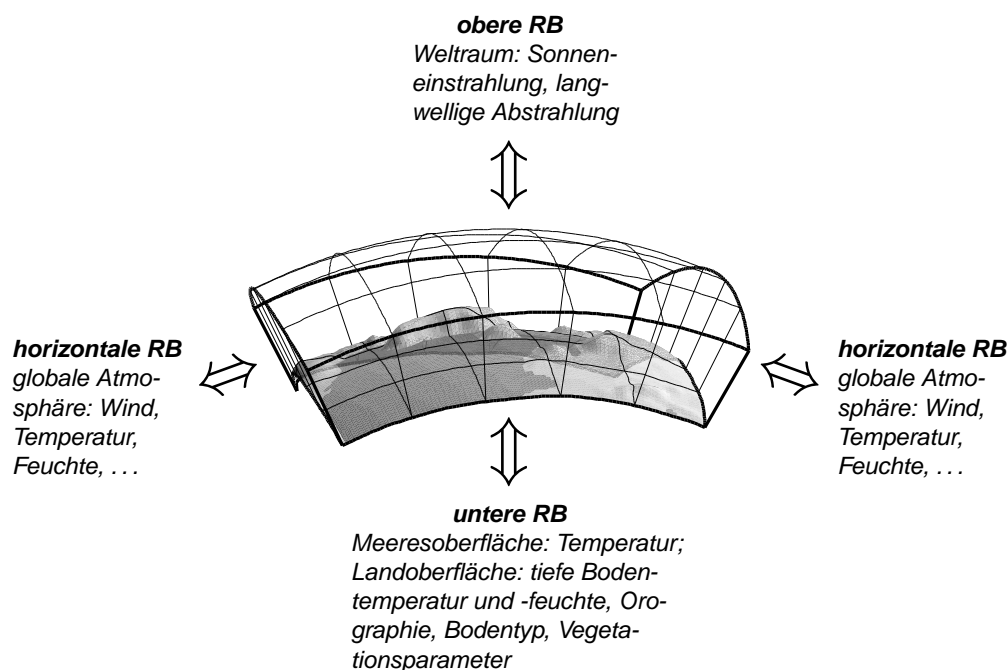


Abb. 2.3: Das Modellvolumen und unterschiedliche Anteile der Randbedingung (RB). Dargestellt sind einige Linien des rotierten Gitternetzes auf den Außenflächen sowie die hier verwendete LGM-Orographie (überhöht) und LGM-Land-See-Maske auf der Unterseite des Modellvolumens (von links: Labrador, Nordatlantik, Grönland, Europa mit Eisschilden und mit den Alpen; vgl. auch Abb. 3.3, S. 28; die obere RB ist zur Veranschaulichung des Prinzips in endlicher Höhe über NN eingezeichnet).

2 Regionalmodell REMO

Horizontaldiffusion

Die Horizontaldiffusion vollzieht eine selektive Dissipation der Energie der kürzesten Wellen, um die Energiekaskade zu parametrisieren und numerischen Lärm auszufiltern.

vertikale turbulente Flüsse

Die Parametrisierung vertikaler turbulenter Flüsse mit stabilitätsabhängigen turbulenten Diffusionskoeffizienten basiert auf einem Fluss-Gradient-Ansatz (Mellor und Yamada, 1974; Louis, 1990; Fillion und Temperton, 1991).

skaliger Niederschlag

Die Parametrisierung skaligen Niederschlags berücksichtigt den Wolkenwassergehalt als eigenständige Zustandsgröße, weshalb wolkenphysikalische Prozesse vergleichsweise detailliert beschreibbar sind und die Bildung, die Auflösung und das Verdriften skaliger Bewölkung erfasst werden können (DWD, 1995: Kap. IV).

Konvektion

Konvektion und konvektiver Niederschlag werden mit einem Massenflussschema parametrisiert, das verschiedene Konvektionstypen darstellen kann (Tiedtke, 1989).

Strahlung

Die verwendete Strahlungsparametrisierung nach Ritter und Geleyn (1992) berücksichtigt Streuung, Absorption und Emission durch Wolkentröpfchen, Aerosole und Gase über das gesamte Spektrum und ist numerisch kostengünstig.

Bodenmodell

Das Bodenmodell modelliert 2–3 hydrologisch aktive Bodenschichten und ggf. eine aufliegende Schneedecke (Jacobsen und Heise, 1982; Dickinson, 1984).

An der unteren Grenzfläche des Modellvolumens ist in der DWD-Physik über See allein die SST vorzugeben. Die Oberflächenrauigkeit wird hier aus der oberflächennahen Windstärke ermittelt, Wärme- und Feuchteflüsse aus der SST. Die Albedo wird bei einer SST $\leq -1,7$ °C auf den Meereis-Wert gesetzt. Die Oberflächen-Lufttemperatur wird als identisch mit der SST angesetzt. Über Land werden Wärme- und Feuchteflüsse mit Hilfe eines Bodenmodells bestimmt. Vorzugeben sind bei DWD-Physik neben der Orographie die in der Regel zeitlich konstanten Felder der Temperatur und des Wassergehaltes an der Unterkante des Bodenmodells, die Oberflächenrauigkeit und einige Felder zur Beschreibung von Bodenbeschaffenheit und Vegetation (DWD, 1995: Kap. IV). Wo eine explizite Zeitabhängigkeit der unteren Randbedingung erforderlich ist, dort beschränkt sich diese meistens auf die SST.

2.2 Einbindung des Antriebs

Die Antriebsdaten fließen über die Randrelaxation in die Modellierung ein. Während im größten Teil des Modellgebiets ein Prognoseschritt von den Modellfeldern der vorhergehenden Prognose ausgeht (Ausgangsfelder), werden diese in einem Randstreifen des Modellgebietes durch Überlagerung der jüngsten Prognosefelder mit den Antriebsdaten konstruiert. Dieser Randstreifen besteht aus den äußersten zehn Gitterpunktzeilen an den horizontalen Rändern des Modellgebietes. In der äußersten Gitterpunktzeile berücksichtigen die Ausgangsfelder eines Prognoseschrittes nur die Antriebsdaten. Der Anteil der Antriebsfelder an den Ausgangsfeldern nimmt mit zunehmender Entfernung vom Rand ab, um nach der zehnten Zeile zu verschwinden und den Ergebnisfeldern der vorhergehenden Prognose in den Ausgangsfeldern vollständig Platz zu machen.

Das REMO ist so konzipiert, dass für jeden Antriebszeitpunkt ein Satz von Antriebsfeldern bereitzustellen ist. Zwei aufeinander folgende Antriebszeitpunkte stellen jeweils Anfangs- und Endpunkt eines Antriebs-Zeitintervalls dar, der mehrere Prognoseschritte umfasst. Die Antriebsfelder für die einzelnen Prognoseschritte werden durch lineare Überlagerung der Felder des letzten vergangenen und des nächsten zukünftigen Antriebszeitpunkts ermittelt.

2.3 Transformation der Antriebsdaten

Bevor die Datenfelder aus antreibenden Modellierungen vom REMO als Antriebsdaten verwendet werden können, sind sie vom Modellgitter des antreibenden Modells (kurz: Antriebsgitter) auf das regionale Gitter zu transformieren. Das antreibende Modell hat sinnvollerweise eine geringere Auflösung als das eingebettete Regionalmodell und deshalb größtenteils entsprechend weitere Gitterpunktabstände. Außerdem ist das regionale Gitter bei vielen Modellierungen gegenüber dem Antriebsgitter rotiert, wodurch die Gitterpunktzeilen der beiden Gitter nicht parallel verlaufen. Deshalb unterscheidet sich die horizontale Lage der Gitterpunkte der beiden Gitter (vgl. Modellgitterdarstellungen in Abb. 3.2, S. 27). Wegen der verschiedenen vertikalen Aufteilung der Atmosphäre in Modellschichten und der unterschiedlichen Orographien der beiden Modelle unterscheiden sich auch die vertikalen Positionen der Gitterpunkte.

Ein Programm, das diese Transformationen leistet, ist Bestandteil des REMO-Modellpakets (DWD, 1995: Kap. VII). Es führt zunächst die horizontale und dann die vertikale Transformation durch. Bei der horizontalen Transformation einiger Modellfelder, wie z. B. der Oberflächentemperatur, wird zwischen Land- und Seepunkten derart unterschieden, dass bei der Konstruktion des Feldwertes in einem regionalen Landpunkt nur Feldwerte von Antriebs-Landpunkten berücksichtigt werden (bei Seepunkten analog). Da die regionale Auflösung sinnvollerweise höher ist als die des Antriebs, werden bei der Transformation Interpolationsmethoden mit günstigen Stetigkeitseigenschaften gewählt. Meistens wird eine bikubische

2 Regionalmodell REMO

B-Spline-Interpolation mit stetigen ersten Ableitungen verwendet (vgl. Anh. A.3), in einigen Fällen eine bilineare Interpolation und bei einer zu geringen Anzahl geeigneter benachbarter Antriebspunkte ein Cressman-Schema.

In der Regel weicht die horizontal interpolierte Geländehöhe des antreibenden Modells in vielen regionalen Gitterpunkten von der regionalen Geländehöhe des REMO ab. Auch unterscheiden sich häufig die vertikalen Diskretisierungen beider Modelle. Deshalb sind die prognostischen Felder aus der Antriebsmodellierung vertikal auf die regionalen Modellschichten zu übertragen. Dazu wird zunächst eine vorläufige Anpassung des Bodenluftdrucks an die regionale Geländehöhe durchgeführt, dann werden die übrigen prognostischen Felder in den regionalen Modellschichten bestimmt, und schließlich werden die auf die regionale Diskretisierung überführten Profile der Temperatur und der Feuchte bei der Bodenluftdruckadaptation berücksichtigt. Liegt die regionale Orographie unterhalb der interpolierten antreibenden, dann wird im ersten Schritt der Bodenluftdruck mittels einer linear extrapolierten Abhängigkeit der virtuellen Temperatur vom höhenabhängigen Luftdruck ermittelt. Die Koeffizienten werden durch eine Regression dieser beiden Größen unmittelbar oberhalb der Grenzschicht ermittelt. Auch im zweiten Schritt werden bei niedrigerer regionaler Orographie die meisten Größen nach einer entsprechenden Regression gegen den Luftdruck linear extrapoliert. Bei höherer regionaler Orographie im Vergleich zur antreibenden Geländehöhe ist zu interpolieren, wozu im zweiten Schritt *Tension Splines* (de Boor, 1990) verwendet werden. Die abschließende Bodenluftdruckkorrektur minimiert die Differenzen zwischen einer Geopotentialfläche im antreibenden System und deren Entsprechung im regionalen System mittels Newton-Iterationen.

3 Durchführung der Experimente

3.1 Konzeption der Experimente

Vier regionale Experimente wurden durchgeführt, zwei mit rezenter und zwei mit LGM-Randbedingung, davon jeweils ein August- und ein Februar-Experiment. Angetrieben wurden die regionalen Modellläufe mit Modelldaten aus 10 aufeinanderfolgenden Jahren einer rezenter und einer LGM-Globalmodellierung. Die verwendeten Globalmodellierungen stammten aus Modellläufen mit dem AGCM ECHAM3 in spektraler T42-Auflösung (313 km äquivalenter Gitterpunktstand). Da die ECHAM3-Physik der Antriebsdaten nicht mit der ECHAM4-Physik des REMO kompatibel ist, wurden die Regionalmodellierungen mit DWD-Physik durchgeführt.

Jedes Experiment umfasst 10 Modellläufe, die jeweils einen Zeitraum von 35 Tagen modellieren. Die jeweilige Anfangsbedingung wurde aus den Datenfeldern des jew. Anfangszeit-schritts gewonnen. Die ersten fünf Tage (26.–30. Januar bzw. Juli¹) wurden als Anlaufphase (*spin-up*) gewertet. Die Auswertung berücksichtigte den unmittelbar folgenden Februar bzw. August vom ersten des jeweiligen Monats um 0 Uhr bis zum 30. um 12 Uhr mittags.

Modellgebiet

Das Modellgebiet beinhaltet den nördlichen Nordatlantik, das Europäische Nordmeer, einen Teil des Arktischen Ozeans, Grönland, N-Kanada und NW-Eurasien (Abb. 3.1, nächste S.; vgl. Abb. 1.1, S. 9). Das Modellgebiet umfasst etwa 6 % der Erdoberfläche. Zentrale Teile des Modellgebiets überdecken die Häufungsbereiche der rezenter nordatlantischen winterlichen Sturm-Zugbahnen sowohl nach Lau (1988: Abb. 1) als auch nach Rogers (1997: Abb. 1) über dem nördlichen Teil des Nordatlantiks. Außerdem ist ein rezentes Zyklonensegebiet im Bereich der Hudson-Bay ins Modellgebiet einbezogen.

Im zentralen Bereich des Modellgebiets liegen auch die ozeanischen Tiefenkonvektionsgebiete des nördlichen Nordatlantiks und des Europäischen Nordmeers sowie der Nordatlantische Strom. Diese ozeanographischen Strukturen sind sensitive Teile der globalen thermohalinen Zirkulation des Weltozeans. Veränderungen bei ihnen können sich global auf das Klima auswirken (Haupt et al., 1995; Schmitz, 1995; Rahmstorf, 1996; Seidov und Haupt, 1999; Schäfer-Neth und Stattegger, 1997; Schiller et al., 1997; Sarnthein et al., 2001).

¹Ein modelliertes Jahr in den ECHAM3-Modellierungen umfasst 360 Tage mit 12 gleichlangen Monaten von

3 Durchführung der Experimente

Rotation	N-Pol bei 30°N, 180°O; 0°N, 0°O $\hat{=}$ 60°N, 0°O
Bereich	17,25°S–33,25°N/33,75°W–16,75°O
Größe	101×101 Gitterpunkte
Auflösung	Gitterpunktabstand 0,5×0,5° $\hat{=}$ 47–56×56 km

Tab. 3.1: Definition des Modellgitters in rotierten Koordinaten. Der geographische Nordpol befindet sich im Modellgebiet, im Einflussbereich der Randlexation. Die Größe des Modellgebiets von 30,2 Mio. km² entspricht 5,9 % der Erdoberfläche. Die zonale Gitterzellenabmessung überstreicht vom rotierten Äquator bis zum nördlichen Modellrand den angegebenen Bereich, da die Gitterpunkte zu den rotierten *Polen* hin zusammenlaufen.

Diskretisierung

Das Modellgitter wurde über rotierte Kugelkoordinaten konstruiert (vgl. Tab. 3.1; Abb. 3.1). Typische technische Eckdaten für REMO-Modellierungen sind Modellgittergrößen von etwa 7000–23 000 horizontalen Gitterpunkten, Gitterpunktabständen von 18–56 km und modellierte Zeitspannen von einem Monat bis zu mehreren Jahren (vgl. z. B. Jacob und Podzun, 1997; Hagedorn, 2000). Die hier vorgestellten Regionalmodellierungen liegen mit 10 201 Gitterpunkten bei 0,5° (47–56 km) Gitterpunktabstand und modellierten Zeitspannen von 35 Tagen im vergleichsweise kostengünstigen Bereich (vgl. Anh, Tab. A.1, S. 102). Der gewählte Gitterpunktabstand erforderte Prognosezeitschritte von 5 min Länge.

Die Ergebnisfelder der für die Antriebsdaten verwendeten rezenten ECHAM3-Modellierung lagen in Intervallen von 6 modellierten Stunden (6-stündlich) vor, die LGM-Felder

30 Tagen Länge.

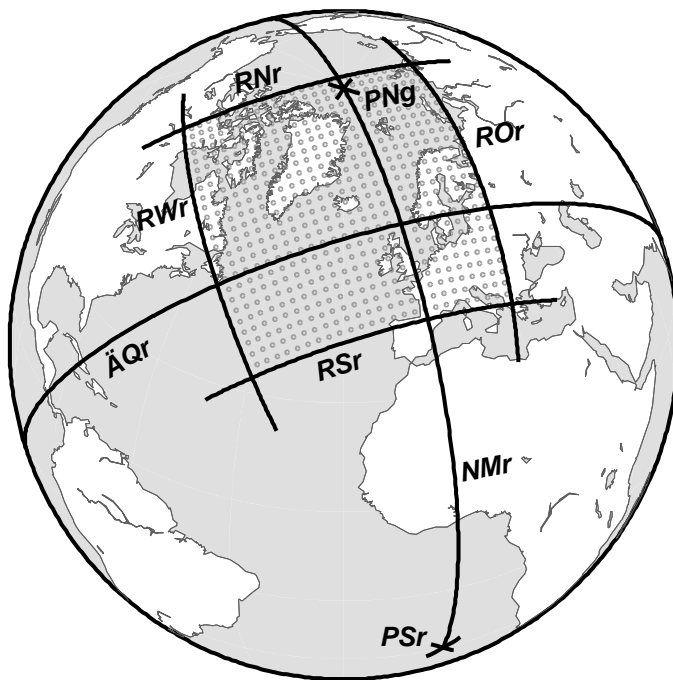


Abb. 3.1: Konstruktion des Modellgitters (gepunktet). Der Punktabstand ist der vierfache Modellgitterpunktabstand. Neben dem geogr. Nordpol (PNG) sind Stücke der rotierten Längen- bzw. Breitengrade dargestellt, die das Modellgebiet begrenzen (RWr, ROr, RSr und RNr), sowie der Südpol (PSr), der Äquator (ÄQr) und der Nullmeridian (NMr) des rotierten Koordinatensystems. (Zu kursiven geodätischen Ausdrücken s. Fußnote 1, S. 19.)

REMO-Exp.	Antrieb	SST-Quelle
LGM-AUG	mPMIP-August	CLIMAP (1981) + Weinelt et al. (1996)
LGM-FEB	mPMIP-Februar	CLIMAP (1981)
REZ-AUG	AMIP-August	AMIP (Gates, 1992)
REZ-FEB	AMIP-Februar	AMIP (Gates, 1992)

Tab. 3.2: Die vier durchgeführten Experimente.

12-stündlich. Um die Vergleichbarkeit der rezenten mit den Paläoregionalmodellierungen zu gewährleisten, wurden die rezenten Antriebsfelder bei den Regionalmodellierungen nur in 12-stündlichen Intervallen berücksichtigt.

Die untere Randbedingung beinhaltete bei den regionalen wie bei den antreibenden Modellierungen an der Meeresoberfläche vorgegebene SST-Felder. Zur Vermeidung von Inkonsistenzen mit den Antriebsdaten wurde die SST-Rekonstruktion von Weinelt et al. (1996) nicht mit der Auflösung des Regionalmodells direkt in die Randbedingung eingearbeitet, sondern aus dem Antrieb übernommen.

Randbedingung nach dem PMIP

Die Randbedingung für das zum LGM-Antrieb verwendete AGCM-Experiment (modifiziertes, mPMIP-Experiment) entsprach bei der Orographie, der CO_2 -Konzentration und der Insolation den PMIP-Vorgaben (vgl. Kap. 1.3). Die Orographie des grönländischen Eisschildes wurde an dessen höchstem Punkt mit einer Höhe von 3,9 km über NN vorgegeben, der Laurentidische Eisschild mit etwa 2,5 km, der Fennoskandische Eisschild mit 2 km, der Barents-Eisschild mit 1,5 km, die sibirischen Eisschilde mit 1 km, der isländische Eisschild mit 2 km und der schottische Eisschild mit 1,5 km (vgl. Peltier, 1994: 21 kJvh; s. a. Abb. 3.3). Unter Be-

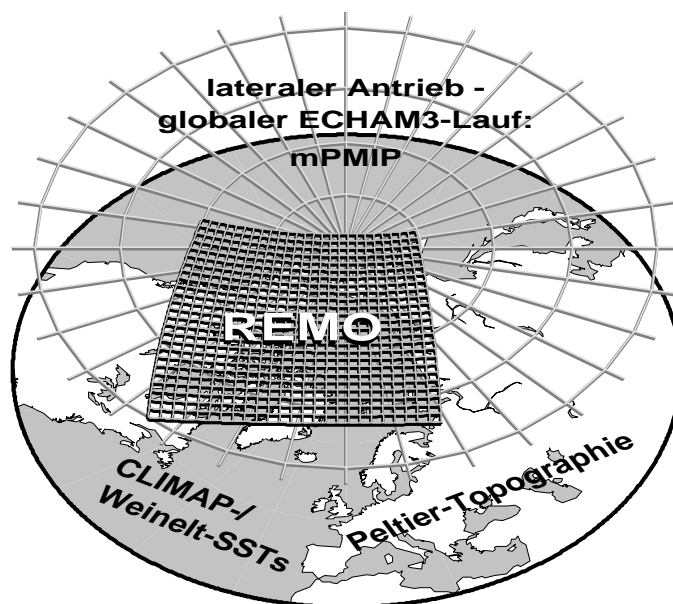


Abb. 3.2: Antriebskonzeption für das LGM. Der horizontale Antrieb mit dem mPMIP-Lauf, der mit SST-Werten nach CLIMAP (1981) und Weinelt et al. (1996) angetrieben worden war, die untere Randbedingung mit der SST des Antriebs und der Orographie nach Peltier (1994). Die beiden dargestellten Maschennetze veranschaulichen das Größenverhältnis der Gitterzellen des Global- und des Regionalmodells, wobei eine dargestellte Masche jeweils die Fläche von 4×4 Modellgitterzellen bedeckt.

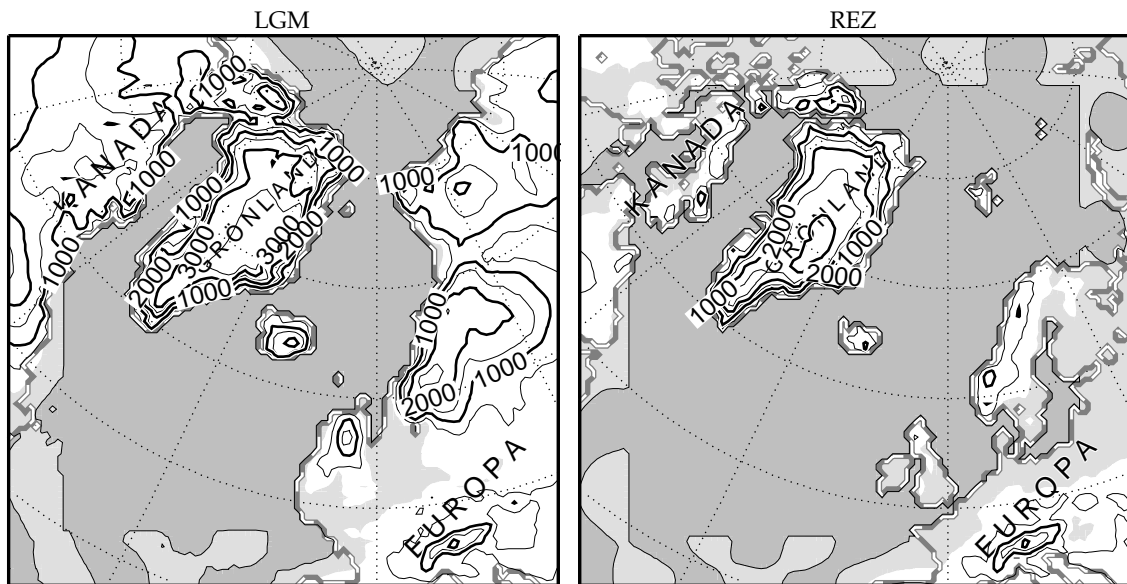


Abb. 3.3: Regionale Orographie (m) der LGM- bzw. der REZ-Experimente; schmale und breite Höhenlinien alle 500 bzw. 1000 m über NN; die NN-Höhenlinie ist schmal; die grau-gestrichelte Kontur ist die Land/See-Grenze; Höhen unter NN sind dunkelgrau, zwischen 0 und 200 m über NN hellgrau hinterlegt; Erhebungen der See über NN im Randbereich des Modellgebietes stammen aus der Überlagerung der spektralen globalen T42-Topographie über die im Modellinnern benutzte gitterpunktgestützte Topographie.

rücksichtigung einer LGM-SST-Rekonstruktion auf Grund von marinen Proxydaten (Weinelt et al., 1996) wurde für das mPMIP-Experiment die nach PMIP auf dem nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer vorzugebende SST modifiziert und um bis zu 12 °C wärmer als die CLIMAP-Rekonstruktion vorgegeben (vgl. Tab. 3.2, vorherige S.; Abb. 3.2, vorherige S.). Die Februar-SST wurde dagegen unverändert aus dem CLIMAP-Datensatz übernommen (vgl. Tab. 3.2, vorherige S.).

Randbedingung nach dem AMIP

Die rezenten AGCM-Experimente, die für den REMO-Antrieb verwendet wurden, waren nach den Vorgaben des *Atmospheric Modelling Intercomparison Project*, Projektphase 1 (AMIP1), durchgeführt worden. Wie beim PMIP werden im Rahmen vom AMIP globale mehrjährige AGCM-Modellierungen durchgeführt und deren Ergebnisse miteinander verglichen (Gates, 1992). Im Gegensatz zu PMIP bildet eine den AMIP-Vorgaben entsprechende Randbedingung rezente Umweltbedingungen ab. Die Vorgaben wurden so gestaltet, dass die Vergleichbarkeit der Modellierungsergebnisse nicht nur untereinander, sondern auch mit rezenten Beobachtungen optimal unterstützt wird. So wurden für die untere Randbedingung in der ersten Projektphase vom *Climate Analysis Center*, NOAA, in Zusammenarbeit mit dem COLA/IGES² monatliche Werte zu Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung aus Messdaten der Jahre 1979–1988 ermittelt (ebd.).

²NOAA, COLA, IGES: s. Abkürzungsverzeichnis auf S. 117

Die Jahresgänge der SST und Meereisbedeckung unterscheiden sich von Jahr zu Jahr. Deshalb ist ein Teil der interannualen Variabilität einer Atmosphärenmodellierung auf die AMIP-Randbedingung zurückzuführen, wenn diese als Antrieb verwendet wurde.

3.2 Einrichtung des Modells

Vor Beginn der Modellierung waren für die rezenten und die LGM-Experimente Bodenfeldbibliotheken auf dem regionalen Modellgitter zu erstellen. Dabei kamen verschiedene Interpolationsverfahren zur Anwendung.

Verwendete Interpolationen

Kontinuierlicher Wertebereich Die meisten der zu transformierenden Felder hatten einen kontinuierlichen Wertebereich und wurden, je nach den örtlichen Gegebenheiten, durch eine Interpolation mit bikubischen B-Splines und stetigen ersten Ableitungen (vgl. Anh. A.3), eine bilineare Interpolation oder ein Cressman-Schema transformiert (DWD, 1995: Kap. VII.2.4.1). Welches dieser Verfahren verwendet wurde, war von der Anzahl verwertbarer benachbarter globaler Gitterpunkte abhängig. Denn für die Transformation der Orographie, der Rauigkeitslänge, der Oberflächentemperatur und der Felder des Bodenmodells konnten für regionale Landpunkte nur globale Landpunkte, aber keine Meerespunkte berücksichtigt werden und umgekehrt. Bei der LGM-Rauigkeitslänge wurden darüberhinaus auch Eisschildpunkte getrennt betrachtet. Alle anderen Felder mit kontinuierlichem Wertebereich wurden ausschließlich mit bikubischen B-Splines transformiert.

Die bikubischen B-Splines wurden verwendet, wo mindestens 4×4 verwertbare benachbarte globale Gitterpunkte vorhanden waren. Wo dies nicht der Fall war, jedoch mindestens 2×2 verwertbare benachbarte globale Gitterpunkte vorlagen, wurde eine bilineare Interpolation durchgeführt. Wo auch diese Voraussetzung nicht erfüllt war, wurde mit einem Cressman-Schema gearbeitet.³ Dieses Vorgehen entspricht demjenigen aus dem Transformationsprogramm des REMO-Modellpakets.

Diskreter Wertebereich Der Bodentypindex kann eine begrenzte Anzahl ganzzahliger Werte annehmen. Stetige Interpolationen des Index' machen keinen Sinn. Ein diskretwertiges Parkettierungsverfahren kam hier zur Anwendung: Jede regionale Gitterzelle wird mit einem Punktgitter von 10×10 Punkten gleichmäßig bedeckt. Für jeden dieser Punkte wird dann ermittelt, zu welcher globalen Gitterzelle er gehört und welcher globale Feldwert dort angegeben wird. Der am häufigsten gefundene globale Feldwert wird dem regionalen Gitterpunkt zugeordnet.

³Das verwendete Cressmann-Schema für einen regionalen Gitterpunkt bestand darin, von diesem ausgehend ringsherum mit zunehmendem Radius nach verwertbaren globalen Gitterpunkten zu suchen, bis eine vorgegebene Anzahl gefunden wurde. Bei der anschließenden Mittelung wurden die Werte an den gefundenen globalen Gitterpunkten mit dem jeweiligen inversen Abstand des globalen vom regionalen Gitterpunkt gewichtet.

Untere Randbedingung

Orographie Die rezente und die LGM-Orographie für die REMO-Experimente wurde unter Berücksichtigung von 120 m Meeresspiegelanstieg seit dem LGM (Hanebuth et al., 2000; Fairbanks, 1989) auf der Grundlage von drei Datensätzen konstruiert:

- (a) Die rezente Geländehöhe von heute über NN liegenden Landpunkten wurde aus dem globalen $0,5 \times 0,5^\circ$ -Orographiedatensatz ermittelt, welcher der EM-Orographie zugrundeliegt (globale EM-Orographie; in Meerespunkten gleich Null).
- (b) In den Bereichen, wo die Oberfläche der Erdkruste zwischen dem heutigen und dem tieferen LGM-Meeresspiegel liegt, wurde die Höhe dieser Oberfläche aus dem $1 \times 1^\circ$ -Datensatz globaler rezenter Oberflächenhöhen der festen Erde nach Peltier (1994: 0 kJvh) interpoliert (in Meerespunkten: Tiefe des Meeresbodens unter NN).
- (c) Für den Übergang von der rezenten zur LGM-Orographie wurde die LGM-Oberflächenhöhenanomalie nach Peltier (1994: 21 minus 0 kJvh) verwendet, an einigen Eisschildhängen nach manueller Glättung.

Alle drei Datensätze wurden zunächst mit bikubischem B-Spline, bilinearer Interpolation bzw. Cressman-Schema auf das regionale Modellgitter interpoliert. Anschließend wurde aus den höher als 1 m über NN liegenden Punkten der globalen EM-Orographie (a) und den übrigen Punkten aus den rezenten Oberflächenhöhen nach Peltier (b) ein Datensatz der regionalen rezenten Oberflächenhöhen zusammengesetzt. Durch Addition der LGM-Oberflächenhöhenanomalie (c) zuzüglich 120 m wurde hieraus dann der Datensatz der regionalen LGM-Oberflächenhöhen berechnet. Zur Erzeugung der Orographie wurde in diesem Datensatz die Höhe von Meerespunkten auf Null gesetzt.

In den Modellierungen kamen Orographiefelder zum Einsatz, in denen diese regionalen Orographien in einem Randstreifen zusätzlich mit der jeweiligen, auf das regionale Gitter transformierten T42-Orographie des Antriebs überlagert wurden. Die regionalen Orographien wurden in der äußersten Randreihe vollständig durch die auf das regionale Gitter interpolierten T42-Orographien ersetzt. Zum Modellinnern hin nimmt der Anteil der T42-Orographien linear ab und verschwindet nach der vom Rand aus achten Modellgitterreihe.

Der Unterschied bei der LGM-Orographie des Antriebslaufs zur hier verwendeten LGM-Orographie ist mit bis zu etwa 100 m zu gering, als dass daraus Unterschiede der Oberflächentemperatur von mehr als 1°C erklärbar wären.

Land-See-Maske Die Land-See-Maske gibt den Landanteil in einer Gitterzelle an. Zugelassen wurden nur die Werte 0 und 1. Negative Werte der jeweiligen Oberflächenhöhen der Erdkruste wurden mit Meerespunkten, positive mit Landpunkten identifiziert.

Rauigkeitslänge Die Rauigkeitslänge wurde für Land- und Meerespunkte getrennt aus den globalen Daten der EM-Bodenfelddatenbank transformiert. Für das LGM wurde die Rauig-

keitslänge der nicht-grönländischen Eisschildpunkte nach dem Mittelwert der rezenten grönländischen Rauigkeitslänge festgelegt. Landpunkte, die nach der 21-kJvh-Oberflächenhöhenanomalie nach Peltier (1994) mehr als 50 m höher lagen als heute, wurden als LGM-Eisschildpunkte identifiziert.

Bodentypindex Neun verschiedene Bodentypen sind im Bodenmodell der verwendeten REMO-Version indiziert. Für das LGM wurden Meeres- und Eisschildpunkte mit dem jeweiligen Index gekennzeichnet. Den verbleibenden Landpunkten wurde durch Parkettierung des rezenten Bodentypenfelds der EM-Bodenfelderbibliothek je ein Bodentyp zugewiesen. Wegen der Kleinheit des Anteils, den die eisfreien Landpunkte am Modellgebiet einnehmen, und wegen der Nähe dieser Gitterpunkte zum Ausstromrand wird die Verwendung rezenter Bodentypen für das LGM als unproblematisch eingeschätzt.

Obere Randbedingung

Sonneneinstrahlung In den regionalen LGM-Experimenten wurden die modernen Werte der Sonneneinstrahlung eingesetzt. Die Bedeutung der Umstellung auf LGM-Insolation wird hier gegenüber dem Einfluss von Orographie, SST, Albedo und Antrieb gering eingeschätzt. Denn Veränderungen der astroklimatischen Parameter beeinflussen die Thermodynamik und Dynamik der Atmosphäre vor allem indirekt über die Einwirkung auf Bodentemperatur und -feuchte. Die je Modelllauf modellierte Zeitspanne von 35 Tagen ist jedoch so kurz, dass die Bodentemperatur und -feuchte zum überwiegenden Anteil durch die Anfangsbedingung vorgegeben werden (vgl. Giorgi und Mearns, 1999: Kap. 2.1).

Horizontale Randbedingung

Mit dem Transformationsprogramm des REMO-Modellpakets wurden vor dem Start des jeweiligen Modelllaufs die Antriebsfelder auf die regionale Modellgeometrie transformiert. Die verwendete Modellversion übernimmt Wind, Temperatur und Wasserdampfgehalt aus den Antriebsdaten. Wolkenwasser wird nicht übernommen, so dass der Niederschlag in einem Streifen am Modellrand zu gering ist (vgl. Kap. 2.1, S. 21).

Barentssee

Die globale Land-See-Maske, welche für die hier durchgeführten Transformationen der rezenten Antriebsdaten vom globalen auf das regionale Modellgitter verwendet wurde (nicht jedoch für die Modellierung selbst), kennzeichnete die Modellpunkte der Barentssee als Landpunkte. Durch diese Ungenauigkeit geht das REMO in den rezenten Experimenten auf der Barentssee ganzjährig von Meereisbedeckung und von SST-Werten aus, die im August bis zu 10 °C, im Februar bis zu 30 °C kälter sind als die entsprechenden Temperaturen im Antrieb und in den ERA-Daten (vgl. Abb. 4.6, S. 44, Abb. 4.17, S. 62, Abb. 5.9, S. 84). Die Antriebsdaten wie auch die ERA-Vergleichsdaten zeigen hier ganzjährig zumindest teilweise eine offene, meereisfreie Wasserfläche.

3 Durchführung der Experimente

Der Vergleich des jeweiligen mittleren Oberflächenisobarenverlaufs in der Nähe der verwendeten Meereiskante mit dem Antrieb (Abb. 5.4, S. 79 und Abb. 4.12, S. 57) legt die Vermutung nahe, dass der regional modellierte Bodenluftdruck auf der Barentssee bei wärmeren SST-Werten in diesem Bereich geringfügig höher wäre. Die Stärke des 10-m-Windes ist hier im Vergleich zum Antrieb geringfügig schwächer, die Richtung der monatlich gemittelten 10-m-Windvektoren leicht in Richtung der Parallelen zur verwendeten Meereiskante gedreht (Abb. 5.7, S. 82; Abb. 5.8, S. 83). Daneben sind keine Auswirkungen dieser Transformationsungenauigkeit erkennbar, insbesondere keine weiter reichenden.

Die rezente SST-ungenauigkeit auf der Barentssee hat offenbar keine Auswirkungen, die über eine lokale Beeinflussung der klimatischen Bedingungen am Boden hinausgehen. Nicht-lokale signifikante Effekte sollten erkennbare Spuren in den Feldern der monatlichen Grundzirkulation oder der monatlichen Variabilität der Zirkulation hinterlassen, die in den im Weiteren vorgestellten Modellierungen nicht zu finden sind. Die offenbar geringe Sensitivität des Regionalmodells gegenüber SST-Änderungen auf der Barentssee wird möglicherweise entscheidend durch die Randnähe dieses Bereichs beeinflusst, so dass hier die Atmosphärendynamik relativ stark durch die horizontale Randbedingung gesteuert wird. Ansonsten bestätigen die rezenten Ergebnisse zum großen Teil bisher durchgeführte Modellierungserfolge des REMO für andere Modellgebiete. Die etwa beim Niederschlag auftretenden Differenzen können von der SST-ungenauigkeit auf der Barentssee nicht wesentlich verstärkt werden. Die durchgeführten rezenten Modellierungen sind also trotz der SST-ungenauigkeit auf der Barentssee offensichtlich dazu geeignet, hier als Kontrollläufe zu dienen.

3.3 Nachprozessierung der Daten

Für die Auswertung waren die Modelldaten nachzuprozessieren. Denn zum einen werden einige für die Auswertung wichtige Felder, wie die Höhen bestimmter Druckniveaus, nicht direkt vom Modell ausgegeben. Zum anderen lieferten die vier Experimente etwa 10^6 Modellfelder, die statistisch auszuwerten waren.

Im Rahmen der Modellierungsarbeiten wurden zwei F90-Programme entwickelt, die die gewünschten Datenfelder und statistischen Parameterfelder berechneten. Die unmittelbaren Modelldaten wurden mit einer Kette von Prozessierungsschritten in den einzelnen Modellgitterpunkten aufbereitet. Zunächst berechnete das Programm „gbvint“⁴ zusätzlich gewünschte Größen, z. B. den Betrag der Windgeschwindigkeit oder den vertikal integrierten Wasserdampftransport, und transformierte volumenbezogene Datenfelder von Modellniveaus auf das jeweils gewünschte Vertikalniveau (Druckniveau, Höhenniveau über NN oder über der Oberfläche). Anschließend ließ sich mit dem Programm „gastat“⁴ eine mehrstufige statistische Auswertung für jeden Modellgitterpunkt durchführen:

⁴Die Programmnamen „gbvint“ und „gastat“ sind abgeleitet von den Ausdrücken: Grib-Vertikalinterpolation bzw. GrADS-Statistik

1. Berechnung statistischer Parameter (Mittelwerte, Quantile, Standardabweichungen, Summen) aus den gespeicherten Zeitschritten für die einzelnen Monate (Monatsstatistik).
2. Berechnung statistischer Parameter (Mittelwerte, Standardabweichungen) aus den Monatsstatistiken für die einzelnen Experimente (Experiment-Statistik).
3. Für skalare, näherungsweise gaußsch verteilte Felder (500-hPa-Geopotential, NN-Bodenluftdruck, Oberflächentemperatur) wurden aus Mittelwerten und Standardabweichungen von jeweils zwei Experiment-Statistiken punktweise t-Test-Signifikanzen zu Anomaliefeldern (LGM minus rezent) ermittelt.

Die t-Test-Signifikanzen für das 500-hPa-Geopotential und den NN-Bodenluftdruck wurden nach Abzug des globalen Flächenmittels des jeweiligen Differenzfeldes berechnet.

NN-Bodenluftdruck

Die Reduktion des Bodenluftdrucks auf NN wird in „gbvint“ mit einem Verfahren durchgeführt, das der Bodenluftdruckkorrektur des REMO-Präprozessors entlehnt ist (DWD, 1995: Kap. VII.2.4.1). Hierbei wird das für die Reduktion benötigte Temperaturprofil zwischen dem Boden und NN durch eine Regression ermittelt, die den linearen Trend der Temperatur in vier Modellschichten oberhalb der Grenzschicht für jeden Modellpunkt ermittelt. Tests mit einem einfacheren Verfahren mit konstantem Temperaturgradienten verliefen wenig zufriedenstellend. Ein aufwendigeres Verfahren in „gbvint“ mit unter bestimmten Bedingungen konstanten Temperaturgradienten (z. B. nach DWD, 1995: Kap. VII.4.2) wurde nicht mehr integriert. Die NN-Reduktion des Bodenluftdrucks für die hier vorgestellten Abbildungen zeigt bei den Antriebsmodellierungen (Abb. 4.12, S. 57) immerhin auch auf hohen Eisschildorographien vergleichbare Ergebnisse wie die NN-Reduktion, die bei einer früheren LGM-Modellierung mit dem ECHAM3 von Lorenz et al. (1996) verwendet wurde.

3.4 Dargestellte Felder

Geologisch-paläontologische Aussagen über den Klimazustand der Atmosphäre im LGM beziehen sich zum Großteil auf typische klimatische Bedingungen an der Ozean- oder Landoberfläche oder auf einen Höhenbereich von wenigen Dekametern oberhalb der Oberfläche, z. B. die mittlere Oberflächen-Lufttemperatur im kältesten oder im wärmsten Monat des Jahres (Peyron et al., 1998) oder die mittlere Akkumulation (Cuffey und Clow, 1997). Entsprechend sind bei einer paläoklimatischen Modellierung die oberflächennahen klimatischen Bedingungen von großem Interesse, da meist nur diese mit unabhängigen paläoklimatischen Daten verglichen werden können. Jedoch kann die Darstellung der Zirkulation, die in größerer Höhe modelliert wurde, Zusammenhänge zwischen verschiedenen Aspekten der Modellierung verdeutlichen und das Verständnis der modellierten bodennahen klimatischen Bedin-

3 Durchführung der Experimente

gungen fördern. Für diese Darstellung wird hier das 500-hPa-Druckniveau in einem mittleren Höhenbereich der Troposphäre gewählt.

Die Auswertung und Darstellung der Ergebnisse ist auf die folgenden drei thematischen Aspekte gerichtet:

Monatliche Grundzirkulation: Dieser Begriff beschreibt hier einen den Zeitraum eines Monats repräsentierenden Anteil der troposphärischen Zirkulation. Dargestellt wird dieser Aspekt durch die monatlichen Mittelwerte des Geopotentials auf dem 500-hPa-Druckniveau (500-hPa-Geopotential), durch die monatlichen Mittelwerte des Windvektors und die monatlichen Mediane der Windgeschwindigkeit auf dem 500-hPa-Druckniveau (500-hPa-Wind) sowie durch die monatlichen Mittelwerte des NN-Bodenluftdrucks.

Monatliche Variabilität der Zirkulation: Vor dem Hintergrund der monatlichen Grundzirkulation wird die monatliche Variabilität der Zirkulation dargestellt durch die monatlichen Standardabweichungen des 500-hPa-Geopotentials und des NN-Bodenluftdrucks.

Klimatische Bedingungen am Boden: Dargestellt wird ein den Zeitraum eines Monats repräsentierender Anteil der oberflächennahen klimatischen Bedingungen. Dieser umfasst die monatlichen Mittelwerte des Windvektors und die monatlichen Mediane der Windgeschwindigkeit 10 m über Grund (10-m-Wind), die monatlichen Mittelwerte der Oberflächen-Lufttemperatur sowie die Monatssummen des Niederschlags (30-tägige Modellmonate).

Statistische Parameter

Die Mittelwerte, Mediane, Standardabweichungen und Summen werden für jeden Modellgitterpunkt zunächst aus den Feldwerten der Ausgabezeitschritte eines einzelnen Monats berechnet und dann über die entsprechenden Monate (August oder Februar) des jeweiligen Experimentes gemittelt (Ensemblemittel; vgl. Creß et al., 1995; Podzun et al., 1995).

Die dargestellten Felder liefern ein Bild von den grundsätzlichen Eigenschaften der durchgeführten Modellierungen. Dieses Verfahren ist abzugrenzen von der Analyse von Einzelergebnissen (vgl. z. B. Dickinson et al., 1989), von charakteristischen Atmosphärenzuständen wie Großwetterlagen oder *weather regimes* (z. B. Kageyama et al., 1999a) und von Zirkulationsstrukturen mit einer charakteristischen zeitlichen Entwicklung (z. B. Dong und Valdes, 1998; Kageyama und Valdes, 2000). So wird die dargestellte Variabilität der Zirkulation aus 12-stündlichen Werten über jeweils 30 Tage berechnet, erfasst also Periodenlängen von 1–30 Tagen. Damit ist die Unterscheidung etwa von planetaren Wellen und synoptischen Wirbeln nur bedingt möglich.

Kurzfristige Variationen der oberflächennahen klimatischen Bedingungen können einen erheblichen Einfluss auf Flora und Fauna haben. Klimabezogene geologische Proxys betreffen jedoch häufig Tiefpass-Signale mit Periodenlängen von mehr als einem Monat, wie etwa die mittlere Meeresoberflächentemperatur im Sommerquartal (z. B. Weinelt et al., 1996) oder die mittlere Oberflächentemperatur im wärmsten Monat des Jahres (z. B. Peyron et al., 1998).

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird deshalb bei der Darstellung der klimatischen Bedingungen am Boden nicht auf die monatliche Variabilität, auf Extremereignisse o. ä. eingegangen.

Darstellung der Windfelder

In den einzelnen Modellgitterpunkten folgen die Zeitreihen der betragsmäßigen Windgeschwindigkeit i. d. R. Verteilungsdichten, die stark von Normalverteilungen abweichen. Der Median der Windgeschwindigkeit ist deshalb als Lageparameter einfacher zu interpretieren als der Mittelwert und wird hier jenem gegenüber bevorzugt.

Der Vergleich der monatlich gemittelten Windvektoren mit den monatlichen Medianen der Windgeschwindigkeiten gibt Aufschluss über Vorzugswindrichtungen. Ist der Betrag eines mittleren Windvektors sehr viel kleiner als der Median der Windgeschwindigkeit am selben Ort, dann gibt es dort keine ausgeprägte Vorzugswindrichtung und der Wind weht aus wechselnden Richtungen. Andernfalls gibt die Richtung des mittleren Windvektors die dort ausgeprägte Vorzugswindrichtung an.⁵

Der Wind in 10 m Höhe über der Landoberfläche wird lokal von Oberflächeneigenschaften beeinflusst; gerade über eisfreiem Land wird er von der Bodenrauigkeit gebremst; an den Hängen kalter Eisschilde bilden sich in der Grenzschicht Fallwinde (katabatische Winde), deren Struktur und Intensität direkt von der Repräsentation der Orographie im jeweiligen Modell abhängt. Analog dazu wird auch die Oberflächen-Lufttemperatur über Land unmittelbar von lokalen Bodeneigenschaften (z. B. von Schneebedeckung, der Temperatur der obersten Bodenschicht etc.) und von der Orographie beeinflusst. Wegen dieser Analogie der lokalen Einflüsse werden die 10-m-Windfelder hier nicht im Rahmen der monatlichen Grundzirkulation sondern unter den klimatischen Bedingungen am Boden dargestellt.

500-hPa-Wind

Die Strahlströme (*jet streams*) werden von den 500-hPa-Windern in ihren unteren Ausläufern erfasst. Höhere Windgeschwindigkeiten geben auf diesem Druckniveau in etwa die Lage der Strahlströme und deren Intensitätsverhältnisse an. Sie erreichen in dieser Höhe allerdings bei weitem nicht die Stärke wie in den Kernbereichen der Strahlströme bei etwa 200 hPa.

3.5 Antriebsteuerung und Modellfreiheit

Monatliche Grundzirkulation

Es ist zu erwarten, dass in der Modellregion bei der monatlichen Grundzirkulation regionale Einflüsse gegenüber den hemisphärischen und globalen Gegebenheiten eine untergeordnete

⁵Der theoretisch minimale mögliche Betrag eines mittleren Windvektors bei gegebenem Windgeschwindigkeitsmedian w und konstanter Windrichtung ist etwas größer als $w/2$ und wird erreicht, wenn zu n Zeitpunkten Windstille herrscht und zu $n+1$ Zeitpunkten der Wind mit der Geschwindigkeit w aus der gleichen Richtung weht. Kleinere Beträge gehen mit Sicherheit auf wechselnde Windrichtungen zurück.

3 Durchführung der Experimente

Rolle spielen (vgl. Jacob et al., 2001). Der Erfolg der Regionalmodellierung sollte u. a. danach bewertet werden, ob sie bei diesem Klima-Aspekt weitgehend die Vorgaben des Antriebs reproduziert. Vorbedingung dafür ist die Konsistenz der Antriebsdaten, die durch das antreibende AGCM gewährleistet wird. Die Realitätsnähe der Regionalmodellierung hängt dann von den entsprechenden Qualitäten des antreibenden Modells ab, die in diesem Fall für rezentes Klima bekannt sind (Roeckner et al., 1992).

Monatliche Variabilität der Zirkulation

Da die Variabilität der Zirkulation zum Teil auf kleinräumig strukturierten synoptischen Wirbeln und Frontensystemen beruht, kann die unterschiedliche Auflösung zu Abweichungen der Regionalmodellierung dieses Klima-Aspekts von den Vorgaben der antreibenden Modellierung führen. Deshalb kann eine Regionalmodellierung möglicherweise klimatische Aspekte, die mit solchen kleinräumigen Zirkulationsstrukturen zusammenhängen, realistischer darstellen als das antreibende Globalmodell. Da aber ein großer Teil der Zirkulationsvariabilität außerhalb des regionalen Modellgebiets entsteht, sollte die Abweichung vom Antrieb moderat bleiben.

Klimatische Bedingungen am Boden

Während die atmosphärische Oberflächentemperatur über Land vom REMO prognostiziert wird, wird sie über See exakt aus der unteren Randbedingung und damit aus den Antriebsdatensätzen kopiert. Etwaige Unterschiede würden auf Fehler in der Einrichtung oder Auswertung der Modellierungen hindeuten.

Unterschiede zwischen regional modelliertem Niederschlag und dem Niederschlag der antreibenden Globalmodellierung resultieren z. T. aus der kleinräumigen Struktur von Niederschlagsgebieten, aber auch aus der unterschiedlichen Parametrisierung von Niederschlag in DWD- und ECHAM3-Physik.

Sampling-Fehler des Antriebs

Ein Teil der global modellierten kinetischen Energie und Zirkulationsvariabilität geht beim Übergang in die Antriebsdaten dadurch verloren, dass der zeitliche Abstand der Antriebszeitpunkte sehr viel größer ist als ein globaler Prognosezeitschritt (*sampling*-Fehler). Beispielsweise könnte ein synoptischer Wirbel geringer Ausdehnung so schnell ins regionale Modellgebiet hereinziehen, dass sein Kern sich am Einstromrand zu keinem Antriebszeitpunkt in dem Einflussgebiet der Randrelaxation befindet. Dieser synoptische Wirbel könnte dann nur abgeschwächt vom Regionalmodell erfasst werden. Mit dem Auftreten eines *sampling*-Fehlers ist zu rechnen, da bei den vorzustellenden Experimenten der Abstand aufeinander folgender Antriebszeitpunkte mit 12 h mindestens doppelt so lang ist wie in bisher veröffentlichten Modellierungen mit dem REMO (z. B. Jacob und Podzun, 1997, Hagedorn, 2000). Falls ein *sampling*-Fehler auftritt, macht er sich in den hier dargestellten Feldern durch verringerte Werte bei Windstärke und Zirkulationsvariabilität bemerkbar.

4 Datengrundlage

In diesem Kapitel werden zunächst die Vergleichsdaten aufgeführt, mit denen die jeweiligen Modellexperimente validiert werden. Dann werden die für den regionalen Modellantrieb verwendeten AGCM-Ergebnisse im Detail vorgestellt. Die übrigen Felder der Randbedingung wurden im Rahmen der Beschreibung der Modelleinrichtung in Kap. 3.2, S. 29 ff., abgehandelt.

4.1 Vergleichsdaten

LGM-Rekonstruktionen aus terrestrischen Proxy-Daten

Meeresoberflächentemperatur und Meereisbedeckung wurden bei den Modellierungen als Randbedingung vorgeschrieben. Daher ist die Validierung der LGM-Experimente auf Rekonstruktionen nach terrestrischen Proxydaten angewiesen. Ein Großteil des Modellgebiets ist Meeresfläche. Die glazialen Eiskappen N-Kanadas, Skandinaviens, Islands und Schottlands und damit auch die dort im LGM aufgewachsenen Eisschichten sind heute abgeschmolzen. Im Modellgebiet bleiben als mögliche Lokationen für Validierungsdaten der südlich des LGM-Eisschildrands gelegene Teil Europas sowie die Bereiche des grönländischen Eisschildes, wo ausreichend ungestörte, im LGM aufgewachsene Eisschichten existieren (Dansgaard et al., 1984; Meese et al., 1997). Hier liegen die Lokationen der zur Validierung berücksichtigten proxygestützten LGM-Rekonstruktionen (Abb. 4.1, nächste S.).

Eine Reihe von Rekonstruktionen geben für die Region vom Fennoskandischen Eisschildrand bis nach N-Spanien sommerliche bzw. winterliche Oberflächentemperaturanomalien entweder direkt an, oder diese Werte sind über einen Vergleich mit rezenten Klimatologien ermittelbar (Tab. 4.1, S. 39). Diese Oberflächentemperaturanomalien (LGM minus rezent) decken für den Sommer einen Intervall von -5 bis -20 °C, im Winter einen Intervall von etwa -20 bis -30 °C ab. Die jährlichen Niederschläge im LGM werden von einigen Autoren um etwa 500–800 mm geringer als heute rekonstruiert, wonach im LGM in großen Teilen W-Europas etwa 20–40 % des rezenten Niederschlags gefallen ist (Tab. 4.1, S. 39).

Die Lokationen *Les Echets*, *Le Bouchet*, *Biscaye*, *Lourdes* und *Lago Ajo* (Rekonstruktionen bei Peyron et al., 1998) liegen im Einflussbereich der Randrelaxation des REMO. In den Oberflächentemperaturen findet sich hier eine Überlagerung der REMO-eigenen Prognosen mit den Antriebsdaten, so dass die hohe Auflösung des REMO bei den Bodendaten nur ein-



Abb. 4.1: Lokationen der berücksichtigten LGM-Vergleichsdaten: *Summit* (Cuffey und Clow, 1997; Dahl-Jensen et al., 1998); *E. Yorks* und *Cambridge* (Atkinson et al., 1987); *La Grande Pile* (Seret et al., 1992; Guiot et al., 1993; Peyron et al., 1998); sowie *Les Echets*, *Le Bouchet*, *Biscaye*, *Lourdes* und *Lago Ajo* (Peyron et al., 1998).

geschränkt zum Tragen kommt. Für den Niederschlag ist eine Verfälschung durch die Nähe zum Einstromrand zu erwarten (vgl. Kap. 2.1, S. 21).

Rezente ECMWF-Reanalyse

Der Antrieb mit einer AMIP1-Modellierung erleichtert es, aus einem Vergleich der rezenten Experimente mit meteorologischen Beobachtungen ein Bild von der Realitätsnähe der Regionalmodellierungen zu erhalten. Für einen solchen Vergleich werden Daten einer Reanalyse aus dem ERA-Projekt des *European Centre for Medium-range Weather Forecasts* (ECMWF, Reading, UK) verwendet (Gibson et al., 1999). Im Rahmen dieses Projekts werden mit einheitlicher Assimilation und Prognose nach Beobachtungsdaten aus mehreren Jahren Sätze meteorologischer Analysen und Kurzzeitvorhersagen produziert. Im Gegensatz zu den im jeweiligen Zeitraum erstellten operativen Analysen wird die Konsistenz des Reanalyse-Datensatzes nicht durch die fortschreitende Entwicklung in der Analyseerstellung eingeschränkt. Antrieb und Modellergebnisse der rezenten Experimente werden mit der 15-jährigen Reanalyse (ERA-15) in spektraler T106-Auflösung (125 km äquivalenter Gitterpunkt Abstand) verglichen.

Verwendete Datenfelder Neben den Analysen wurden je zweimal täglich 6- und 24-stündige Prognosen durchgeführt (ebd.). Die Datenfelder stehen als Tages- und als Monatsmittel zur Verfügung. Niederschlagsdaten sind aus den 6-stündigen und den ersten sechs Stunden der 24-stündigen Prognosen (P06) sowie aus den letzten zwölf Stunden der 24-stündigen Prognosen (P24) vorhanden (vgl. Stendel und Arpe, 1997). Für die vorliegende Arbeit wurden als Vergleichsdatensätze monatliche Mittelwerte verwendet, die über alle August- bzw. Februar-Monate im Zeitraum Aug. 1984–Feb. 1994 gemittelt wurden. Ausgewertet wurden das

Ort	Größe	Wert	Quelle	
Summit, Grönland	T_{ann}	$-57 \pm 4 \text{ } ^\circ\text{C}$	Dahl-Jensen et al., 1998 (GRIP); die Akkumulation ergibt sich mit dem dort angegebenen Zusammenhang aus der Temperatur	
	A_{ann}	$6,1 (4,8-7,7) \text{ cm a}^{-1}$		
	T_{ann}	$-57 \text{ } ^\circ\text{C}$	Cuffey und Clow, 1997 (GISP2)	
	A_{ann}	$5,5-7 \text{ cm a}^{-1}$		
Mittel-England, UK	T_w	$10 (9-14) \text{ } ^\circ\text{C}$	Atkinson et al. (1987); berücksichtigt werden hier die Rekonstruktionen für Cambridge und E. Yorks ($19,50 \pm 0,65$ bzw. $18,37 \pm 0,33 \text{ }^{14}\text{C-ka}$)	
	T_c	$-15 \text{ } ^\circ\text{C} (-19 \text{ bis } -7) \text{ } ^\circ\text{C}$		
S-Rand FS-Eisschild	ΔT_{aug}	$-12 \text{ bis } -14 \text{ } ^\circ\text{C}$	Frenzel et al. (1992)	
	ΔT_{feb}	$-20 \text{ bis } -26 \text{ } ^\circ\text{C}$		
	ΔP_{ann}	$-250 \text{ bis } -750 \text{ mm}$		
La Grande Pile, Vogesen, F	ΔT_{ann}	$-11 \text{ } ^\circ\text{C} (-7 \text{ bis } -13 \text{ } ^\circ\text{C})$	Peyron et al. (1998)	
	ΔT_c	$-29 \text{ } ^\circ\text{C} (-12 \text{ bis } -43 \text{ } ^\circ\text{C})$		
	ΔP_{ann}	-740 mm $(-740 \text{ bis } -810 \text{ mm})$		
	T_w	$11 \text{ } ^\circ\text{C}$		
	T_{ann}	$1 \text{ } ^\circ\text{C}$	Guiot et al. (1993)	
	T_{ann}	$-1 \text{ } ^\circ\text{C}$		
	S-Frankreich, N-Spanien	ΔT_{ann}	$-6 \text{ bis } -13 \text{ } ^\circ\text{C}$ $(-4 \text{ bis } -14 \text{ } ^\circ\text{C})$	Peyron et al. (1998); berücksichtigt werden hier die Rekonstruktionen für die französischen Lokationen Les Echets, Le Bouchet, Lourdes, Biscaye und für den spanischen Lago Ajo; vereinigte Konfidenzintervalle in Klammern
		ΔT_c	$-24 \text{ bis } -31 \text{ } ^\circ\text{C}$ $(-12 \text{ bis } -47) \text{ } ^\circ\text{C}$	
ΔP_{ann}		$-707 \text{ bis } -892 \text{ mm}$ $(-500 \text{ bis } -930 \text{ mm})$		
ΔT_{aug}		$-6 \text{ bis } -8 \text{ } ^\circ\text{C}$	Frenzel et al. (1992)	
	ΔT_{feb}	$-10 \text{ bis } -12 \text{ } ^\circ\text{C}$		
	ΔP_{ann}	$-500 \text{ bis } -1000 \text{ mm}$		

Tab. 4.1: LGM-Vergleichsdaten zu Jahresmitteltemperatur (T_{ann}), mittlerer Temperatur im wärmsten (T_w) und im kältesten Monat des Jahres (T_c) bzw. im August (T_{aug}) und im Februar (T_{feb}) sowie jährlichem Niederschlag (P_{ann}) bzw. wasseräquivalenter jährlicher Akkumulation (A_{ann}). FS = Fennoskandisch; Δ = Anomalie LGM minus rezent. Die Position der jeweiligen Lokation zeigt Abb. 4.1, vorherige S..

500-hPa-Geopotential, die 500-hPa-Windvektoren, der NN-Bodenluftdruck, die 10-m-Windvektoren, die 2-m-Temperatur und der Niederschlag (P24). Die monatlichen Niederschlagssummen wurden hier für den Vergleich mit regional modellierten Niederschlagssummen auf die Länge der 30-tägigen Modellmonate umgerechnet.

In dieser Arbeit wird die Oberflächentemperatur aus Antriebsdaten und Regionalexperimenten mit der 2-m-Temperatur der ERA-Daten verglichen. Diese beiden Größen sind vergleichbar, wenn turbulente und diffusive Wärmeflüsse im Monatsmittel die bodennahen vertikalen Lufttemperaturgradienten ausreichend klein zu halten vermögen. Diese Voraussetzung erscheint i. d. R. erfüllt, außer etwa bei intensiver Wärme- oder Kälteadvektion im Bereich steiler Oberflächentemperaturgradienten oder im Zusammenhang mit Phasenübergängen, z. B. bei Warmluftadvektion über Schnee- und Meereisflächen. Beide genannten Aus-

nahmefälle sind insbesondere in der Nähe der Schnee- und der Meereisgrenze zu erwarten, so dass in diesen Bereichen Oberflächen- und 2-m-Temperatur nur eingeschränkt verglichen werden können.

Rezenter August Das Zentrum des arktischen mittleren 500-hPa-Trogs liegt im rezenten August über N-Kanada/NW-Grönland (Abb. 4.2, S. 42). Die mittlere Strömung auf dem 500-hPa-Druckniveau verläuft über dem Nordatlantik zwischen etwa 40 und 60°N weitgehend zonal in östliche Richtung. Über dem Europäischen Nordmeer schwenkt sie in nordöstliche Richtung (Abb. 4.3, S. 42). Das mittlere Islandtief ist im Februar kräftiger ausgebildet als im August (Abb. 4.4, S. 43). In 10 m Höhe über der Meeresoberfläche des nördlichen Nordatlantiks ergibt sich zwischen Neufundland und den Britischen Inseln eine kräftige mittlere Strömung nach O (Abb. 4.5, S. 43). An den Hängen des grönländischen Eisschildes wehen auch in der mittleren Strömung erkennbare katabatische Winde. Die 0-°C-Isotherme der mittleren Temperatur 2 m über der Ozeanoberfläche kann zur Abschätzung der mittleren Meereiskante verwendet werden. Sie lässt auf im Mittel meereisfreie Bedingungen im größten Teil der Baffin-Bay, des Europäischen Nordmeers, der Barentssee und zum Teil auch der Karasee schließen (Abb. 4.6, S. 44). Der horizontale Gradient der 2-m-Temperatur ist über dem NO-Nordatlantik flacher als über dem NW-Nordatlantik. Die mittlere 2-m-Temperatur über Mitteleuropa beträgt etwa 15 bis 20 °C, die über Zentral-Grönland –15 bis –20 °C. Auf dem Nordatlantik nördlich von 40°N fallen im Mittel größtenteils 50–80 mm, auf dem Europäischen Nordmeer 20–50 mm, in Zentral-Grönland 7–30 mm und in Mitteleuropa größtenteils 30–100 mm Niederschlag pro Monat (Abb. 4.7, S. 44). Steigungsniederschläge führen zu mittleren Monatssummen von bis zu über 150 mm nördlich der Alpen, westlich von Norwegen und an der S-Küste Grönlands, bis zu über 100 mm westlich von Schottland.

Rezenter Februar Die mittlere 500-hPa-Topographie ist im rezenten Februar gerade über den Landgebieten steiler als im rezenten August. Die mittlere Strömung auf dem 500-hPa-Druckniveau verläuft in großen Teilen des NO-Nordatlantiks in nordöstliche Richtung, also mit einer stärkeren meridionalen Komponente als im August, über dem Europäischen Nordmeer dagegen weitgehend rein zonal in östliche Richtung. In 10 m Höhe über der Meeresoberfläche verläuft die mittlere Strömung auf dem nördlichen Nordatlantik ebenfalls größtenteils meridionaler als im August, in Richtung NO. Über dem überwiegend mit Meereis bedeckten Teil des Europäischen Nordmeers resultiert dagegen ein in Richtung S wehender mittlerer 10-m-Wind. Die 2-m-Temperaturen über den Meeren sind etwa 10 °C kälter als im August. Die Baffin-Bay und das westliche Europäische Nordmeer sind mit Meereis bedeckt. Im größten Teil von Mitteleuropa liegen die 2-m-Temperaturen bei –5 bis 0 °C, in Zentral-Grönland teilweise unter –50 °C. Auf dem Nordatlantik nördlich von 40°N fallen im Mittel größtenteils 80–200 mm, auf dem Europäischen Nordmeer 30–100 mm, in Zentral-Grönland 2–10 mm und in Mitteleuropa größtenteils 30–70 mm Niederschlag pro Monat (Abb. 4.7, S. 44). Die Steigungsniederschläge sind intensiver als im August.

Weitere rezente Daten für Zentral-Grönland

Für das zentralgrönländische *Summit* werden eine rezente Jahresmitteltemperatur von -32 °C (Cuffey und Clow, 1997) und eine rezente jährliche wasseräquivalente Akkumulation von 15–25 cm (Ohmura et al., 1999 bzw. Cuffey und Clow, 1997) angegeben. Der Vergleich der rekonstruierten mit diesen rezenten Werten ergibt für das LGM gegenüber heute eine um 25 °C kältere Jahresmitteltemperatur und eine auf 25–40 % des heutigen Werts verringerte jährliche Akkumulation (vgl. Tab. 4.1, S. 39).

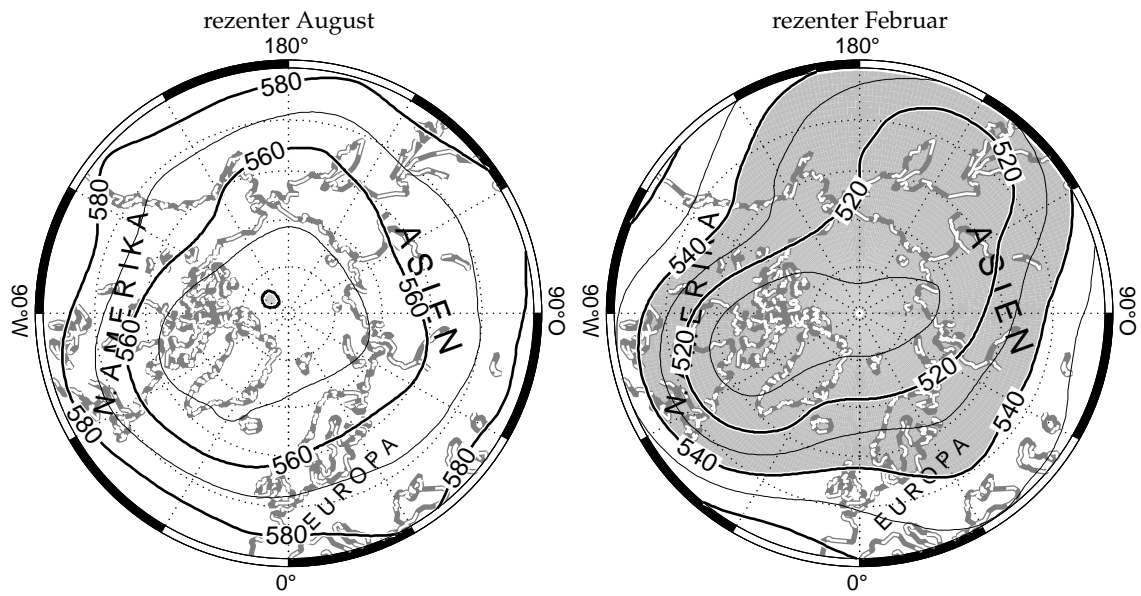


Abb. 4.2: Reanalyse – mittlere geopotentielle Höhe über NN des 500-hPa-Druckniveaus (Dekameter); schmale und breite Isolinien alle 100 bzw. 200 m; Gebiete mit Werten < 5400 m sind grau hinterlegt.

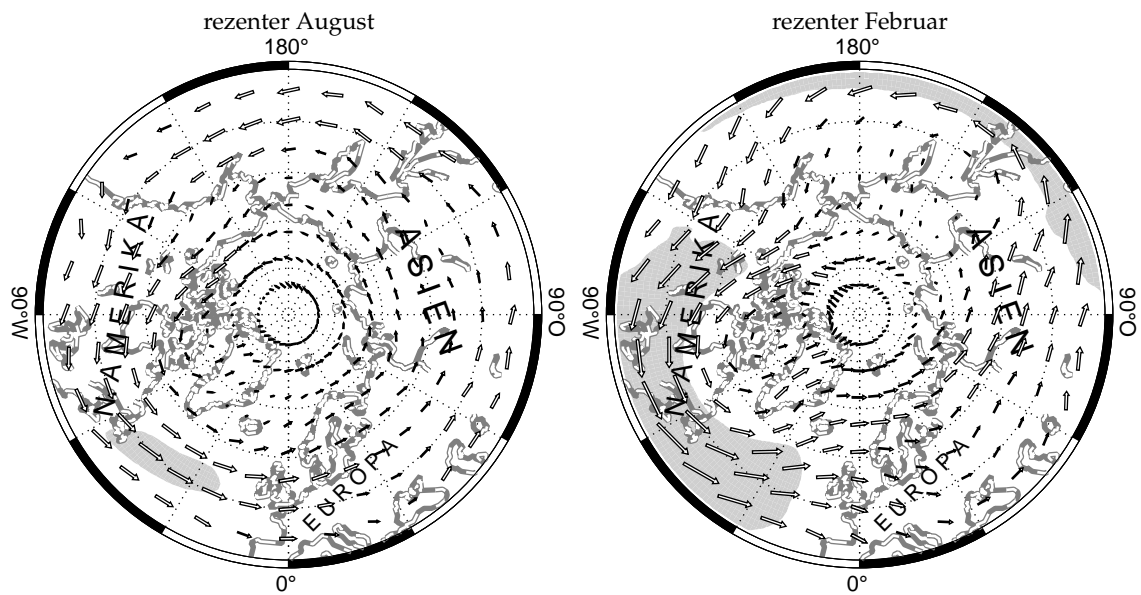


Abb. 4.3: Reanalyse – mittlere Windvektoren auf dem 500-hPa-Druckniveau ($\ell = 15 \text{ m s}^{-1}$); Gebiete mit Beträgen > 15 m s^{-1} sind grau hinterlegt.

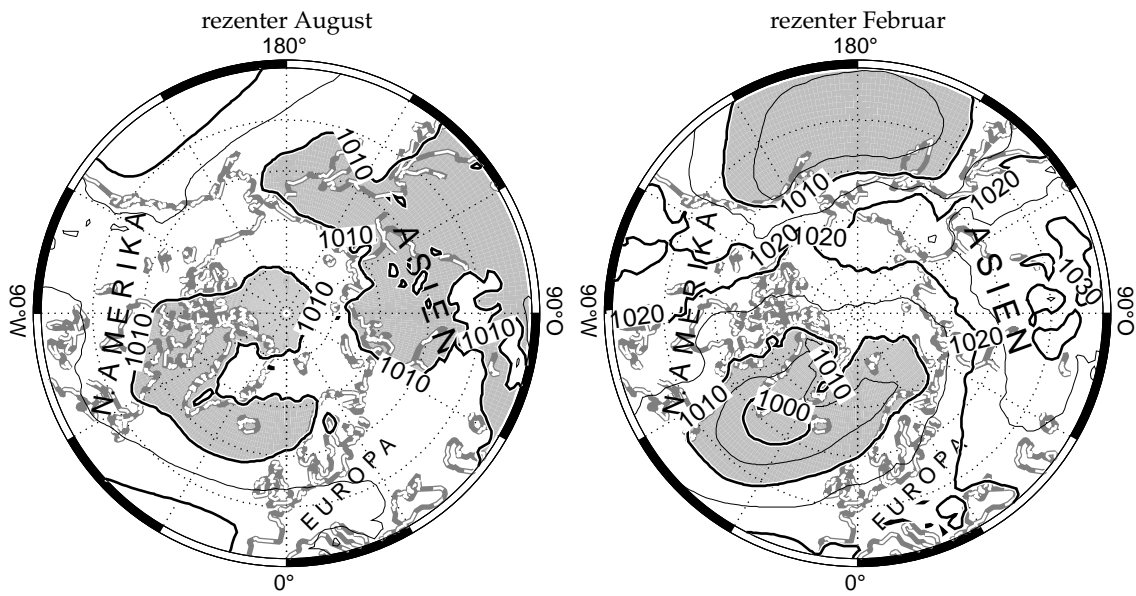


Abb. 4.4: Reanalyse – mittlerer Bodenluftdruck reduziert auf NN (hPa); schmale und breite Isolinien alle 5 bzw. 10 hPa; Gebiete mit Beträgen < 1010 hPa sind grau hinterlegt.

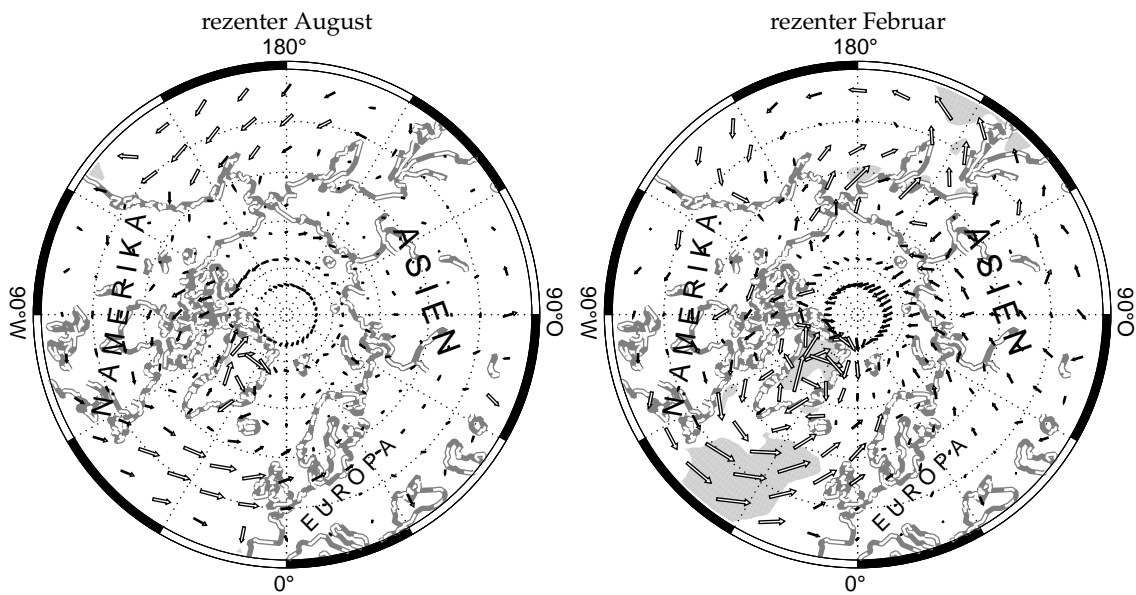


Abb. 4.5: Reanalyse – mittlere Windvektoren 10 m über der Oberfläche ($\ell = 5 \text{ m s}^{-1}$); Gebiete mit Beträgen > 5 m s^{-1} sind grau hinterlegt.

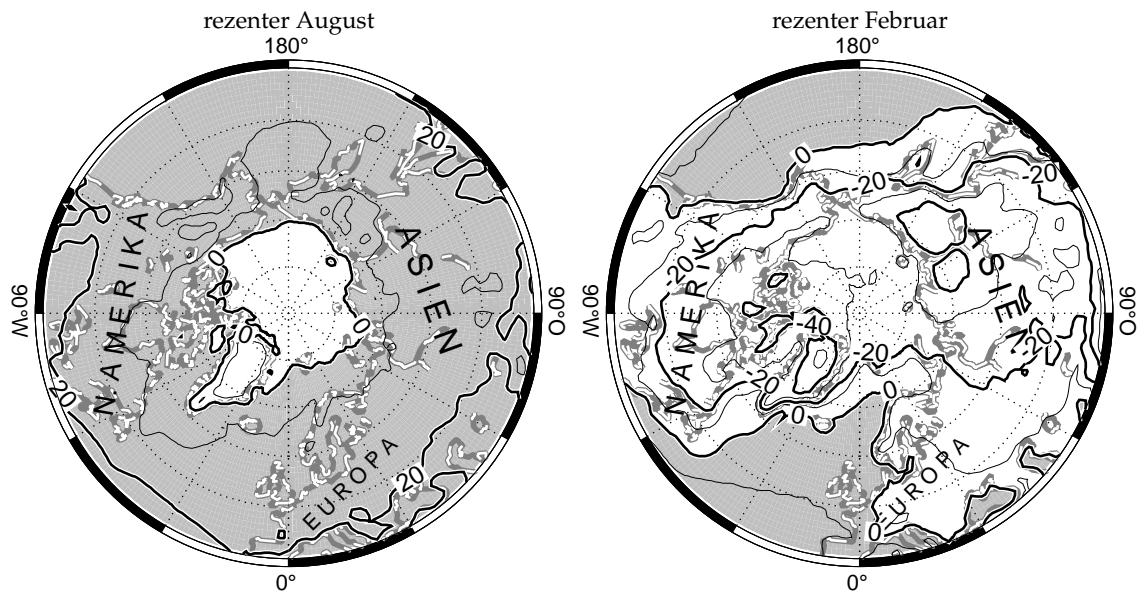


Abb. 4.6: Reanalyse – mittlere Temperatur 2 m über Grund (°C); schmale und breite Isolinien alle 10 bzw. 20 °C; im Mittel frostfreie Gebiete sind grau hinterlegt.

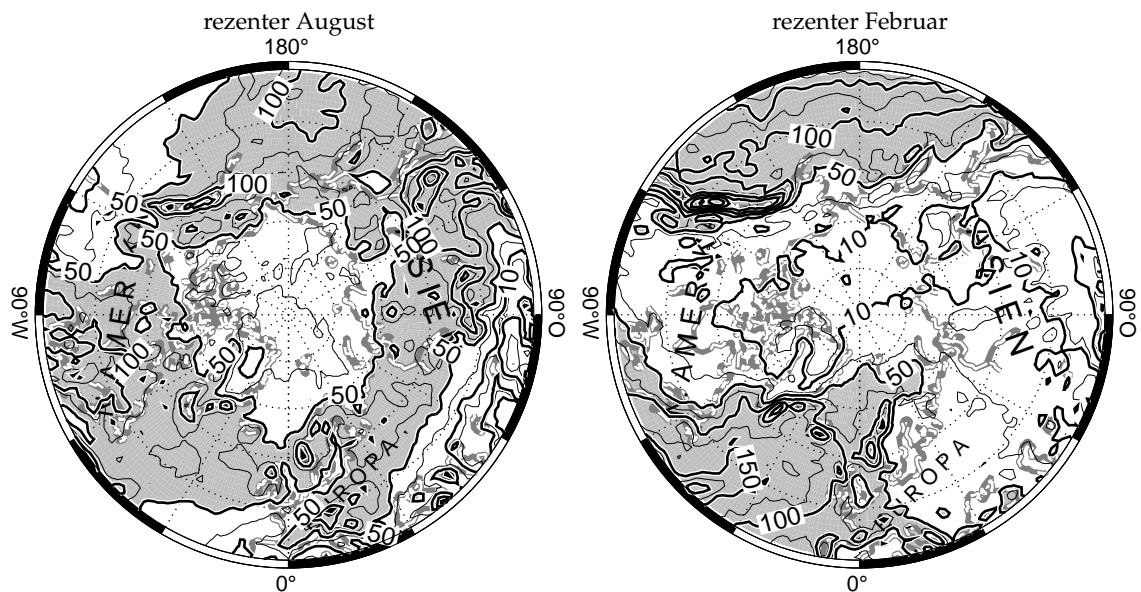


Abb. 4.7: Reanalyse – Niederschlag, monatliche Summen (mm); breite Isolinien bei 0,1, 1 und 10 mm sowie bei Vielfachen von 50 mm; schmale Isolinien bei 0,5 und 5 mm sowie bei ungeraden Vielfachen von 25 mm; Gebiete mit Werten > 50 mm sind grau hinterlegt.

4.2 AMIP-Lauf

Verwendet wurde die von M. Esch am MPIfM durchgeführte letzte ECHAM3-Modellierung unter einer AMIP1-Randbedingung. Spätere ECHAM4-Modellierungen zu AMIP1-Randbedingungen wurden hier nicht berücksichtigt, um die Vergleichbarkeit mit den Paläomodellierungen zu gewährleisten, da ein ECHAM3-Lauf als Antrieb für die LGM-Modellierungen zur Verfügung stand, nicht aber ein ECHAM4-Lauf. Der verwendete AMIP-Modelllauf umfasst 25 modellierte Jahre, von denen 10 Jahre als Vorlauf dienten und die vorgegebenen zeitabhängigen Randbedingungsfelder mit dem elften modellierten Jahr starten. Der Vorlauf wurde mit einem aus den vorgegebenen Randbedingungsfeldern gemittelten Jahresgang angetrieben. Nach den vorgegebenen 10 Jahren wurde die Modellierung mit analog konstruierten Randbedingungsfeldern für die Jahre 1988–1992 weitergeführt.

August

Im AMIP-August ist der Arktische Ozean vollständig mit Meereis bedeckt, die Baffin-Bay, das Europäische Nordmeer, die Barentssee und die Bering-Straße sind eisfrei. Die 20-°C-Isotherme verläuft zwischen 40 und 45°N von Neufundland nach N-Spanien, die 10-°C-Isotherme von Labrador nach N-Norwegen. Die Meereis-Oberflächentemperatur ist im AMIP-August auf dem Arktischen Ozean überall wärmer als –10 °C. Deren Gradient ist auf dem NO-Nordatlantik flacher als auf dem NW-Nordatlantik.

Februar

Im AMIP-Februar ist die Baffin-Bay, das westliche Drittel des Europäischen Nordmeers und die NO-Hälfte der Barentssee von Meereis bedeckt. Die SST des nördlichen Nordatlantiks, des Europäischen Nordmeers und der Barentssee ist etwa um 5 °C kälter, die des N-Pazifiks um 5–10 °C kälter als im August. Die Meereis-Oberflächentemperatur ist im AMIP-Februar auf dem Arktischen Ozean überall wärmer als –40 °C.

4.3 mPMIP-Lauf

Als Antrieb für die im Folgenden vorgestellten regionalen Modellexperimente wurde ein bisher unveröffentlichtes Experiment mit dem AGCM ECHAM3/T42 verwendet, das von U. Wyputta¹ durchgeführt worden war. Die Felder der Meeresoberflächentemperatur und der Meereisbedeckung für dieses Experiment waren von A. Paul¹ eingerichtet worden. Das ECHAM3 wurde auch in anderen Arbeiten für Paläoklimamodellierungen verwendet (Lorenz et al., 1996; Lohmann und Lorenz, 2000).

Konstruktion der Randbedingung Im nördlichen Nordatlantik war die LGM-August-SST von Weinelt et al. (1996) nach Triangulation und Glättung in die CLIMAP-SST für den LGM-

¹U. Wyputta (ehem.) und A. Paul, Arbeitsgruppe für Paläozeanographie, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen

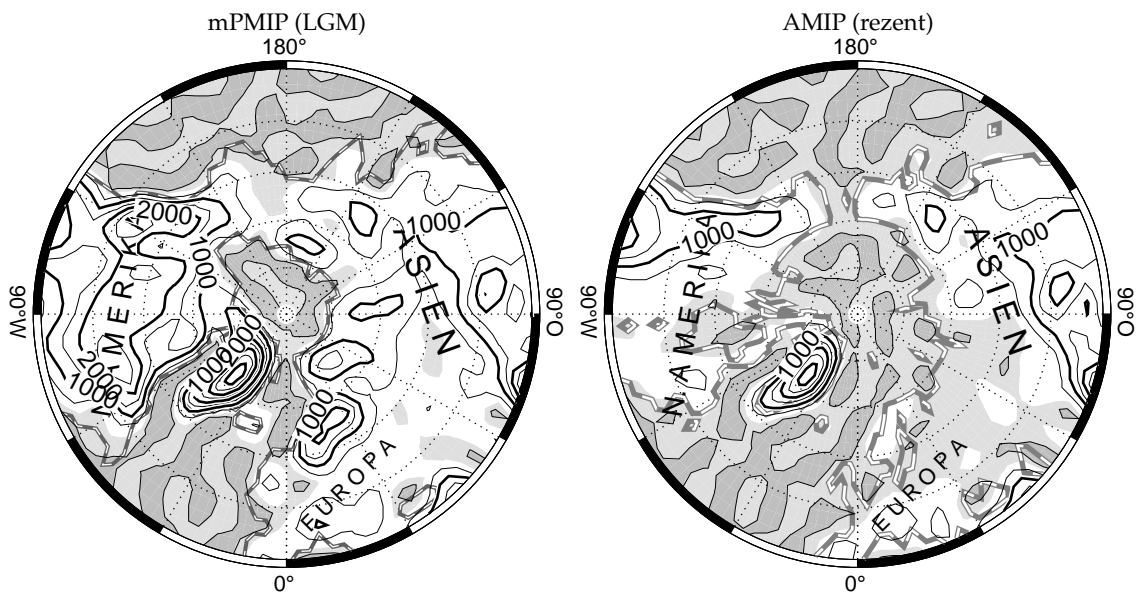


Abb. 4.8: Orographie (m) des Globalexperimentes, aus dem jeweils die Antriebsdaten stammen; schmale und breite Höhenlinien alle 500 bzw. 1000 m; die NN-Höhenlinie ist schmal; Höhen unter NN sind dunkelgrau, zwischen 0 und 200 m über NN hellgrau hinterlegt; die grau-gestrichelte Kontur ist die Land/See-Grenze; Erhebungen der See über und größtenteils auch Senken des Landes unter NN sind bedingt durch die spektrale Darstellung der Orographie.

August (CLIMAP, 1981) eingearbeitet worden (A. Paul, pers. Mitteilung). Diese Glättung ist auch für mittlere SST-Werte unter $-1,7\text{ °C}$ auf der Dänemarkstraße verantwortlich (Abb. 5.9, S. 84). Diese haben nur lokale klimatologische Auswirkungen. Die August- und Februar-SST dienten als Extremwerte, um gitterpunktweise mit Sinus-Interpolation den SST-Jahresgang zu erzeugen (vgl. Rind und Peteet, 1985). Der saisonale Verlauf der SST ist in jedem Modelljahr identisch, weshalb die interannuale Variabilität der Modellergebnisse allein in der Eigendynamik des Atmosphärenmodells begründet ist. Hierin besteht ein Unterschied zum AMIP-Experiment, wo interannuale Variabilität in der Randbedingung existiert.

Orographie

Die spektrale Abschneidung im ECHAM3 führt zu charakteristischen Oszillationen, gerade in der Nähe steiler Gradienten. So treten bei der globalen rezenten wie der LGM-Orographie erhebliche räumliche Oszillationen der Meeresoberfläche auf, welche die Atmosphärendynamik beeinflussen oder möglicherweise unmittelbar Steigungsniederschläge verursachen. Die spektrale mPMIP-Orographie schießt beispielsweise auf dem zentralgrönländischen Eisschild um ca. 150 m über die Vorlage von Peltier (1994) hinaus, während sie etwa zwischen dem grönländischen und dem Laurentidischen Eisschild auf der glazialen Baffin-Bay um bis zu 300 m unter den Meeresspiegel absinkt (Abb. 4.8). Wegen der begrenzten Auflösung können zudem der isländische und der schottische Eisschild nur stark abgeflacht dargestellt werden.

Bei der Berücksichtigung der glazialen Meeresspiegelabsenkung um 120 m (Fairbanks, 1989; Hanebuth et al., 2000) und der Gletscherbedeckung von Schelfgebieten ergibt sich für die mPMIP-Küstenlinie ein seewärts verschobener Verlauf im Vergleich zur heutigen Küstenlinie. Nördlich von 40°N betrifft dies z. B. den Schelfbereich zwischen Frankreich und Irland, die Nordsee, den Barents-, den Kara-, den Laptev-, den Ostsibirischen und den Bering-Schelf, den Kanadischen Archipel, die Hudson-Bay und Neufundland (Abb. 4.8, vorherige S.: gestrichelte Kontur).

SST und Meereisbedeckung

August Die SST- und Meereisbedeckungs-Randbedingung für den mPMIP-August entsprach weitgehend der in Kap. 3.1 beschriebenen Weinelt/CLIMAP-August-Rekonstruktion. Das gesamte Europäische Nordmeer, die Irmingersee und der größte Teil der Labradorsee wurden meereisfrei und mit SST-Werten oberhalb von $-1,7\text{ °C}^2$ angesetzt (Abb. 4.17, S. 62). Zwischen der Südspitze Grönlands und Spitzbergen ist die Meereiskante in der mPMIP- und der AMIP-Randbedingung weitgehend identisch positioniert. Dies gilt mit Ausnahme der Dänemarkstraße, wo die mPMIP-Randbedingung kälter, und der NO-Grönlandsee, wo sie wärmer ist als in der AMIP-Randbedingung. Südlich von etwa 50°N ist die mPMIP-August-SST des nördlichen Nordatlantiks etwa 10 °C kälter als die entsprechenden AMIP-SST. Deshalb verschwindet auf dem Nordatlantik nördlich von etwa 50°N der horizontale SST-Gradient fast völlig. Im mPMIP-August ist die Meereis-Oberflächentemperatur auf dem Arktischen Ozean größtenteils wärmer als -10 °C . Die Werte des SST-Temperaturgradienten auf dem N-Pazifik sind etwas steiler als die auf dem Nordatlantik. Bei der arktischen Meereisbedeckung sind die größten Unterschiede zwischen dem mPMIP-August und dem AMIP-August auf der Baffin-Bay (fast vollständig vereist bzw. weitgehend offen) und auf dem Barentsschelf (Barents-Eisschild bzw. offenes Wasser) festzustellen.

Eine Meereis-Brücke zwischen Grönland und Island stellt vermutlich im Wesentlichen einen *Sampling*-Fehler des groben, zur T42-Auflösung äquivalenten Gitters dar.

Februar Im mPMIP-Februar liegt die Meereiskante auf dem Nordatlantik zwischen 40 und 50°N und damit, im Gegensatz zum mPMIP-August, 2000–3000 km südlich der entsprechenden AMIP-Meereiskante. So ergeben sich im mPMIP-Februar nördlich von etwa 40°N auf dem Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer sehr viel steilere Gradienten der Oberflächentemperatur als im AMIP-Februar. Wenige 100 km südlich der Meereiskante liegt die Meereis-Oberflächentemperatur bei -20 °C , auf dem Europäischen Nordmeer und dem Arktischen Ozean zwischen -40 und -50 °C . Der SST-Gradient auf dem N-Pazifik ist flacher als auf dem Nordatlantik.

Sonderstellung des mPMIP-Februar Die Unterschiede zwischen mPMIP-August, AMIP-August und AMIP-Februar beim meridionalen SST-Gradienten auf dem nördlichen Nordatlan-

²Gefrierpunkt von Meerwasser lt. DWD-Physik = $-1,7\text{ °C}$; vgl. Kap. 2.1

tik und bei der SST auf dem Europäischen Nordmeer sind kleiner als jeweils der Unterschied zum mPMIP-Februar (vgl. Abb. 4.17, S. 62). Im mPMIP-Februar und im regionalen LGM-FEB-Experiment sind deshalb bei der Zirkulation und bei den bodennahen Klimabedingungen stärkere Unterschiede zu den rezenten Modellierungen zu erwarten als im mPMIP-August und im LGM-AUG.

4.4 Rezente Antriebsdaten

Viele Aspekte der globalen Atmosphärenzirkulation werden im AMIP-August und -Februar mit beachtlicher Zuverlässigkeit modelliert, so etwa die Lage der Strahlstromgebiete (Abb. 4.10, 4.11, S. 55 f.) und deren Verknüpfung mit erhöhter 500-hPa-Geopotentialvariabilität (Abb. 4.13, S. 58), aber auch viele Aspekte der bodennahen Klimabedingungen (Abb. 4.15–4.18, S. 60 ff.).

Monatliche Grundzirkulation

Die kalten Luftmassen in den hohen nördlichen Breiten bilden einen ausgeprägten mittleren Trog auf dem 500-hPa-Druckniveau aus.

NN-Bodenluftdruck Die O-wärtige Verschiebung des mittleren Azorenhochs im AMIP-Februar gegenüber den ERA-Februardaten entspricht vergleichbaren Ergebnissen aus anderen rezenten ECHAM3-Modellierungen (Roeckner et al., 1992).

Monatliche Variabilität der Zirkulation

500-hPa-Geopotential Der Bereich im rezenten Februar lokal erhöhter 500-hPa-Geopotentialvariabilität über N-Kanada und dem Nordatlantik (Abb. 4.13, S. 58) korrespondiert mit dem Häufungsbereich nordatlantischer winterlicher Sturm-Zugbahnen nach Lau (1988). Vermutlich stellt auch im AMIP-Februar die genannte lokale Erhöhung der 500-hPa-Geopotentialvariabilität eine intensive zyklonale synoptische Wirbelaktivität dar. Allerdings können größere Einflüsse durch kürzer- oder längerperiodische Variabilität oder durch antizyklonale synoptische Wirbel nicht ausgeschlossen werden.

Klimatische Bedingungen am Boden

10-m-Wind Auf den Eisschilden und insbesondere an deren Hängen wehen starke katabatische Winde mit einer ausgeprägten Vorzugswindrichtung, die aus der hangabwärts geneigten Richtung um etwa 30–60° nach rechts abweichen (Abb. 4.15, S. 60; Abb. 4.16, S. 61). Katabatische Winde finden sich ähnlich auch in anderen AGCM-Modellierungen (z. B. Hall et al., 1996b).

Oberflächentemperatur Die mittlere Oberflächentemperatur beträgt in Mitteleuropa im AMIP-August 15–22 °C, im AMIP-Februar 0–7 °C. In diesem Bereich ist sie in beiden Monaten großenteils etwa 3 °C wärmer als die 2-m-Temperatur der ERA-Vergleichsdaten. Es ist bekannt, dass ECHAM3 im sommerlichen Europa mehrere Grad Celsius zu hohe mittlere Oberflächentemperaturen modelliert (Roeckner et al., 1992). Dass auch der Februar nach den AMIP-Daten in Teilen Europas zu warm ist, könnte durch eine mittlere W-Windkomponente verursacht werden, die hier im AMIP-Februar stärker ausgeprägt ist als in den ERA-Februar-daten. Diese ist mit vermehrter Advektion milder Luftmassen vom Nordatlantik nach Europa verknüpft.

Die AMIP-Oberflächentemperatur im Bereich des zentral-grönländischen *Summit* liegt bei etwa –20 °C im August und etwa –50 °C im Februar. Sie ist im August etwas kälter als die 2-m-Temperatur der ERA-Daten und stimmt im Februar recht gut mit dieser überein. Dieser modellierte Jahrgang der Oberflächentemperatur im Bereich von *Summit* ist vereinbar mit der rezenten Jahresmitteltemperatur von –32 °C, die Cuffey und Clow (1997) für diese Lokation angeben.

Erkennbare Unterschiede zwischen der AMIP-Oberflächentemperatur und der ERA-2-m-Temperatur treten in den jeweiligen Februar-Daten auf der Labrador- und der Barentssee auf. Hier ist die ERA-2-m-Temperatur niedriger als die AMIP-Oberflächentemperatur, was möglicherweise auf einen steilen oberflächennahen vertikalen Temperaturgradienten zurückzuführen ist, der regelmäßig bei Kaltluftadvektion über einer vergleichsweise warmen Meeresoberfläche auftritt.

Niederschlag In beiden dargestellten AMIP-Monaten stimmen die Bereiche von N-Kanada über den N-Nordatlantik bis nach N-Europa, wo erhöhte Niederschläge auftreten, recht genau mit den Bereichen erhöhter monatlicher 500-hPa-Geopotentialvariabilität überein (Abb. 4.18, S. 63; Abb. 4.13, S. 58). Dies stützt die Vermutung, dass hier vermehrt oder intensivere zyklonale synoptische Wirbel auftreten, da diese häufig mit Frontensystemen und Niederschlagsgebieten einher gehen.

Die ebenfalls in beiden Jahreszeiten auftretenden hohen Niederschlagssummen an der S- und SO-Küste Grönlands und an der Küste Norwegens werden offensichtlich durch Steigungsniederschläge hervorgerufen, die dort bei aufländigem Wind an den steilen Flanken der küstennahen Gebirge durch Hebung und adiabatische Abkühlung feuchter Luftmassen ausfallen. In den ERA-Daten fallen in kleinen Bereichen stärkere Steigungsniederschläge als beim AMIP-Experiment (Abb. 4.7, S. 44). Dies kann mit der etwa 2,5-fach detaillierteren ERA-Orographie und den entsprechend steileren darstellbaren Geländesteigungen zusammenhängen. Auch können möglicherweise mit der höheren horizontalen und vertikalen Auflösung des ERA-Modells Niederschlagsprozesse realistischer modelliert werden.

In beiden untersuchten AMIP-Monaten erscheint über der Norwegensee ein Streifen mit lokal erniedrigten Niederschlägen. Dieser erstreckt sich von den Faröer bis zur westlichen Barentssee. Hier zeigt die spektrale Orographie des AMIP-Laufs eine Rinne, weshalb dieser

Aspekt der Niederschlagsverteilung vermutlich einen spektralen Artefakt darstellt.

Der Vergleich mit den ERA-Daten zeigt, dass in den AMIP-Daten der monatliche Niederschlag in Grönland, auf dem Europäischen Nordmeer und auf dem Arktischen Ozean tendenziell überschätzt wird. Der im Bereich des zentral-grönländischen *Summit* im AMIP- wie im mPMIP-Lauf modellierte Niederschlag ist dagegen mit den jeweiligen Vergleichsdaten zur jährlichen Akkumulation vereinbar.

Die europäischen Niederschläge im AMIP-August fallen geringer aus als im ERA-August. Zu ähnlichen Ergebnissen führt ein Vergleich von sommerlichen Niederschlägen aus ECHAM3-Modellierungen mit verschiedenen klimatologischen Niederschlagsdatensätzen (Roeckner et al., 1992).

4.5 Antriebsdaten zum Letzten Glazialen Maximum

Monatliche Grundzirkulation

Die großen kalten und z. T. hohen glazialen Eisflächen führen im mPMIP-Experiment zur intensiveren Ausbildung der Polarfront als in den gleichen Bereichen im AMIP-Experiment. Insbesondere an den S-Hängen des Laurentidischen und des Fennoskandischen Eisschildes geht damit im Vergleich zur rezenten Situation eine Intensivierung der glazialen subpolaren Strahlstromsysteme und – wohl durch verstärkte Zyklonogenese – der monatlichen Variabilität der Zirkulation einher. Dies ist bei der 500-hPa-Strömung insbesondere im Vergleich der Februar-Abschnitte, in abgeschwächter Form aber auch als Unterschied zwischen den August-Abschnitten der beiden Experimente erkennbar.

500-hPa-Geopotential Ein Zentrum des arktischen mittleren 500-hPa-Trogs über der Barentssee ist im mPMIP-Februar so dominant, dass es das konkurrierende Zentrum über dem N-Laurentidischen und dem NW-grönländischen Eisschild fast verschwinden lässt. Demgegenüber existiert im mPMIP-August ein solches Barentssee-Zentrum, das aber schwächer ausgeprägt ist.

500-hPa-Wind Die S-wärtige Versetzung des nordatlantischen mittleren Strahlstrombereichs im mPMIP-Februar gegenüber dem AMIP-Februar folgt offensichtlich einer gleichgerichteten Versetzung der Meereiskante. Im mPMIP-Februar ist die Troposphäre über der Meereiskante stark baroklin geschichtet (vgl. Hall et al., 1996a). Die O-wärtige Erweiterung des Strahlstrombereichs im mPMIP-August wie die Verlagerung von dessen Intensitätsmaximum geht auf die Existenz des Barentssee-Zentrums des arktischen mittleren 500-hPa-Troges zurück. Auch andere Autoren zeigen an 500-hPa-Windfeldern eine Intensivierung und Erweiterung des Strahlstrombereichs im LGM-Sommer wie -Winter sowie eine Versetzung des Strahlstrombereichs nach S und eine O-wärtigen Verschiebung des Bereichs maximaler Strahlstromaktivität im LGM-Winter (Dong und Valdes, 1998; Hall et al., 1996b).

Ältere Modellierungen (Manabe und Broccoli, 1985a; 1985b; Kutzbach und Wright, 1985;

Kutzbach und Guetter, 1986; COHMAP, 1988) zeigen über Nordamerika eine Aufspaltung des Strahlstrombereichs am Laurentidischen Eisschild. Die 500-hPa-Windfelder der mPMIP-Daten zeigen keine solche Aufspaltung. Auch andere AGCM-Experimente der letzten Jahre zeigen keine starke Ausprägung einer Laurentidischen Strahlstromaufspaltung (Felzer et al., 1996; Hall et al., 1996b; Dong und Valdes, 1998). Mögliche Gründe für diese unterschiedlichen Ergebnisse könnten unterschiedliche Randbedingungen, z. B. bei den Eisschildhöhen, aber auch Weiterentwicklungen in den Modellen oder eine horizontal und vertikal höhere Modellauflösung sein.

NN-Bodenluftdruck Gerade im Februar ist der mittlere NN-Bodenluftdruck im Bereich von Eisschild- und Meereisbedeckung höher als das globale Flächenmittel, da diese die Troposphäre abkühlen.

Im mPMIP-August wird ein mittleres nordatlantisches Hochdruckgebiet angegeben, das etwa 500 km im NO der mittleren Azorenhoch-Position im AMIP-August liegt. Eine ähnliche NO-wärtige Verschiebung des Hochdruckeinflusses vom rezenten zum LGM-Sommer wird auch bei anderen Modellierungen beobachtet (z. B. ECHAM3: Lorenz et al., 1996; andere Modelle: Hall et al., 1996b; Dong und Valdes, 1998).

Klimatische Bedingungen am Boden

10-m-Wind Ein steilerer Oberflächentemperaturgradient und die steilere mPMIP-Orographie fördert im mPMIP-August am O-Hang des grönländischen Eisschilds stärker die Ausbildung katabatischer Winde als im AMIP-August. Im mPMIP-Februar ist der Temperaturgradient in diesem Bereich kleiner als im AMIP-Februar, wo die katabatischen Winde bisweilen durch zyklonale synoptische Wirbel auf dem nahen Europäischen Nordmeer noch unterstützt werden. Auch an den Hängen des Laurentidischen, des Fennoskandischen und des Barents-Eisschilds wehen im mPMIP-August wie im -Februar starke katabatische Winde.

Oberflächentemperatur Im August ist die mPMIP-Oberflächentemperatur in Europa größtenteils etwa 10 °C kälter als im AMIP-August, ähnlich wie auf dem nahen Nordatlantik. In großen Teilen S-Sibiriens beträgt die Temperaturdifferenz zwischen mPMIP- und AMIP-August dagegen nur wenige Grad Celsius. Besonders in der Nähe der europäischen mPMIP-Frostgrenze sind die Gradienten der Oberflächentemperatur sehr viel steiler als im AMIP-August. In den Bereichen glazialer Eisschilde liegt die mittlere Oberflächentemperatur im August etwa 20 °C unter der des AMIP-Experiments (Abb. 4.17, S. 62).

Im mPMIP-Februar ist es in Europa sehr kalt. Große Teile Europas sind im Mittel 20–40 °C kälter als im AMIP-Februar (Abb. 4.17, S. 62). Auf dem Barents-Eisschild wird im mPMIP-Februar im Monatsmittel –60 °C, auf dem Grönländischen Eisschild –90 °C erreicht.

Die global modellierte Temperaturspanne von –46 bis –90 °C, welche die mPMIP-Daten in Zentral-Grönland zwischen den Monatsmitteln von August und Februar angeben, ist vereinbar mit der aus Eiskern Daten für das grönländische *Summit* ermittelten Jahresmittel-

temperatur von -57 °C (vgl. Kap. 4.1). Da das kältere Ende der Temperaturspanne zweimal weiter vom rekonstruierten Jahresmittel entfernt ist als das wärmere Ende, setzt die Vereinbarkeit eine entsprechende Schiefe der Temperaturverteilung im Jahresgang voraus.

Weil hier die Modellorographie gegenüber der tatsächlichen LGM-Orographie möglicherweise um etwa 1 km überhöht ist (vgl. Kap. 1.3), lässt sich mit einem vertikalen Temperaturgradienten von -6 bis -7 °C km^{-1} abschätzen, dass auf dem tatsächlichen, niedrigeren Niveau um etwa $6\text{--}7\text{ °C}$ mildere Temperaturen modelliert worden wären. Nach dieser Abschätzung ist das kältere Ende der Temperaturspanne nur noch um etwa das 0,6-fache weiter vom rekonstruierten Jahresmittel entfernt als das wärmere Ende, wodurch sich die anzunehmende Schiefe der Temperaturverteilung im Jahresgang gegenüber der ursprünglichen Temperaturspanne verringert.

Nach den beiden ECHAM3-Experimenten herrschten im LGM südlich der Eisschilde in West- und Mitteleuropa im August $5\text{--}17\text{ °C}$, im Februar $10\text{--}35\text{ °C}$ kältere Oberflächentemperaturen als heute, wobei die geringere Abweichung jeweils für die Breite etwa der Pyrenäen, die größere Abweichung in der Nähe des Eisschildrands gilt. Die Februar-Differenz zwischen den mPMIP- und AMIP-Temperaturen im Bereich der Pyrenäen ist damit wenig kleiner als der kleinste, mit den Rekonstruktionen von Peyron et al. (1998) vereinbare Wert.

Möglicherweise modelliert das Globalmodell die west- und mitteleuropäischen LGM-Oberflächentemperaturen im Februar entsprechend den rezenten Temperaturen um etwa 5 °C zu warm (vgl. Abb. 4.17, S. 62 und 4.6, S. 44). Unter Berücksichtigung eines solchen möglichen Fehlers blieben von den Pyrenäen bis zum mitteleuropäischen Bereich des glazialen Fennoskandischen Eisschildrands Temperaturdifferenzen zwischen rezentem und LGM-Februar von $5\text{--}30\text{ °C}$. In S-Frankreich und N-Spanien wäre eine Temperaturdifferenz von 5 °C zwischen LGM und heutigem Februar nicht mit den Rekonstruktionen von Peyron et al. (1998) vereinbar, wo Differenzen von mindestens 12 °C angegeben werden (vgl. Kap. 4.1). Weiter nördlich sind die globalmodellierten Temperaturen bis hin zu den Rändern des Schottischen und des Fennoskandischen Eisschildes mit den proxy-gestützten Rekonstruktionen vereinbar.

Niederschlag Die LGM-Vergleichsdaten geben in West- und Mitteleuropa weniger jährlichen Niederschlag an als heute (vgl. Tab. 4.1, S. 39). Dies lässt sich mit den mPMIP- und AMIP-Daten der Monate August und Februar nicht nachvollziehen. Diese Diskrepanz zwischen Rekonstruktionen und Modellierung steht möglicherweise im Zusammenhang mit den zu geringen Niederschlägen im AMIP-August. Außerdem erstreckt sich über West- und Mitteleuropa möglicherweise ein zu intensiver und zu weit südlich verlaufender Häufungsbereich von Sturm-Zugbahnen als Folge einer zu weit südlich angesetzten Meereiskante auf dem N-Nordatlantik. Dieser könnte übermäßig modellierte Nierschläge im mPMIP-Februar bringen. Falls die Meereiskante auf dem Nordatlantik im Februar nicht in der hier angenommenen Position lag, sondern einige 100 km weiter nördlich, dann wäre die Polarfront auf dem N-Nordatlantik vermutlich schwächer und würde weiter nördlich verlaufen. Im diesem Bereich wäre mit geringeren Niederschlägen zu rechnen, deren Schwerpunkt sich weiter nörd-

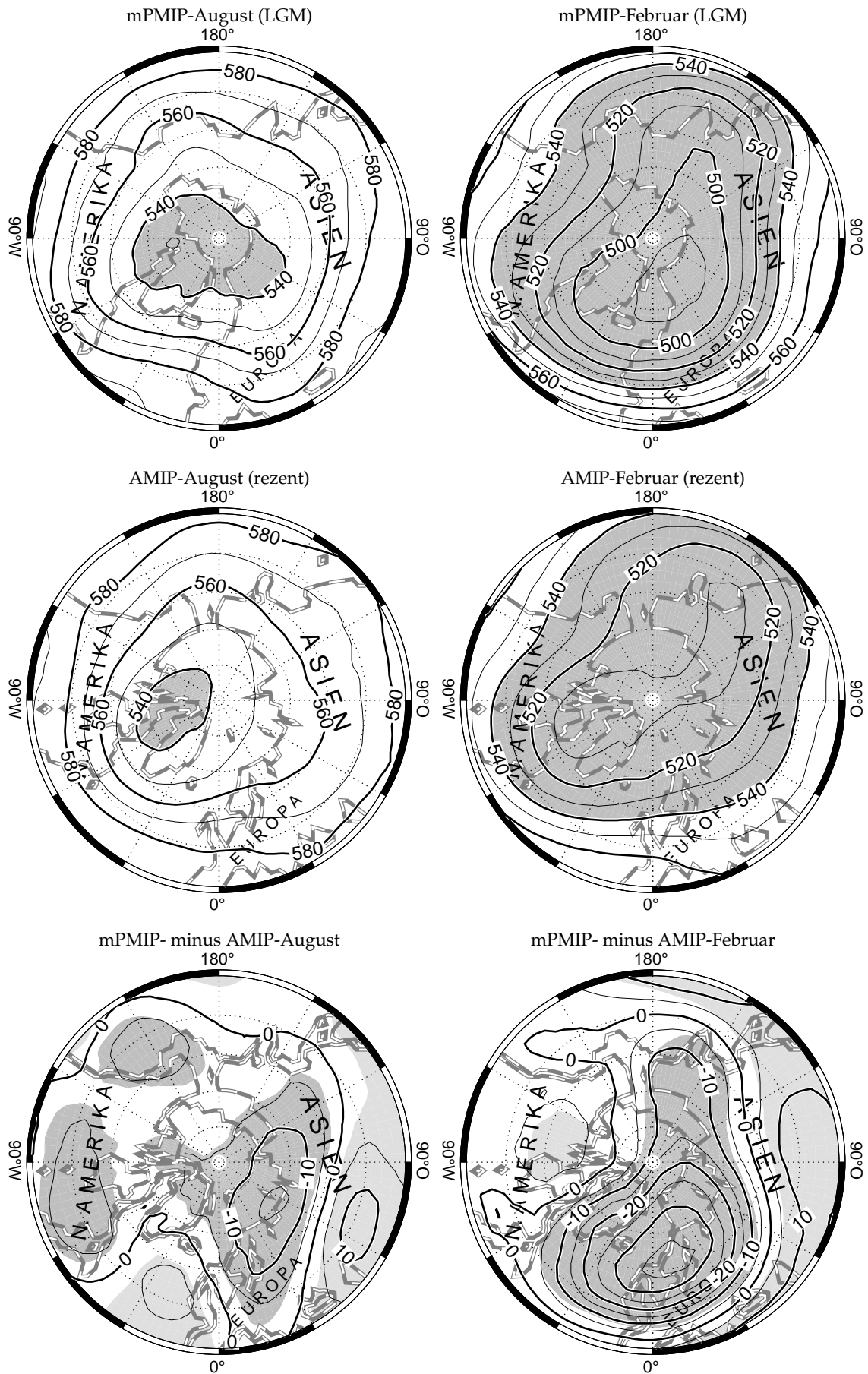
lich als im mPMIP-Februar befände.

Ein Streifen erhöhter Niederschlagssummen auf dem N-Nordatlantik fällt etwa mit Gebieten verstärkter 500-hPa-Winde zusammen. Denn die Strahlströme, die zu dem verstärkten 500-hPa-Wind führen, entstehen an Luftmassengrenzen, die häufig auch von intensiven Frontensystemen und Niederschlagsgebieten begleitet sind.

Im mPMIP-August fällt in N-Kanada weniger Niederschlag als im AMIP-August, da die Grenzschicht auf dem Laurentidischen Eisschild im Vergleich zur rezenten, häufig eis- und schneefreien Situation oft stabiler geschichtet ist. Dies schränkt die Möglichkeiten zur Bildung konvektiver Niederschläge ein. Außerdem ist die Oberflächentemperatur auf dem Eisschild kälter als im rezenten N-kanadischen August, was einen reduzierten Wasserdampfeintrag in die Atmosphäre zur Folge hat. Ganz allgemein führen im arktischen LGM die hier abgeschwächten Wasserdampfquellen zu geringeren Niederschlägen, etwa in Grönland oder auf dem Europäischen Nordmeer.

Da der Fennoskandische Eisschild eine Erhöhung der Orographie an der Küste Norwegens bildet, fällt hier im mPMIP-August mehr Steigungsniederschlag als im AMIP-August. Wie in den AMIP-Daten, so tritt auch in den mPMIP-Niederschlagssummen vor der norwegischen Küste eine Rinne mit erniedrigten Niederschlägen auf, die als spektraler Artefakt zu deuten ist.

4 Datengrundlage



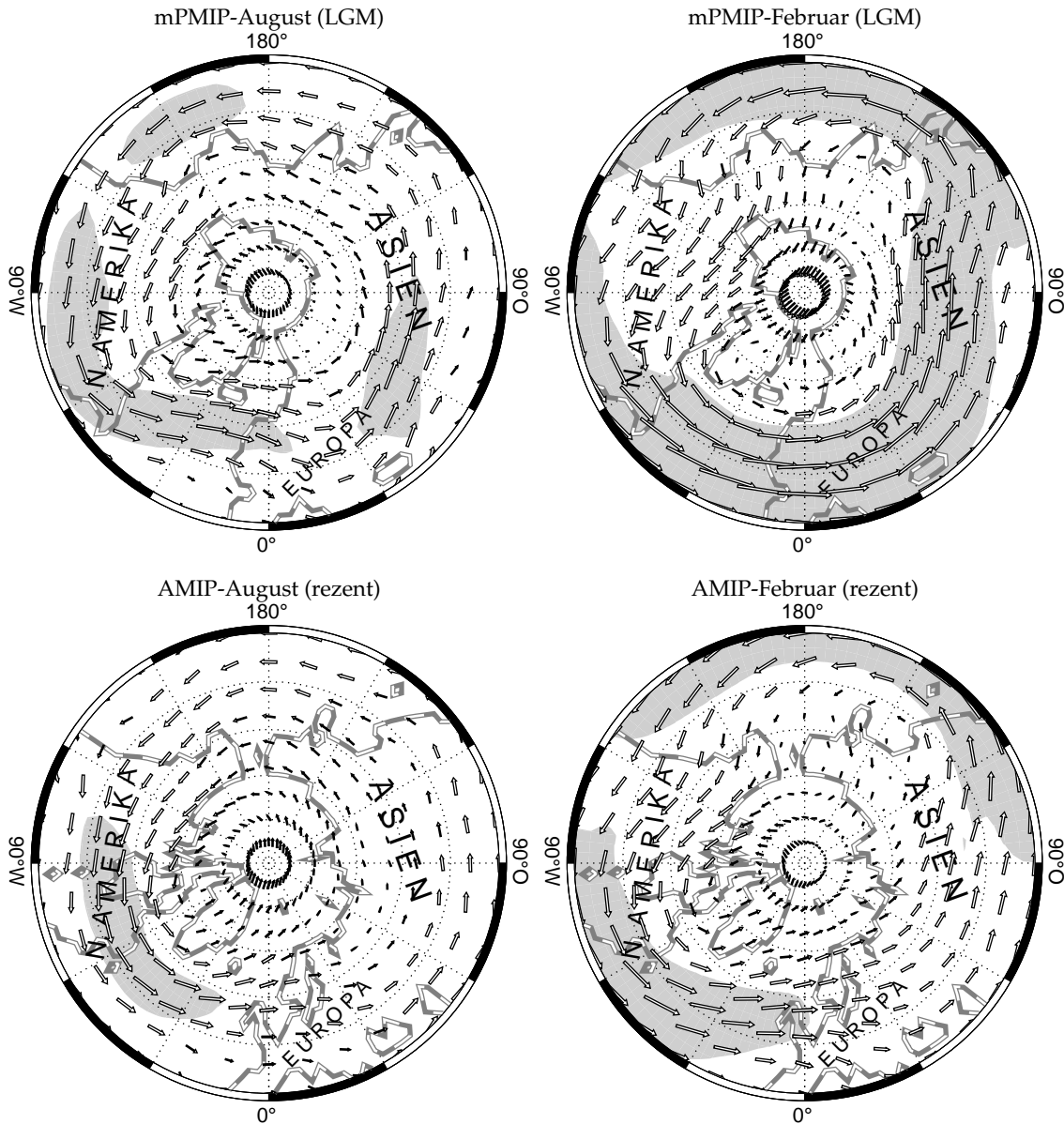


Abb. 4.10: Antrieb – Windvektoren auf dem 500-hPa-Druckniveau, Monatsmittel ($\nearrow = 15 \text{ m s}^{-1}$); Gebiete mit Beträgen $> 15 \text{ m s}^{-1}$ sind grau hinterlegt.

auf der vorhergehenden Seite:

Abb. 4.9: Antrieb – geopotentielle Höhe über NN des 500-hPa-Druckniveaus (Dekameter). Die oberen beiden Bildpaare: Monatsmittel. Schmale und breite Isolinien alle 100 bzw. 200 m. Gebiete mit Werten $< 5400 \text{ m}$ sind grau hinterlegt. Unterstes Bildpaar: Anomalie der Monatsmittel, LGM minus rezent. Schmale und breite Isohypsen alle 50 bzw. 100 m. Gebiete, wo die Anomalie signifikant größer ist als das globale Flächenmittel ($p > 0,95$), sind hellgrau, wo sie signifikant kleiner ist, dunkelgrau hinterlegt. Die grau-gestrichelte Kontur ist die jeweilige Land/See-Grenze.

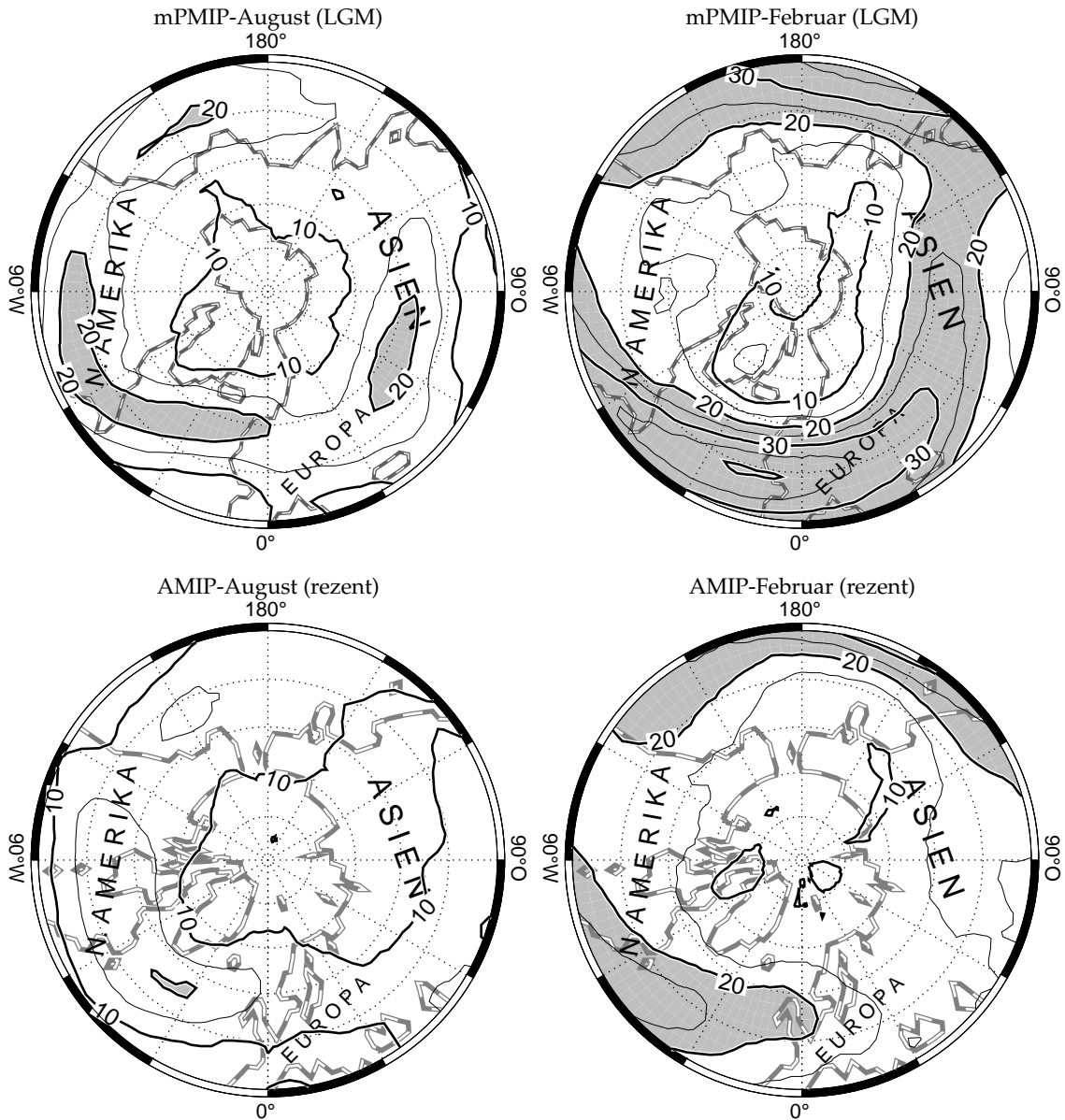
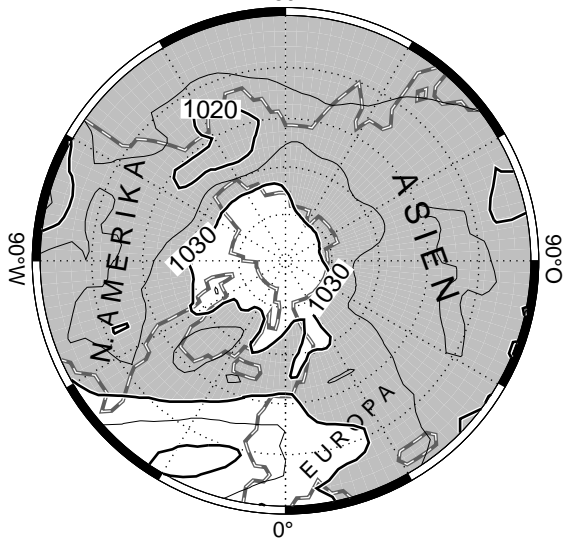


Abb. 4.11: Antrieb – Windgeschwindigkeit auf dem 500-hPa-Druckniveau, monatliche Mediane (m s^{-1}); schmale und breite Isotachen alle 5 bzw. 10 m s^{-1} ; Gebiete mit Werten $> 20 \text{ m s}^{-1}$ sind grau hinterlegt.

auf der nächsten Seite:

Abb. 4.12: Antrieb – NN-Bodenluftdruck (hPa). Die oberen beiden Bildpaare: Monatsmittel. Schmale und breite Isolinien alle 5 bzw. 10 hPa. Gebiete mit Werten < 1030 (mPMIP) bzw. 1010 hPa (AMIP) sind grau hinterlegt. Im nordatlantisch-eurasischen Raum ist die NN-Bodenluftdruck-Anomalie (mPMIP minus AMIP) größtenteils größer als das globale Flächenmittel der Anomalie (+12 hPa). Entsprechend größer als dieser Wert wurde die Druckdifferenz zwischen den Randisobaren der bei mPMIP und AMIP jeweils grau schattierten Fläche gewählt. Unterstes Bildpaar: Anomalie der Monatsmittel, LGM minus rezent. Schmale und breite Isobaren alle 5 bzw. 10 hPa. Gebiete, wo die Anomalie signifikant größer ist als das globale Flächenmittel ($p > 0,95$), sind hellgrau hinterlegt.

mPMIP-August (LGM)
180°



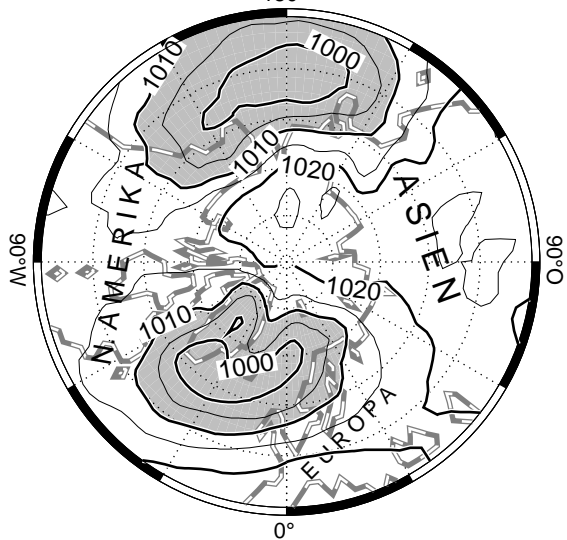
mPMIP-Februar (LGM)
180°



AMIP-August (rezent)
180°



AMIP-Februar (rezent)
180°



mPMIP- minus AMIP-August
180°



mPMIP- minus AMIP-Februar
180°



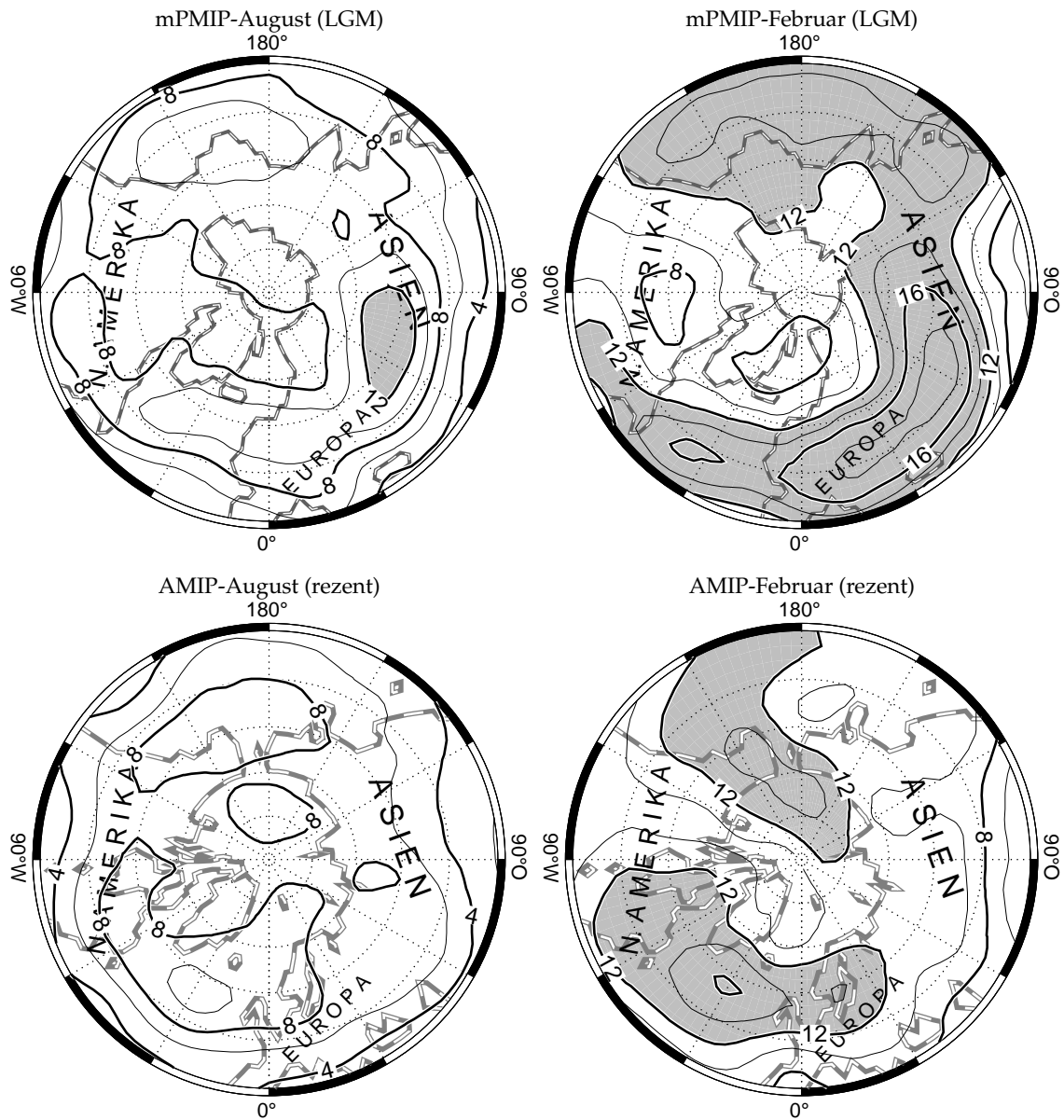


Abb. 4.13: Antrieb – geopotentielle Höhe über NN des 500-hPa-Druckniveaus, monatliche Standardabweichungen (Dekameter); schmale und breite Höhenlinien alle 20 bzw. 40 m; Gebiete mit Werten > 120 m sind grau hinterlegt.

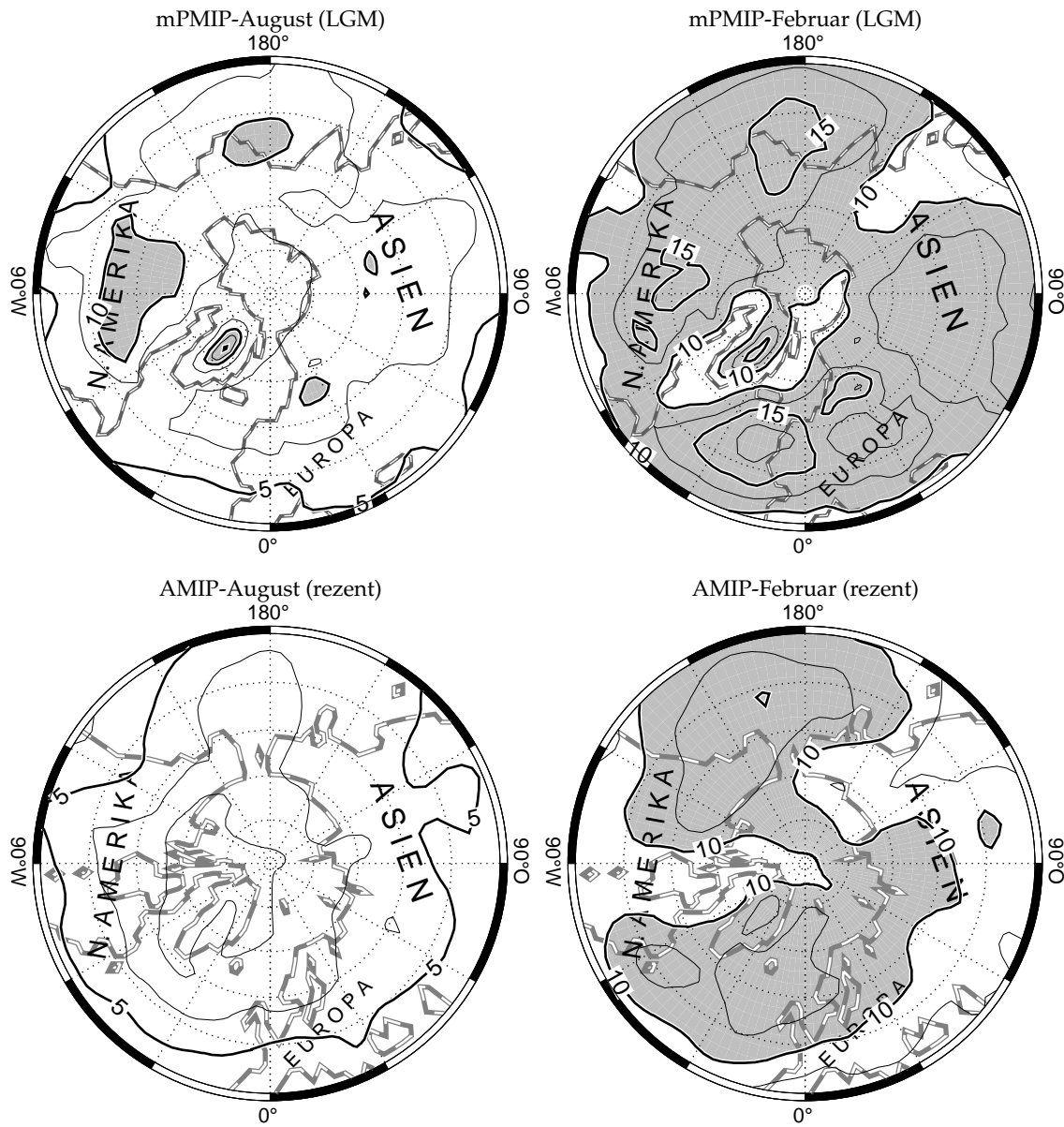


Abb. 4.14: Antrieb – NN-Bodenluftdruck, monatliche Standardabweichungen (hPa); schmale und breite Isolinien alle 2,5 bzw. 5 hPa; Gebiete mit Werten > 10 hPa sind grau hinterlegt.

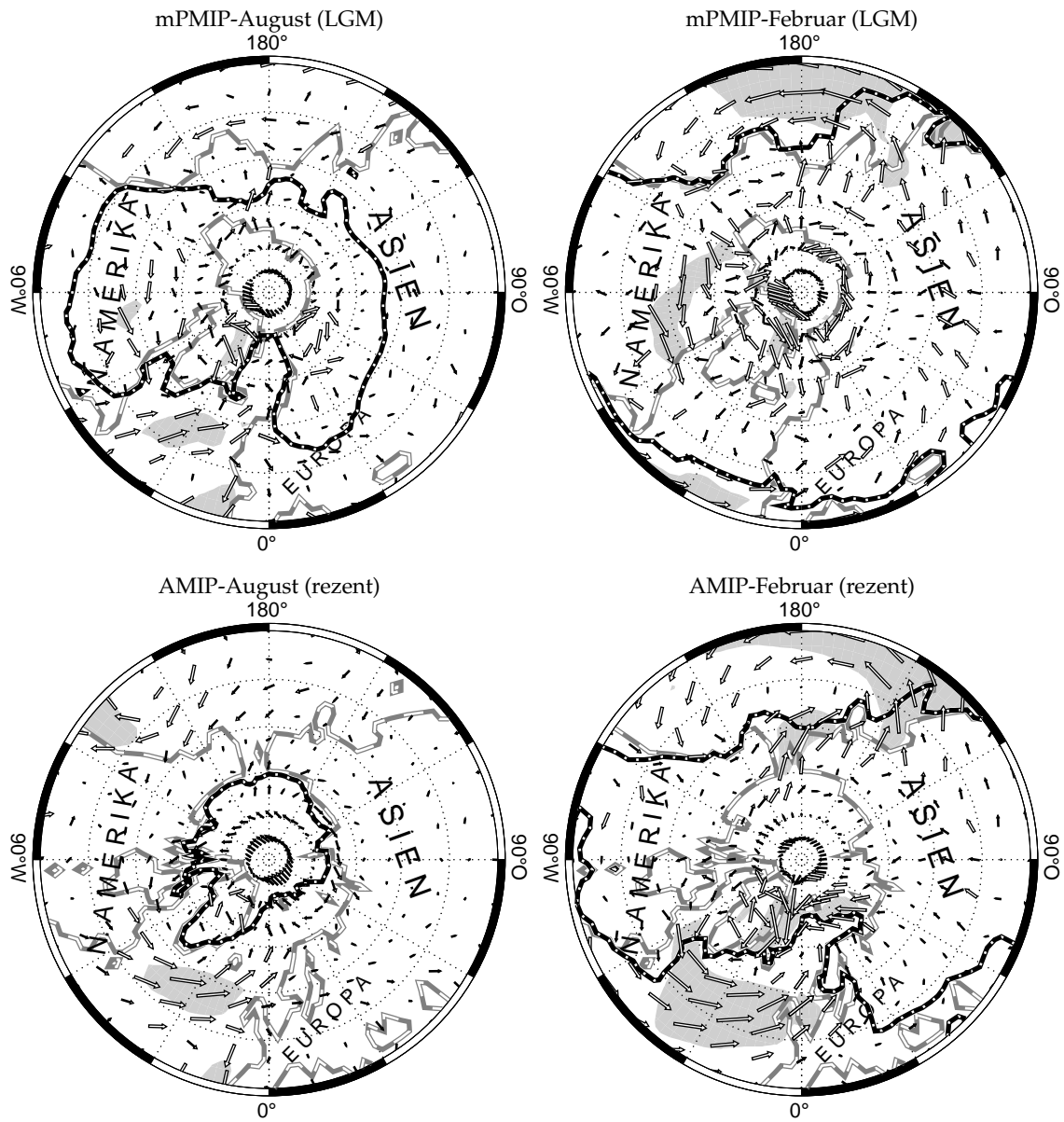


Abb. 4.15: Antrieb – Windvektoren 10 m über der Oberfläche, Monatsmittel ($\text{↗} = 5 \text{ m s}^{-1}$); Gebiete mit Beträgen $> 5 \text{ m s}^{-1}$ sind grau hinterlegt; die gepunktete Kontur ist die $-1,7^{\circ}\text{C}$ -Oberflächenisotherme.

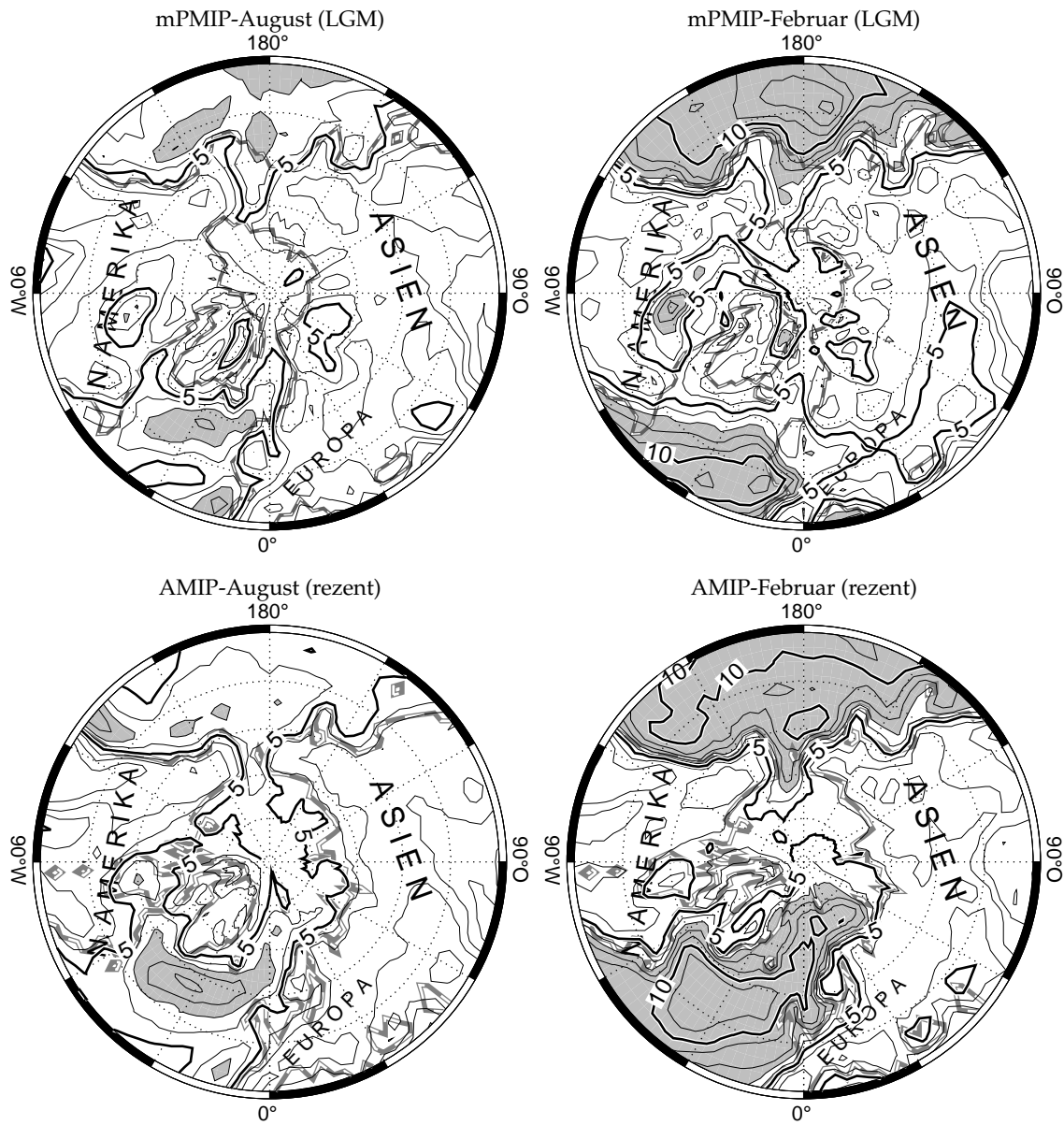
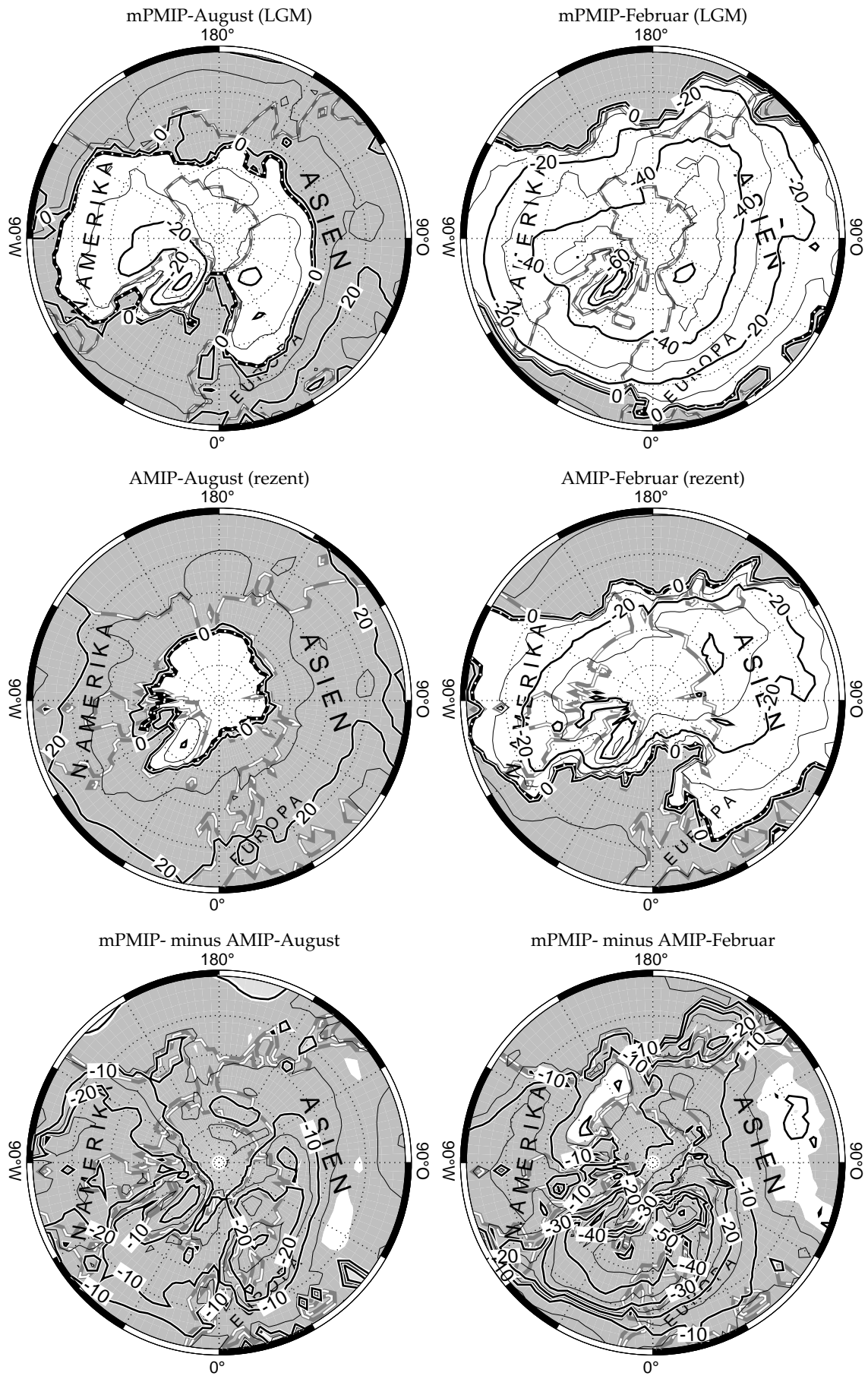


Abb. 4.16: Antrieb – Windgeschwindigkeit 10 m über der Oberfläche, monatliche Mediane (m s^{-1}); schmale und breite Isotachen alle 1 bzw. 5 m s^{-1} ; Gebiete mit Werten $> 7 \text{ m s}^{-1}$ sind grau hinterlegt.

4 Datengrundlage



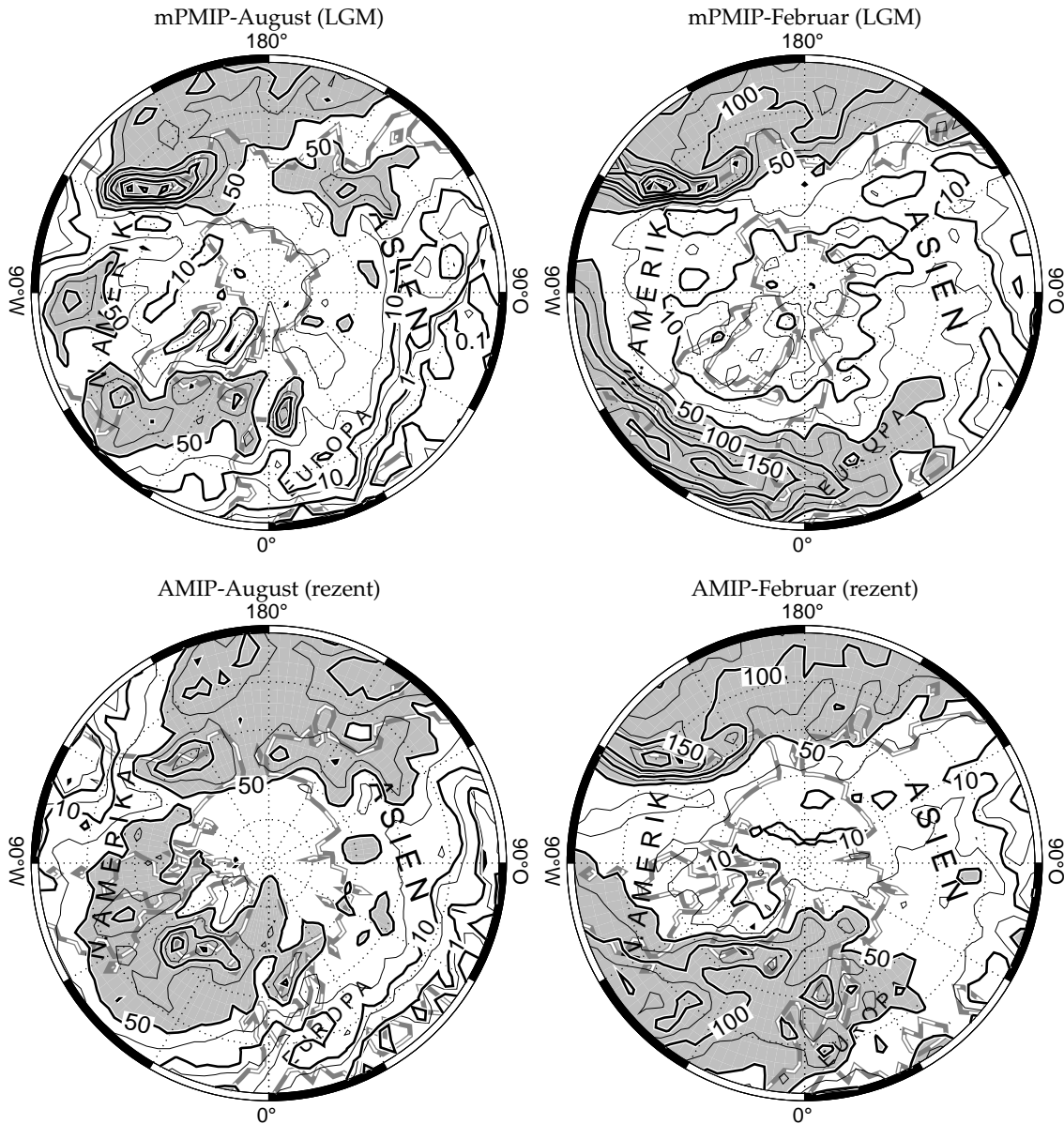


Abb. 4.18: Antrieb – Niederschlag, monatliche Summen (mm); breite Isolinien bei 0,1, 1 und 10 mm sowie bei Vielfachen von 50 mm; schmale Isolinien bei 0,5 und 5 mm sowie bei ungeraden Vielfachen von 25 mm; Gebiete mit Werten > 50 mm sind grau hinterlegt.

auf der vorhergehenden Seite:

Abb. 4.17: Antrieb – Oberflächentemperatur (°C). Die oberen beiden Bildpaare: Monatsmittel. Schmale und breite Isolinien alle 10 bzw. 20 °C. Die gepunktete Kontur ist die -1,7-°C-Isotherme und entspricht über See etwa dem Meereisrand. Wärmere Gebiete als -1,7 °C (z. B. im Mittel meereisfreie Seegebiete) sind grau hinterlegt. Unterstes Bildpaar: Anomalie der Monatsmittel, LGM minus rezent. Schmale und breite Isohypsen alle 10 bzw. 20 °C. Gebiete mit signifikant negativer Anomalie ($p > 0,95$) sind dunkelgrau hinterlegt, solche mit signifikant positiver Anomalie hellgrau.

5 Modellergebnisse

5.1 Gemeinsamkeiten der Experimente

Monatliche Grundzirkulation

Alle vier Regionalexperimente reproduzieren weitgehend die monatliche Grundzirkulation der Antriebsdaten (Abb. 5.1–5.4, S. 76 ff.; vgl. Abb. 4.9–4.12, S. 54 ff.). Auf den hohen Eisschilden wird bisweilen höherer NN-Bodenluftdruck modelliert, als der Antrieb vorgibt. Modellerte Hochdruckkeile an O-Hängen von Eisschilden sind in einigen Fällen geringfügig stärker ausgeprägt als im Antrieb.

Im REZ-AUG treten auf dem Nordatlantik moderate Unterschiede bei den Horizontalgradienten zwischen mittlerem modelliertem 500-hPa-Geopotential bzw. NN-Bodenluftdruck und den entsprechenden ERA-Vergleichsfeldern auf (vgl. Kap. 5.2, nächste S.). Ansonsten ist die mittlere modellerte Grundzirkulation mit den ERA-Vergleichsdaten vereinbar (vgl. Abb. 4.2–4.4, S. 42 f.).

Monatliche Variabilität der Zirkulation

Auch die monatliche Variabilität der Zirkulation übernehmen die Regionalmodellierungen weitgehend vom Antrieb (Abb. 5.5, 5.6, S. 80 f.; vgl. Abb. 4.13, 4.14, S. 58 f.). Korrespondierend zum Häufungsbereich der rezenten nordatlantischen winterlichen Sturm-Zugbahnen nach Lau (1988) erstreckt sich in allen vier Experimenten ein Streifen lokal erhöhter monatlicher 500-hPa-Geopotentialvariabilität zonal über den Nordatlantik. Die in diesen Streifen erreichte maximale Variabilität ist jeweils geringfügig stärker als im Antrieb. In den rezenten Experimenten ist die maximale Variabilität mehr als 1000 km nordöstlich des bei Lau angegebenen Maximums lokalisiert. Gegenüber besonders intensiven Strahlstrombereichen sind die Zentren lokal erhöhter monatlicher Zirkulationsvariabilität über dem Nordatlantik und Europa im REZ-AUG, REZ-FEB und LGM-AUG um einige 100 km nach O–NO versetzt.

Klimatische Bedingungen am Boden

10-m-Wind Bis auf begrenzte Bereiche mit geringen Abweichungen reproduziert der 10-m-Wind der Regionalexperimente weitgehend die Vorgaben des Antriebs (Abb. 5.7, 5.8, S. 82 f.; vgl. Abb. 4.15, 4.16, S. 60 f.). Allerdings wehen die 10-m-Winde an den Hängen der Eisschilde in den Regionalmodellierungen stärker als in den jeweiligen Antriebsdaten und wer-

den detailreicher dargestellt. Wegen der Ähnlichkeit von Modellierung und Antrieb entsprechen sich auch die jeweiligen Abweichungen zu den ERA-Vergleichsdaten weitgehend (vgl. Abb. 4.5, S. 43).

An den S-Hängen der europäischen Paläo-Eisschilde hat der vektoriell gemittelte 10-m-Wind eine von W kommende Komponente, was nicht der für katabatische Winde zu erwartenden Windrichtung entspricht.

Oberflächentemperatur Die Oberflächentemperatur auf den Meeresflächen übernimmt das REMO identisch aus dem Antrieb (bis auf die Barentssee: s. Kap. 5.2, 5.3; vgl. Kap. 3.2, S. 29), so dass die mittleren Oberflächentemperaturen in Modellierung und Antrieb gleich sind (Abb. 5.9, S. 84; vgl. Abb. 4.17, S. 62; s. a. Kap. 3.5, S. 35). In beiden Februar-Experimenten werden auf den dargestellten Eisschilden vergleichbare Oberflächentemperaturen modelliert. Die Regionalmodellierungen zeigen auf den europäischen Gebirgszügen niedrigere Oberflächentemperaturen als die jeweiligen Antriebsdaten.

Niederschlag In einem Randstreifen modelliert REMO unabhängig von den Vorgaben des Antriebs zu wenig Niederschlag (Abb. 5.10, S. 85; vgl. Abb. 4.18, S. 63, Abb. 4.7, S. 44). Dieser Streifen ist an Einstromrändern besonders breit.

In Bereichen mit kalten Oberflächentemperaturen zeigen die hier vorzustellenden REMO-Modellierungen mit teilweise unter 0,1 mm pro Monat zu wenig Niederschlag. Die Isolinie zu 1 mm monatlichem Niederschlag verläuft im LGM-FEB in der Nähe der -30°C -Oberflächenisotherme, in den anderen drei Experimenten in der Nähe der -10°C -Oberflächenisotherme.

5.2 REZ-AUG-Experiment

Monatliche Grundzirkulation

Das Zentrum des arktischen mittleren 500-hPa-Trogs ist im REZ-AUG sowie in den entsprechenden Antriebsdaten gegenüber den ERA-Vergleichsdaten zu stark ausgeprägt und um etwa 1000 km vom N-Pol weg über den Kanadischen Archipel verschoben (Abb. 5.1, S. 76; vgl. Abb. 4.9, S. 54, Abb. 4.2, S. 42). Im Bereich der Azoren liegt das 500-hPa-Niveau in Experiment und Antrieb dagegen höher als in den ERA-Daten, weshalb auf dem Nordatlantik bei $55\text{--}65^{\circ}\text{N}$ der Gradient des 500-hPa-Geopotentials zu steil ist und der Wind in dieser Höhe zu kräftig (Abb. 5.2, S. 77; vgl. Abb. 4.10, S. 55, und Abb. 4.3, S. 42). Wie im Antrieb, so reicht auch im REZ-FEB das mittlere Azorenhoch verglichen mit den ERA-Daten zu weit an das Islandtief heran (Abb. 5.4, S. 79; vgl. Abb. 4.12, S. 57, Abb. 4.4, S. 43). Daraus folgen im Mittel zu steile Werte des Bodenluftdruckgradienten zwischen Azorenhoch und Islandtief und im Mittel zu hoher Bodenluftdruck auf dem zentralen Nordatlantik bei $50\text{--}60^{\circ}\text{N}$.

Monatliche Variabilität der Zirkulation

Insbesondere das 500-hPa-Geopotential zeigt in Korrespondenz zum Häufungsbereich der nordatlantischen winterlichen Sturm-Zugbahnen nach Lau (1988) ein Band erhöhter Variabilität, das sich vom N-Nordatlantik südlich bzw. südöstlich Grönlands über die Faröer und das Europäische Nordmeer bis nach Spitzbergen erstreckt (Abb. 5.5, 5.6, S. 80 f.; vgl. Abb. 4.13, 4.14, S. 58 f.). Das 500-hPa-Geopotential zeigt die stärkste monatliche Variabilität südöstlich von Grönland und südwestlich von Island. Die lokale Erhöhung der monatlichen NN-Bodenluftdruckvariabilität ist über dem N-Nordatlantik in beiden rezenten Experimenten weniger ausgeprägt als bei der 500-hPa-Geopotentialvariabilität, jedoch mit den jeweiligen Bereichen maximaler Variabilität vergleichbar positioniert.

Klimatische Bedingungen am Boden

10-m-Wind Die mittleren 10-m-Windvektoren der rezenten Regionalmodellierungen zeigen eine zyklonale Umströmung des Europäischen Nordmeers in der Nähe der Küsten und der Meereiskante (Abb. 5.7, S. 82). Diese Umströmung ist in den Antriebsdaten weniger detailliert, aber in ähnlichem Umfang zu finden. Im ERA-August dagegen fehlt sie (vgl. Abb. 4.15, S. 60, Abb. 4.5, S. 43). Auf der S-Grönland- und der Irmingersee wehen häufig mäßig starke 10-m-Winde mit schwach ausgeprägter Vorzugswindrichtung (Abb. 5.8, S. 83; vgl. Abb. 4.16, S. 61).

An den Hängen des Grönländischen Eisschildes wird im REZ-AUG etwas stärkerer 10-m-Wind modelliert als im Antrieb angegeben. Die mittleren Windvektoren haben hier eine ausgeprägte Vorzugswindrichtung und großenteils eine Stärke von $3\text{--}5\text{ m s}^{-1}$. Sie sind aus der hangabwärts zeigenden Richtung um etwa $30\text{--}60^\circ$ nach rechts gedreht.

Oberflächentemperatur Die mittlere Oberflächentemperatur beträgt in Mitteleuropa im REZ-AUG wie im Antrieb $15\text{--}22\text{ }^\circ\text{C}$ und ist damit großenteils etwa $3\text{ }^\circ\text{C}$ wärmer als die 2-m-Temperatur der ERA-Vergleichsdaten (Abb. 5.9, S. 84; vgl. Abb. 4.17, S. 62, Abb. 4.6, S. 44). In den erhöhten Lagen insbesondere der Alpen und des Kaledonischen Gebirges, aber auch der Karpaten und der Sudeten, wird eine niedrigere Oberflächentemperatur modelliert, als der Antrieb vorgibt. In der Küstennähe der im Vergleich zum Land kühleren südlichen Nord- und Ostsee treten erhöhte Werte des horizontalen Gradienten der Oberflächentemperatur auf.

Die mittlere Oberflächentemperatur in Zentral-Grönland ist im REZ-AUG mit $-13\text{ }^\circ\text{C}$ im kältesten Punkt um etwa $4\text{ }^\circ\text{C}$ milder als die 2-m-Temperatur im ERA-August. Im Antrieb ist sie dagegen mit bis zu $-21\text{ }^\circ\text{C}$ etwa $4\text{ }^\circ\text{C}$ kälter.

Mit Ausnahme der Barentssee (vgl. Kap. 3.2, S. 29, Kap. 5.1, S. 65) weicht die mittlere SST im REZ-AUG nur unwesentlich vom Antrieb und auch von der mittleren Temperatur 2 m über Grund (2-m-Temperatur) der ERA-Daten ab.

Niederschlag Außerhalb der Einstromränder und nördlich des zu ausgedehnt modellierten mittleren Azorenhochs ist der monatliche Niederschlag im REZ-AUG-Experiment auf dem

nördlichen Nordatlantik mit 50–80 mm im Monat sowohl mit dem Antrieb als auch mit den ERA-Vergleichsdaten gut vereinbar (Abb. 5.10, S. 85; vgl. Abb. 4.18, S. 63, Abb. 4.7, S. 44).

An den SW- und SO-Küsten Grönlands werden starke mittlere Niederschläge bis 130 mm pro Monat modelliert. Auf dem südlichen Teil des grönländischen Eisschildes werden 10–25 mm, auf dem nördlichen Teil großenteils unter 0,1 mm Niederschlag pro Monat modelliert. Im Vergleich mit den ERA-Niederschlägen von 50–75 mm auf dem südlichen und 7–25 mm auf dem nördlichen Teil des Eisschildes fällt hier in den Modellierungen sehr viel weniger Niederschlag. Die Antriebsdaten geben dagegen mit 75–130 mm pro Monat auf dem südlichen und 15–75 mm auf dem nördlichen Teil des Eisschildes mehr Niederschlag als die ERA-Daten an.

Auf dem Europäischen Nordmeer fallen im REZ-AUG-Experiment zwischen 20 mm Niederschlag auf der nördlichen Grönlandsee und 50 mm zwischen Island und Norwegen, was gut mit den ERA-Vergleichsdaten vereinbar ist. Bis auf einen Streifen auf der Norwegensee gibt der Antrieb auf dem Europäischen Nordmeer mit 50–100 mm pro Monat deutlich mehr Niederschlag an als die ERA-Daten.

Auf dem Arktischen Ozean wird mit 3–15 mm weniger mittlerer monatlicher Niederschlag modelliert als nach den ERA-Daten, die hier 15–30 mm im August angeben. Im Antrieb fällt hier dagegen mit 30–50 mm mehr Niederschlag als nach den ERA-Daten.

Sowohl Experiment als auch Antrieb zeigen zu geringe Niederschläge in Mitteleuropa. Dabei liegt das Experiment hier mit 1–5 mm monatlichem Niederschlag unter den 5–25 mm des Antriebs. Die ERA-Vergleichsdaten geben in diesem Bereich 40–120 mm an. Der modellierte Niederschlag in Bereichen steiler Orographie ist i. d. R. stärker als im Antrieb, erreicht aber meist nicht die Stärke wie in den ERA-Daten.

Barentssee

Der NN-Bodenluftdruck im Bereich der Barentssee ist im REZ-AUG wenig höher als im Antrieb. Die mittlere 10-m-Strömung ist hier im REZ-AUG nur geringfügig anders als in den Antriebsdaten. Bei den Niederschlägen in der Nähe der Meereiskante treten keine auffälligen Abweichungen vom Antrieb auf.

5.3 REZ-FEB-Experiment

Monatliche Variabilität der Zirkulation

500-hPa-Geopotential Entsprechend dem Häufungsbereich der nordatlantischen Sturm-Zugbahnen nach Lau (1988) zieht sich ein Band erhöhter 500-hPa-Geopotentialvariabilität von Nordamerika in Richtung O über den nördlichen Nordatlantik (Abb. 5.5, S. 80). Im Gegensatz zum REZ-AUG, wo dieses Band von Island aus nach N über die Norwegensee schwenkt, führt es im REZ-FEB ostwärts nach S-Skandinavien und bis ins Baltikum. Mit etwa 170 m erreichen die maximalen Standardabweichungen südöstlich von Grönland und südwestlich von Island etwa 40 % höhere Werte als im REZ-AUG-Experiment.

NN-Bodenluftdruck Beim NN-Bodenluftdruck sind die monatlichen Standardabweichungen in den rezenten Februar-Modellierungen im zentralen Teil des Modellgebiets bis zu 15 % höher als beim Antrieb (Abb. 5.6, S. 81). Die maximalen mittleren Standardabweichungen im REZ-FEB sind mit mehr als 16 hPa etwa 60 % höher als im REZ-AUG.

Klimatische Bedingungen am Boden

10-m-Wind Die zyklonale Umströmung des Europäischen Nordmeers, insbesondere in Küstennähe und über Meereis, ist in den mittleren 10-m-Windvektoren des REZ-AUG-Experimentes stark ausgeprägt, stärker als in den anderen Regionalexperimenten und detaillierter als in den Antriebsdaten (Abb. 5.7, S. 82; vgl. Abb. 4.15, S. 60). Im ERA-Februar ist eine entsprechende Umströmung nur schwach zu erkennen (vgl. Abb. 4.5, S. 43). Von Island bis zum zentralen Europäischen Nordmeer wehen häufig kräftige 10-m-Winde aus wechselnden Richtungen (Abb. 5.7, S. 82, Abb. 5.8, S. 83).

Der modellierte 10-m-Wind an den Hängen des grönländischen Eisschildes ist mit großenteils $5\text{--}10\text{ m s}^{-1}$ stärker als im August. Er läuft auf dem Meereis östlich von Grönland weiter bis zur Meereisgrenze.

Oberflächentemperatur Die Oberflächentemperaturen in einigen europäischen Mittelgebirgen und in den Alpen werden wenige Grad Celsius kälter modelliert als nach den Antriebsdaten. Die europäischen mittleren Oberflächentemperaturen sind im REZ-FEB wie im AMIP-Februar etwa 5 °C wärmer als die 2-m-Temperatur im ERA-Februar.

Im REZ-FEB-Experiment werden Oberflächentemperaturen in Zentral-Grönland im nördlichen Bereich bis hinab zu etwa -50 °C erreicht, was dem Antrieb und der 2-m-Temperatur im ERA-Februar entspricht. Die Oberflächentemperaturspanne zwischen rezentem August und Februar ist in den Regionalexperimenten mit etwa 37 °C um etwa 6 °C größer als im Antrieb. Im Bereich von *Summit* herrschen im REZ-AUG mittlere Oberflächentemperaturen von etwa -12 °C , im REZ-FEB von etwa -47 °C . Dieser Oberflächentemperatur-Jahresgang ist vereinbar mit der rezenten Jahresmitteltemperatur von -32 °C nach Cuffey und Clow (1997).

Niederschlag Auf dem nördlichen Nordatlantik werden südlich von etwa 55°N und mit Ausnahme der Einstromränder $70\text{--}150\text{ mm}$ Niederschlag modelliert, was etwa dem Niederschlag der Antriebsdaten entspricht (Abb. 5.10, S. 85; vgl. Abb. 4.18, S. 63), während die ERA-Daten mit $100\text{--}200\text{ mm}$ etwas höher liegen (vgl. Abb. 4.7, S. 44). Auf der Irminger- und der Labradorsee fällt in der REMO-Modellierung mit $10\text{--}50$ bzw. $0,1\text{--}30\text{ mm}$ weniger Niederschlag, als die Antriebs- und die ERA-Daten angeben.

Auf Zentral-Grönland werden durchgehend weniger als $0,1\text{ mm}$ Niederschlag modelliert. Die Antriebs- und die ERA-Daten sowie rezente Akkumulationsdaten (Cuffey und Clow, 1997) geben auch hier mehr Niederschlag an. Auf dem Europäischen Nordmeer fallen im REZ-FEB $0,1\text{--}50\text{ mm}$ Niederschlag pro Monat. Die Antriebs- und die ERA-Niederschläge sind wiederum stärker. Auf dem Arktischen Ozean werden fast überall unter $0,1\text{ mm}$ Niederschlag modelliert. Auch hier geben die Antriebs- und die ERA-Daten mehr Niederschlag an.

In Mitteleuropa fällt im REZ-FEB mit etwa 20–60 mm weniger Niederschlag, als die Antriebs- und die ERA-Daten angeben. Die Übereinstimmung der Muster der Niederschlagsverteilung in diesem Bereich mit den ERA-Daten ist bei der Regionalmodellierung besser als beim Antrieb, wo SO-Europa trockener und NO-Europa feuchter sind als im ERA-Februar. Starke Niederschläge werden an den W-Küsten Schottlands und Norwegens modelliert, schwache an der S-Küste Islands.

Barentssee

Auf der Barentssee sind im REZ-FEB gegenüber dem Antrieb die lokalen Maxima des mittleren 10-m-Windes im gleichen Maß nach SW verschoben wie die jeweils vorgegebene Meereiskante. Die 10 mm Niederschlagsisolinie direkt entlang der Meereiskante legt nahe, dass im REZ-FEB-Experiment auf der Barentssee die verwendeten kalten SST-Werte die modellierten Niederschläge verringern.

5.4 LGM-AUG-Experiment

Monatliche Grundzirkulation

500-hPa-Geopotential Wie im mPMIP-August bildet der arktische mittlere 500-hPa-Trog im LGM-AUG-Experiment neben dem Zentrum über dem NW-Laurentidischen und dem NW-grönländischen Eisschild ein schwaches Zentrum über dem Barents-Eisschild aus (Abb. 5.1, S. 76; vgl. Abb. 4.9, S. 54).

NN-Bodenluftdruck Dem arktischen mittleren 500-hPa-Trog entspricht kein ausgeprägtes Bodentief (Abb. 5.4, S. 79; vgl. Abb. 4.12, S. 57). Ein schwaches Bodentief über S-Grönland ist eher als Teil eines zirkumpolaren Rings mit etwas niedrigeren Werten des NN-Bodenluftdrucks anzusehen, das ein polares Bodenhoch umgibt. Analog zum rezenten Azorenhoch ist im LGM-AUG ein kräftiges mittleres Bodenhochdruckgebiet auf dem Nordatlantik ausgebildet. Es liegt mit seinem Kern westlich der Biskaya und damit nördlich der rezenten Position. Auf dem nördlichen Laurentidischen und grönländischen Eisschild werden jeweils tiefere, auf dem Fennoskandischen Eisschild höhere Werte des NN-Bodenluftdrucks als im Antrieb modelliert.

Monatliche Variabilität der Zirkulation

500-hPa-Geopotential Wie beim Antrieb verläuft im Häufungsbereich der nordatlantischen Sturm-Zugbahnen ein Band erhöhter monatlicher Standardabweichungen des 500-hPa-Geopotentials von Neufundland über die Irmingersee zum S-Hang des Fennoskandischen Eisschildes (Abb. 5.5, S. 80; vgl. Abb. 4.13, S. 58). Das REMO verstärkt die monatliche Standardabweichung des 500-hPa-Geopotentials von S-Island bis zum südlichen Fennoskandischen Eisschild gegenüber dem Antrieb um etwa 20 m.

NN-Bodenluftdruck Die monatliche Standardabweichung des NN-Bodenluftdrucks zeigt lokale Maxima auf den hohen Eisschilden (Abb. 5.6, S. 81). Die Variabilität des Antriebs wird recht genau reproduziert.

Klimatische Bedingungen am Boden

10-m-Wind Auf ihrer Bahn von Neufundland zu den Faröer schwenkt die Strömung in diesem Bereich wie im mPMIP-August aus einer nach NNO in eine nach ONO zeigende Richtung (Abb. 5.7, S. 82; vgl. Abb. 4.15, S. 60). Sowohl die Beträge der mittleren 10-m-Windvektoren als auch die Mediane der 10-m-Windgeschwindigkeiten sind hier kleiner als in den rezenten August-Experimenten (Abb. 5.8, S. 83; vgl. Abb. 4.16, S. 61). Auf dem Europäischen Nordmeer weht der 10-m-Wind meist stärker als mit 5 m s^{-1} aus wechselnden Richtungen.

Der 10-m-Wind an den Hängen des grönländischen Eisschilds ist im LGM-AUG-Experiment z. T. stärker als im REZ-AUG-Experiment und erreicht mittlere Beträge bis zu 6 m s^{-1} . Im Antrieb sind hier auch lokal verstärkte mittlere Winde vorhanden, jedoch schwächer und in weniger detaillierter Darstellung. An den Hängen des Barents- und des Fennoskandischen Eisschilds treten stärkere mittlere 10-m-Winde mit Beträgen bis zu 5 m s^{-1} auf. Auf dem südlichen Fennoskandischen Eisschild wehen diese Winde aus westlichen Richtungen.

Oberflächentemperatur In einem großen Teil Mittel- und Westeuropas sind die mittleren Oberflächentemperaturen im LGM-AUG-Experiment etwa $10 \text{ }^\circ\text{C}$ kälter als im REZ-AUG-Experiment. Dieser Wert ist vereinbar mit der aus terrestrischen Proxys für diese Region ermittelten Oberflächentemperaturanomale (LGM minus rezent) von -5 bis $-20 \text{ }^\circ\text{C}$ (vgl. Kap. 4.1, S. 37, insbes. Tab. 4.1, S. 39). Allerdings ist es in England mit leichtem Frost etwa $10 \text{ }^\circ\text{C}$ kälter als nach den Rekonstruktionen von Atkinson et al. (1987: Lokationen bei Cambridge und E. Yorks; vgl. Tab. 4.1, S. 39).

Quer durch Europa zieht sich vom S-Hang des schottischen und des Fennoskandischen Eisschilds bis zum heutigen Ärmelkanal bzw. fast bis zu den Alpen ein bis zu 1000 km breiter Streifen mit einer Temperatur zwischen $-1,7$ und $0 \text{ }^\circ\text{C}$ und mit entsprechend flachem horizontalen Temperaturgradienten. Der Streifen mit Oberflächentemperaturen in diesem Intervall ist im mPMIP-August außerhalb der heutigen Britischen Inseln nicht breiter als 300 km . Die mittlere Oberflächentemperatur steigt nach S mit zunehmendem Abstand von der Frostgrenze schnell an und erreicht größtenteils schon in $100\text{--}300 \text{ km}$ Abstand Werte von $10 \text{ }^\circ\text{C}$.

Die mittleren Oberflächentemperaturen in Zentral-Grönland sind im LGM-AUG mit bis zu $-28 \text{ }^\circ\text{C}$ um $15 \text{ }^\circ\text{C}$ kälter als im REZ-AUG und um $18 \text{ }^\circ\text{C}$ milder als in den Antriebsdaten. Die Temperaturdifferenz zwischen AMIP- und mPMIP-August ist etwa $7 \text{ }^\circ\text{C}$ größer als zwischen dem REZ-AUG und dem LGM-AUG.

Auf dem Fennoskandischen und dem Barents-Eisschild werden im LGM-AUG mit bis zu $-12 \text{ }^\circ\text{C}$ bzw. $-17 \text{ }^\circ\text{C}$ etwa $6\text{--}7 \text{ }^\circ\text{C}$ mildere Oberflächentemperaturen als im Antrieb modelliert.

Niederschlag Ein Gebiet auf dem NW-Nordatlantik mit im LGM-AUG erhöhten monatlichen Niederschlagssummen hat eine geringere Ausdehnung sowohl nach S wie nach NO als

ein entsprechendes Gebiet im REZ-AUG (Abb. 5.10, S. 85; vgl. Abb. 4.18, S. 63). Das REMO modelliert hier mit 50–60 mm etwa 10 mm weniger Niederschlag als im REZ-AUG-Experiment. Auch die Antriebsdaten geben hier im mPMIP- und im AMIP-August ähnliche Differenzen in den monatlichen Niederschlägen an, jedoch in beiden Monaten 20–30 mm mehr Niederschlag als im jeweiligen Regionalexperiment. An der W-Küste Schottlands und der SW-Küste Islands werden starke Niederschläge modelliert, nicht aber an der Küste Norwegens und der S- und SO-Küste Grönlands.

Mit weniger als 0,1 mm monatlich in fast ganz Grönland und 0,1–1 mm auf dem Arktischen Ozean wird in diesem Bereich kein nennenswerter Niederschlag modelliert. Die Antriebsdaten geben an den SW- und SO-Küsten Grönlands bis zu 100 mm Niederschlag monatlich an, in Zentralgrönland 1–50 mm und auf dem Arktischen Ozean 10–30 mm.

Die Niederschläge im LGM-AUG-Experiment betragen zwischen 1 mm im nördlichen und 25 mm im südlichen Teil des Europäischen Nordmeers. Der Antrieb gibt hier 30–80 mm an.

In Mittel- und W-Europa modelliert das REMO großenteils Niederschläge von 5–10 mm im Monat. Dem stehen in diesem Bereich 5–50 mm monatlicher Niederschlag in den Antriebsdaten gegenüber. An der W-Küste der heutigen Britischen Inseln werden bis zu 150 mm modelliert, wo laut Antrieb bis zu 80 mm fallen. Auf dem zentralen Fennoskandischen Eisschild ergibt die Regionalmodellierung 0,1–1 mm und auf dem Barents-Eisschild unter 0,1 mm Niederschlag, während die Antriebsdaten hier 20–50 mm bzw. 15–30 mm Niederschlag im Monat angeben.

5.5 LGM-FEB-Experiment

Monatliche Grundzirkulation

500-hPa-Geopotential Im LGM-FEB-Experiment dominiert wie im mPMIP-Februar das Zentrum des arktischen mittleren 500-hPa-Troges über dem Barents-Eisschild (Abb. 5.1, S. 76; vgl. Abb. 4.9, S. 54). Statt eines 500-hPa-Trogzentrums über NW-Grönland und N-Kanada ist eine Rinne ausgebildet, die vom Barents-Eisschild in Richtung zum Laurentidischen Eisschild führt. Die mittlere absolute 500-hPa-Topographie ist über dem nördlichen Nordatlantik und Europa wesentlich steiler als in den anderen Experimenten.

500-hPa-Wind Den Vorgaben des Antriebs entsprechen der weitgehend meridionale, nach S gerichtete Verlauf der mittleren 500-hPa-Strömung über der Grönlandsee und deren weitgehend zonaler, nach O gerichtete Verlauf über dem südlichen Europäischen Nordmeer. Über dem nördlichen Nordatlantik und Europa verläuft der mittlere 500-hPa-Wind weitestgehend zonal (Abb. 5.2, S. 77; vgl. Abb. 4.10, S. 55). Entsprechend der steileren 500-hPa-Topographie ist hier auch der mittlere monatliche Median des 500-hPa-Windes im Maximum fast doppelt so stark wie in den anderen Experimenten (Abb. 5.3, S. 78; vgl. Abb. 4.11, S. 56). Auf dem Europäischen Nordmeer hat der mittlere 500-hPa-Wind großenteils eine nach S ausgerichtete

Komponente. Auch diese Punkte entsprechen den Vorgaben des Antriebs.

NN-Bodenluftdruck Im LGM-FEB entspricht der NN-Bodenluftdruck etwa den Vorgaben des Antriebs. Beim Luftdruck zeigen sich allerdings mehr Unterschiede zwischen Regionalmodellierung und Antrieb als bei den anderen Größen, die die monatliche Grundzirkulation beschreiben. Ein NW-eurasisches mittleres Bodentiefdruckgebiet wird im LGM-FEB gegenüber dem mPMIP-Februar nach NW ausgeweitet und dessen N-nordatlantischer Ausläufer nach W ausgedehnt (Abb. 5.4, S. 79; vgl. Abb. 4.12, S. 57). In Mitteleuropa ist dieses mittlere Tiefdruckgebiet im LGM-FEB schwächer ausgeprägt als im mPMIP-Februar. Auf den Eisschilden wird im LGM-FEB der mittlere NN-Bodenluftdruck höher modelliert als nach den Antriebsdaten, auf den NW-eurasischen Eisschilden allerdings nur geringfügig. Im Osten Islands ist im LGM-FEB ein Hochdruckkeil ausgebildet, der keine Entsprechung in den mPMIP-Daten hat.

Monatliche Variabilität der Zirkulation

500-hPa-Geopotential Ein Streifen mit erhöhter Standardabweichung des 500-hPa-Geopotentials liegt im LGM-FEB-Experiment wie im mPMIP-Februar über dem nördlichen Nordatlantik 700–1000 km südlicher als ein entsprechender Streifen im REZ-FEB-Experiment und verläuft im Gegensatz zu den anderen Experimenten über der Meereiskante (Abb. 5.5 auf der nächsten Seite; vgl. Abb. 4.13, S. 58). Das Maximum der Variabilität wird nicht wie in den anderen drei Experimenten über dem nördlichen Nordatlantik erreicht, sondern über Eurasien. Das REMO reproduziert im LGM-FEB-Experiment bei den Standardabweichungen des 500-hPa-Geopotentials den Antrieb sehr genau.

NN-Bodenluftdruck Während in den anderen drei Experimenten auf dem Nordatlantik ein lokales Maximum der Standardabweichung des NN-Bodenluftdrucks auf der Breite Islands liegt, ist im LGM-FEB ein solches Maximum 1000 km weiter südlich zu finden, westlich des schottischen Eisschildes (Abb. 5.6, S. 81; vgl. Abb. 4.14, S. 59). Im LGM-FEB-Experiment und im mPMIP-Februar erstreckt sich der Bereich erhöhter Varianzen des NN-Bodenluftdrucks von O-Europa und dem Fennoskandischen Eisschild fast bis nach Neufundland.

Klimatische Bedingungen am Boden

10-m-Wind Direkt südlich der Meereisgrenze wehen auf dem nördlichen Nordatlantik starke mittlere 10-m-Winde in Richtung ONO (Abb. 5.7, S. 82; vgl. Abb. 4.15, S. 60). Nördlich der Meereisgrenze wehen die 10-m-Winde mit schwach ausgeprägter Vorzugswindrichtung, also aus wechselnden Richtungen. Nach N hin werden die Mediane der 10-m-Windgeschwindigkeiten mit zunehmendem Abstand von der Meereisgrenze allmählich schwächer (Abb. 5.8, S. 83; vgl. Abb. 4.16, S. 61). Auf dem westlichen Europäischen Nordmeer und dem NW-Nordatlantik weht ein leichter mittlerer 10-m-Wind nach S.

Südlich des Fennoskandischen- und des schottischen Eisschildes wird Mittel- und Osteuropa im Mittel von einem leichten mittleren Wind aus SW–WSW überströmt (Abb. 5.7, S. 82).

In diesem Bereich entsprechen die ausgewerteten Mittelwert- bzw. Median-Felder des 10-m-Windes bei der Regionalmodellierung denen des Antriebs (Abb. 5.7, 5.8, S. 82 f.; vgl. Abb. 4.15, 4.16, S. 60 f.).

An den Hängen aller Eisschilde treten kräftige 10-m-Winde auf. Dabei werden in N-Grönland mittlere Windvektoren mit Beträgen bis zu etwa 20 m s^{-1} erreicht (Abb. 5.7, S. 82). Die 10-m-Winde an den S-Hängen des schottischen und des Fennoskandischen Eisschilds wehen aus stärker wechselnden Richtungen als an anderen Eisschildhängen (Abb. 5.7, 5.8, S. 60 f.). Im Antrieb sind die 10-m-Winde an den Hängen der Eisschilde mit Bezug auf den Windgeschwindigkeitsmedian größtenteils schwächer als im Regionalexperiment.

Oberflächentemperatur Im LGM-FEB-Experiment liegt die europäische Frostgrenze der Oberflächentemperaturen *südlich* des Modellgebietes (Abb. 5.9, S. 84). Wie im mPMIP-Februar ist ein großer Teil Europas im Mittel kälter als $-50 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (vgl. Abb. 4.17, S. 62). Modellierung und Antrieb geben in W-Eurasien größtenteils vergleichbare Oberflächentemperaturen an. Nur auf den NW-eurasischen Eisschilden ist es im LGM-FEB $5\text{--}7 \text{ }^{\circ}\text{C}$ kälter als im mPMIP-Februar.

Der größte Teil des nicht von Eisschilden bedeckten Europas ist im LGM-FEB $10\text{--}30 \text{ }^{\circ}\text{C}$ kälter als im REZ-FEB, in südlichen Gebieten der Britischen Inseln auch bis zu $40 \text{ }^{\circ}\text{C}$. In einem etwa 300 km breiten Streifen, der von der Bretagne in Richtung ONO das nördliche West- und Mitteleuropa durchzieht, ist die Modellierung mit -20 bis $-30 \text{ }^{\circ}\text{C}$ Anomalie (LGM minus rezent) vereinbar mit den in Kap. 4.1 aufgeführten Rekonstruktionen nach terrestrischen Proxys (vgl. Tab. 4.1, S. 39). Der modellierte mittlere meridionale Temperaturgradient ist in West- und Mitteleuropa zu steil, als dass es mit den proxy-gestützten Rekonstruktionen vereinbar wäre. Das LGM-FEB-Experiment zeigt in S-Frankreich mittlere Oberflächentemperaturen, die mit der Vereinigung der bei Peyron et al. (1998) für Lokationen in S-Frankreich und N-Spanien vorgestellten Konfidenzintervalle der mittleren Oberflächentemperatur im kältesten LGM-Monat vereinbar sind. Auf den Britischen Inseln südlich des schottischen Eisschilds herrschten jedoch nach Atkinson et al. (1987) höchstens etwa $25 \text{ }^{\circ}\text{C}$ kältere Februar-Oberflächentemperaturen als heute und damit mildere Bedingungen als nach dem vorgestellten Regionalexperiment (-30 bis $-40 \text{ }^{\circ}\text{C}$ Temperaturanomale, LGM minus rezent).

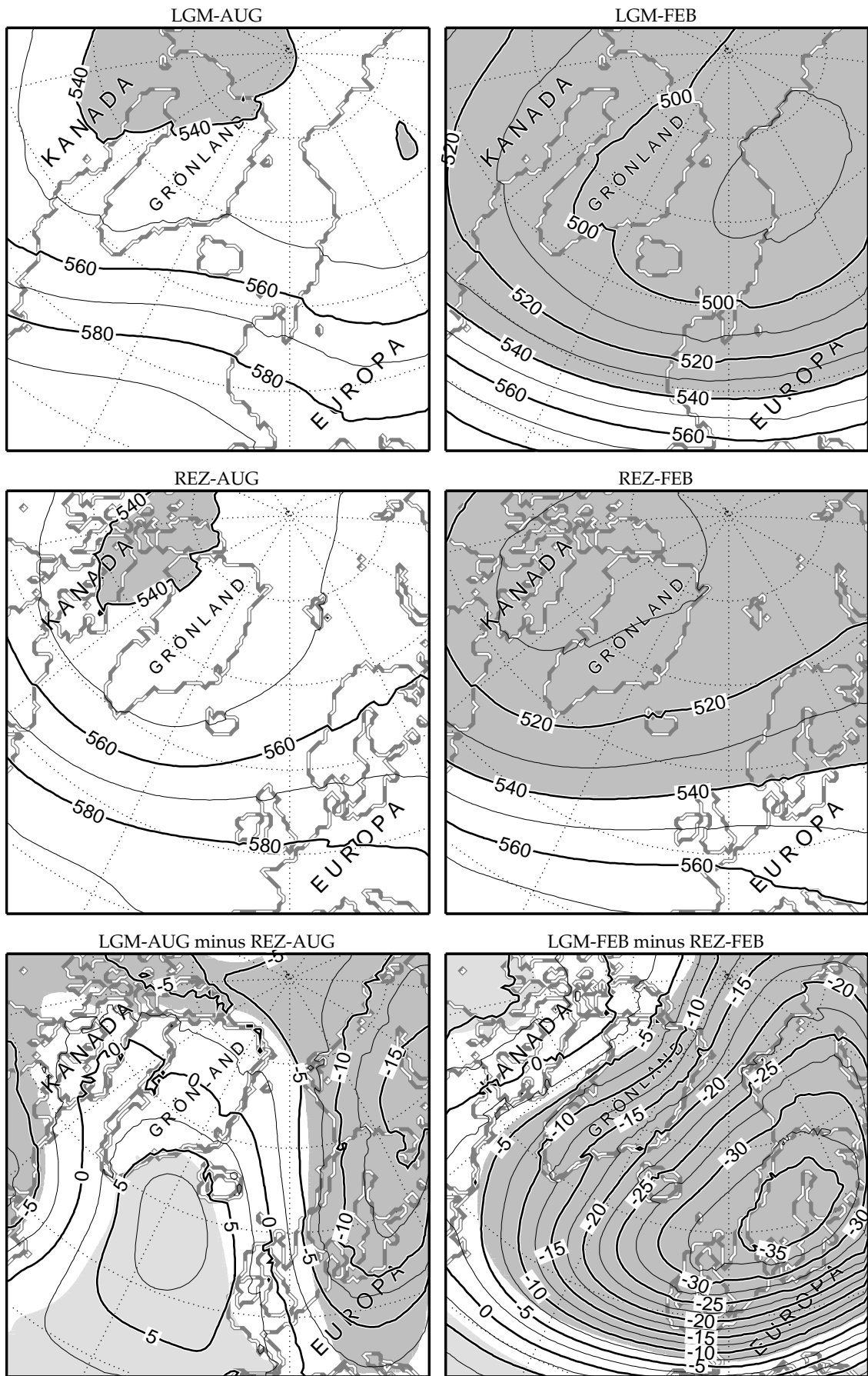
In Zentral-Grönland ist die mittlere Oberflächentemperatur mit $-86 \text{ }^{\circ}\text{C}$ etwa gleich kalt wie im Antrieb. Die Oberflächentemperaturspanne zwischen LGM-August und -Februar ist wegen des entsprechend wärmeren LGM-AUG mit $58 \text{ }^{\circ}\text{C}$ um $14 \text{ }^{\circ}\text{C}$ größer als im Antrieb (vor allem wegen der im LGM-AUG milderen Temperaturen als im Antrieb) und um $21 \text{ }^{\circ}\text{C}$ größer als zwischen REZ-AUG und REZ-FEB. Im Bereich von *Summit* beträgt die mittlere Oberflächentemperatur im LGM-AUG etwa $-26 \text{ }^{\circ}\text{C}$, im LGM-FEB etwa $-80 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Das von LGM-FEB und LGM-AUG in *Summit* aufgespannte Oberflächentemperaturintervall von -86 bis $-28 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ist mit der auf Grund von Eiskerndaten rekonstruierten Temperatur von $-57 \text{ }^{\circ}\text{C}$ vereinbar (vgl. Kap. 4.1, S. 37).

Niederschlag Südlich an die Meereiskante grenzt ein Gebiet mit kräftigen Niederschlagssummen an, wo bis zu 125 mm monatlicher Niederschlag modelliert werden. Die 10-mm-Isolinie verläuft auf dem nördlichen Nordatlantik von Neufundland zum heutigen Irland und weiter in Richtung Alpen. Die 0,1 mm Isolinie verläuft 500–1000 km weiter im N. Nördlicher werden keine nennenswerten Niederschläge modelliert. Die Niederschläge im Antrieb sind hier überall mindestens um den Faktor 10 höher.

In Zentral-Grönland im Bereich von *Summit* wird im LGM-AUG wie im LGM-FEB mit weniger als 0,1 mm monatlich kein nennenswerter Niederschlag modelliert. Eiskern Daten geben hier eine jährliche Akkumulation von 4,8–7,7 cm an (vgl. Kap. 4.1, S. 37).

REMO modelliert in Mitteleuropa großenteils 1–25 mm monatlichen Niederschlag, während der Antrieb 50–160 mm angibt. Im LGM-FEB-Experiment fällt auf keinem Eisschild nennenswerter Niederschlag, der Antrieb gibt 2–20 mm an. Für den Bereich S-Frankreich/N-Spanien geben die Regionalmodellierungen geringere Niederschläge an als die entsprechenden Vergleichsdaten.

5 Modellergebnisse



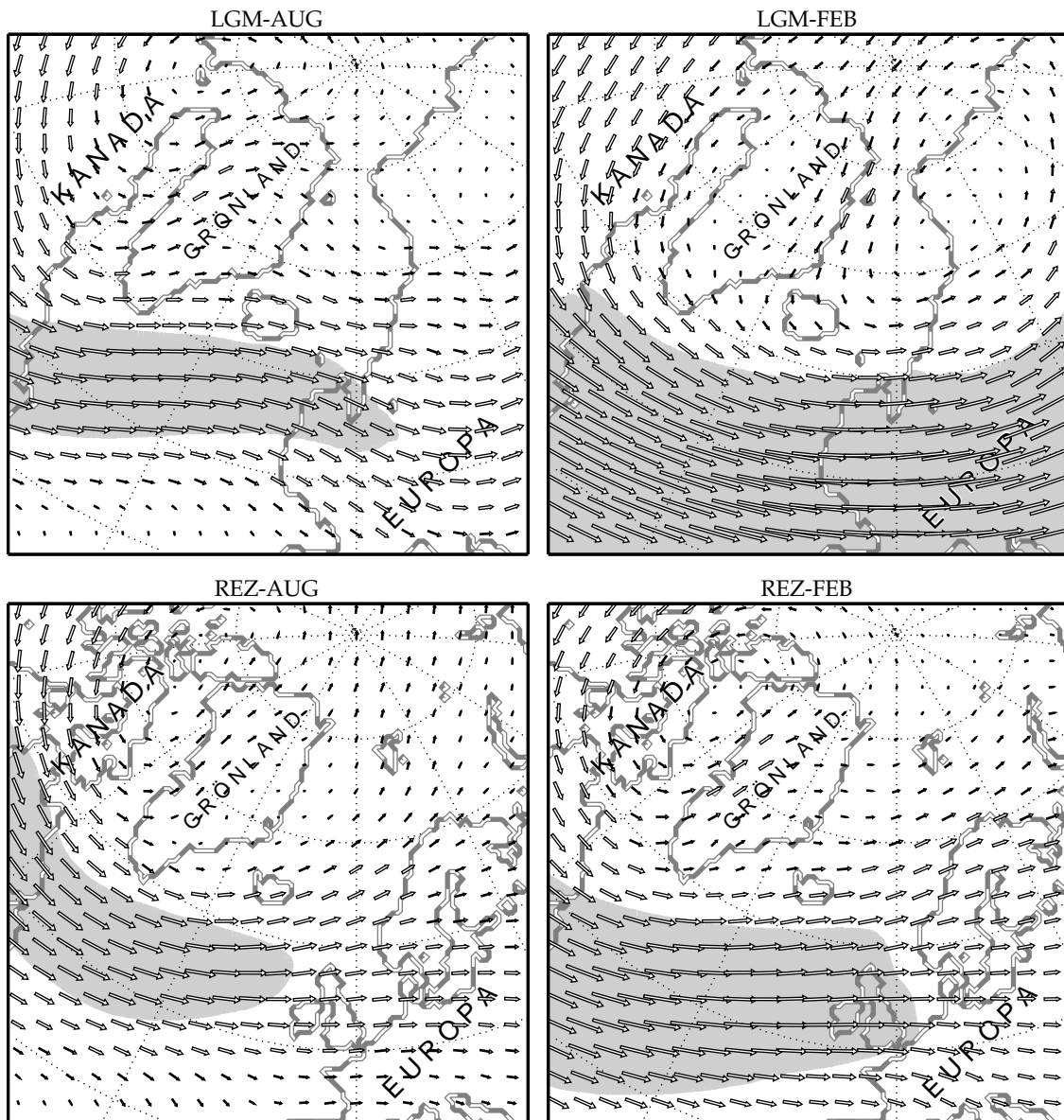


Abb. 5.2: Ergebnis – Windvektoren auf dem 500-hPa-Druckniveau, Monatsmittel ($\ell = 15 \text{ m s}^{-1}$); Gebiete mit Beträgen $> 15 \text{ m s}^{-1}$ sind grau hinterlegt.

auf der vorhergehenden Seite:

Abb. 5.1: Ergebnis – geopotentielle Höhe über NN des 500-hPa-Druckniveaus (Dekameter). Die oberen beiden Bildpaare: Monatsmittel. Schmale und breite Isohypsen alle 100 bzw. 200 m. Gebiete mit Werten $< 5400 \text{ m}$ sind grau hinterlegt. Unterstes Bildpaar: Anomalie der Monatsmittel, LGM minus rezent. Schmale und breite Isohypsen alle 25 bzw. 50 m. Gebiete, wo die Anomalie signifikant größer ist als das globale Flächenmittel ($p > 0,95$), sind hellgrau, wo sie signifikant kleiner ist, dunkelgrau hinterlegt. Die grau-gestrichelte Kontur ist die jeweilige Land/See-Grenze.

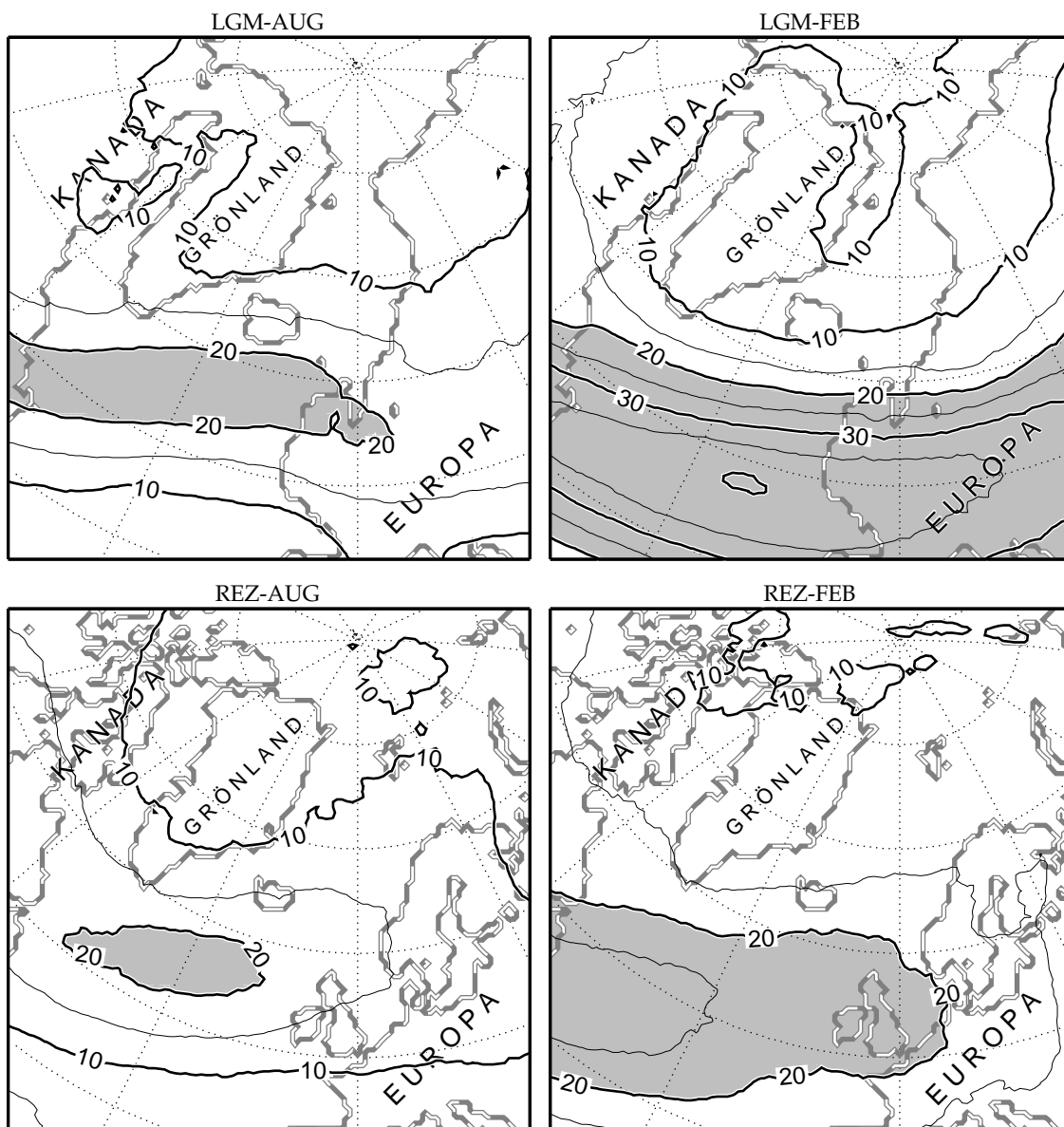
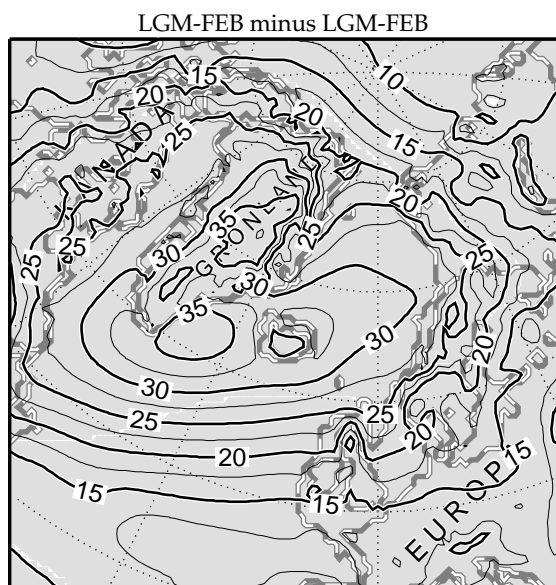
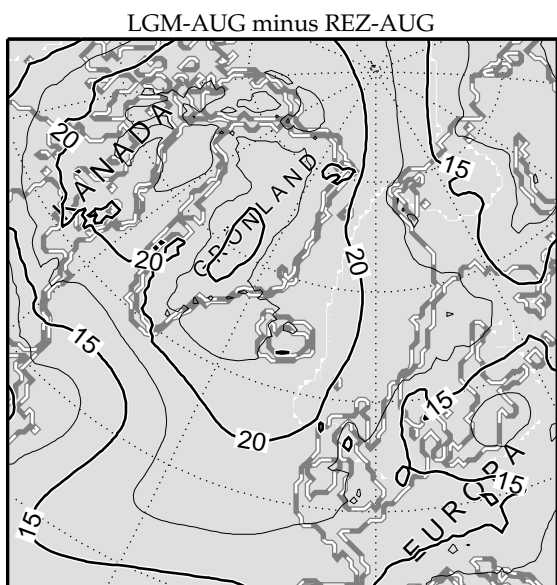
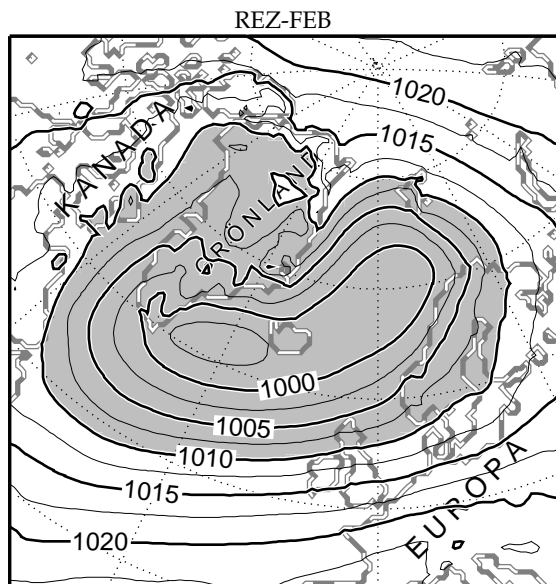
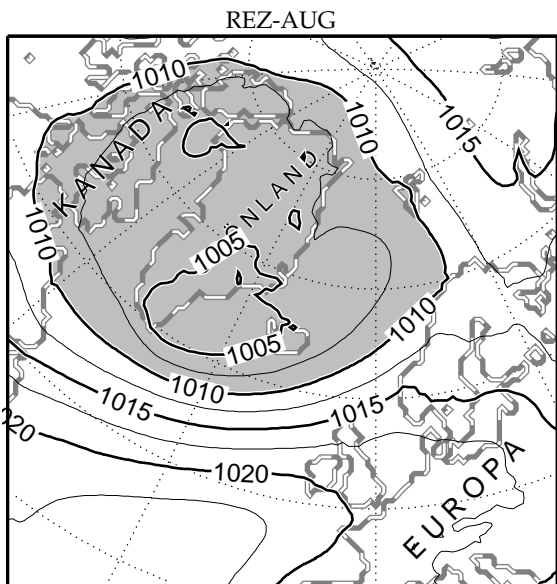
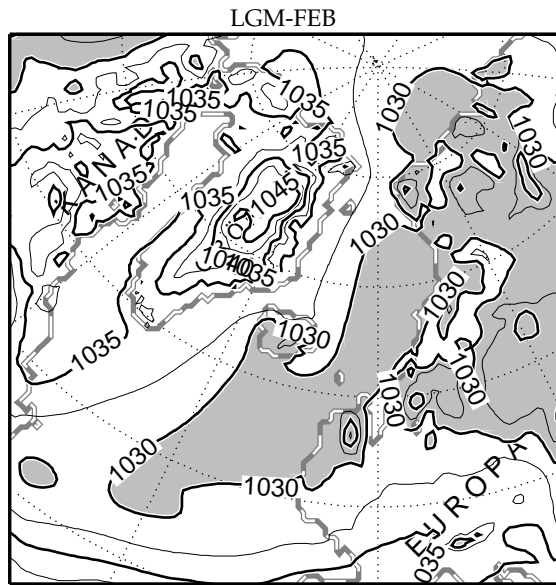
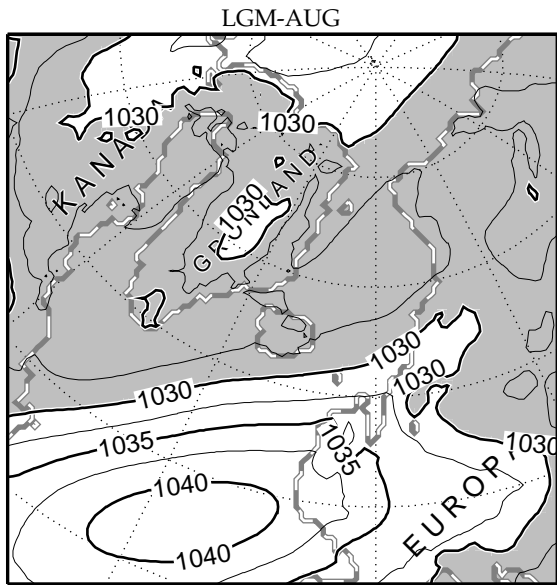


Abb. 5.3: Ergebnis – Windgeschwindigkeit auf dem 500-hPa-Druckniveau, monatliche Mediane (m s^{-1}); schmale und breite Isotachen alle 5 bzw. 10 m s^{-1} ; Gebiete mit Werten $> 20 \text{ m s}^{-1}$ sind grau hinterlegt.

auf der nächsten Seite:

Abb. 5.4: Ergebnis – Bodenluftdruck reduziert auf NN (hPa). Die oberen beiden Bildpaare: Monatsmittel. Schmale und breite Isolinien alle 2,5 bzw. 5 hPa. Gebiete mit Werten < 1030 (LGM) bzw. 1010 hPa (REZ) sind grau hinterlegt. Im nordatlantisch-eurasischen Raum ist in den Antriebsdaten die NN-Bodenluftdruck-Anomalie (mPMIP minus AMIP) größtenteils größer als das globale Flächenmittel der Anomalie (+12 hPa; vgl. Abb. 4.12). Entsprechend größer als dieser Wert wurde die Druckdifferenz zwischen den Randisobaren der jeweils grau schattierten Fläche für LGM und REZ gewählt. Unterstes Bildpaar: Anomalie der Monatsmittel, LGM minus rezent. Schmale und breite Isobaren alle 2,5 bzw. 5 hPa. Im gesamten Modellgebiet ist die Anomalie signifikant größer als das globale Flächenmittel ($p > 0,95$).



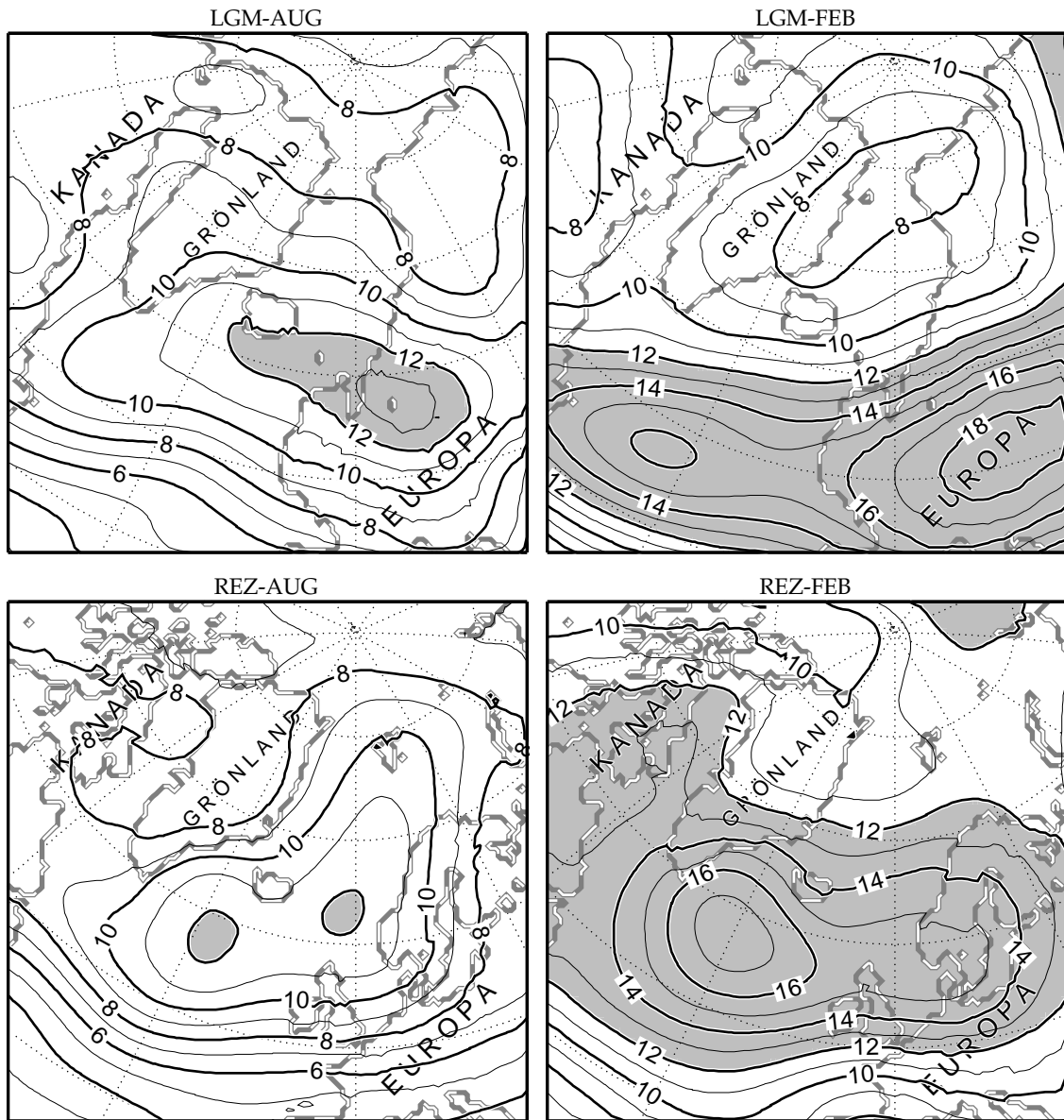


Abb. 5.5: Ergebnis – geopotentielle Höhe über NN des 500-hPa-Druckniveaus, monatliche Standardabweichungen (Dekameter); schmale und breite Isolinien alle 10 bzw. 20 m; Gebiete mit Werten > 120 m sind grau hinterlegt.

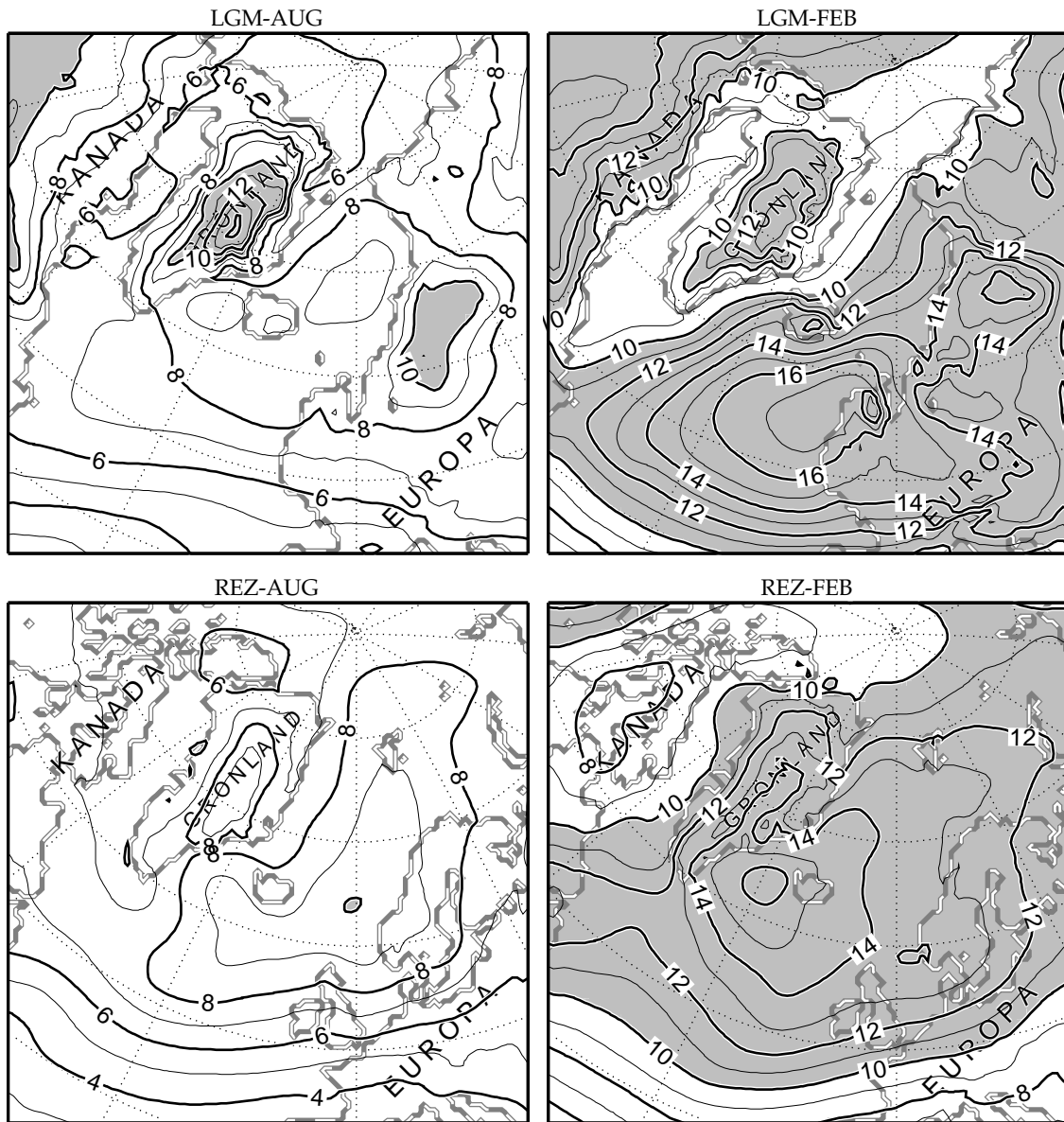


Abb. 5.6: Ergebnis – NN-Bodenluftdruck, monatliche Standardabweichungen (hPa); schmale und breite Isolinien alle 1 bzw. 2 hPa; Gebiete mit Werten > 10 hPa sind grau hinterlegt.

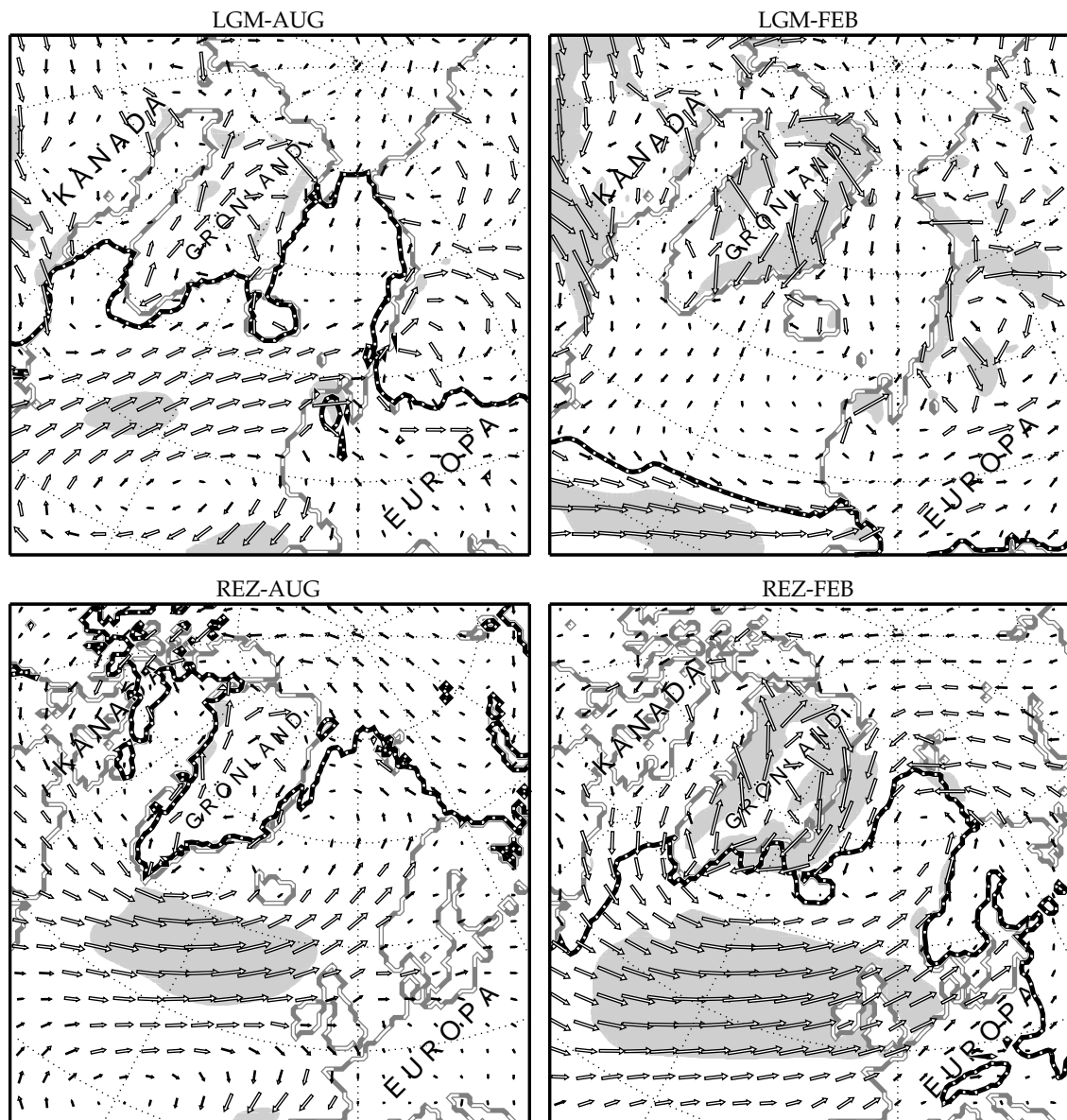


Abb. 5.7: Ergebnis – Windvektoren 10 m über der Oberfläche, Monatsmittel ($\text{1 cm} = 5 \text{ m s}^{-1}$); Gebiete mit Beträgen $> 5 \text{ m s}^{-1}$ sind grau hinterlegt; die gepunktete Kontur ist die $-1,7^\circ\text{C}$ -Oberflächenisotherme.

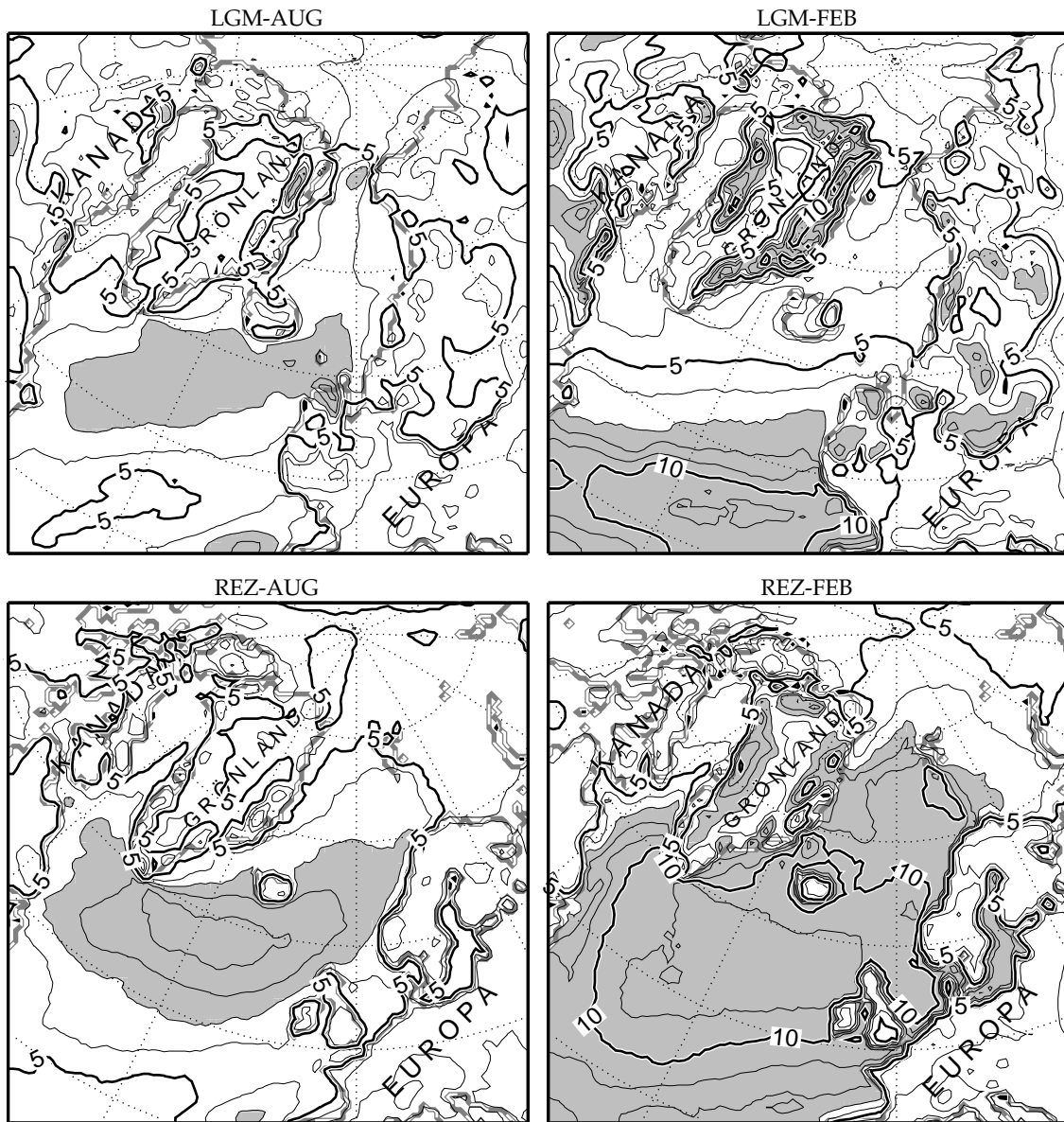
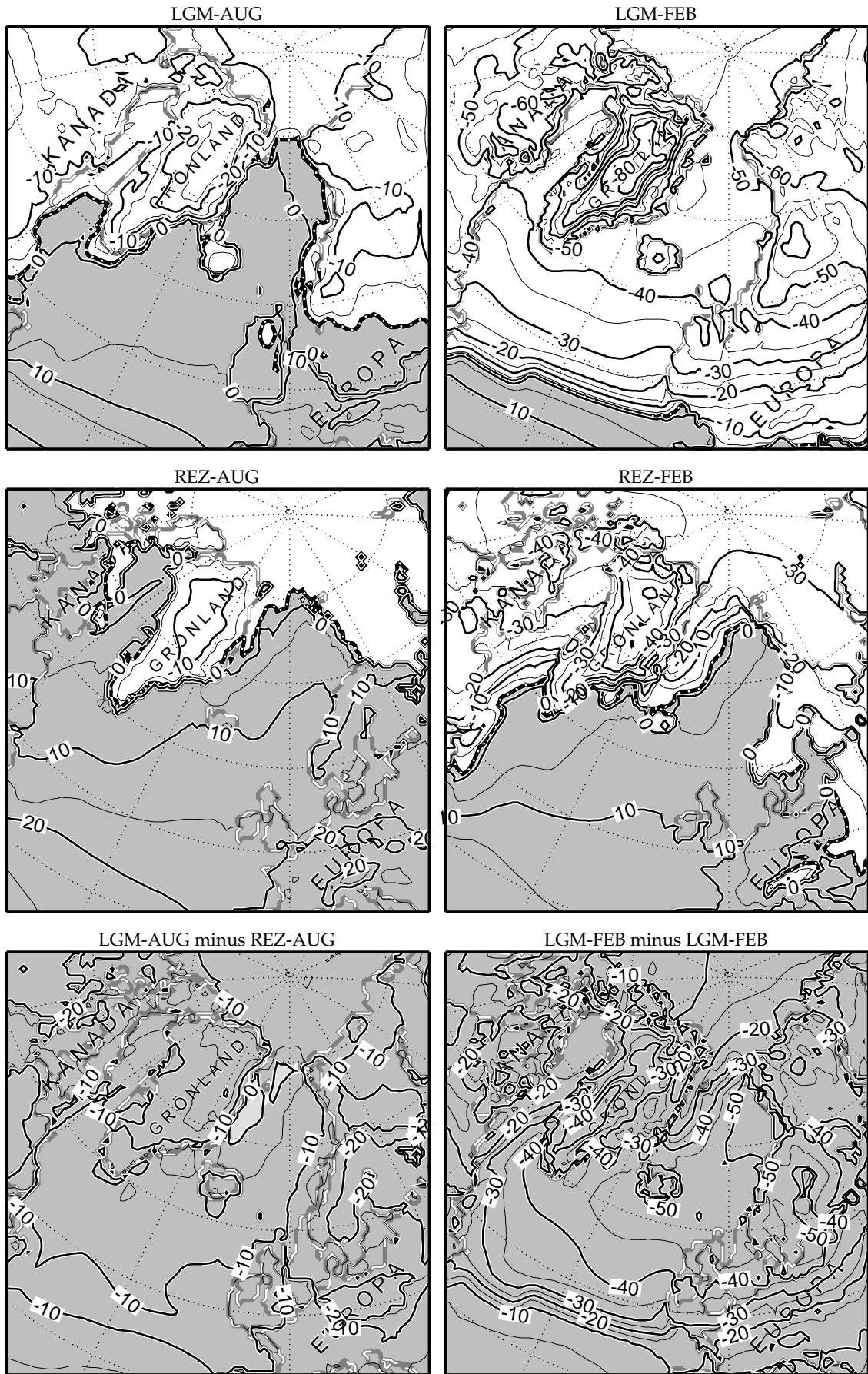


Abb. 5.8: Ergebnis – Windgeschwindigkeit 10 m über der Oberfläche, monatliche Mediane (m s^{-1}); schmale und breite Isotachen alle 1 bzw. 5 m s^{-1} ; Gebiete mit Werten $> 7 \text{ m s}^{-1}$ sind grau hinterlegt.



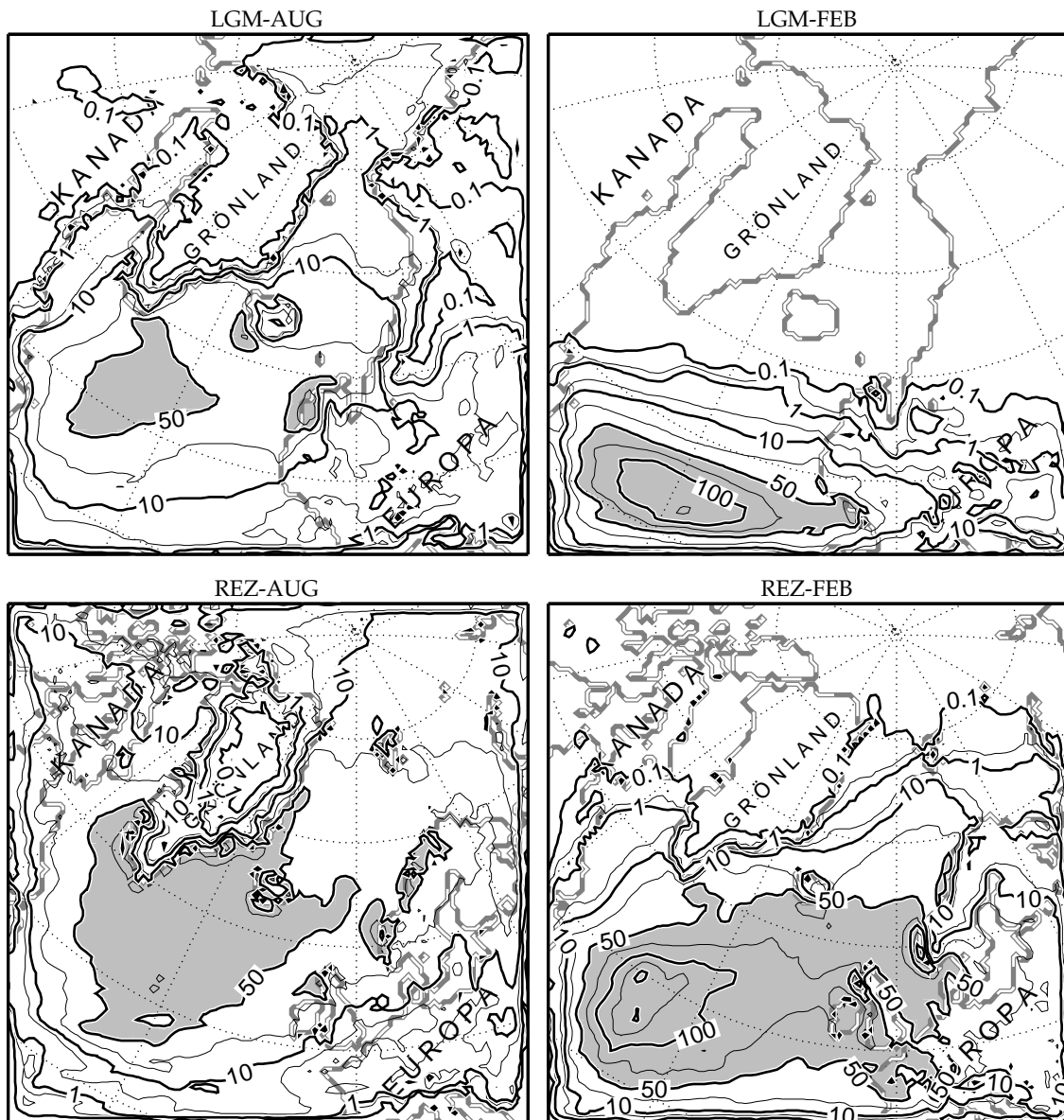


Abb. 5.10: Ergebnis – Niederschlag, monatliche Summen (mm); breite Isolinien bei 0,1, 1 und 10 mm sowie bei Vielfachen von 50 mm; schmale Isolinien bei 0,5 und 5 mm sowie bei ungeraden Vielfachen von 25 mm; Gebiete mit Werten > 50 mm sind grau hinterlegt.

auf der vorhergehenden Seite:

Abb. 5.9: Ergebnis – Oberflächentemperatur (°C). Die oberen beiden Bildpaare: Monatsmittel. Schmale und breite Isolinien alle 5 bzw. 10 °C. Die gepunktete Kontur ist die $-1,7$ -°C-Isotherme und entspricht über See etwa dem Meereisrand. Wärmere Gebiete als $-1,7$ °C (z. B. im Mittel meereisfreie Seegebiete) sind grau hinterlegt. *Unterstes Bildpaar:* Anomalie der Monatsmittel, LGM minus rezent. Schmale und breite Isohypsen alle 5 bzw. 10 °C. Gebiete mit signifikant negativer Anomalie ($p > 0,95$) sind dunkelgrau hinterlegt, solche mit signifikant positiver Anomalie hellgrau. Positive AUG-Werte auf der Grönlandsee sind signifikant, weil die interannuale Variabilität der SST in beiden Experimenten entsprechend gering ist.

6 Diskussion

6.1 Gemeinsamkeiten der Regionalexperimente

Monatliche Grundzirkulation

Die weitgehende Reproduktion der monatlichen Grundzirkulation des jeweiligen Antriebs durch die Regionalexperimente bedeutet eine erfolgreiche regionale Modellierung dieses thematischen Aspekts (Jacob et al., 2001; vgl. Kap. 3.5).

Hochdruckkeile, die in Regionalexperimenten wie im Antrieb in einigen Fällen an den O- und SO-Seiten von Eisschilden auftreten, stammen vermutlich von Luftmassen, die in der unteren und mittleren Troposphäre über dem jeweiligen Eisschild stark abgekühlt werden. Diese kalten Luftmassen werden mit der Grundströmung über den Eisschildrand hinweg nach O transportiert, verdrängen dort wärmere Luft und erhöhen wegen ihrer höheren Dichte lokal den Bodenluftdruck. Der im LGM-FEB erkennbare Keil östlich von Island fehlt in den Antriebsdaten, da die Auflösung des Globalmodells zu dessen Darstellung nicht ausreicht.

Monatliche Variabilität der Zirkulation

Die geringfügigen bis moderaten Abweichungen der regional modellierten monatlichen Variabilität der Zirkulation von den Vorgaben der Antriebsdaten kennzeichnen einen weiteren in den vorgestellten Experimenten erfolgreich modellierten thematischen Aspekt (vgl. Kap. 3.5). In N-nordatlantischen Gebieten, wo Regionalmodellierung wie Antrieb jeweils lokal erhöhte 500-hPa-Geopotentialvariabilität angeben, zeigt die in den August-Experimenten im Vergleich zum Antrieb etwas stärkere lokale Erhöhung dieser Variabilität, dass die Abmessung des verwendeten Modellgebiets für das REMO ausreicht, modelleigene Variabilität zu entwickeln. Da die monatliche Zirkulationsvariabilität in den Regionalmodellierungen nicht geringer ist als in den Antriebsdaten, ist trotz der großen, zwölfstündigen Zeitspanne zwischen aufeinanderfolgenden Randbedingungszeitschritten ein *Sampling*-Fehler hier nicht feststellbar (vgl. Kap. 3.5).

Versetzungen bei den Zentren lokal erhöhter monatlicher Zirkulationsvariabilität gegenüber besonders intensiven Strahlstrombereichen über dem Nordatlantik und Europa werden durch die Schwächung der Baroklinität in der mittleren und oberen Troposphäre durch synoptische Wirbel hervorgerufen. Die Baroklinität im Bereich der Strahlströme erzeugt diese Winde und fördert Zyklogese. Die entstehenden und reifenden Wirbel ziehen weiter, ver-

mischen dabei unterschiedlich temperierte Luftmassen und schwächen so die Baroklinität der Schichtung. Deshalb treten die Zirkulationsvariabilitätszentren gegenüber den mittleren Strahlstrom-Kernbereichen häufig in Wirbelzugrichtung versetzt auf.

Klimatische Bedingungen am Boden

10-m-Wind Analog zum mittleren NN-Bodenluftdruck reproduziert auch der regional modellierte mittlere 10-m-Wind die Antriebsdaten bis auf einige lokale Abweichungen. Die im Vergleich zum Antrieb gerade im Februar stärkeren mittleren katabatischen Winde resultieren aus der unterschiedlichen Steilheit der Eisschildhänge in den Modellorographien.

Der 10-m-Wind ist auf den Eisschilden in Richtung und Stärke weitgehend unabhängig von dem NN-Bodenluftdruck und dem entsprechenden geostrophischen Wind. Dies zeigt in erster Linie den Fallwind-Charakter der hier vorherrschenden katabatischen Winde¹. Zusätzlich werden die Abweichungen möglicherweise auch durch die nicht vollständig auflösbare Problematik der Reduktion von Bodenluftdruckfeldern auf NN verstärkt, gerade bei der hier stark strukturierten Orographie.

Der 10-m-Wind über eisfreiem Land ist schwächer als über See und auf Eisschilden, da er über Land durch die höhere Bodenrauigkeit abgebremst wird.

Oberflächentemperatur Auf die korrekte Einbindung der SST-Randbedingung weisen örtlich identische Werte der mittleren Oberflächenlufttemperatur in den Regionalmodellierungen und den Antriebsdaten hin, wie sie im gesamten Seegebiet des Regionalmodells mit Ausnahme der Barentssee (vgl. Kap. 3.2) zu finden sind. Die gegenüber dem Antrieb lokal erniedrigten mittleren Oberflächentemperaturen in Mittel- und Hochgebirgslagen Europas sind bedingt durch deren höhere Erhebung in der regionalen Orographie.

Niederschlag Die verwendete Modellversion berücksichtigt den Flüssigwassergehalt in den Antriebsdaten nicht. Dies ist in den Niederschlagssummen wiederzufinden, die im äußersten Randbereich des regionalen Modellgebiets verschwindend gering sind und ihre volle Stärke in acht bis zwölf Modellgitterreihen Entfernung von einem Einstromrand erreichen, an anderen Rändern in kürzerer Entfernung.

Die regional modellierten rezenten monatlichen Niederschlagssummen sind dort mit den ERA-Vergleichsdaten vereinbar, wo der Modellrand mehr als 500 km entfernt ist und wo die mittlere Oberflächentemperatur nicht zu kalt ist, z. B. auf dem N-Nordatlantik. Dies trifft gerade auch auf Steigungsniederschläge zu, etwa im REZ-FEB an der S-norwegischen und der schottischen W-Küste. Mit Ausnahme von Steigungsniederschlägen liegen die Niederschlagssummen in den Antriebsdaten meist über denen der REMO-Experimente und der Reanalyse. Über Landflächen modellieren die REMO-Experimente im Allgemeinen geringere Niederschläge, als die ERA-Daten angeben. In großen Teilen West- und Mitteleuropas werden die Niederschläge zusätzlich durch die Modellrandnähe verringert.

¹vgl. Glossareintrag, Anh. A.4

Das REMO modelliert in allen hier vorgestellten Experimenten sehr wenig monatlichen Niederschlag über kalten Oberflächen, auch da, wo die Vorgaben des Antriebs um ein Vielfaches höher waren. In diesen Bereichen stehen die modellierten Niederschläge aller vier Experimente im Widerspruch zu den Niederschlags- bzw. Akkumulationsdaten sowohl aus den ERA-Daten wie aus Rekonstruktionen nach terrestrischen Proxys. Dieser Modellierungsfehler ist offenbar nicht dem Modell anzulasten, da mit dem REMO bei Randbedingungen aus ECHAM3-Modellierungen in arktischen Breiten realitätsnahe Niederschläge modelliert wurden (Jacob und Podzun, 1997). Bei einem Regionalmodellvergleich wurde im Ostsee-Einzugsgebiet über eine mehrwöchige Periode um lediglich 3 % zu geringer, räumlich und zeitlich summierter Niederschlag modelliert, während andere Regionalmodelle bis zu 24 % zu hoch lagen (Jacob et al., 2001).

Trotz weitgehenden Ähnlichkeiten bei der Zirkulation bestehen zwischen den REMO-Experimenten und den entsprechenden ECHAM3-Modellierungen beim Niederschlag große Unterschiede. Dies zeigt, dass die Modellierung der großräumigen Atmosphärendynamik, die direkt von der horizontalen Randbedingung beeinflusst wird, keinen entscheidenden Einfluss auf diese Unterschiede hat. Verringerte Niederschlagssummen treten in den August-Experimenten insbesondere über Oberflächen auf, die kälter als etwa 0 °C sind, in den Februar-Experimenten über solchen, die kälter als etwa 7 °C sind. In O-Europa werden allerdings auch im REZ-FEB bei Oberflächentemperaturen zwischen 0 und 7 °C vergleichbare Niederschlagssummen modelliert wie im ERA-August. Da die Oberflächentemperatur, unterhalb derer eine starke Verringerung der Niederschläge eintritt, in verschiedenen Experimenten und Regionen unterschiedlich ist, bewirkt diese Größe vermutlich nicht direkt die fehlenden Niederschläge. Die Ursachen für die Fehlmodellierung des Niederschlags sind wahrscheinlich bei der Einbindung der Randbedingung zu suchen. Einen Hinweis auf die Ursachen könnte der mögliche Zusammenhang mit tiefen Temperaturen in höheren Modellschichten geben. Bislang bleiben die Ursachen jedoch offen.

6.2 Rezente Regionaleexperimente

Monatliche Grundzirkulation

Die räumliche Erstreckung des mittleren Islandtiefs entspricht weitgehend dem Bereich, der bei Rogers (1997: Abb. 4) einem *storm track score* von 1–2 entspricht und mit überdurchschnittlicher Sturmhäufigkeit und -stärke auf dem Nordatlantik verknüpft ist.

Monatliche Variabilität der Zirkulation

Ein Bereich lokal erhöhter, hochpass-gefilterter Bodenluftdruckvariabilität, der sich von Zentral-Kanada bis nach Island erstreckt, wird von Rogers (1997) mit einem Häufungsbereich von Sturm-Zugbahnen identifiziert. Die Erstreckung des Islandtiefs über das Europäische Nordmeer im REZ-FEB, die hier lokal erhöhte Bodenluftdruckvariabilität und die räumliche Nähe zum nordatlantischen Sturmbahn-Häufungsbereich legen die Vermutung nahe, dass

es im REZ-FEB auch auf dem Europäischen Nordmeer gehäuft zum Durchzug von Stürmen kommt. Abgeschwächt gilt das auch für den REZ-AUG.

Klimatische Bedingungen am Boden

10-m-Wind Wie in den Antriebsdaten ist im REZ-AUG wie im REZ-FEB der 10-m-Wind auf dem N-Nordatlantik im Strahlstrombereich lokal verstärkt. Ähnlich wie beim 500-hPa-Wind deutet auch dies auf ein häufiges Aufeinandertreffen unterschiedlich warmer Luftmassen sowie auf die Bildung von Frontensystemen und synoptischen Wirbeln hin.

Die zyklonale Umströmung des Europäischen Nordmeers in den mittleren 10-m-Windvektoren der rezenten Regionalexperimente ist zwar nicht stärker als in den Antriebsdaten, wegen der höheren regionalen Auflösung hier aber detaillierter dargestellt.

Im REZ-FEB weisen auf dem Europäischen Nordmeer der lokal erniedrigte Mittelwert des Bodenluftdrucks, dessen lokal erhöhte Variabilität sowie die auf dem meereisfreien Teil gleichmäßig erhöhten 10-m-Windgeschwindigkeitsmediane darauf hin, dass hier zyklonale synoptische Wirbel durchziehen.

Die katabatischen Winde an den Hängen der Eisschilde sind in den rezenten Februar-Regionalexperimenten stärker als im jeweiligen August, da der Oberflächentemperaturgradient hier steiler ist.

Oberflächentemperatur Wie in den Antriebsdaten, so sind die mitteleuropäischen mittleren Oberflächentemperaturen auch im REZ-AUG wärmer als im ERA-August. Das spricht dafür, dass dieser Unterschied im REZ-AUG auf der Modellierung der großräumigen Atmosphärendynamik beruht, die direkt von der horizontalen Randbedingung beeinflusst wird.

Die rezente Regionalmodellierung der Oberflächentemperatur in *Summit*, Zentral-Grönland, stimmt im Februar bis auf geringfügige Abweichungen mit den Antriebsdaten und mit den ERA-Vergleichsdaten überein. Im August werden dagegen bis zu 4 °C mildere oberflächennahe Temperaturen als in den ERA-Daten und bis zu 8 °C mildere Oberflächentemperaturen als im Antrieb modelliert. Auf die Ursache für die gegenüber den ERA-Daten und dem Antrieb zu mild modellierte Oberflächentemperatur in *Summit*, Zentral-Grönland, könnte der Niederschlag einen Hinweis geben. Der zu schwach modellierte Niederschlag geht vermutlich mit unterschätzter modellierter Bewölkung einher, was zu einer zu erhöhten Erwärmung der Eisschildoberfläche durch die Sonneneinstrahlung führen würde. Im Februar herrscht in hohen Breiten Polarnacht, weshalb nicht in jedem Fall mit größeren Auswirkungen fehlender modellierter Bewölkung auf die Oberflächentemperatur zu rechnen ist.

Niederschlag Auf einem Teil des nordwestlichen Nordatlantiks zeigen die mittleren monatlichen Niederschlagssummen im REZ-AUG gegenüber den Antriebsdaten eine Abnahme der horizontalen Variabilität, die aus spektralen Artefakten beim Niederschlag in den antreibenden Globalmodellierungen resultieren. Denn die artifizielle Variabilität der Meeresoberfläche in der Antriebsorographie (vgl. Abb. 4.8, S. 46), die durch deren spektrale Darstellung bedingt ist, führt bei der antreibenden Globalmodellierung zu Steigungsniederschlägen auf

dem Meer. Diese erstrecken sich beispielsweise von der Südspitze Grönlands bis zu einer Entfernung von einigen 100 km auf das Meer hinaus (Abb. 4.18, S. 63). In größerer Entfernung zur Küste haben die artifizialen Niederschläge allerdings eine untergeordnete Bedeutung. Da die Meeresoberfläche in der Orographie des Regionalmodells keine horizontale Variabilität aufweist, treten in den regionalen Modellierungen Steigungsniederschläge auf dem Meer nur in unmittelbarer Küstennähe auf (Abb. 5.10, S. 85). Dies ist als größere Realitätsnähe der Regionalmodellierungen zu werten.

Niederschlagssummen von 75–100 mm treten in den Antriebsdaten in einem kurzen, etwa meridional verlaufenden Streifen 300–600 km südlich der Südspitze Grönlands auf (Abb. 4.18). Diese Niederschläge treffen zusammen mit einem erhöhten Streifen der nordatlantischen Antriebsorographie, weshalb sie möglicherweise als spektrale Artefakte zu werten sind (vgl. Abb. 4.8). Allerdings sollte der Verlauf einer einzelnen Isolinie in Abb. 4.18 in diesem Zusammenhang nicht überbewertet werden, da auch ein sehr flacher horizontaler Verlauf der Antriebsniederschläge in diesem Bereich mit der 75-mm-Isolinie vereinbar ist. Zudem schließt auch Abb. 5.10, S. 85, einen analogen Streifen mit erhöhten Niederschlagssummen in den regionalen Modellierungen nicht aus, wenn die Niederschlagssummen unter 75 mm bleiben.

Der regional modellierte Niederschlag zeigt auflösungsbedingt in den einzelnen Zeitschritten eine höhere horizontale Variabilität als der Niederschlag der Antriebsdaten. Summation und Mittelung über 300 Tage bewirken einen horizontalen Ausgleich, insoweit der Niederschlag nicht durch Orographie oder häufig auftretende Wetterlagen verursacht wird. So zeigt auch der Niederschlag in den ERA-Vergleichsdaten (Abb. 4.7, S. 44) bei den gemittelten Monatssummen auf dem küstenfernen nördlichen Nordatlantik eine vergleichbare horizontale Variabilität im Vergleich zum Niederschlag der Antriebsdaten, obwohl die ERA-Modellierungen eine 2,5-fach höhere Auflösung haben als die Antriebsmodellierungen. Entsprechend erscheint auch bei den Regionalmodellierungen eine mit den Antriebsdaten vergleichbare horizontale Variabilität der mittleren Monatssummen des Niederschlags plausibel.

6.3 Regionalexperimente zum Letzten Glazialen Maximum

LGM-Vergleichsdaten

Die in Kap. 4.1 aufgeführten LGM-Klimarekonstruktionen aus terrestrischen Proxydaten betreffen nur einen kleinen Teil des Modellgebiets, der dazu größtenteils im Einflussbereich der Randrelaxation liegt. Frenzel et al. (1992) geben zwar flächendeckend Rekonstruktionen von LGM-Klimaparametern für die gesamte Nordhemisphäre mit Ausnahme der damaligen Eisschilde an, beschreiben aber die von ihnen verwendete Rekonstruktionsmethode weniger detailliert als die anderen in Kap. 4.1 angegebenen Rekonstruktionen. Diese betreffen Teile West- und Mitteleuropas sowie Zentralgrönland. Bei den Oberflächentemperatur-Rekon-

strukturen im Einflussbereich der Randrelaxation bilden die zu vergleichenden Modelldaten eine Überlagerung von Randbedingungsangabe mit Modellprognose. Proxy-Rekonstruktion und Modellierung können verglichen werden, die Modelldaten sind aber entsprechend eingeschränkt als Modellierungsergebnis zu bezeichnen. Der Niederschlag wird in der Nähe eines Einstromrandes modellversionsbedingt zu gering modelliert und ist deshalb dort kaum mit anderen Rekonstruktionen vergleichbar.

Monatliche Grundzirkulation

NN-Bodenluftdruck Zwei Punkte treten auf, in denen sich die monatliche Grundzirkulation in den LGM-Experimenten grundsätzlich von jener der rezenten Experimente unterscheidet: In den LGM-Experimenten existiert ein Zentrum des arktischen mittleren 500-hPa-Trogs über der Barentssee, nicht aber ein auf den nordatlantischen Bereich begrenztes mittleres subpolares Bodentiefdruckgebiet (Islandtief). Dessen Fehlen stimmt überein mit anderen Modellierungsergebnissen (Hall et al., 1996b; Dong und Valdes, 1998). Inwieweit die beiden unterschiedlichen Punkte im Zusammenhang miteinander stehen, bleibt offen.

Monatliche Variabilität der Zirkulation

In Bereichen, wo maximale Variabilitätswerte erreicht werden, steuern durchziehende Stürme vermutlich einen großen Teil zu den örtlichen Unterschieden bei der zeitlichen Variabilität der Zirkulation bei. Deshalb wird die von Kageyama et al. (1999b) gefundene Verschiebung nach O der sturmbedingten Variabilität im LGM gegenüber heute von den hier vorgestellten Experimenten gestützt. Im LGM-AUG führt vermutlich ein Sturmbahn-Häufungsbereich von Island zum S-Rand des Fennoskandischen Eisschildes und weiter ins Baltikum.

Die S-wärtige Versetzung des Streifens erhöhter 500-hPa-Geopotentialvariabilität über dem N-Nordatlantik im LGM-FEB gegenüber dem REZ-FEB und deren Entsprechung in den Antriebsdaten folgt offensichtlich der gleichgerichteten Versetzung der Meereiskante. Die stark erhöhte 500-hPa-Geopotentialvariabilität über Europa und Teilen Sibiriens hängt vermutlich mit verstärkter Baroklinität im Strahlstrombereich über dem Nordatlantik und W-Eurasien und mit dementsprechend verstärkter Zyklogese zusammen.

NN-Bodenluftdruck Von der Küste Schottlands aus gesehen steigt im LGM-FEB der mittlere Bodenluftdruck auf dem nördlichen Nordatlantik bis zur WNW-Spitze Labradors um etwa 5 hPa ($\approx 0,1$ hPa/100 km), bis zur SO-Küste Grönlands um etwa 6 hPa ($\approx 0,5$ hPa/100 km) und bis zur südlichen Atlantikküste Frankreichs um etwa 8 hPa ($\approx 0,7$ hPa/100 km) an. Dieser ausgesprochen flache horizontale Verlauf geht einher mit einer mehrfach höheren Variabilität des Bodenluftdrucks mit Standardabweichungen von 10–18 hPa zwischen W-Labrador und der schottischen Küste.

Diese Konstellation ist insofern ungewöhnlich, da im rezenten Klima der mittleren Breiten der Einfluss der Tiefdruckgebiete auf die Variabilität des Bodenluftdrucks in der Regel über den der Hochdruckgebiete dominiert. Diese Dominanz äußert sich in einem mittleren

Bodentiefdruckgebiet, das mit dem jeweiligen Bereich erhöhter Luftdruckvariabilität einhergeht. Der flache Verlauf beim mittleren Bodenluftdruck im LGM-FEB auf dem nordöstlichen Nordatlantik deutet dagegen auf Tief- und Hochdruckgebiete hin, die hier im Wechsel durchziehen. Die Hochdruckgebiete sind dabei möglicherweise nur wenig schwächer ausgeprägt als die Tiefdruckgebiete.

Die Regionalmodellierungen stimmen auch in diesem Punkt bei den Mittelwerten und der Variabilität des Bodenluftdrucks weitgehend mit den Februar-Ergebnissen des antreibenden globalen mPMIP-Experiments überein. Andere globale LGM-Modellierungen mit vorgeschriebener SST und Meereisbedeckung nach CLIMAP (1981) zeigen über dem nördlichen Nordatlantik ähnlich flache horizontale Verläufe beim winterlichen mittleren Bodenluftdruck (Hall et al., 1996b, Abb. 5; Dong und Valdes, 1998, Abb. 5c; Lorenz et al., 1996, Abb. 4c, Ctrl. und 21-ka-Anomalie).

Die Ursache für den flachen horizontalen Verlauf des mittleren Bodenluftdrucks in diesem Bereich liegt vermutlich in der hier kalten unteren Troposphäre, deren hohe Dichte kein stärkeres Absinken des mittleren Bodenluftdrucks zulässt. Ein Modellexperiment mit wärmerer vorgeschriebener SST auf dem nördlichen Nordatlantik würde deshalb möglicherweise niedrigeren Bodenluftdruck westlich von Schottland und damit einen weniger ungewöhnlichen Verlauf des mittleren Bodenluftdrucks zeigen. Gestützt wird diese Vermutung durch den Vergleich zweier LGM-Modellexperimente (Dong und Valdes, 1998), von denen eines mit vorgeschriebener CLIMAP-SST, das andere mit berechneter SST durchgeführt wurde. Im Winter sind bei diesen beiden Experimenten die Werte der berechneten nordatlantischen SST wärmer als die vorgegebenen (ebd., Abb. 2c und d) und gehen mit niedrigerem mittleren Bodenluftdruck einher (ebd., Abb. 5c und d).

Klimatische Bedingungen am Boden

10-m-Wind Im LGM-AUG und im REZ-AUG wie auch in den Antriebsdaten liegt der Bereich des stärksten mittleren 10-m-Winds auf dem N-Nordatlantik einige 100 km südlich von Grönland und Island, wo der Wind im LGM-AUG schwächer ist als im REZ-AUG, vermutlich im Zusammenhang mit dem hier flacheren SST-Gradienten. Da das Nordatlantische Subtropenhoch im LGM-AUG nördlicher positioniert ist, als im REZ-AUG, ist der 10-m-Wind im LGM-AUG südlich von Grönland stärker nach N ausgerichtet. Der nordatlantische Strom könnte hierdurch im LGM-AUG möglicherweise stärker in die Irmingersee geleitet werden, was wiederum einen Einfluss auf die dortige Tiefenwasserbildung hätte.

Die kaum ausgeprägte Vorzugswindrichtung im LGM-AUG auf dem Europäischen Nordmeer passt zum hier flachen SST-Gradienten, da ausreichend starke Winde aus wechselnden Richtungen das Oberflächenwasser horizontal gut durchmischen können.

Die im LGM-FEB schwach ausgeprägte 10-m-Vorzugswindrichtung in dem Streifen lokal maximaler 10-m-Windgeschwindigkeit über der Meereiskante deutet auf häufiges Auftreten intensiver synoptischer Wirbel in diesem Bereich hin.

Im LGM-AUG wie im LGM-FEB werden die katabatischen Winde am S-Hang des Fenno-

skandinavischen Eisschildes vermutlich stark von synoptischen Prozessen überlagert, worauf die nach O gerichtete Zonalkomponente des 10-m-Winds und die lokal erhöhte monatliche Variabilität des 500-hPa-Geopotentials hinweist. Auf dem Fennoskandischen Eisschild herrschen im LGM-FEB kältere Oberflächentemperaturen als heute in Zentral-Grönland. Angesichts der in ganz Nord- und Mitteleuropa erhöhten NN-Bodenluftdruckvariabilität ist davon auszugehen, dass über dem Fennoskandischen Eisschild abgekühlte Luftmassen regelmäßig nach Mitteleuropa getragen werden und hier die Temperatur erniedrigen.

Oberflächentemperatur Die Vereinbarkeit der mittel- und westeuropäischen Oberflächentemperaturanomalie südlich von England zwischen den Augustexperimenten (LGM minus rezent) mit den aufgeführten Rekonstruktionen aus verschiedenen terrestrischen Proxys ist zum einen als ein Erfolg der Modellierungen zu werten. Zum anderen stützt sie aber auch die These, dass die August-Rekonstruktionen von Landtemperaturen kompatibel sind mit den entsprechenden SST-Rekonstruktionen, die aus marinen Proxys gewonnen wurden und auf denen die Modellierungsrandbedingung beruhen.

Die zu kalte Oberflächentemperatur im englischen LGM-AUG wird durch großflächige Schneebedeckung verursacht. Eine ähnliche Situation besteht auch südlich des Fennoskandischen Eisschildes. Auffallend ist in Abb. 5.9, S. 84 der große Abstand zwischen der $-1,7^{\circ}\text{C}$ -Isotherme und der Frostgrenze, während dahinter die $+10^{\circ}\text{C}$ -Isotherme in kurzem Abstand folgt. Der flache horizontale Temperaturgradient auf der Schneedecke lässt auf oberflächliches Abschmelzen schließen. Hier liefert die Sonneneinstrahlung die Energie für den Phasenübergang, auf der benachbarten schneefreien Fläche für die Erwärmung des Bodens, was den horizontalen Temperatursprung an der Schneegrenze entstehen lässt. Diese großen abschmelzenden Schneeflächen sind möglicherweise Artefakte dieser Modellierung, die bei längeren *Spin-Up*-Dauern nicht in dieser Ausdehnung auftreten würden.

Während die modellierten Oberflächentemperaturen im LGM-FEB nahe den Pyrenäen und in S-Frankreich mit den in Kap. 4.1 aufgeführten Rekonstruktionen aus terrestrischen Proxys vereinbar sind, ist es in der Modellierung weiter nördlich und insbesondere in England zu kalt. Da der meridionale Temperaturgradient in Westeuropa bei wärmeren SST-Werten auf dem N-Nordatlantik sicherlich weniger steil ausfallen würde und dann besser mit den Proxys vereinbar wäre, ist dessen exzessive Steilheit im LGM-FEB als Indiz für eine in diesem Bereich zu kalt vorgeschriebene SST zu werten. Auf Grund der beschriebenen Unsicherheiten der Februar-SST nach CLIMAP (1981; vgl. Kap. 1.3), ist die exzessive Steilheit des westeuropäischen meridionalen Temperaturgradienten im LGM-FEB und zum nördlichen Westeuropa hin zu kalte Temperaturen als Indiz dafür zu werten, dass die vorgeschriebene Februar-SST und damit auch die CLIMAP-Februar-Rekonstruktion in diesem Bereich zu kalt ist.

Die in Zentral-Grönland modellierte Oberflächentemperatur ist im August 15°C milder als im Antriebe, wovon $6-7^{\circ}\text{C}$ mit der um etwa 1 km unterschiedlichen Orographie in Modellierung und Antriebe erklärbar sind. Die verbleibenden $8-9^{\circ}\text{C}$ entsprechen gerade der rezenten zentral-grönländischen Temperaturdifferenz und sind möglicherweise analog zu dieser in

stark unterschätzter LGM-Bewölkung begründet (Kap. 6.2, S. 89). Im LGM-FEB wurden trotz des orographischen Unterschieds mit dem Antrieb vergleichbare Oberflächentemperaturen modelliert. Dies weist darauf hin, dass orographische Hebung im LGM-FEB vermutlich einen geringeren Einfluss auf die Oberflächentemperatur hat als z. B. langwellige Abstrahlung.

Die zentral-grönländische Temperaturspanne zwischen Februar und August ist zwischen den LGM-Experimenten größer als zwischen den rezenten. Ein Auslöser dafür ist möglicherweise die im LGM-FEB gegenüber dem REZ-FEB verringerte Warmluftadvektion vom Europäischen Nordmeer nach Zentral-Grönland, da im Gegensatz zum REZ-FEB diese Meeresfläche im LGM-FEB mit Meereis bedeckt ist.

Niederschlag Das Hochdruckgebiet westlich der Biskaya lässt im LGM-AUG einem Gebiet erhöhter Niederschlagssummen auf dem NW-Nordatlantik nach SO hin weniger Raum als das rezente Azorenhoch einem entsprechenden Gebiet im REZ-AUG-Experiment.

Da das Gebiet erhöhter Niederschlagssummen im LGM-FEB südlich der Meereiskante auf dem NO-Nordatlantik weitgehend in unmittelbarer Nähe zu einem Einstromrand liegt, war zu erwarten, dass REMO in der verwendeten Modellversion die bis zu 220 mm monatlichen Niederschlag nicht darstellen kann, die ECHAM3 hier angibt.

Für einen Vergleich mit den in Kap. 4.1 aufgeführten terrestrischen Proxy-Rekonstruktionen des west- und mitteleuropäischen Niederschlags lassen sich diese direkt den beiden Antriebsläufen gegenüberstellen. Dabei zeigt sich im August kein erkennbarer Unterschied zwischen den Proxy-Rekonstruktionen einerseits und den Antriebsläufen andererseits, im Februar stärkerer Niederschlag im mPMIP-Experiment. Unter der Voraussetzung, dass sich die rezente und die LGM-Niederschlagsverteilung über das Jahr nicht zu stark voneinander unterscheiden, sind diese Niederschlagsunterschiede nicht vereinbar mit den aufgeführten Niederschlagsrekonstruktionen, die im LGM 20–40 % des rezenten Niederschlags angeben. Berücksichtigt man allerdings, dass ECHAM3 zu trockene europäische rezente Sommer modelliert, und vergleicht das mPMIP-Experiment mit den ERA-Daten, dann stellt sich der mPMIP-August als sehr gut mit den Proxy-Rekonstruktionen vereinbar heraus, der mPMIP-Februar dagegen nicht. Beim west- und mitteleuropäischen Niederschlag ist demnach das mPMIP-Experiment realitätsnäher als das AMIP-Experiment. Dies ist zum Teil der Qualität des ECHAM3-Modellniederschlags zuzuschreiben. Es stützt aber auch eine weitere Kompatibilitätsthese, die sich diesmal auf die Vereinbarkeit der aufgeführten Niederschlagsrekonstruktionen aus terrestrischen Proxys mit den entsprechenden SST-Rekonstruktionen bezieht, und zwar für den August, nicht aber für den Februar. Der exzessive europäische Niederschlag im mPMIP-Februar ist ein Indiz für zu hohe Baroklinität, die durch den möglicherweise zu steilen nordatlantischen meridionalen SST-Gradienten hervorgerufen wird.

Der europäische Niederschlag im regionalen LGM-AUG ist unter der oben verwendeten Voraussetzung nicht vereinbar mit der Proxy-Rekonstruktion. Hier zeigen sich die beschriebenen Schwächen der in dieser Arbeit vorgestellten Modellierungen beim Niederschlag über Landflächen. Die im Vergleich zum mPMIP-Februar bessere Vergleichbarkeit der europäi-

6 *Diskussion*

schen LGM-FEB-Niederschläge mit den Proxy-Rekonstruktionen ist als Kompensation der exzessiven Niederschläge im mPMIP mit den regional zu schwach modellierten Niederschlägen zu werten.

7 Schlussfolgerungen

In der vorliegenden Arbeit wurden regionale Klimamodellierungen für den nördlichen Nordatlantik zum Letzten Glazialen Maximum vorgestellt. Die antreibende Globalmodellierung orientierte sich am *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project* (PMIP).

Die Regionalmodellierungen reproduzieren weitgehend die Antriebsdaten bei der monatlichen Grundzirkulation, bei der monatlichen Zirkulationsvariabilität und beim bodennahen Wind. Durch die höhere regionale Modellauflösung wurden dabei Verbesserungen und Präzisierungen im Vergleich zu den Antriebsdaten in folgenden Bereichen erzielt:

- teilweise realistischerer Niederschlag über dem Europäischen Nordmeer;
- detailliertere und in den Februar-Experimenten stärkere Modellierung katabatischer Winde an den Eisschildhängen;
- teilweise stärkere Steigungsniederschläge;
- keine spektralen Artefakte beim Niederschlag vor der norwegischen Küste.

Als Schwachstellen der regionalen Modellierungen erwiesen sich:

- geringe Niederschläge in Modellrandnähe und über kalten Oberflächen;
- im LGM-August zu ausgedehnte Schneeflächen in Mittel- und Westeuropa, deshalb zu geringe Oberflächentemperaturen in England;
- im LGM-Februar zu geringe Temperaturen in England, möglicherweise infolge zu kalter Werte bei der Oberflächentemperatur des nahen Nordatlantiks.

Die glazialen August- und Februar-Modellierungen wurden mit dem regionalen Klimamodell REMO durchgeführt. Das Modellgebiet erstreckt sich von den Pyrenäen bis zum Nordpol und von Labrador bis zur Karasee. Die Randbedingung entspricht wie diejenige der antreibenden Globalmodellierung weitgehend den PMIP-Vorgaben. Auf dem nördlichen Nordatlantik wurde die sommerliche Ozeanoberflächentemperatur allerdings gemäß der Rekonstruktion von Weinelt et al. (1996) um stellenweise mehr als 10 °C wärmer vorgegeben. Den glazialen wurden rezente Modellexperimente für die gleiche Region sowie die antreibenden Globalmodellierungen gegenübergestellt. Daneben wurden die glazialen Modellierungen mit Rekonstruktionen aus terrestrischen Proxydaten, die rezenten Modellierungen mit Reanalysedaten des ECMWF verglichen.

7 Schlussfolgerungen

Bei der Auswertung der Modellergebnisse wurden die monatliche Grundzirkulation und die monatliche Variabilität der Zirkulation, jeweils auf dem 500-hPa-Druckniveau und in Bodennähe, sowie die klimatischen Bedingungen am Boden betrachtet.

Die monatliche Grundzirkulation und die monatliche Variabilität der Zirkulation stimmen in den Regionalexperimenten weitgehend mit dem Antrieb überein und wurden deshalb als erfolgreich modelliert bewertet. Die maßvolle Entwicklung zusätzlicher Zirkulationsvariabilität gegenüber dem Antrieb dokumentiert die Eigenständigkeit des Modells in einem ebenfalls positiv zu sehenden Umfang. Im Gegensatz zu den rezenten Modellierungen wird neben dem Zentrum des 500-hPa-Trogs über N-Kanada/NW-Grönland im LGM des Antriebs und der Regionalexperimente ein zusätzliches Zentrum über dem Barents-Eisschild modelliert, im Februar dominant, im August schwach ausgeprägt. Ebenso im Gegensatz zur rezenten Situation und in Übereinstimmung mit anderen Paläomodellierungen wird im LGM kein subpolares mittleres Tiefdruckgebiet ausgebildet. Der in den einzelnen Modellzeitschritten höhere Detailreichtum der Zirkulation ist in der monatlichen Grundzirkulation und Zirkulationsvariabilität vor allem in der Nähe steiler orographischer Strukturen in gewissem Maß wiederzufinden. In der monatlichen Grundzirkulation wurden Abweichungen bei den rezenten Modellierungen von den Vergleichsdaten auf bekannte Schwachpunkte des antreibenden Modells zurückgeführt.

Die Modellierungen der rezenten Oberflächentemperatur sind größtenteils mit den Vergleichsdaten vereinbar. Abweichungen sind teilweise mit den gerade erwähnten Schwachpunkten des antreibenden Modells bei der rezenten Grundzirkulation verknüpft. Für den kleinen Teil des Modellgebiets, in dem glaziale Temperaturrekonstruktionen nach terrestrischen Proxydaten zur Verfügung standen, waren diese im August mit den entsprechenden modellierten Oberflächentemperaturen weitgehend vereinbar. Nur in England widersprachen dort übermäßig modellierte Schneefelder und deshalb zu kalte Temperaturen den Rekonstruktionen. Dies ließe sich möglicherweise durch verlängerte *Spin-Up*-Dauern korrigieren. Im Februar sind die modellierten glazialen Oberflächentemperaturen in S-Frankreich und N-Spanien mit den proxygestützten Rekonstruktionen vereinbar. Zu kalte Modellierungen weiter nördlich in W-Europa werden als Indiz dafür gewertet, dass die Rekonstruktion der Ozeanoberflächentemperatur, auf der die vorgeschriebene marine Randbedingung basierte (CLIMAP, 1981), auf dem nördlichen Nordatlantik einen zu starken Temperaturabfall nach N hin und eine zu ausgedehnte Meereisbedeckung sieht.

Die rezenten Vergleichsdaten zeigen, dass der Niederschlag über nicht zu kaltem Untergrund, insbesondere über Meeresgebieten, und in ausreichender Entfernung vom Modellrand erfolgreich modelliert wurde. So wurden realistischere Niederschläge über dem westlichen Teil des nordatlantischen Häufungsbereichs von Sturm-Zugbahnen modelliert als im Antrieb. Unter günstigen Bedingungen führte die hohe Modellauflösung an den Hängen von Gebirgen und Eisschilden zu detailliert modellierten Steigungsniederschlägen, die stellenweise die Niederschläge im Antrieb übertrafen. Geringe Niederschläge in Modellrandnähe waren modellversionsbedingt. Zu geringe und teilweise praktisch ganz verschwindende Nie-

derschläge über kalten Oberflächen (z. B. in Grönland) stellen dagegen einen Modellierungsfehler dar, der in bisher veröffentlichten Experimenten mit dem REMO in dieser Form nicht auftritt. Die Ursache hierfür konnte nicht gefunden werden.

Neben den Vorteilen bei der Modellierung von katabatischen Winden und Steigungsnieberschlägen ermöglicht die höhere Auflösung der regionalen Orographie gegenüber dem Antrieb die realitätsnähere Modellierung orographisch bedingter Variationen der Oberflächen-temperatur. Verbesserungen bei der Modellierung bodennaher Klimabedingungen durch die höhere Auflösung der anderen Felder der regionalen unteren Randbedingung konnten nicht identifiziert werden.

Die lokal auftretende übermäßige Schneebedeckung im glazialen August und besonders der in Teilen des Modellgebiets fast ganz verschwindende Niederschlag schränken den Wert der vorgestellten Modellierungen im Sinne einer Rekonstruktion bodennaher glazialer Klimabedingungen ein. An die Qualität der Antriebsdaten reicht das regional modellierte bodennahe Klima in diesen Aspekten nicht heran.

Die Modellierungen des glazialen Februars auf dem nördlichen Nordatlantik wirft die Frage auf, wie eine zeitlich hoch variable Zirkulation mit einem ausgesprochen flachen horizontalen Verlauf des mittleren Bodenluftdrucks vereinbar ist. Mit Blick auf die übermäßig modellierte Schneebedeckung im mittelenglischen glazialen Sommer sowie die geringen Niederschläge über kalten Oberflächen sollte die physikalische Parametrisierung des REMO gerade im Hinblick auf kalte Oberflächenbedingungen überprüft werden, bevor weitere LGM-Experimente mit diesem Modell durchgeführt werden. Die Nutzung von LGM-Antriebsdaten aus einer ECHAM-Modellierung, deren Parametrisierung mit derjenigen des darauf aufbauenden REMO-Experimentes übereinstimmt, würde möglicherweise die Realitätsnähe der Regionalmodellierung weiter verbessern. Weiterhin können zukünftige Modellierungen von zwischenzeitlichen Fortschritten nicht nur in der Modellierungstechnik sondern auch in der Rekonstruktion der Randbedingung profitieren.

7 Schlussfolgerungen

Anhang

A.1 Globales NN-Bodenluftdruckmittel im LGM

Dass der global gemittelte NN-Bodenluftdruckmittel im LGM höher war als heute, hat einen geometrisch-orographischen und einen thermischen Grund. In der folgenden Überschlagsrechnung soll die Erhöhung des Meeresspiegels durch die Erwärmung des globalen Ozeans vernachlässigt werden.

Dem Volumen, das die Atmosphäre zwischen dem damaligen und dem heutigen Meeresspiegel zusätzlich ausfüllte, stand ein Luftvolumen gegenüber, das von dem heute nicht existierenden Teil der im LGM aufgebauten Festland-Eismassen verdrängt wurde. Diese Volumina sollen hier gleich gesetzt werden und als das Produkt der globalen Meeresfläche mal der Meeresspiegeldifferenz dargestellt werden. Der Anteil der aus dem Meer herausgehobenen Kontinente am verdrängten Luftvolumen (vgl. Kap. 1.3) lässt sich überschlagsmäßig als das Produkt der globalen Landfläche mal der Meeresspiegeldifferenz berechnen, woraus sich für das gesamte verdrängte Luftvolumen das Produkt der Meeresspiegeldifferenz mal der Erdoberfläche ergibt.

Die verdrängte Luftmasse ist das Produkt des verdrängten Volumens mal der mittleren Luftdichte im Volumen. Diese Luftmasse wird als gleichmäßig über der Erdoberfläche verteilt gedacht, die gesamte Atmosphärenmasse im LGM als gleich der heutigen angesehen. Damit ist die im LGM auf dem Meeresspiegel zusätzlich auflastende Luftsäule im globalen Flächenmittel gleich der mittleren Luftdichte des verdrängten Volumens mal der Meeresspiegeldifferenz, der zusätzliche mittlere NN-Bodenluftdruck gleich der Luftsäule mal der Erdbeschleunigung. Mit einem um etwa $\Delta_{hNN} = 120$ m niedrigeren Meeresspiegel (Hanebuth et al., 2000; Fairbanks, 1989), einer mittleren Dichte des verdrängten Luftvolumens von etwa $\bar{\rho} = 1,1 \text{ kg m}^{-3}$ und der Erdbeschleunigung $g = 9,81 \text{ m s}^{-2}$ ergibt diese Überschlagsrechnung folgende orographisch bedingte Erhöhung Δ_{pNN} des globalen NN-Bodenluftdruck-Flächenmittels im LGM gegenüber heute:

$$\begin{aligned}\Delta_{pNN} &= g \bar{\rho} \Delta_{hNN} \\ &\approx 13 \text{ hPa}\end{aligned}$$

Bei der Einrichtung des ECHAM3 für das mPMIP-Experiment war das zusätzliche kontinentale Eisvolumen berücksichtigt worden, aber nicht die Meeresspiegelabsenkung. Unter diesen Bedingungen wäre in der obigen Abschätzung die von den Kontinenten verdrängte

CPU-Zeit je ...	pZs (s)	Lauf (s)	Exp. (h)
Präprozessierung	10	1 400	3,9
Modellierung	8,5	86 000	240
Postprozessierung	–	220	0,61

Tab. A.1: Numerische Kosten der Modellexperimente. Prozessierte Zeitschritte (pZs) sind bei der Präprozessierung die Randbedingungszeitschritte (12-stündig), bei der Modellierung die Prognosezeitschritte (5-minütig). Die Kosten der Postprozessierung sind nicht proportional zur modellierten Zeitspanne; deshalb fehlen hier die Angaben zu den pZs. Die aufgeführten Arbeiten wurden auf einer Cray-SV1 des Rechenzentrums der Universität Kiel durchgeführt.

Luftmasse auszuklammern, die etwa einem Drittel des gesamten Effekts entspricht. Von den etwa 12 hPa, die der NN-Bodenluftdruck im Flächenmittel beim mPMIP-Experiment höher ist als beim AMIP-Experiment, sind demnach etwa drei Viertel (9 hPa) geometrisch begründet, das restliche Viertel thermisch.

A.2 Erstellung von Graphiken

Um einen schnellen Überblick über Modelldaten zu bekommen, wurde das GrADS (*Gridded Analysis and Display System*) genutzt. Mit den GMT (*Generic Mapping Tools*) lassen sich dagegen qualitativ anspruchsvollere EPS-Graphiken erzeugen (z. B. durch die Einbindung von PostScript-Zeichensätzen).

Zur Unterstützung des GrADS wurde das Programm „gbvint“ zur Transformation der Modelldaten vom GRIB-Datenformat, das von der verwendeten REMO-Version ausgegeben wird, in das Standard-GrADS-Datenformat genutzt (vgl. Kap. 3.3). Dieses wird vom Programm „gastat“ weiterverarbeitet. Die Programme „gbvint“ und „gastat“ sind mit einer hohen Flexibilität ausgestattet, aber weder so robust noch so weitgehend automatisiert wie die Präprozessierung und die Modellierung. Es fiel deshalb bei der Postprozessierung ein höherer Bedienungsaufwand an als bei der Modellierung, wogegen die numerischen Kosten nur 2,5 ‰ der Gesamtkosten betragen (vgl. Tab. A.1).

Während im GRIB-Format jeder Datensatz Angaben über die enthaltenen Daten (Metadaten) enthält, sind im GrADS-Format die Metadaten in einer separaten Datei abgelegt. Eine Stärke des GrADS-Formates ist die Schnelligkeit, mit der auf einzelne Datensätze zugegriffen werden kann. Auch die einfache Manipulierbarkeit der Metadaten-Textdatei kann gerade bei experimentellen Anwendungen von Vorteil sein. Nachteilig kann sich die Trennung von Daten und Metadaten auswirken, wenn Unklarheiten in der Zuordnung von Daten und Metadaten auftreten.

Das GrADS strukturiert Daten nach einem fünfdimensionalen Schema: Jeder Datensatz stellt zwei horizontale Dimensionen dar; die Datensätze sind zuerst nach den Vertikalni-

veaus zu einer dargestellten Größe (Luftdruck, Temperatur o. ä.) angeordnet, dann nach den Größen zum jeweiligen Zeitpunkt und schließlich nach den dargestellten Zeitpunkten. Da eine Erhöhung der Datenstruktur-Dimensionalität im GrADS nicht vorgesehen ist, werden die verschiedenen statistischen Parameterfelder aus den Monats- und Experiment-Statistiken von „gastat“ als zusätzliche Vertikalniveaus behandelt, deren Bedeutung in Kommentarzeilen der Metadaten erklärt werden. In „gastat“ werden diese Kommentarzeilen ausgewertet, um die Datensätze verschiedener Dateien miteinander identifizieren zu können.

A.3 Bikubische B-Spline-Interpolation

Für die Koordinatentransformation bei der Einrichtung des Modells und der Anpassung der globalen Modelldaten an das regionale Modellgitter wurde eine bikubische B-Spline-Interpolation mit stetigen ersten Ableitungen verwendet (nach DWD, 1995: Kap. VII, Ab. 2.3.1; vgl. de Boor, 1962; 1990). Im Vergleich zur gewöhnlichen Spline-Interpolation zeichnet sich die hier verwendete Technik durch geringere Überschwinger und durch eine i. A. effizientere Berechnung aus.

Idealisierung

Die vorgegebenen Stützstellen werden als Rechteck-Gitter behandelt mit in X- und in Y-Richtung jeweils gleichen Abständen benachbarter Gitterpunkte. In unmittelbarer Polnähe wurden Stützstellen über den geographischen Nordpol hinweg mit 180° Längendifferenz wie benachbarte Stützstellen behandelt. Für die ECHAM3-Modelldaten wird diese geometrische Vereinfachung als unproblematisch angesehen, da die spektrale Dreiecksabschneidung gewährleistet, dass die zu transformierenden Felder trotz abnehmender zonaler Gitterpunktstände zu den Polen hin keine Variabilität auf kürzeren Längenskalen darstellen (vgl. Krishnamurti et al., 1998). Die Abweichungen von der geforderten Äquidistanz bei den Abständen benachbarter regionaler Modellgitterpunkte wird vernachlässigt.

Konstruktionsprinzipien

Gegeben sei ein Rechteckgitter von $n_x \times n_y$ Stützstellen $\{ \dots (x_i, y_j) \dots \}$ und jeweils dazugehörigen Feldwerten $\{ \dots f_{i,j} \dots \}$; überall haben benachbarte x_i bzw. y_j gleiche Abstände:

$$x_i := x_1 + (i-1) \delta_x \quad , \quad y_j := y_1 + (j-1) \delta_y$$

Außerdem ist eine weitere Menge von n' Interpolationsstellen $\{ \dots (x'_k, y'_k) \dots \}$ gegeben, die das Gebiet $G_{\text{int}} = [x_2, x_{n_x-1}] \times [y_2, y_{n_y-1}]$ oder eine Teilfläche davon geeignet erfüllt. Gesucht wird für jede Interpolationsstelle (x'_k, y'_k) ein Interpolationswert f'_k , so dass das Feld der Interpolationswerte in dem von der Interpolationsstellenmenge $\{(x'_k, y'_k)\}$ abgedeckten Teil von G_{int} die wesentlichen Charakteristika des Feldes $\{f_{i,j}\}$ wiedergibt (s. Abb. A.1, nächste S.).

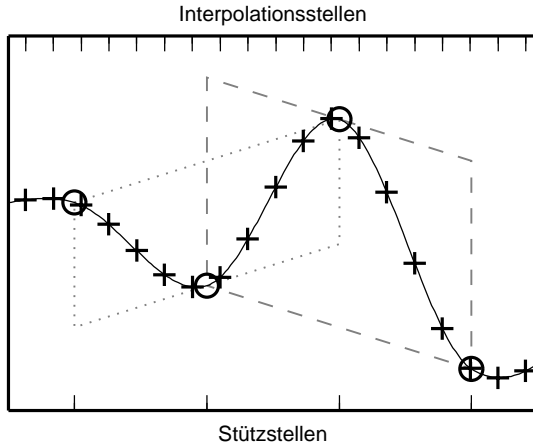


Abb. A.1: Veranschaulichung einiger Konstruktionsprinzipien der verwendeten zweidimensionalen bikubischen B-Spline-Interpolation (BSI) mit Hilfe einer analogen eindimensionalen kubischen BSI mit stetigen Ableitungen bei äquidistanten Stützstellen; Kreise: in den Stützstellen gegebenes Feld; graues gestricheltes/punktiertes Parallelogramm: Konstruktion der Steigung in einer Stützstelle aus den jeweils benachbarten Punkten; durchgezogene Linie: stückweise kubischer Interpolations-Spline; Kreuze: in den Interpolationsstellen ermitteltes interpoliertes Feld.

Um dies zu leisten, wird eine Interpolationsfunktion $g(x, y)$ konstruiert, mit der über $f'_k = g(x'_k, y'_k)$ die gesuchten Werte ermittelt werden. Die Funktion $g(x, y)$ soll folgende Kriterien erfüllen:

1. $g(x, y)$ ist in den Stützstellen identisch den Feldwerten:

$$g(x_i, y_j) = f_{i,j} \quad (\text{A.1})$$

2. $g(x, y)$ wird in jeder einzelnen Gitterzelle $G_{i,j} = [x_i, x_{i+1}] \times [y_j, y_{j+1}]$ durch ein bikubisches Polynom $p_{i,j}$ in x und y beschrieben:

$$g(x, y) = p_{i,j}(\xi, \eta) = \sum_{\mu=0}^3 \sum_{\nu=0}^3 p_{i,j,\mu,\nu} \xi^\mu \eta^\nu \quad (\text{A.2})$$

$$\text{mit } \xi := \frac{x-x_i}{\delta_x} \in [0, 1), \quad \eta := \frac{y-y_j}{\delta_y} \in [0, 1)$$

3. $g(x, y)$ ist im Gebiet G_{int} (also insbesondere auf den Grenzlinien der Gitterzellen) stetig und unter $\frac{\partial}{\partial x}$, $\frac{\partial}{\partial y}$ und $\frac{\partial^2}{\partial x \partial y}$ stetig differenzierbar;
4. $g(x, y)$ hängt in jeder einzelnen Gitterzelle $G_{i,j}$ nur von den Feldwerten in den Stützstellen der Nachbarschaft $\{(x_{i+\ell}, y_{j+m}) \mid \ell, m \in \{-1 \dots 2\}\}$ ab.

Die Bedingungen A.1 bis 4 können erfüllt werden und bestimmen die Interpolationsfunktion $g(x, y)$ eindeutig, wenn man in jeder Stützstelle die geforderten Ableitungen mit den entsprechenden zentrierten Differenzen gleichsetzt (vgl. Abb. A.1):

$$\begin{aligned} [\quad g(x_i, y_j) &= \hat{f}_{i,j}^{0,0} := f_{i,j} \quad] && \hat{=} \text{Glg. (A.1)} \\ \delta_x \frac{\partial}{\partial x} g(x_i, y_j) &= \hat{f}_{i,j}^{1,0} := (f_{i+1,j} - f_{i-1,j}) / 2 \\ \delta_y \frac{\partial}{\partial y} g(x_i, y_j) &= \hat{f}_{i,j}^{0,1} := (f_{i,j+1} - f_{i,j-1}) / 2 \\ \delta_x \delta_y \frac{\partial^2}{\partial x \partial y} g(x_i, y_j) &= \hat{f}_{i,j}^{1,1} := (f_{i+1,j+1} - f_{i+1,j-1} - f_{i-1,j+1} + f_{i-1,j-1}) / 4 \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

Realisation

Basierend auf den Bedingungen A.1 bis 4 und dem Ansatz (A.3) wird im Folgenden ein Konstruktionsschema für $g(x, y)$ vorgestellt. Um für die Gitterzelle $G_{i,j} \subset G_{\text{int}}$ die Interpolationsfunktion $g(x, y)$ zu konstruieren, sind die Polynomkoeffizienten $\{p_{\mu,\nu} \mid \mu, \nu \in \{0 \dots 3\}\}^1$ aus den Feldwerten $\{f_{i+\ell, j+m} \mid \ell, m \in \{-1 \dots 2\}\}$ zu bestimmen. Dazu wird hier wie folgt vorgegangen: Durch Differentiation von Glg. (A.2) gemäß Bedingung 3 wird dargestellt, wie die Feldwerte und Differenzen $\{\hat{f}_{i+\ell, j+m}^{\alpha, \beta} \mid \alpha, \beta, \ell, m \in \{0, 1\}\}$ aus Ansatz (A.3) von den Polynomkoeffizienten $\{p_{\mu,\nu}\}$ abhängen; durch Gleichsetzen mit Ansatz (A.3) und Auflösen nach den Polynomkoeffizienten erhält man die gesuchte Abhängigkeit.

Die Abhängigkeit der $\{\hat{f}_{i+\ell, j+m}^{\alpha, \beta}\}$ von den $\{p_{\mu,\nu}\}$ lässt sich aus den Ableitungen von Glg. (A.2) konstruieren:

$$\begin{aligned} \hat{f}_{i+\xi, j+\eta}^{\alpha, \beta} &= \delta_x^\alpha \delta_y^\beta \frac{\partial^{\alpha+\beta}}{\partial x^\alpha \partial y^\beta} p\left(\frac{x-x_i}{\delta_x}, \frac{y-y_j}{\delta_y}\right) = \frac{\partial^{\alpha+\beta}}{\partial \xi^\alpha \partial \eta^\beta} p(\xi, \eta) \\ &= \sum_{\mu=\alpha}^3 \sum_{\nu=\beta}^3 p_{\mu,\nu} \frac{\mu! \nu!}{(\mu-\alpha)! (\nu-\beta)!} \xi^{\mu-\alpha} \eta^{\nu-\beta}, \quad \alpha, \beta, \xi, \eta \in \{0, 1\} \end{aligned} \quad (\text{A.4})$$

Zur Reduktion der Anzahl der Indizes werden hier die $\{p_{\mu,\nu}\}$, $\{\hat{f}_{i+\ell, j+m}^{\alpha, \beta}\}$ und $\{f_{i+\ell, j+m}\}$ umindiziert und als Spaltenvektoren dargestellt:

$$\begin{aligned} \tilde{p}_\lambda &= p_{\mu,\nu}, & \tilde{f}_\gamma &= \hat{f}_{i+\ell, j+m}^{\alpha, \beta}, & \tilde{f}_k &= f_{i+\ell, j+m} \\ i, j & \text{ fest}, & \lambda, \gamma, k & \in \{1 \dots 16\} \\ \mu, \nu, \alpha, \beta & \in \{0 \dots 3\}, & \tilde{f}: \ell, m & \in \{0, 1\} \quad \text{bzw.} \quad \tilde{f}: \ell, m \in \{-1 \dots 2\} \\ & (\text{z. B. mit } \lambda = 1 + \mu + 4\nu, \quad \gamma = 1 + \alpha + 2\beta + 4\ell + 8m, \quad k = 6 + \ell + 4m) \end{aligned} \quad (\text{A.5})$$

Damit lassen sich die Abhängigkeiten der $\{\tilde{f}_\gamma\}$ von den $\{\tilde{p}_\lambda\}$ und den $\{\tilde{f}_k\}$ in einfacher Matrixschreibweise darstellen:

$$\begin{pmatrix} \tilde{f}_1 \\ \tilde{f}_2 \\ \vdots \\ \tilde{f}_{16} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_{1,1} & a_{1,2} & \dots & a_{1,16} \\ a_{2,1} & a_{2,2} & \dots & a_{2,16} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ a_{16,1} & a_{16,2} & \dots & a_{16,16} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \tilde{f}_1 \\ \tilde{f}_2 \\ \vdots \\ \tilde{f}_{16} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} b_{1,1} & b_{1,2} & \dots & b_{1,16} \\ b_{2,1} & b_{2,2} & \dots & b_{2,16} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ b_{16,1} & b_{16,2} & \dots & b_{16,16} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \tilde{p}_1 \\ \tilde{p}_2 \\ \vdots \\ \tilde{p}_{16} \end{pmatrix}$$

oder auch: $\hat{\mathbf{f}} = \mathbf{A} \mathbf{f} = \mathbf{B} \mathbf{p}$ (A.6)

Die Komponenten von \mathbf{A} werden aus dem Ansatz (A.3) berechnet, die von \mathbf{B} mit Glg. (A.4). Es zeigt sich, dass \mathbf{B} regulär und damit invertierbar ist, weshalb durch Matrixmul-

¹In unzweideutigen Fällen werden die Indizes i und j beim Polynom p weggelassen.

Multiplikation mit \mathbf{B}^{-1} von links an Glg. (A.6) die Abhängigkeit der $\{\tilde{p}_\lambda\}$ von den $\{\tilde{f}_k\}$ dargestellt werden kann:

$$\mathbf{p} = \mathbf{B}^{-1}\mathbf{A}\mathbf{f} \quad (\text{A.7})$$

Für eine beliebige Gitterzelle $G_{i,j} \subset G_{\text{int}}$ lassen sich aus den benachbarten Punkten mit $\mathbf{B}^{-1}\mathbf{A}$ die Koeffizienten des Polynoms $p_{i,j}(\xi, \eta)$ und mit diesen für beliebige Punkte in der Zelle die Werte der Interpolationsfunktion bestimmen. In Tabelle A.2, nächste S. sind die Komponenten von $\mathbf{B}^{-1}\mathbf{A}$ angegeben. Die Konstruktionsvorschrift für diese Koeffizienten gewährleistet die Erfüllung der Bedingungen, die an $g(x, y)$ gestellt werden. Weil $g(x, y)$ stückweise aus bikubischen Polynomen zusammengesetzt wird, deren Koeffizienten über Bedingungen an Funktionswerte und Ableitungen an das zu beschreibende Wertefeld angepasst werden, wird diese Interpolationsfunktion auch als bikubischer *B-Spline* bezeichnet (vgl. de Boor, 1962; 1990).

	1				ξ				ξ^2				ξ^3			
y_{j+2}	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
y_{j+1}	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
y_j	·	1	·	·	$-\frac{1}{2}$	·	$\frac{1}{2}$	·	1	$-\frac{5}{2}$	2	$-\frac{1}{2}$	$-\frac{1}{2}$	$\frac{3}{2}$	$-\frac{3}{2}$	$\frac{1}{2}$
y_{j-1}	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
	η				$\xi\eta$				$\xi^2\eta$				$\xi^3\eta$			
y_{j+2}	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
y_{j+1}	·	$\frac{1}{2}$	·	·	$-\frac{1}{4}$	·	$\frac{1}{4}$	·	$\frac{1}{2}$	$-\frac{5}{4}$	1	$-\frac{1}{4}$	$-\frac{1}{4}$	$\frac{3}{4}$	$-\frac{3}{4}$	$\frac{1}{4}$
y_j	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
y_{j-1}	·	$-\frac{1}{2}$	·	·	$\frac{1}{4}$	·	$-\frac{1}{4}$	·	$-\frac{1}{2}$	$\frac{5}{4}$	-1	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{4}$	$-\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$-\frac{1}{4}$
	η^2				$\xi\eta^2$				$\xi^2\eta^2$				$\xi^3\eta^2$			
y_{j+2}	·	$-\frac{1}{2}$	·	·	$\frac{1}{4}$	·	$-\frac{1}{4}$	·	$-\frac{1}{2}$	$\frac{5}{4}$	-1	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{4}$	$-\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$-\frac{1}{4}$
y_{j+1}	·	2	·	·	-1	·	1	·	2	-5	4	-1	-1	3	-3	1
y_j	·	$-\frac{5}{2}$	·	·	$\frac{5}{4}$	·	$-\frac{5}{4}$	·	$-\frac{5}{2}$	$\frac{25}{4}$	-5	$\frac{5}{4}$	$\frac{5}{4}$	$-\frac{15}{4}$	$\frac{15}{4}$	$-\frac{5}{4}$
y_{j-1}	·	1	·	·	$-\frac{1}{2}$	·	$\frac{1}{2}$	·	1	$-\frac{5}{2}$	2	$-\frac{1}{2}$	$-\frac{1}{2}$	$\frac{3}{2}$	$-\frac{3}{2}$	$\frac{1}{2}$
	η^3				$\xi\eta^3$				$\xi^2\eta^3$				$\xi^3\eta^3$			
y_{j+2}	·	$\frac{1}{2}$	·	·	$-\frac{1}{4}$	·	$\frac{1}{4}$	·	$\frac{1}{2}$	$-\frac{5}{4}$	1	$-\frac{1}{4}$	$-\frac{1}{4}$	$\frac{3}{4}$	$-\frac{3}{4}$	$\frac{1}{4}$
y_{j+1}	·	$-\frac{3}{2}$	·	·	$\frac{3}{4}$	·	$-\frac{3}{4}$	·	$-\frac{3}{2}$	$\frac{15}{4}$	-3	$\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$-\frac{9}{4}$	$\frac{9}{4}$	$-\frac{3}{4}$
y_j	·	$\frac{3}{2}$	·	·	$-\frac{3}{4}$	·	$\frac{3}{4}$	·	$\frac{3}{2}$	$-\frac{15}{4}$	3	$-\frac{3}{4}$	$-\frac{3}{4}$	$\frac{9}{4}$	$-\frac{9}{4}$	$\frac{3}{4}$
y_{j-1}	·	$-\frac{1}{2}$	·	·	$\frac{1}{4}$	·	$-\frac{1}{4}$	·	$-\frac{1}{2}$	$\frac{5}{4}$	-1	$\frac{1}{4}$	$\frac{1}{4}$	$-\frac{3}{4}$	$\frac{3}{4}$	$-\frac{1}{4}$
	x_{i-1}	x_i	x_{i+1}	x_{i+2}	x_{i-1}	x_i	x_{i+1}	x_{i+2}	x_{i-1}	x_i	x_{i+1}	x_{i+2}	x_{i-1}	x_i	x_{i+1}	x_{i+2}

Tab. A.2: Die Abhängigkeit der Polynomkoeffizienten $\{p_{\mu,\nu} \mid \mu, \nu \in \{0 \dots 3\}\}$ des interpolierenden bikubischen B-Splines von den Feldwerten $\{f_{i+\ell, j+m} \mid \ell, m \in \{-1 \dots 2\}\}$; in jedem Kasten sind die Anteile der Feldwerte $\{f_{i+\ell, j+m}\}$ an einem Koeffizienten $p_{\mu,\nu}$ angegeben; der Ausdruck $\xi^\mu \eta^\nu$ kennzeichnet den im jeweiligen Kästchen dargestellten Koeffizienten; die Spaltenbeschriftung $x_{i+\ell}$ bezeichnet die Spalte mit den Anteilen der $f_{i+\ell, \dots}$, die Reihenbeschriftung y_{j+m} die Reihe mit den Anteilen der $f_{\dots, j+m}$; ein Punkt als Feldwert-Anteil steht für Null.

A.4 Glossar

Im Folgenden werden einige meteorologische und modellierungstechnische Begriffe kurz vorgestellt, aber auch einige Begrifflichkeiten in der Bedeutung erläutert, wie sie in dieser Arbeit verwendet wird (▷ äquivalenter Gitterpunktabstand, Boden, Gitter, Grund, Höhengniveau, Orographie). Weitergehende Informationen sind der Literatur zu entnehmen (z. B. Möller, 1973; GARP, 1979; Liljequist und Cehak, 1987; Kurz, 1990; Etling, 1996; Krishnamurti et al., 1998; von Storch et al., 1999; von Storch und Zwiers, 1999). Querverweise auf andere Einträge in diesem Glossar sind mit einem Pfeil (▷) gekennzeichnet.

Abschneidung

s. ▷ spektrale Auflösung

absolute Topographie

= geopotentielle ▷ Topographie einer Druckfläche (▷ Geopotential).

Advektion

= horizontales Heranführen von Luftmassen.

ageostrophische Strömungs- oder Windkomponente

= Strömungs- oder Windkomponente senkrecht zur ▷ geostrophischen Strömungskomponente

Analyse

Auf der Grundlage einer Zustandsschätzung (etwa einer Vorhersage für den betrachteten Zeitpunkt auf Grundlage einer vorhergehenden A.) werden in einer A. aktuelle meteorologische Beobachtungsdaten unter Berücksichtigung der jeweiligen Datenqualität assimiliert.

antizyklonale Strömung

Antizyklonal ist eine Strömung, die einem nach rechts schwenkenden Bogen folgt. Hochdruckgebiete in außertropischen nördlichen Breiten werden antizyklonal umströmt. (Ggs.: ▷ zyklonale Strömung)

äquivalenter Gitterpunktabstand

= hier bei spektraler ▷ R- oder ▷ T-Abschneidung der äquatoriale Gitterpunktabstand des ▷ äquivalenten Gitters zur gegebenen ▷ spektralen Auflösung; bei R-Abschneidung sollte zusätzlich auch der meridionale Gitterpunktabstand angegeben werden.

äquivalentes Gitter

= das ▷ Punktgitter, auf das sich ein ▷ spektral dargestelltes Feld am effizientesten in eine ▷ Ortsdarstellung umkehrbar transformieren lässt.

Das ä. G. ist auf den Längen- und Breitenkreisen eines Gaußschen Gitters definiert: Benachbarte Längskreise haben gleiche Abstände, die Positionen der Breitenkreise werden durch die Nullstellen eines Legendre-Polynoms bestimmt (Krishnamurti et al., 1998). Ein Gitter mit μ Punkten in zentraler Richtung kann sowohl bei T_n - wie bei R_m -Abschneidung (s. \triangleright spektrale Auflösung) bis n bzw. $m \leq (\mu - 1)/3$ darstellen; ein Gitter mit ν Punkten in meridionaler Richtung kann bei T_n -Abschneidung spektrale Auflösungen bis $n \leq (2\nu - 1)/3$, bei R_m -Abschneidung bis $m \leq (2\nu - 1)/5$ darstellen. Häufig wird für eine hohe Effizienz der *Fast Fourier Transformation* (FFT) auf die Ortsdarstellung gefordert, dass in den Primfaktorzerlegungen von μ und ν nur die Faktoren 2, 3 und 5 vorkommen. Deshalb transformiert man z. B. eine T42-Abschneidung auf ein Gitter mit 128×64 Punkten, eine R42-Abschneidung auf ein Gitter mit 128×108 Punkten. Der Punktabstand auf dem Äquator ist bei einem ä. G. zu einer T-Abschneidung gleich dem meridionalen Punktabstand, bei einem ä. G. zu einer R-Abschneidung ist der äquatoriale Punktabstand größer.

atmosphärische Grenzschicht

= \triangleright planetare Grenzschicht

Auflösung

= ein Maß für die Abmessungen der kleinsten Strukturen, die bei einer gegebenen \triangleright spektralen oder \triangleright Ortsdarstellung identifizierbar sind. Bei einer Ortsdarstellung mit äquidistantem \triangleright Punktgitter kann der Gitterpunktabstand, bei spektraler Darstellung die Kennung des Koeffizientenabschneidemodells (= die \triangleright spektrale A.) oder der \triangleright äquivalente Gitterpunktabstand zur Kennzeichnung der A. dienen. Bei abnehmendem Gitterpunktabstand steigt die A.

barokline Schichtung, Baroklinität

Isobaren- und Isothermenflächen verlaufen bei b. S. nicht parallel (Ggs.: \triangleright barotrope S.), der \triangleright geostrophische Wind verändert sich mit der Höhe (\triangleright thermischer Wind). Der Temperaturgradient auf einem \triangleright Druckniveau kann als Maß für Baroklinität dienen. Baroklinität kann \triangleright Zyklogenese fördern (barokline Instabilität).

barotrope Schichtung

Isobaren- und Isothermen-Flächen verlaufen bei b. S. parallel (Ggs.: \triangleright barokline S.), der \triangleright geostrophische Wind verändert sich nicht mit der Höhe.

Boden

Mit „Boden“ ist in dieser Arbeit nur im Zusammenhang mit dem Bodenmodell die Landoberfläche gemeint. Ansonsten wird so der untere Rand der Atmosphäre bezeichnet, unabhängig, ob Land oder Meer. (\triangleright Grund, \triangleright Oberfläche)

Bodenluftdruck, auf NN reduziert

\triangleright NN-Bodenluftdruck

Anhang

Coriolis-Beschleunigung

Scheinkraft in rotierenden Koordinatensystemen. Sie bewirkt z. B. in außertropischen nördlichen Breiten den ▷ zyklonalen Drehsinn von Tiefdruckgebieten und den antizyklonalen von Hochdruckgebieten.

Druckniveau

= Fläche mit konstantem Druck, die als ▷ Vertikalniveau verwendet wird.

finite Differenzen

Eine Modellierung mit finiten Differenzen arbeitet mit Zustandsfeldern in ▷ Ortsdarstellung und mit Differenzgleichungen für die Durchführung von Prognoseschritten. Zur Orts-Diskretisierung wird das dargestellte Feld für die Modellierung nur auf einer diskreten und endlichen Punktmenge definiert. Eine solche Punktmenge wird häufig als ein ▷ Punktgitter realisiert.

freie Atmosphäre

Die Strömung in der f. A. wird nicht von Scherturbulenzen gestört, die von der Bodenrauigkeit erzeugt werden. Die f. A. grenzt an ihrer Unterseite an die ▷ planetare Grenzschicht.

Geopotential

= spezifische potentielle Energie im Gravitationsfeld der Erde, i. A. relativ zum Geoid. Bisweilen wird der Begriff des Geopotentials mit der ▷ geopotentiellen Höhe identifiziert.

geopotentielle Höhe

Linear zum ▷ Geopotential lässt sich die g. H. (z. B. über ▷ NN) definieren, die bei geringer Veränderlichkeit der Erdbeschleunigung entsprechend wenig von der metrischen Höhe abweicht.

geostrophische Strömungs- oder Windkomponente

= Strömungs- oder Windkomponente in Richtung des ▷ geostrophischen Windes. Senkrecht dazu: ▷ Ageostrophische Strömungskomponente.

geostrophischer Wind

= horizontale Strömung, deren ▷ Coriolis-Beschleunigung die Resultierende der Volumenkräfte (Druckgradientkraft, Gravitation), jeweils bezogen auf den horizontalen Anteil, aufhebt. Der g. W. folgt den Schnittlinien der Isobaren- mit den Isohypsenflächen. Am Äquator ist der g. W. wegen der hier fehlenden Coriolis-Beschleunigung nicht definiert. Der g. W. ist um so stärker, je steiler die Isobaren- und Isohypsenflächen zueinander stehen. Auf der Nordhalbkugel ist der g. W. so orientiert, dass auf einem Höhenniveau der Luftdruck in Strömungsrichtung gesehen nach rechts ansteigt und nach links abfällt bzw. auf einem Druckniveau das ▷ Geopotential. Der Temperaturgradient auf

einem \triangleright Druckniveau ist ein Maß für die Veränderung des g. W. mit der Höhe (\triangleright thermischer Wind).

In der \triangleright freien Atmosphäre wird die Strömung in der Regel in guter Näherung durch den g. W. beschrieben. Unter dem Einfluss der Reibung am \triangleright Boden wird dieser abgebremst und zum niedrigeren Druck hin abgelenkt.

Gitter

hier bedeutungsgleich zu \triangleright Punktgitter.

Grund

= in dieser Arbeit der untere Rand der Atmosphäre, unabhängig, ob Land oder Meer (z. B. in „2 m über Grund“; vgl. \triangleright Boden, \triangleright Oberfläche)

Höheniveau

Eine Fläche mit konstanter \triangleright Geopotentialdifferenz zu einer Bezugsfläche, etwa zum Geoid oder zum \triangleright Boden. Ohne genauere Bezeichnung ist hier das Geoid die Referenzfläche.

hydrostatische Näherung

Unter Vernachlässigung des dynamischen Einflusses der Luftbewegung auf den Luftdruck wird angenommen, dass der Luftdruck nur vom Gewicht der auflastenden Luftsäulenmasse abhängt. Die Abnahme des Luftdruckes mit der geopotentiellen Höhe wird dann nur von der Luftdichte und der Erdbeschleunigung bestimmt.

katabatische Winde

= Fallwinde, die durch das Absinken stark abgekühlter bodennaher Luftschichten über geneigten (insbesondere Eis-) Oberflächen entstehen und durch die orographische Zwangsbedingung eine Horizontalkomponente erhalten. Auf großen nordhemisphärischen Flächen wird diese Strömung von der \triangleright Coriolis-Beschleunigung um etwa 30–60° aus der hangabwärts weisenden Richtung nach rechts abgelenkt (Klein et al., 2001; Klein, 2000; Heinemann, 1999). Im Gegensatz zu vielen großräumigen Strömungen in der freien Atmosphäre der mittleren und hohen Breiten balancieren k. W. nicht primär den horizontalen Druckgradienten gegen die Coriolisbeschleunigung, sondern in erster Linie den vertikalen Druckgradienten und Reibungskräfte gegen die Gravitation. K. W. sind deshalb weitgehend unabhängig vom \triangleright geostrophischen Wind.

langwellige Abstrahlung, Rückstrahlung

= die Temperaturstrahlung (größtenteils im infraroten Spektralbereich), welche die Erde in den Weltraum abstrahlt. Die Erd- und die Ozeanoberfläche strahlen Temperaturstrahlung nach oben in die Atmosphäre ab. Ein Teil dieser Strahlung wird von den Treibhausgasen der Atmosphäre absorbiert (H_2O , CO_2 , CH_4 etc.). Bei Bewölkung wird ein weiterer Teil von den Wolken wieder nach unten zurückgestreut oder absorbiert.

Anhang

Die Wolken strahlen wiederum Temperaturstrahlung nach oben ab. Die Intensität der Temperaturstrahlung nimmt stark mit steigender Temperatur des Strahlers zu; zudem strahlen Wolkentröpfchen mit ähnlich effektiver Emissivität ab wie die Erd- und die Ozeanoberfläche. Tiefe Wolken, die kaum kälter sind als die Oberfläche, strahlen deshalb mit ähnlicher Intensität wie die Oberfläche, hohe und damit kältere Wolken dagegen sehr viel schwächer. Die l. A. wird deshalb neben den Treibhausgasen von hoher Bewölkung effektiv abgeschwächt, von niedriger Bewölkung dagegen kaum.

Da auf polaren Eisschilden gerade im Winter häufig über sehr kalten oberflächennahen Luftmassen eine mächtige Inversionsschicht liegt, kann die Abstrahlung der Oberfläche von untergeordneter Bedeutung für die Gesamt-Abstrahlung sein. Außerdem sind unter solchen Bedingungen die Temperaturunterschiede über den troposphärischen Höhenbereich geringer als unter sonst üblichen Bedingungen. Deshalb hat Bewölkung in solchen Situationen keinen starken Einfluss auf die l. A.

meridional

= Längengradparallel.

meteorologischer Lärm

= hochfrequentes Rauschen in einer Zirkulationsmodellierung.

Modellgitter

= das Punktgitter, das ein Modell zur Ortsdarstellung seiner Zustandsfelder verwendet.

NN Mit NN wird hier die Höhe des Geoids bezeichnet, das mit dem jeweiligen mittleren Meeresspiegels (rezent bzw. LGM) korrespondiert.

NN-Bodenluftdruck

= Bodenluftdruck nach Herausrechnen des orographischen Anteils. Wo die Orographie auf NN liegt (z. B. auf See), ist der NN-B. gleich dem tatsächlichen Bodenluftdruck. Über Land wird der Bodenluftdruck auf NN extrapoliert, wofür ein Temperaturprofil zwischen NN und der höher liegenden Landoberfläche konstruiert wird. Bei der Reduktion gerade auf hohen Orographien sind Kompromisse einzugehen, wenn die Luftdichte an den einzelnen Höhenlinien der Orographie horizontal variiert, wie es i. A. der Fall ist.

Oberfläche

Um Verwechslungen zu vermeiden, wird die Lufttemperatur am Unterrand der Atmosphäre als Oberflächentemperatur und nicht als Bodentemperatur bezeichnet. (▷ Boden, ▷ Grund)

Okkludierung, Okklusion

Okkludierung = Vereinigung einer Warm- und einer Kaltfront im Frontensystem eines Boden-Tiefdruckgebiets (▷ synoptischer Wirbel).

Okklusion = der Fronttyp, der durch die Okkludierung einer Warm- und einer Kaltfront entsteht.

Orographie

Die ▷ Topographie der Oberfläche der festen Erde oder, wie hier, der unteren Begrenzungsfläche der Atmosphäre.

Ortsdarstellung

= direkte Darstellung der horizontalen Ortsabhängigkeit von Zustandsfeldern über deren Werte in verschiedenen Orten (vgl.: ▷ finite Differenzen; als Ggs.: ▷ spektrale Darstellung).

planetare Grenzschicht

In der p. G. wird die Strömung durch Scherturbulenzen gestört, die von der Bodenrauigkeit erzeugt werden. Die Mächtigkeit der p. G. beträgt je nach Oberflächenrauigkeit, Windgeschwindigkeit und thermischer Schichtungsstabilität etwa 150–1500 m über Grund. Oberhalb der p. G. grenzt die ▷ freie Atmosphäre an.

Punktgitter

Eine Punktmenge in Form eines P. wird über die Kreuzungspunkte zweier Kurvenscharen definiert (z. B. von Längen- mit Breitenkreisen).

R-Abschneidung

s. ▷ spektrale Auflösung

Rücken

= Gegenteil von ▷ Trog.

spektrale Auflösung

= Kennung des Spektralkoeffizientenabschneidemodells bei ▷ spektraler Darstellung.

Zur Beschränkung der berücksichtigten Koeffizienten bei ▷ spektraler Darstellung kommen als Abschneidemodelle häufig die rhomboidale oder die Dreiecksabschneidung zum Einsatz. Bei einer rhomboidalen R_m -Abschneidung ($m \in \mathbb{N}$) werden Koeffizienten zu den Ordnungen $-m$ bis m und in der Ordnung k zu den Graden $|k|$ bis $|k| + m$ berücksichtigt. Bei einer T_n -Dreiecksabschneidung ($n \in \mathbb{N}$) werden Koeffizienten zu den Graden 0 bis n und im Grad ℓ Ordnungen von $-\ell$ bis ℓ berücksichtigt. Bei einer Erhöhung von m bzw. n vergrößert sich der darstellbare Detailreichtum.

spektrale Darstellung

= Darstellung der horizontalen Ortsabhängigkeit von Zustandsfeldern über deren Entwicklungskoeffizienten nach Kugelfunktionen (vgl. demgegenüber: ▷ Ortsdarstellung). Bei s.-r. D. wird eine Diskretisierung durch die Beschränkung auf eine endliche Koeffizientenmenge realisiert (vgl. ▷ spektrale Auflösung).

spektrales Modell

Ein spektrales AGCM arbeitet entweder nur mit ▷ spektral dargestellten Zustandsfeldern, oder es verwendet die spektrale Darstellung in einem Teil des Prognoseschrittes, etwa in der Dynamik. In diesem Zusammenhang wird die Darstellung der Längen- und Breitenabhängigkeit von Zustandsfeldern als Ortsdarstellung, deren Entwicklung nach Kugelfunktionen als s. D. bezeichnet.

synoptischer Wirbel

= in außertropischen Breiten ein Wirbel von etwa 700–1500 km Durchmesser. In nördlichen außertropischen Breiten korrespondiert ein zyklonaler s. W. mit einem Bodentiefdruckgebiet, ein antizyklonaler s. W. mit einem Bodenhochdruckgebiet. In südlichen Breiten ist die Verknüpfung von Wirbel-Drehsinn und Bodenluftdruckanomalie umgekehrt.

In mittleren und hohen Breiten bilden sich viele s. W. im Bereich von Luftmassengrenzen, wo hohe ▷ Baroklinität die ▷ Zyklogenese fördert. Besonders mit einem Bodentiefdruckgebieten assoziierte s. W. (TW) vermischen die aneinander angrenzenden Luftmassen, deren Temperaturgegensatz die Energiequelle für den jeweiligen s. W. ist. Ohne die Auffrischung des Temperaturgegensatzes von unten ▷ okkludieren deshalb solche TW mit der Zeit, schwächen sich ab und lösen sich schließlich auf.

T-Abschneidung

s. ▷ spektrale Auflösung

thermischer Wind

= Differenz des ▷ geostrophischen Windes zwischen zwei ▷ Höhen- oder ▷ Druckniveaus. Nur bei ▷ barotroper Schichtung existiert kein th. W.

Die Vertikalableitung des geostrophischen Windes ist vom Betrag her proportional zum Betrag des Temperaturgradienten auf dem betreffenden Druckniveau, von der Richtung her stehen beide Vektoren senkrecht zueinander. Wo auf einem Druckniveau die Gradienten von Temperatur und ▷ Geopotential einen gleichgerichteten (entgegengesetzten) Anteil haben, da haben auch der thermische und der geostrophische Wind einen gleichgerichteten (entgegengesetzten) Anteil und der geostrophische Wind wird mit zunehmender Höhe stärker (schwächer). Sind die genannten Gradienten (anti-)parallel ausgerichtet, dann ändert sich die Richtung des geostrophischen Windes mit der Höhe nicht.

Topographie

= Lage einer Fläche im Raum, z. B. der Meeres-/Landoberfläche.

Trog Tröge und Rücken bezeichnen Senken bzw. Erhebungen der \triangleright absoluten Topographie einer Druckfläche.

Vertikalkoordinate

Eine Größe mit einem streng monotonen funktionellen Zusammenhang zur metrischen Höhe über \triangleright NN kann als Vertikalkoordinate verwendet werden. Beispiele sind die \triangleright geopotentielle Höhe, unter der Voraussetzung dessen strenger Monotonie auch der Luftdruck (etwa abgesichert durch die \triangleright hydrostatische Näherung) oder das Verhältnis von Luftdruck zu Bodenluftdruck.

virtuelle Temperatur

proportional zum Quotienten von Luftdruck durch Luftdichte. Die virtuelle Temperatur eines Atmosphärenvolumens ist gleich der thermodynamischen Temperatur, wenn das Volumen nur solche Gase enthält, die in der Tropo- und Stratosphäre in konstantem Mischungsverhältnis auftreten, z. B. Stickstoff, Sauerstoff, Edelgase. Der größte Anteil am Unterschied zwischen virtueller und thermodynamischer Temperatur bewirkt in der Troposphäre der Wasserdampfgehalt.

Vorzugswindrichtung

= Richtung des mittleren Windvektors, wenn dessen Betrag nicht viel kleiner ist als der Median der Windgeschwindigkeit (vgl. Kap. 3.4).

zonal

= entlang eines Breitenkreises.

zyklonale Strömung

Zyklonal ist eine Strömung, die einem nach links schwenkenden Bogen folgt. Tiefdruckgebiete in außertropischen nördlichen Breiten werden zyklonal umströmt. (Ggs.: \triangleright antizyklonale Strömung)

Zyklogenese, Zyklolyse

= Entstehung und Intensivierung bzw. Schwächung und Zerfall \triangleright synoptischer Wirbel, insbesondere solcher, die mit Bodentiefdruckgebieten korrespondieren.

Verzeichnisse

Abkürzungen

- AGCM** globales Atmosphären-Zirkulationsmodell (*atmospheric* ▷ GCM)
- AMIP** *Atmospheric Model Intercomparison Project* (Gates, 1992)
- CGCM** gekoppeltes globales Zirkulationsmodell (*coupled* ▷ GCM; für einen Vergleich verschiedener Modelle s. z. B. Lambert und Boer, 2001)
- CLIMAP** *Climate: Long-Range Investigation Mapping and Prediction* (CLIMAP, 1976; 1981)
- COHMAP** *Cooperative Holocene Mapping Project* (COHMAP, 1988)
- COLA** *Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies*; ein ▷ IGES-Zentrum (<http://grads.iges.org/cola.html>)
- DKRZ** Deutsches Klimarechenzentrum, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, D (<http://www.dkrz.de>)
- DWD** Deutscher Wetterdienst (<http://www.dwd.de>)
- ECHAM** ein ▷ AGCM, Hamburger (▷ MPIfM, ▷ DKRZ) Weiterentwicklung des ▷ AGCM des ▷ ECMWF (*cycle 31*)
- ECMWF** Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersagen, (*European Centre for Medium-range Weather Forecasts*), Reading, UK (<http://www.ecmwf.int>)
- EM** Europamodell des ▷ DWD (1995)
- EMIC** semikomplexes Erdsystemmodell, (*Earth system model of intermediate complexity*), z. B. Bern-2.5D-CM, CLIMBER, ECBILT, PUMA-LSG u. a. (für eine Übersicht über verschiedene Modelle s. z. B. PIK, 2000)
- ERA** ▷ ECMWF-Reanalyse (Gibson et al., 1999)
- ENSO** *El Niño/Southern Oscillation*; mehrjährige klimatische Oszillation mit Schwerpunkt im tropischen Pazifik.
- GCM** globales Zirkulationsmodell (*general circulation model*)
- GMT** *Global Mapping Tools* (<http://gmt.soest.hawaii.edu/>)
- GrADS** *Gridded Analysis and Display System* (<http://grads.iges.org/grads/>)
- GRIB** *GRIdded Binary*; ein ▷ WMO-Standard-Datenformat (<http://www.wmo.ch/web/www/reports/Guide-binary-2.html>)
- IGES** *Institute of Global Environment and Society, Inc.*, USA (<http://grads.iges.org/>)

Verzeichnisse

- kJvh** in dieser Arbeit: 1 kJvh = 1000 Kalenderjahre vor 1950; von anderen Autoren z. B. als „kyr_{cal} B.P.“ bezeichnet
- LAM** ein Atmosphärenmodell mit einem Modellgebiet von typischerweise einigen 100–1000 km Kantenlänge (*limited area model*); eine Realisationsmöglichkeit für ein Regionalmodell (▷ RCM)
- LGM** Letztes Glaziales Maximum, ca. 18–22 ▷ kJvh
- LGM-AUG, LGM-FEB**
in dieser Arbeit vorgestellte Experimente mit ▷ LGM-August- bzw. -Februar-Randbedingung
- LMD** *Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS/Ecole Normale Supérieure, Paris, F*
- LMDz** Anpassung des ▷ LMD5.3 ▷ AGCM an polares Klima und mit örtlich variierender Auflösung (für LMD-zoom; Krinner und Genthon, 1997; Krinner et al., 1997)
- MIHam** Meteorologisches Institut der Universität Hamburg, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, D
- MPIfM** Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, D (<http://www.mpimet.mpg.de/>)
- netCDF** *network Common Data Form* (<http://www.unidata.ucar.edu/packages/netcdf/>)
- NN** Normal-Null, Höhe des Geoids; vgl. Glossareintrag
- NOAA** *National Oceanic and Atmospheric Administration, Department of Commerce, USA* (<http://www.noaa.gov/>)
- OGCM** globales Ozean-Zirkulationsmodell (*oceanic* ▷ GCM)
- PMIP** *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project*
- RCM** Regionalmodell (*regional climate model*); entweder ein ▷ LAM oder ein ▷ AGCM mit örtlich variierender Auflösung
- REMO** ein regionales Atmosphärenmodell, Hamburger (▷ MPIfM, ▷ DKRZ) Weiterentwicklung aus dem ▷ EM des ▷ DWD
- REZ-AUG, REZ-FEB**
in dieser Arbeit vorgestellte Experimente mit rezenter August- bzw. Februar-Randbedingung
- SST** Meeresoberflächentemperatur (*sea surface temperature*)
- WMO** *World Meteorological Organization*; eine Organisation der Vereinten Nationen (<http://www.wmo.ch>)

Abbildungen

1.1	Modellregion	9
2.1	Struktur eines Prognoseschrittes	19
2.2	Druckniveaus der Modellflächen	20
2.3	Modellvolumen und Anteile der Randbedingung	21
3.1	Konstruktion des Modellgitters	26
3.2	Antriebskonzeption für das LGM	27
3.3	Regionale Orographien	28
4.1	Lokationen LGM-Vergleichsdaten	38
	<i>Reanalyse</i>	
4.2	— mittleres 500-hPa-Geopotential	42
4.3	— mittlere 500-hPa-Windvektoren	42
4.4	— mittlerer NN-Bodenluftdruck	43
4.5	— mittlere 10-m-Windvektoren	43
4.6	— mittlere 2-m-Temperatur	44
4.7	— monatliche Niederschlagssumme	44
4.8	Orographien des Antriebs	46
	<i>Antrieb</i>	
4.9	— 500-hPa-Geopotential, Mittelwerte	54
4.10	— 500-hPa-Windvektoren, Mittelwerte	55
4.11	— 500-hPa-Windgeschwindigkeit, Mediane	56
4.12	— NN-Bodenluftdruck, Mittelwerte	57
4.13	— 500-hPa-Geopotential, Standardabweichungen	58
4.14	— NN-Bodenluftdruck, Standardabweichungen	59
4.15	— 10-m-Windvektoren, Mittelwerte	60
4.16	— 10-m-Windgeschwindigkeit, Mediane	61
4.17	— Oberflächentemperatur, Mittelwerte	62
4.18	— Niederschlag, Monatssummen	63
	<i>Ergebnisse</i>	
5.1	— 500-hPa-Geopotential, Mittelwerte	76
5.2	— 500-hPa-Windvektoren, Mittelwerte	77
5.3	— 500-hPa-Windgeschwindigkeit, Mediane	78
5.4	— NN-Bodenluftdruck, Mittelwerte	79
5.5	— 500-hPa-Geopotential, Standardabweichungen	80

Verzeichnisse

5.6	— NN-Bodenluftdruck, Standardabweichungen	81
5.7	— 10-m-Windvektoren, Mittelwerte	82
5.8	— 10-m-Windgeschwindigkeit, Mediane	83
5.9	— Oberflächentemperatur, Mittelwerte	84
5.10	— Niederschlag, Monatssummen	85
A.1	Konstruktionsprinzip der verwendeten <i>B-Spline</i> -Interpolation	104

Tabellen

2.1	Prognostische Modellvariablen	18
3.1	Definition des Modellgitters	26
3.2	Die vier durchgeführten Experimente	27
4.1	LGM-Vergleichsdaten	39
A.1	Numerische Kosten der Modellexperimente	102
A.2	Polynomkoeffizienten des bikubischen <i>B-Splines</i>	107

Literatur

- Anthes, R. A., Y.-H. Kou, E.-Y. Hsie, S. Low-Nam und T. W. Bettge, 1989: Estimation of skill and uncertainties in regional climate models; *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 115: 763–806.
- Arakawa, A., und V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model; in Chang, J., Hrsg.: *General Circulation Models of the Atmosphere*: 173–265; *Methods in Computational Physics—Advances in Research and Applications*, Nr. 17; Academic Press, Boston, USA.
- Atkinson, T. C., K. R. Briffa und G. R. Coope, 1987: Seasonal temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains; *Nature*, 325: 587–592.
- Bard, E., M. Arnold, R. G. Fairbanks und A. Zindler, 1990: Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals; *Nature*, 345: 405–410.
- Beaulieu, J.-L. de, und M. Reille, 1992: The last climatic cycle at La Grande Pile (Vosges, France)—a new pollen profile; *Quaternary Science Reviews*, 11: 431–438.
- Berger, A., 1978: Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes; *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35: 2362–2367.
- Berger, A., und M. F. Loutre, 1991: Insolation values for the climate over the last 10 million years; *Quaternary Science Reviews*, 10: 297–317.
- Berger, A., und M. F. Loutre, 1992: Astronomical solutions for paleoclimate studies over the last 3 million years; *Earth and Planetary Science Letters*, 111: 369–382.
- Berndt, H., 2001: *Ein regionales Klimamodell für die Arktis und den Nordatlantik*; Berichte aus dem Institut für Meereskunde an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Nr. 325; Institut für Meereskunde Kiel, Fachbereich Ozeanzirkulation und Klima, Düsternbrooker Weg 20, 24105 Kiel, D.
- Berndt, H., R. Jürrens und P. Lemke, 2000: Update on Arctic regional climate modelling; in ACSYS – Arctic Climate System Study: *Summary Report of an ACSYS Meeting on Data and Data Management in Support of Sea-Ice/Ocean Modelling*: 21–24; WCRP Informal Report 6/2000; World Climate Research Programme, World Meteorological Organisation, Bern, CH.
- Berndt, H., K. Bumke und P. Lemke, 2001: *Ergebnisse des regionalen Modells REMO über der Arktis und dem Nordatlantik*; <http://www.zamg.ac.at/~DACH2001/dachneu/Session3/b/Poster/bumke.pdf> (vorgefunden 20. 5. 2002).
- Boor, C. de, 1962: Bicubic spline interpolation; *Journal of Mathematics and Physics*, 41: 212–218.
- Boor, C. de, 1990: *Splinefunktionen*; Lectures in Mathematics, ETH Zürich; Birkhäuser Verlag, Basel, CH.

- Charles, C. D., D. Rind, J. Jouzel, R. D. Koster und R. G. Fairbanks, 1994: Glacial-interglacial changes in moisture sources for Greenland: Influences on the ice core record of climate; *Science*, 263: 508–511.
- Charles, C. D., D. Rind, R. Healy und R. Webb, 2001: Tropical cooling and the isotopic composition of precipitation in general circulation model simulations of the ice age climate; *Climate Dynamics*, 17(7): 489–502.
- Christensen, J. H., und P. Kuhry, 2000: High-resolution regional climate model validation and permafrost simulation for the East European Russian Arctic; *Journal of Geophysical Research*, 105(D24): 29 647–29 658.
- Christensen, J. H., B. Machenhauer, R. G. Jones, C. Schär, P. M. Ruti, M. Castro und G. Visconti, 1997: Validation of present-day regional climate simulations over Europe: LAM simulations with observed boundary conditions; *Climate Dynamics*, 13: 489–506.
- CLIMAP Project Members, 1976: The surface of the Ice-Age Earth; *Science*, 191: 1131–1137.
- CLIMAP Project Members, 1981: *Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum*; Map and Chart Series, Nr. MC-36; Geological Society of America, Boulder, CO, USA.
- Cline, R. M., und J. D. Hays, Hrsg., 1976: *Investigation of Late Quaternary Paleoclimatology and Paleoclimatology*; Memoir 145; Geological Society of America, Boulder, CO, USA.
- COHMAP Members, 1988: Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations; *Science*, 241: 1043–1052.
- Creß, A., D. Majewski, R. Podzun und V. Renner, 1995: Simulation of european climate with a limited area model. Part I: Observed boundary conditions; *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 68(2): 161–178.
- Cuffey, K. M., und G. D. Clow, 1997: Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central Greenland through the last deglacial transition; *Journal of Geophysical Research*, 102(C12): 26 383–26 396.
- Dahl-Jensen, D., K. Mosegaard, N. Gundestrup, G. D. Clow, S. J. Johnsen, A. W. Hansen und N. Balling, 1998: Past temperatures directly from the Greenland ice sheet; *Science*, 282: 268–271.
- Dansgaard, W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. Gundestrup, C. U. Hammer und H. Oeschger, 1984: North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores; in Hansen, J. E., und T. Takahashi, Hrsg.: *Climate Processes and Climate Sensitivity*: 288–298; Geophysical Monograph 29; American Geophysical Union, Washington, D.C., USA.
- Davies, H. C., 1976: A lateral boundary formulation for multilevel prediction models; *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 102: 405–418.
- Denton, G. H., und T. J. Hughes, Hrsg., 1981: *The Last Great Ice Sheets*; John Wiley & Sons, New York, USA.
- Déqué, M., und J. P. Piedelievre, 1995: High resolution climate simulation over Europe; *Climate Dynamics*, 11: 321–339.

- Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models; in Hansen, J. E., und T. Takahashi, Hrsg.: *Climate Processes and Climate Sensitivity*: 58–72; Geophysical Monograph 29; American Geophysical Union, Washington, D.C., USA.
- Dickinson, R. E., R. M. Errico, F. Giorgi und G. T. Bates, 1989: A regional climate model for the western United States; *Climatic Change*, 15: 383–422.
- Dong, B., und P. J. Valdes, 1995: Sensitivity studies of northern hemisphere glaciation using an atmospheric general circulation model; *Journal of Climate*, 8: 2471–2496.
- Dong, B., und P. J. Valdes, 1998: Simulations of the Last Glacial Maximum climates using a general circulation model: Prescribed versus computed sea surface temperatures; *Climate Dynamics*, 14: 571–591.
- Dorn, W., K. Dethloff, A. Rinke und M. Botzet, 2000: Distinct circulation states of the Arctic atmosphere induced by natural climate variability; *Journal of Geophysical Research*, 105(D24): 29 659–29 668.
- DWD – Abteilung Forschung, 1995: *Dokumentation des EM/DM-Systems*; Techn. Ber., Deutscher Wetterdienst.
- Errico, R., und D. Baumheffner, 1987: Predictability experiments using a high-resolution limited-area model; *Monthly Weather Review*, 115: 488–504.
- Etling, D., 1996: *Theoretische Meteorologie – eine Einführung*; Vieweg, Braunschweig, D.
- Fairbanks, R. G., 1989: A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation; *Nature*, 342: 637–642.
- Felzer, B., R. J. Oglesby, T. Webb, III und D. E. Hyman, 1996: Sensitivity of a general circulation model to changes in northern hemispheric ice sheets; *Journal of Geophysical Research*, 101: 19 077–19 092.
- Fillion, L., und C. Temperton, 1991: *Research manual 3—ECMWF forecast model—physical parameterisation*, 3. Aufl.; European Centre for Medium-range Weather Forecasts, Reading, UK.
- Forman, S. L., Ó. Ingólfsson, V. Gataulin, W. F. Manley und H. Lokrantz, 1999: Late Quaternary stratigraphy of western Yamal Peninsula, Russia: New constraints on the configuration of the Eurasian ice sheet; *Geology*, 27(9): 807–810.
- Fox-Rabinovitz, M. S., 2000: Simulation of anomalous regional climate events with a variable-resolution stretched-grid GCM; *Journal of Geophysical Research*, 105(D24): 29 635–29 645.
- Frenzel, B., M. Pécsi und A. A. Velichko, Hrsg., 1992: *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere*; Geographical Research Institute, Hungarian Academy of Sciences, Budapest, HU; auch Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, D.
- Gallée, H., und P. G. Duynkerke, 1997: Air-snow interactions and the surface energy and mass balance over the melting zone of West Greenland during the Greenland Ice Margin Experiment; *Journal of Geophysical Research*, 102(D12): 13 813–13 824.

- GARP – The Global Atmospheric Research Programme, Joint Organizing Committee, 1979: *Numerical methods used in atmospheric models*; GARP Publication Series, Nr. 17; World Meteorological Organization, Bern, CH.
- Gates, W. L., 1976a: Modeling the ice-age climate; *Science*, 191: 1138–1144.
- Gates, W. L., 1976b: The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model; *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33: 1844–1873.
- Gates, W. L., 1992: AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project; *Bulletin of the American Meteorological Society*, 73(12): 1962–1970.
- Gibson, J. K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Hernandez, A. Nomura und E. Serrano, 1999: *ERA-15 Description—Version 2*; ECMWF Re-Analysis Project Report Series, Nr. 1, European Centre for Medium-range Weather Forecasts, Reading, UK.
- Giorgi, F., und G. T. Bates, 1989: The climatological skill of a regional climate model over complex terrain; *Monthly Weather Review*, 117: 2325–2347.
- Giorgi, F., und X. Bi, 2000: A study of internal variability of a regional climate model; *Journal of Geophysical Research*, 105(D24): 29 503–29 521.
- Giorgi, F., und M. R. Marinucci, 1996: An investigation of the sensitivity of simulated precipitation to model resolution and its implication for climate studies; *Monthly Weather Review*, 124: 329–335.
- Giorgi, F., und L. O. Mearns, 1999: Introduction to special section: Regional climate modeling revisited; *Journal of Geophysical Research*, 104(D6): 6335–6352.
- Grell, G. A., L. Schade, R. Knoche, A. Pfeiffer und J. Egger, 2000: Nonhydrostatic climate simulations of precipitation over complex terrain; *Journal of Geophysical Research*, 105(D24): 29 595–29 608.
- Grosswald, M. G., und T. J. Hughes, 2002: The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum; *Quaternary Science Reviews*, 21: 121–146.
- Guiot, J., J.-L. de Beaulieu, R. Cheddadi, F. David, P. Pönl und M. Reille, 1993: The climate in western Europe during the last glacial/interglacial cycle derived from pollen and insect remains; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103: 73–93.
- Hagedorn, R., 2000: *Ein gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell für das Ostsee-Einzugsgebiet*; Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Ohlshausenstraße 40–60, 24118 Kiel, D.
- Hagedorn, R., A. Lehmann und D. Jacob, 2000: A coupled high resolution atmosphere ocean model for the BALTEX region; *Meteorologische Zeitschrift*, 9(1): 7–20.
- Hall, N. M. J., B. Dong und P. J. Valdes, 1996a: Atmospheric equilibrium, instability and energy transport at the Last Glacial Maximum; *Climate Dynamics*, 12: 497–511.
- Hall, N. M. J., P. J. Valdes und B. Dong, 1996b: The maintenance of the last great ice sheets: A UGAMP GCM study; *Journal of Climate*, 9: 1004–1019.
- Hanebuth, T., K. Stattegger und P. M. Grootes, 2000: Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-glacial sea-level record; *Science*, 288: 1033–1035.

- Hansen, J., A. Lacis, D. Rind, G. Russell, P. Stone, I. Fung, R. Ruedy und J. Lerner, 1984: Climate sensitivity: Analysis of feedback mechanisms; in Hansen, J. E., und T. Takahashi, Hrsg.: *Climate Processes and Climate Sensitivity*: 130–163; Geophysical Monograph 29; American Geophysical Union, Washington, D.C., USA.
- Haupt, B. J., 1995: *Numerische Modellierung der Sedimentation im nördlichen Nordatlantik*; Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Nr. 54, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Haupt, B. J., C. Schäfer-Neth und K. Stattegger, 1994: Modeling sediment drifts: A coupled oceanic circulation-sedimentation model of the northern North Atlantic; *Paleoceanography*, 9(6): 897–916.
- Haupt, B. J., C. Schäfer-Neth und K. Stattegger, 1995: Three-dimensional numerical modeling of late Quaternary paleoceanography and sedimentation in the northern North Atlantic; *Geologische Rundschau*, 84: 137–150.
- Hebbeln, D., T. Dokken, E. Andersen, M. Hald und A. Elverhol, 1994: Moisture supply for northern ice-sheet growth during the Last Glacial Maximum; *Nature*, 370: 357–360.
- Heinemann, G., 1997: Idealized simulations of the Antarctic katabatic wind system with a three-dimensional mesoscale model; *Journal of Geophysical Research*, 102(D12): 13 825–13 834.
- Heinemann, G., 1999: The KABEG'97 field experiment: An aircraft-based study of katabatic wind dynamics over the Greenland ice sheet; *Boundary-Layer Meteorology*, 93: 75–116.
- Hong, S.-Y., und H.-L. Pan, 2000: Impact of soil moisture anomalies on seasonal, summertime circulation over North America in a regional climate model; *Journal of Geophysical Research*, 105(D24): 29 625–29 634.
- Hostetler, S. W., G. T. Bates und F. Giorgi, 1993: Interactive coupling of a lake thermal model with a regional climate model; *Journal of Geophysical Research*, 98(D3): 5045–5057.
- Hostetler, S. W., F. Giorgi, G. T. Bates und P. J. Bartlein, 1994: Lake-atmosphere feedbacks associated with paleolakes Bonneville and Lahontan; *Science*, 263: 665–668.
- Hughes, T. J., G. H. Denton, B. G. Andersen, D. H. Schilling, J. L. Fastook und C. S. Lingle, 1981: The last great ice sheets: A global view; in Denton, G. H., und T. J. Hughes, Hrsg.: *The Last Great Ice Sheets*: 263–317; John Wiley & Sons, New York, USA.
- Jacobsen, I., und E. Heise, 1982: A new economic method for the computation of the surface temperature in numerical models; *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 55: 128–141.
- 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; *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77(1): 61–73.
- Jacob, D., und R. Podzun, 1997: Sensitivity studies with the regional climate model REMO; *Meteorology and Atmospheric Physics*, 63: 119–129.

- Jacob, D., B. J. J. M. van den Hurk, U. Andr e, G. Elgered, C. Fortelius, L. P. Graham, S. D. Jackson, U. Karstens, C. K pken, R. Lindau, R. Podzun, B. Rockel, F. Rubel, B. H. Sass, R. N. B. Smith und X. Yang, 2001: A comprehensive model inter-comparison study investigating the water budget during the BALTEX-PIDCAP period; *Meteorology and Atmospheric Physics*, 77(1): 19–43.
- Joussaume, S., und K. E. Taylor, 2000: The Paleoclimate Modeling Intercomparison Project; in Braconnot, P., Hrsg.: *Proceedings of the third PMIP Workshop*: 9–24; Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP); WCRP 111; auch in WMO/TD No. 1007, World Meteorological Organization, Bern, CH.
- Jouzel, J., 1999: Calibrating the isotopic paleothermometer; *Science*, 286: 910–911.
- Jouzel, J., R. B. Alley, K. M. Cuffey, W. Dansgaard, P. M. Grootes, G. Hoffmann, S. J. Johnsen, R. D. Koster, D. Peel, C. A. Shuman, M. Stievenard, M. Stuiver und J. W. C. White, 1997: Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores; *Journal of Geophysical Research*, 102(C12): 26 471–26 487.
- Kageyama, M., und P. J. Valdes, 2000: Synoptic scale perturbations in AGCM simulations of the present and the Last Glacial Maximum climates; *Climate Dynamics*, 16: 517–533.
- Kageyama, M., F. D’Andrea, G. Ramstein, P. J. Valdes und R. Vautard, 1999a: Weather regimes in past climate general circulation model simulations; *Climate Dynamics*, 15: 773–793.
- Kageyama, M., P. J. Valdes, G. Ramstein, C. Hewitt und U. Wyputta, 1999b: Northern hemisphere storm tracks in present day and Last Glacial Maximum climate simulations: A comparison of the European PMIP models; *Journal of Climate*, 12: 742–760.
- Kageyama, M., O. Peyron, S. Pinot, P. Tarasov, J. Guiot, S. Joussaume und G. Ramstein, 2001: The Last Glacial Maximum climate over Europe and western Siberia: A PMIP comparison between models and data; *Climate Dynamics*, 17(1): 23–43.
- Kallberg, P., 1977: *Test of a Lateral Boundary Relaxation Scheme in a Barotropic Model*; Internal Report, Nr. 3, ECMWF, Research Department, Bracknell, UK.
- Karstens, U., A. Chevillard, P. Ciais, S. Lafont und M. Heimann, 2001a: *Untersuchungen der atmosph rischen CO₂-Konzentration mit dem Regionalmodell REMO*; <http://www.zamg.ac.at/~DACH2001/dachneu/Session8/c/Vortrag/karstens.pdf> (vorgefunden 20. 5. 2002).
- Karstens, U., A. Chevillard, M. Heimann und P. Ciais, 2001b: *Simulation of Atmospheric CO₂ Transport in Europe and Siberia Using the Regional Scale Model REMO*; http://www.bgc-jena.mpg.de/projects/Sendai/abstracts-posters/karstens_abstract.pdf (vorgefunden 20. 5. 2002).
- Kim, S.-J., G. M. Flato, G. J. Boer und N. A. McFarlane, 2002: A coupled climate model simulation of the Last Glacial Maximum, Part 1: Transient multi-decadal response; *Climate Dynamics*, 19: 515–537.
- Klein, T., 2000: *Katabatic Winds over Greenland and Antarctica and Their Interaction with Mesoscale and Synoptic-scale Weather Systems—Investigations Using Three-dimensional Numerical Methods*; Bonner Meteorologische Abhandlungen; Asgard Verlag, St. Augustin, D.

- Klein, T., G. Heinemann und P. Gross, 2001: Simulation of the katabatic flow near the Greenland ice margin using a high-resolution nonhydrostatic model; *Meteorologische Zeitschrift*, 10(4): 331–339.
- Krinner, G., und C. Genthon, 1997: The Antarctic surface mass balance in a stretched-grid GCM; *Annals in Glaciology*, 25: 73–78.
- Krinner, G., und C. Genthon, 1998: GCM simulations of the Last Glacial Maximum surface climate of Greenland and Antarctica; *Climate Dynamics*, 14: 741–758.
- Krinner, G., C. Genthon, Z.-X. Li und P. L. Van, 1997: Studies of the Antarctic climate with a stretched-grid general circulation model; *Journal of Geophysical Research*, 102(D12): 13731–13745.
- Krinner, G., D. Raynaud, C. Doutriaux und H. Dang, 2000: Simulations of the Last Glacial Maximum ice sheet surface climate: Implications for the interpretation of ice core air content; *Journal of Geophysical Research*, 105(D2): 2059–2070.
- Krishnamurti, T. N., H. S. Bedi und V. M. Hardiker, 1998: *An Introduction to Global Spectral Modeling*; Oxford University Press, Oxford, UK.
- Kubatzki, C., und M. Claussen, 1998: Simulation of the global bio-geophysical interactions during the Last Glacial Maximum; *Climate Dynamics*, 14: 461–471.
- Kurz, M., 1990: *Synoptische Meteorologie*, 2. Aufl.; Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Nr.8; Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Deutscher Wetterdienst, Zentralamt, Frankfurter Str. 135, Offenbach am Main, D.
- Kutzbach, J. E., und P. J. Guetter, 1986: The influence of changing orbital parameters and surface boundary on climate simulations for the past 18,000 years; *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43(16): 1726–1759.
- Kutzbach, J. E., und H. E. Wright, 1985: Simulation of the climate of 18,000 years BP: Results for the North American/North Atlantic/European sector and comparison with the geological record of North America; *Quaternary Science Reviews*, 4: 147–187.
- Lambert, S. J., und G. J. Boer, 2001: CMIP1 evaluation and intercomparison of coupled climate models; *Climate Dynamics*, 17: 83–106.
- Lautenschlager, M., und K. Herterich, 1990: Atmospheric response to ice age conditions: Climatology near the earth's surface; *Journal of Geophysical Research*, 95(D13): 22547–22557.
- Lau, N.-C., 1988: Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern; *Journal of the Atmospheric Science*, 45(19): 2718–2743.
- Lee, D.-K., und M.-S. Suh, 2000: Ten-year east Asian summer monsoon simulation using a regional climate model (RegCM2); *Journal of Geophysical Research*, 105(D24): 29565–29577.
- Liljequist, G. H., und K. Cihak, 1987: *Allgemeine Meteorologie*; Vieweg, Braunschweig, D.

- Lohmann, G., und S. Lorenz, 2000: On the hydrological cycle under paleoclimatic conditions as derived from AGCM simulations; *Journal of Geophysical Research*, 105(D13): 17 417–17 436.
- Lorenz, S., B. Grieger, P. Helbig und K. Herterich, 1996: Investigating the sensitivity of the Atmospheric General Circulation Model ECHAM 3 to paleoclimatic boundary conditions; *Geologische Rundschau*, 85: 513–524.
- Louis, J.-F., 1990: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere; *Boundary-Layer Meteorology*, 17: 187–202.
- Machenhauer, B., M. Windelband, M. Botzet, R. G. Jones und M. Déqué, 1996: *Validation of Present-Day Regional Climate Simulations over Europe: Nested LAM and Variable Resolution Global Model Simulations with Observed or Mixed Layer Ocean Boundary Conditions*; MPI Report 191; Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstraße 55, D-20146 Hamburg, D.
- Mahowald, N., K. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. P. Harrison, I. C. Prentice, M. Schulz und H. Rodhe, 1999: Dust sources and deposition during the Last Glacial Maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments; *Journal of Geophysical Research*, 104(D13): 15 895–15 916.
- Manabe, S., und A. J. Broccoli, 1985a: A comparison of climate model sensitivity with data from the Last Glacial Maximum; *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(23): 2643–2651.
- Manabe, S., und A. J. Broccoli, 1985b: The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age; *Journal of Geophysical Research*, 90: 2167–2190.
- Manabe, S., und D. G. Hahn, 1977: Simulation of the tropical climate of an Ice Age; *Journal of Geophysical Research*, 82(27): 3889–3911.
- Mangerud, J., V. Astakhov und J.-I. Svendsen, 2002: The extent of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum; *Quaternary Science Reviews*, 21: 111–119.
- Marsiat, I., und P. J. Valdes, 2001: Sensitivity of the Northern Hemisphere climate of the Last Glacial Maximum to sea surface temperatures; *Climate Dynamics*, 17: 233–248.
- Masson, V., R. Cheddadi, P. Braconnot, S. Joussaume, D. Texier und PMIP participants, 1999: Mid-Holocene climate in Europe: What can we infer from PMIP model-data comparisons? *Climate Dynamics*, 15: 163–182.
- Meese, D. A., A. J. Gow, R. B. Alley, G. A. Zielinski, P. M. Grootes, M. Ram, K. C. Taylor, P. A. Mayewski und J. F. Bolzan, 1997: The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results; *Journal of Geophysical Research*, 102(C12): 26 411–26 423.
- Mellor, G. L., und T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers; *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31: 1791–1806.
- Mesinger, F., und A. Arakawa, 1979: *Numerical methods used in atmospheric modeling*, Bd. I; GARP Publication Series, Nr. 17; The Global Atmospheric Research Programme, World Meteorological Organization, Bern, CH.
- Möller, F., 1973: *Einführung in die Meteorologie – Physik der Atmosphäre*, Bd. 1; B.I.-Hochschultaschenbücher; Bibliographisches Institut, Mannheim, D.

- Ohmura, A., P. Calanca, M. Wild und M. Aklin, 1999: Precipitation, accumulation and mass balance of the Greenland ice sheet; *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 35: 1–20.
- Pal, J. S., E. E. Small und E. A. B. Eltahir, 2000: Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM; *Journal of Geophysical Research*, 105(D24): 29 579–29 594.
- Pan, Z., R. W. Arritt und M. Segal, 2000: Effects of quasi-stationary large-scale anomalies on some mesoscale features associated with the 1993 flood: A regional model simulation; *Journal of Geophysical Research*, 105(D24): 29 551–29 564.
- Pan, Z., J. H. Christensen, R. W. Arritt, W. J. Gutowski, Jr., E. S. Takle und F. Otieno, 2001: Evaluation of uncertainties in regional climate change simulations; *Journal of Geophysical Research*, 106(D16): 17 735–17 751.
- Peltier, W. R., 1994: Ice age paleotopography; *Science*, 265: 195–201.
- Peyron, O., J. Guiot, R. Cheddadi, P. Tarasov, M. Reille, J.-L. de Beaulieu, S. Bottema und V. Andrieu, 1998: Climatic reconstruction in Europe for 18,000 YR B.P. from pollen data; *Quaternary Research*, 49: 183–196.
- Pflaumann, U., J. Duprat, C. Pujol und L. D. Labeyrie, 1996: SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments; *Paleoceanography*, 11(1): 15–35.
- Pflaumann, U., M. Sarnthein, M. Chapman, L. d'Abreu, B. Funnel, M. Huels, T. Kiefer, M. Maslin, H. Schulz, J. Swallow, S. van Kreveland, M. Vautravers, E. Vogelsang und M. Weinelt, 2003: Glacial North Atlantic: Sea-surface conditions reconstructed by GLAMAP 2000; *Paleoceanography*, 18(3): 1065, doi:10.1029/2002PA000774.
- PIK – Potsdamer Institut für Klimafolgenforschung, 2000: *Table of EMICS*; http://www.pik-potsdam.de/data/emc/table_of_emics.pdf (vorgefunden 20. 5. 2002).
- Pinot, S., G. Ramstein, S. P. Harrison, I. C. Prentice, J. Guiot, M. Stute und S. Joussaume, 1999: Tropical paleoclimates at the Last Glacial Maximum: Comparison of Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) simulations and paleodata; *Climate Dynamics*, 15(11): 857–874.
- Pinto, J. O., und J. A. Curry, 1997: Role of radiative transfer in the modeled mesoscale development of summertime arctic stratus; *Journal of Geophysical Research*, 102(D12): 13 861–13 872.
- Podzun, R., A. Creß, D. Majewski und V. Renner, 1995: Simulation of european climate with a limited area model. Part II: AGCM boundary conditions; *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 68(3): 205–225.
- Polyak, L., V. Gataullin, O. Okuneva und V. Stelle, 2000a: New constraints on the limits of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea; *Geology*, 28(7): 611–614.

- Polyak, L., M. Levitan, V. Gataullin, T. Khusid, V. Mikhailov und V. Mukhina, 2000b: The impact of glaciation, river-discharge and sea-level change on Late Quaternary environments in the southwestern Kara Sea; *International Journal of Earth Sciences*, 89: 550–562.
- Prentice, I. C., W. Cramer, S. P. Harrison, R. Leemans, R. A. Monserud und A. M. Solomon, 1992: A global biome model based on plant physiology and dominance, soils properties and climate; *Journal of Biogeography*, 19: 117–134.
- Prentice, I. C., J. Guiot, B. Huntley, D. Jolly und R. Cheddadi, 1996: Reconstructing biomes from palaeoecological data: A general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka; *Climate Dynamics*, 12: 185–194.
- Rahmstorf, S., 1996: On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation; *Climate Dynamics*, 12: 799–811.
- Raynaud, D., J. Jouzel, J.-M. Barnola, J. Chappellaz, R. Delmas und C. Lorius, 1993: The ice record of greenhouse gases; *Science*, 259: 926–934.
- Renssen, H., R. F. B. Isarin, D. Jacob, R. Podzun und J. Vandenberghe, 2001: Simulation of the Younger Dryas climate in Europe using a regional climate model nested in an AGCM: Preliminary results; *Global and Planetary Change*, 30: 41–57.
- Rind, D., und D. Peteet, 1985: Terrestrial conditions at the Last Glacial Maximum and CLIMAP sea surface temperature estimates: Are they consistent? *Quaternary Research*, 24: 1–22.
- Ritter, B., und J. F. Geleyn, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction with potential applications in climate simulations; *Monthly Weather Review*, 120: 303–325.
- Ritz, C., A. Fabre und A. Letréguilly, 1997: Sensitivity of a Greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters: Consequences for the evolution through the last climatic cycle; *Climate Dynamics*, 13: 11–24.
- Robert, A. J., J. Henderson und C. Turnbull, 1972: An implicit time integration scheme for baroclinic models of the atmosphere; *Monthly Weather Review*, 100: 329–335.
- Robert, A., 1979: The semi-implicit method; in The Global Atmospheric Research Programme, Joint Organizing Committee: *Numerical methods used in atmospheric models*, Bd. II, Kap. 8; GARP Publication Series, Nr. 17; World Meteorological Organization, Bern, CH.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. B. L. Dümenil, M. Esch, E. Kirk, F. Lunkeit, M. Pongratz, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert und M. Windelband, 1992: *Simulation of the Present-Day Climate with the ECHAM Model: Impact of Model Physics and Resolution*; MPI Report 93; Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstraße 55, D-20146 Hamburg, D.
- Roe, G. H., und R. S. Lindzen, 2001: The mutual interaction between continental-scale ice sheets and atmospheric stationary waves; *Journal of Climate*, 14: 1450–1465.
- Rogers, J. C., 1997: North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic Oscillation and climate variability of northern Europe; *Journal of Climate*, 10: 1635–1647.

- Rosell-Melé, A., und N. Koç, 1997: Paleoclimatic significance of the stratigraphic occurrence of photosynthetic biomarker pigments in the Nordic seas; *Geology*, 25(1): 49–52.
- Rummukainen, M., J. Räisänen, B. Bringfelt, A. Ullerstig, A. Onstedt, U. Willén, U. Hansson und C. Jones, 2001: A regional climate model for northern Europe: Model description and results from the downscaling of two GCM control simulations; *Climate Dynamics*, 17: 339–359.
- Sarnthein, M., K. Stattegger, D. Dreger, H. Erlenkeuser, P. Grootes, B. J. Haupt, S. Jung, T. Kiefer, W. Kuhnt, U. Pflaumann, C. Schäfer-Neth, H. Schulz, M. Schulz, D. Seidov, J. Simstich, S. van Kreveland, E. Vogelsang, A. Völker und M. Weinelt, 2001: Fundamental modes and abrupt changes in North Atlantic circulation and climate over the last 60 ky—concepts, reconstruction and numerical modeling; in Schäfer, P., W. Ritzrau, M. Schlüter und J. Thiede, Hrsg.: *The Northern North Atlantic—A Changing Environment*: 365–410; Springer-Verlag, Heidelberg, D.
- Sarnthein, M., R. Gersonde, S. Niebler, U. Pflaumann, R. Spielhagen, J. Thiede, G. Wefer und M. Weinelt, 2003: Overview of Glacial Atlantic Ocean Mapping (GLAMAP 2000); *Paleoceanography*, 18(2): 1030, doi:10.1029/2002PA000769.
- Schäfer-Neth, C., 1994: *Modellierung der Paläoozeanographie des nördlichen Nordatlantiks zur letzten Maximalvereisung*; Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313, Nr. 51, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.
- Schäfer-Neth, C., und A. Paul, 2001: Circulation of the glacial Atlantic: A synthesis of global and regional modeling; in Schäfer, P., W. Ritzrau, M. Schlüter und J. Thiede, Hrsg.: *The Northern North Atlantic—A Changing Environment*: 441–462; Springer-Verlag, Heidelberg, D.
- Schäfer-Neth, C., und K. Stattegger, 1997: Meltwater pulses in the northern North Atlantic: Retrodiction and forecast by numerical modeling; *Geologische Rundschau*, 86: 492–498.
- Schäfer-Neth, C., und K. Stattegger, 1999: Icebergs in the North Atlantic: Modelling circulation changes and glacio-marine deposition; in Harff, J., und K. Stattegger, Hrsg.: *Modeling of Sedimentary Systems*: 63–78; Springer-Verlag, Heidelberg, D.
- Schiller, A., U. Mikolajewicz und R. Voss, 1997: The stability of the North Atlantic thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model; *Climate Dynamics*, 13: 325–347.
- Schmitz, Jr., W. J., 1995: On the interbasin-scale thermohaline circulation; *Reviews of Geophysics*, 33(2): 151–173.
- Seidov, D., und B. J. Haupt, 1999: Last glacial and meltwater interbasin water exchanges and sedimentation in the world ocean; *Paleoceanography*, 14(6): 760–769.
- Seret, G., J. Guiot, G. Wansard, J.-L. de Beaulieu und M. Reille, 1992: Tentative paleoclimatic reconstruction linking pollen and sedimentology in La Grande Pile (Vosges, France); *Quaternary Science Reviews*, 11: 425–430.

- Shin, S.-I., Z. Liu, B. Otto-Bliesner, E. C. Brady, J. E. Kutzbach und S. P. Harrison, 2003: A simulation of the Last Glacial Maximum using the NCAR-CCSM; *Climate Dynamics*, 20: 127–151.
- Simmons, A. J., und D. M. Burridge, 1981: An energy and angular-momentum conserving vertical finite difference scheme and hybrid vertical coordinates; *Monthly Weather Review*, 109: 758–766.
- Stauffer, B., T. Blunier, A. Dällenbach, A. Indermühle, J. Schwander, T. F. Stocker, J. Tschumi, J. Chappellaz, D. Raynaud, C. U. Hammer und H. B. Clausen, 1998: Atmospheric CO₂ concentration and millennial-scale climate change during the last glacial period; *Nature*, 392: 59–62.
- Stendel, M., und K. Arpe, 1997: *Evaluation of the Hydrological Cycle in Reanalyses and Observations*; MPI Report 228; Max-Planck-Institut für Meteorologie, Bundesstraße 55, 20146 Hamburg, D; auch ECMWF Re-Analysis Project Report Series, Nr. 6, European Centre for Medium-range Weather Forecasts, Reading, UK.
- Storch, H. von, und F. W. Zwiers, 1999: *Statistical Analysis and Climate Research*; 484 S.; Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Storch, H. von, S. Güss und M. Heimann, 1999: *Das Klimasystem und seine Modellierung – Eine Einführung*; 255 S.; Springer, Berlin, D.
- Temperton, C., 1988: Implicit normal mode initialization; *Monthly Weather Review*, 116: 1013–1031.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models; *Monthly Weather Review*, 117: 1779–1800.
- Vernal, A. de, R. Rochon, J.-L. Turon und J. Matthiessen, 1997: Organic-walled dinoflagellate cysts: Palynological tracers of sea-surface conditions in middle to high latitude marine environments; *Geobiosphere*, 30(7): 905–920.
- Veum, T., E. Jansen, M. Arnold, I. Beyer und J.-C. Duplessy, 1992: Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the past 28,000 years; *Nature*, 356: 783–785.
- Webb, R. S., D. H. Rind, S. J. Lehman, R. J. Healy und D. Sigman, 1997: Influence of ocean heat transport on the climate of the Last Glacial Maximum; *Nature*, 385: 695–699.
- Weinelt, M., M. Sarnthein, U. Pflaumann, H. Schulz, S. Jung und H. Erlenkeuser, 1996: Ice-free Nordic Seas during the Last Glacial Maximum? Potential sites of deepwater formation; *Palaeoclimates*, 1: 23–57.
- Werner, M., U. Mikolajewicz, M. Heimann und G. Hoffmann, 2000a: Borehole versus isotope temperatures on Greenland: Seasonality does matter; *Geophysical Research Letters*, 27(5): 723–726.
- Werner, M., U. Mikolajewicz, G. Hoffmann und M. Heimann, 2000b: Possible changes of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation caused by a meltwater event in the North Atlantic; *Journal of Geophysical Research*, 105(D8): 10 161–10 167.

- Williams, J., R. G. Barry und W. M. Washington, 1974: Simulation of the atmospheric circulation using the NCAR Global Circulation Model with Ice Age boundary conditions; *Journal of Applied Meteorology*, 13: 305–317.
- Yin, J. H., und D. S. Battisti, 2001: The importance of tropical sea surface temperature patterns in simulations of Last Glacial Maximum climate; *Journal of Climate*, 14: 565–581.
- Yokoyama, Y., K. Lambeck, P. de Deckker, P. Johnston und L. K. Fifield, 2000: Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima; *Nature*, 406(6797): 713–716.

Danksagung

Meinem Doktorvater, Prof. Karl Stattegger vom Institut für Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, danke ich für die Überlassung der interessanten Thematik sowie für seine fachliche und administrative Unterstützung. Auch gilt mein Dank Prof. Eberhard Ruprecht vom Institut für Meereskunde der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel für die kurzfristige Übernahme des Zweitgutachtens.

Als eine finanzielle Grundlage für diese Arbeit erhielt ich im Zeitraum von Juni 1997 bis Mai 2000 ein Stipendium der Deutschen Forschungsgemeinschaft, das mir im Rahmen des Graduiertenkollegs „Dynamik globaler Kreisläufe im System Erde“ am GEOMAR in Kiel gewährt worden war.

Ich danke allen Kollegen, Freunden und Angehörigen, die mich bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt haben.

Dr. Ralf Podzun vom Deutschen Klimarechenzentrum in Hamburg und Dr. Daniela Jacob vom Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg haben mir das Regionalmodell REMO zur Verfügung gestellt. Prof. emer. Klaus Herterich vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen sowie Dr. Podzun und Dr. Jacob haben mit mir die Konzeption der Experimente und die Modellergebnisse diskutiert. Prof. Michael Schulz vom Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen gab wertvolle Hinweise zur Darstellung der Ergebnisse.

Bei den Mitarbeitern des ehemaligen Sonderforschungsbereichs 313 der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, insbesondere bei Dr. Bernd J. Haupt und Dr. Christian Schäfer-Neth, habe ich Unterstützung und Anregung bei der täglichen Arbeit gefunden.

Frau Simone Freyer danke ich für orthographische Korrekturen.

Meine Eltern, Dipl. Ing. Heie F. Erchinger und Dipl. Ing. Elke Erchinger, haben mich über viele Jahre finanziell unterstützt und mir Anregungen zur Konzeption dieser Dissertation gegeben. Dafür danke ich ihnen.

Meiner Frau, Dr. Astrid Burghard, danke ich für ihr sorgfältiges Korrekturlesen und ihre unerschöpfliche Geduld.

Lebenslauf

Persönliche Daten

Geburtsdatum	25. Januar 1966
Geburtsort	Sandhorst, Lkr. Aurich
Familie	verheiratet, ein Sohn
Staatsangehörigkeit	deutsch

Schul- und Hochschulausbildung

08.1972–06.1985	Schulbesuch in Norden, Lkr. Aurich; Abschluss Allg. Hochschulreife
07.1985–09.1986	Wehrdienst
10.1986–10.1988	Vorstudium Physik, Technische Universität Braunschweig; Abschluss: Vordiplom
10.1988–06.1995	Hauptstudium Physik, Universität Hamburg; Schwerpunkte: Meteorologie, Festkörpertheorie; Abschluss: Physik-Diplom
07.1995–06.1996	studentische Hilfskraft am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg
06.1996–07.2003	Promotion bei Prof. K. Stattegger am Institut für Geowissenschaften der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

Beruflicher Werdegang

04.2002–06.2002 seit 07.2002	Java-Entwicklung, Geschäftsprozessmodellierung; Mach AG, Lübeck versicherungsmathematische Softwareentwicklung; Provinzial Nord Lebensversicherung AG, Kiel
---------------------------------	---

Eigenständigkeitserklärung

Die vorliegende Dissertation ist – abgesehen von der Beratung durch meinen Betreuer – nach Inhalt und Form meine eigene Arbeit.

Kiel, 24. Mai 2004

(Enno Erchinger)