



Regionale Klimamodelle – Möglichkeiten und Grenzen

Christoph Schär, Christoph Frei, Sophie Fukutome, Daniel Lüthi,
Jan Kleinn, Sonia Seneviratne, Pier Luigi Vidale

1. Einführung

Die internationale Klimadebatte ist in den letzten Jahren um einige wichtige Aspekte bereichert worden. Noch vor 10 Jahren war die Existenz der anthropogenen Klimaveränderung grundsätzlich umstritten. Es wurde argumentiert, dass sich die beobachtete Erwärmung seit ~1860 nicht von der natürlichen Klimavariabilität unterscheiden lasse. In der Zwischenzeit ist in mehreren unabhängigen Arbeiten die nordhemisphärische Mitteltemperatur des letzten Jahrtausends rekonstruiert worden (Mann et al. 1999; Crowley 2000). Die Resultate deuten darauf hin, dass die Erwärmung des 20. Jahrhunderts seit Beginn des letzten Jahrtausends einzigartig ist.

Es ist naheliegend, dass die globale Klimaveränderung auch Auswirkung auf den Wasserkreislauf haben wird. Im globalen Mittel wird gegenwärtig etwa 83% der Bodenstrahlungsbilanz in Verdunstung umgesetzt, und nur etwa 17% in die direkte Erwärmung der Atmosphäre. Die erwartete Veränderung des Wasserkreislaufs ist somit mindestens so bedeutungsvoll wie die Erwärmung der Atmosphäre selber.

Für den Alpenraum haben Analysen von Daten des letzten Jahrhunderts in der Tat den Verdacht erhärtet, dass nebst der Erwärmung auch der Wasserkreislauf bedeutenden Änderungen unterworfen ist: In Süddeutschland und im nördlichen Alpenraum haben die Winterniederschläge in den letzten hundert Jahren um bis zu 30% zugenommen (Schönwiese et al. 1993, Widmann und Schär 1997), während auf der Alpensüdseite in demselben Zeitraum eine Reduktion der Niederschlagstätigkeit erfolgte (Schmidli et al. 2001a, 2001b). Diese Änderungen gehen einher mit einer signifikanten Umverteilung der Niederschlagsereignisse von schwachen in kräftige Niederschlagsintensitäten. Für die Schweiz kann zum Beispiel eine Häufigkeitszunahme intensiver Niederschläge (Wiederkehrperiode ~30 Tage) im Herbst und Winter festgestellt und statistisch belegt werden (Frei und Schär 2001). Die Zunahme im letzten Jahrhundert beträgt 20–50%. Parallel zur Änderung der Niederschlagstätigkeit haben auch die Abflussbildungsprozesse Änderungen erfahren (Grabs 1997, Engel 1995). Insbesondere das Ansteigen der Schneefallgrenze und die damit einhergehende Tendenz von nival zu pluvial dominierten Ganglinien verdient hier besondere Beachtung.

Es wird vermutet, dass die bedeutenden Veränderungen des Europäischen Wasserkreislaufes zum Teil durch Trends der atmosphärischen Zirkulation verursacht wurden, insbesondere durch eine Zunahme der Westströmung über dem Atlantik (Hurrell 1995). Die oben erwähnten Änderungen der Niederschlagstätigkeit scheinen jedoch ein globales Muster zu zeigen – in weiten Bereichen der nördlichen mittleren Breiten werden ähnliche Trends beobachtet.

2. Das Konzept regionaler Klimamodelle

Die Hauptmotivation regionaler Klimamodelle in diesem Kontext ist die Untersuchung der Sensitivität des Wasserkreislaufes, sowie die Erstellung entsprechender Klimaszenarien auf der regionalen Skala. Die grundsätzliche Philosophie regionaler Klimamodelle wurde bereits in der Mitte der 80er Jahre – in Anlehnung an die Verwendung regionaler Modelle in der Wettervorhersage – entwickelt, primär mit dem Ziel, die Regionalisierung globaler Klimaszenarien voranzutreiben. Typischerweise wird dabei ein Rechengebiet mit einer horizontalen Skala von 1'000 bis 5'000 km Seitenlänge abgedeckt, mit horizontalen Auflösungen zwi

schen 10 und 50 km. Der Antrieb der Modelle an den seitlichen Rändern erfolgt entweder durch Daten aus einem globalen Modell (Klimaszenarien) oder durch globale Analysen (Validation und/oder Prozessstudien), wobei der Informationsfluss meist ausschließlich von der größeren zur kleineren Skala erfolgt (Einweg-Nestung). In den letzten Jahren wurden auch erste Erfahrungen mit Mehrfachnestung (mehrere regionale Rechengitter), Zweiweg-Nestung (Informationsfluss in beide Richtungen), sowie gekoppelten regionalen Modellen (Atmosphäre/Landoberfläche mit Ozean) gewonnen.

Gekoppelte globale Modelle haben heutzutage einen horizontalen Gitterabstand von ~300 km. Damit können atmosphärische Strukturen erst ab einer Wellenlänge von ~1000 km aufgelöst werden. Die Topographie der Erdoberfläche wird somit nur rudimentär dargestellt. Die Alpen zum Beispiel stellen in globalen gekoppelten Klimamodellen eine unrealistisch flache Erscheinung mit einer Höhe von nur ~1000 m dar, und deren große Bedeutung für den regionalen Wasserkreislauf wird nicht realistisch wiedergegeben. Wird eine eigentliche Modellkette verwendet, so kann die rechnerische Auflösung über dem Zielgebiet jedoch schrittweise erhöht werden. Fig. 1 zeigt ein entsprechendes Beispiel, welches zur Regionalisierung eines globalen atmosphärischen Klimamodells mit einer spektralen Auflösung T106 (ca. 120 km) dient. Die Meerestemperaturen dieses Laufes stammen aus einem globalen gekoppelten Modell kleinerer Auflösung. Zur Regionalisierung werden zwei regionale Rechengitter mit Auflösungen von 56 und 14 km verwendet, um schlussendlich ein hydrologisches Abflussmodell anzutreiben.

Eine ausgezeichnete Übersicht über Technik und Status der regionalen Klimamodellierung wird in Giorgi et al. (2001) vermittelt. Für zusätzliche Information über Modellaspekte wird auf Giorgi und Mearns (1991) verwiesen. Von zentraler Bedeutung für die regionale Klimasimulation ist – nebst einer geeigneten Beschreibung der atmosphärischen Dynamik – ein qualitativ hochwertiges Set von Parameterisierungsverfahren. Die meisten heute verwendeten Parameterisierungsverfahren stammen ursprünglich aus dem Bereich der regionalen Wettervorhersage. Besondere Anpassungen an die Klimamodellierung sind für jene Prozesse notwendig, welche längere Zeitskalen (größer als ~10 Tage) beinhalten. Dies betrifft insbesondere die saisonale Speicherung von Wasser in der Form von Bodenwasser und Schnee.

3. Validierung im Alpenraum

Bei der Verifikation respektive Validierung eines regionalen Klimamodells werden Modellresultate mit Beobachtungen verglichen und in Modellverbesserungen (an Parametrisierungen, Gebietswahl, Nestingtechnik, usw.) umgesetzt. Dies ist ein iterativer Prozess und es gibt keine abschließende Bewertung der Modellqualität für den vollen Umfang der simulierten Prozesse. Bei der Validation erfolgt der Antrieb der regionalen Modelle an den lateralen Rändern vorzugsweise durch assimilierte großskalige Beobachtungen in der Form atmosphärischer Reanalysen (Gibson et al. 1997, Kalnay et al. 1996). Letztere liegen gegenwärtig für einen Zeitraum von 15 beziehungsweise 40 Jahre vor.

Für typische Anwendungen ist die Vorhersagbarkeit innerhalb des Rechengebiets weitgehend durch die seitlichen Randbedingungen bestimmt. Im Gegensatz zu globalen Klimamodellen spielt somit die begrenzte Vorhersagbarkeit (infolge der chaotischen Natur der Atmosphäre) eine indirekte und sekundäre Rolle. Die regionale Modellierungsstrategie bietet somit verbesserte Möglichkeiten zur Validation. Insbesondere ist es im Gegensatz zu globalen Klimamodellen möglich, eine detaillierte Validation mit hoher zeitlicher Auflösung durchzuführen, anstelle der alleinigen Validation des mittleren Klimas und dessen Variabilität.

Die Validierung sollte diejenigen Prozesse und Skalen speziell beachten, welche für den Anwendungsbereich und die erwünschten Aussagen zentral sind. Bei der Anwendung regio



naler Modelle für die Erzeugung von Klimaszenarien ist die Validierung der Modellklimatologie (jährliche oder saisonale Mittel von Zirkulation, Temperatur, und Niederschlag; siehe z.B. Jones et al. 1995; Giorgi und Marinucci 1996; Machenhauer et al. 1998; BayFORKLIM 1999) notwendig aber nicht ausreichend.

Die Fähigkeit zur Simulation von Klimavariationen ist ein weiterer wesentlicher Bewertungsaspekt. Hierzu kann die Simulation von natürlichen interannuellen Klimavariationen verifiziert werden (z.B. Lüthi et al. 1996; Murphy 1999, Fukutome et al. 1999). Das zunehmende Interesse an Klimaszenarien für Extremereignisse erfordert zudem eine Validierung von Modellen in Bezug auf Häufigkeitsverteilungen, z.B. diejenige von Tagesniederschlägen (z.B. Frei et al. 1998; Murphy 1999). Zwecks Identifikation von Modellfehlern ist es des weiteren zentral, nebst den Standardparametern auch andere Größen zu evaluieren, z.B. die Bodenstrahlungsbilanz (Wild et al. 1995).

Hier betrachten wir exemplarisch die Validation des Alpinen Niederschlags in regionalen Klimamodellen. Die betrachteten Modelle sind das CHRM (ETH Zürich) welches aus dem EM/HRM des Deutschen Wetterdienst hervorging, das HIRHAM welches einer Kombination des HIRLAM-Modells (DNMI Kopenhagen) und den Parameterisierungsschemen des ECHAM (MPI Hamburg) entstammt, und das Regionale Klimamodell des Hadley Centers (Bracknell). Alle diese Modelle haben eine horizontale Auflösung von ~50 km.

Fig. 2 zeigt den mittleren winterlichen Niederschlag im Alpenraum aus drei regionalen Klimamodellen im Vergleich mit Beobachtungen (Diagramm oben links, basierend auf Frei und Schär 1998). Die Vergleichsperiode umfasst eine 15-jährige Simulation welche die Periode der ECMWF Reanalyse abdeckt. Mit der verwendeten, relativ groben, horizontalen Auflösung wird das charakteristische Niederschlagsband im Norden der Alpen aufgelöst, die 3 Modelle unterscheiden sich jedoch deutlich und weisen zum Teil beträchtliche Fehler auf. Letztere betreffen nicht nur die Amplitude der erwähnten Niederschlagsanomalie, sondern auch deren Position in Bezug auf den Alpenhauptkamm. Des weiteren wird in einigen Modellen der Niederschlag auf der Alpensüdseite substantiell unterschätzt.

Fig. 3 zeigt für dieselbe Periode und dieselben Modelle die Validation der Häufigkeits-Intensitäts-Beziehung, für Tage mit Niederschlag > 1 mm. Die Diskrepanzen bei den intensiven Niederschlägen sind zum Teil beträchtlich, insbesondere in der sommerlichen Jahreszeit.

Fig. 4 zeigt schlussendlich die Reproduktion der Alpinen Monatsniederschläge für die Jahre 1990-91. Ziel solcher detaillierter Vergleiche ist die Evaluation von Modellen anhand ihrer Fähigkeit, die interannuelle Variabilität zu reproduzieren. Die Diagramme zeigen wie das Modell den charakteristischen Niederschlagsverlauf der beiden Jahre recht gut trifft. Die beiden Jahre unterscheiden sich zum Beispiel deutlich in Bezug auf die Niederschläge im Februar und September, ein Verhalten welches durch das Modell recht realistisch reproduziert wird. Man könnte argumentieren, dass diese Fähigkeit das Modell in die Lage versetzen sollte, auch ein zukünftiges Klima zu simulieren, vorausgesetzt dass realistische Randbedingungen aus einem globalen Klimalauf vorliegen.

4. Prozessstudien

Nebst ihrer Bedeutung bei der Erzeugung von Klimaszenarien sind regionale Klimamodelle auch wichtige Werkzeuge für Prozessstudien. Im Falle solcher Studien werden normalerweise zwei Läufe miteinander verglichen, welche durch dieselben (oder fast dieselben) lateralen Randdaten angetrieben werden, sich jedoch in der Formulierung bestimmter Prozesse oder Parameter innerhalb des Modellgebiets unterscheiden. Ein traditionelles Arbeitsgebiet dieser Art liegt im Bereich von großräumigen Landnutzungsveränderungen. Beispiele umfassen

Studien über Vegetationsänderungen in den USA und Europa (z.B. Copeland et al. 1996, Pielke et al. 1999, Heck et al. 2001), sowie Arbeiten zur Entwaldung in den Tropen (Eltahir und Bras, 1993). Im Vergleich zu entsprechenden Studien mit globalen Klimamodellen erlauben regionale Modelle eine direktere Kontrolle der entsprechenden Experimente durch die – in Kontroll- und Sensitivitäts-Experiment identisch vorgeschriebenen – lateralen Randbedingungen.

Regionale Modelle eröffnen auch neue Möglichkeiten, Fragen der Klimaveränderung und der Intensivierung des Wasserkreislaufes zu bearbeiten. Globale Klimaszenarien (z.B. Del Genio et al. 1991) und Beobachtungen der interannuellen und interdekadischen Klimavariabilität (z.B. Bony et al. 1995) haben die Hypothese erhärtet, dass die erwartete Anfeuchtung der Atmosphäre – insbesondere in den mittleren und hohen Breiten – primär durch die Temperatur und nicht durch Veränderungen der relativen Feuchte gesteuert wird. Die resultierenden Auswirkungen lassen sich unter vereinfachten Annahmen mit regionalen Klimamodellen untersuchen. Dazu werden sogenannte "Surrogate"-Szenarios durchgerechnet (Schär et al. 1996). Die antreibenden Randbedingungen des Szenariolaufs sind identisch mit denjenigen des Kontrolllaufs, abgesehen von einer uniformen Erwärmung und einer spezifischen Anfeuchtung. Letztere wird – konsistent mit der oben erwähnten Hypothese – unter der Annahme unveränderter relativer Feuchte spezifiziert. Eine Erwärmung von 2°C geht somit einher mit einer Anfeuchtung um 12-14%. Die Häufigkeitsverteilung von Wetterlagen im Szenariolauf ist hingegen identisch wie beim Kontrolllauf. Die Anwendung dieses Konzepts auf den Wasserkreislauf im Winterhalbjahr demonstriert, dass das Niederschlagsverhalten in der Tat eine außerordentlich hohe Sensitivität aufweist (Frei et al. 1998). Insbesondere nimmt in solchen Surrogate-Experimenten die Häufigkeit intensiver Tagesniederschläge mit der Größe der Ereignisse progressiv zu. Während kleinere Niederschlagsklassen nur geringfügigen Änderungen unterworfen sind, nimmt die Häufigkeit intensiver Niederschläge (Größenordnung 30 mm/Tag) um 20-50% zu. Es wäre interessant, diese Betrachtung auch auf Starkniederschläge auszudehnen, aus statistischen Gründen wären dazu jedoch weit längere Integrationen notwendig.

Die Surrogate-Technik kann auch auf den sommerlichen Wasserkreislauf angewendet werden. Eine wichtige Fragestellung betrifft dabei die befürchtete Häufung von Trockenperioden in semiariden Gebieten (siehe dazu Weatherald und Manabe, 1995). Eine entsprechende Studie ist gegenwärtig im Gange (Seneviratne et al. 2001).

5. Klimaszenarien

Regionale Modelle wurden in den letzten Jahren vermehrt zur Generation von Klimaszenarien eingesetzt (z.B. Giorgi und Mearns 1991, Jones et al. 1997, BayFORKLIM 1999). Die Zuverlässigkeit solcher Resultate wird dabei sowohl durch die globale als auch die regionale Modellkomponenten bestimmt.

Die Simulation des Wasserkreislaufs in globalen Klimaszenarien hat in den letzten 10 Jahren deutliche Fortschritte gemacht. Dies wird unter anderem illustriert durch die zunehmende Übereinstimmung unterschiedlicher Klimaszenarien auf der kontinentalen Skala. Fig.5 zeigt dies für die Niederschlagssensitivität (definiert als prozentuale Niederschlagszunahme pro Grad globaler Erwärmung). Jeder vertikale Streifen des Diagramms stellt die Resultate eines einzelnen Szenarios dar, jeweils zonal gemittelt über Europa. Es kann festgestellt werden, dass die neueren (seit ~1994 durchgeführten) Szenarien zumindest qualitativ übereinstimmen, und eine mittlere Niederschlagszunahme ab ~50 °N, sowie eine Niederschlagsverminderung südlich davon erwarten lassen (Giorgi et al. 2001). Es sollte dabei berücksichtigt werden, dass die gezeigten Werte über die vier Jahreszeiten gemittelt sind, so dass sich im Übergangsbereich zwischen 40 und 60 °N kompensierende Effekte zwischen winterlichen und sommerlichen Verhältnissen ergeben können.



Es ist wichtig hervorzuheben, dass diese Übereinstimmung vorliegt, obwohl die Zirkulationsänderungen der einzelnen Modelle sich zum Teil markant voneinander unterscheiden. Dies wird in Fig. 6 illustriert, welche die simulierten Änderungen des Bodendruckes aus zwei Klimamodellen (obere Diagramme) mit den entsprechenden Modellfehlern (untere Diagramme) vergleicht (aus Machenhauer et al. 1998). Folgende Feststellungen sind sinnvoll: Erstens, die zwei Modelle simulieren deutlich unterschiedliche Entwicklungen der mittleren Druckverhältnisse über Europa (Vergleich der oberen Diagramme). Zweitens, die simulierten Änderungen haben dieselbe Größenordnung wie die Modellfehler selber (Vergleich der oberen mit den unteren Diagrammen). Daraus kann gefolgert werden, dass die simulierten Veränderungen der synoptischen Klimatologie noch mit großer Vorsicht zu behandeln sind. Die oben beschriebene qualitative Übereinstimmung im Niederschlagsverhalten (Fig. 5) kann kaum durch Änderungen der synoptischen Klimatologie verursacht sein, sondern ist wahrscheinlich primär durch die Erwärmung und die daraus resultierende Anfeuchtung der Atmosphäre zu erklären.

Aufgrund der großen Unterschiede zwischen globalen Klimasimulationen in Bezug auf die großskalige Zirkulation im europäisch-atlantischen Raum, können zur Zeit keine gesicherten Aussagen über die Veränderung von Wetterlagen im Alpenraum gemacht werden.

6. Schlussfolgerungen

Eine erfolgreiche numerische Herleitung von regionalen Klimaszenarien benötigt eine erfolgreiche Simulation sowohl auf der globalen als auch auf der regionalen Skala. Validationsstudien zeigen, dass die regionalen Modelle zumindest teilweise (abhängig von Jahreszeit und betrachteter Region) in der Lage sind, "perfekte" seitliche Randbedingungen in realistische Klimafelder umzusetzen. Insbesondere kann gezeigt werden, dass der Einfluss der natürlichen interannuellen Variabilität mit ansprechender Genauigkeit reproduziert werden kann. Der großräumige Modellfehler globaler Klimamodelle (zum Beispiel in Bezug auf die Lage und Amplitude des Stormtracks) hat andererseits schwerwiegende Einschränkungen zur Folge, denn Änderungen der synoptischen Klimatologie gelten noch immer als sehr unsicher. Des weiteren bestehen in regionalen Modellen große Unsicherheiten was den sommerlichen Wasserkreislauf betrifft, dies als eine Folge von Schwierigkeiten bei der Behandlung der feuchten Konvektion und der Bodenhydrologie.

Die Bearbeitung der verbleibenden Fragen, und die Überwindung der noch bestehenden Unsicherheiten, wird eine enge Zusammenarbeit verschiedener Disziplinen, sowie eine intensive Interaktion zwischen observationellen, theoretischen und modellgestützten Ansätzen notwendig machen. Man darf nicht erwarten, dass abschließende Antworten bereits in wenigen Jahren vorliegen werden, sondern die Beantwortung dieser Fragen wird viele Jahren in Anspruch nehmen, und auf die Kompetenz zahlreicher Wissensgebiete zurückgreifen müssen.

7. Literatur

- BayFORKLIM, 1999: Klimaänderungen in Bayern und ihre Auswirkungen (BayFORKLIM). *Abchlussbericht des Bayerischen Klimaforschungsverbundes*. München 1999
- Bony, S., J. P. Duvel, and H. Le Treut, 1995: Observed dependence of the water vapor and clear sky greenhouse effect on sea surface temperature: comparison with climate warming experiments. *Climate Dynamics*, **11**.
- Crowley, T.J., 2000: Causes of climate change over the last 1000 years. *Science*, **289**, 270-289.
- Copeland, J. H., R. A. Pielke and T. G. F. Kittel, 1996: Potential climatic impacts of vegetation change: A regional modeling study. *J. Geophys. Res.*, **101**, 7409-7418
- Del Genio, A.D., A.A. Lacis and R.A. Ruedy, 1991: Simulations of the effect of a warmer climate on atmospheric humidity. *Nature*, **251**, 382-385.
- Engel, H., 1995: Hochwasser am Rhein, Ursachen und Entwicklungen – Möglichkeiten und Grenzen von Vorhersagen. In: Proc. Konf. Hochwasserkatastrophen – Ursachen und Präventivmassnahmen. 19.-30. Juni 1995, Köln.
- Eltahir, E. A. B. and R. L. Bras, 1993: On the Response of the Tropical Atmosphere to Large-scale Deforestation, *Quart. J. of the Royal Meteor. Soc.*, **119**, 779-793.
- Frei, C. and C. Schär, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high-resolution rain-gauge observations. *Int. J. Climatol.*, **18**, 873-900.
- Frei, C., C. Schär, D. Lüthi and H.C. Davies, 1998: Heavy precipitation processes in a warmer climate. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1431-1434.
- Frei, C., and C. Schär, 2001. Detection probability of trends in rare events: Theory and application to heavy precipitation in the Alpine region. *J. Climate*, **14**, 1568-1584
- Fukutome, S., C. Frei, D. Lüthi and C. Schär, 1999: The interannual variability as a test ground for regional climate simulations over Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 649-672.
- Gibson, J.K., P. Kallberg, S. Uppala, A. Nomura, A. Hernandez and A. Serrano, 1997: ERA description. ECMWF Re-Analysis Project Report Series, Reading, UK.
- Giorgi, F. and L.O. Mearns, 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: A review. *Rev. Geophys.*, **29**(2), 191-216.
- Giorgi, F., B. Hewitson, et al., 2001: Regional Climate Information – Evaluation and Projections. Chapter 10, Climate Change – Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). World Meteorological Organization / United Nations Environment Programme. Cambridge University Press, in press
- Giorgi, F. and M.R. Marinucci, 1996: Improvements in the simulation of surface climatology over the European region with a nested modeling system. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 273-276.
- Grabs, W. ed., 1997: Impacts of Climate Change on Hydrological Regimes and Water Resources Management in the Rhine Basin. Report no. I-16 of the International Commission for the Hydrology of the Rhine Basin (CHR), Lelystad, 1997, 172 pp
- Heck, P., D. Lüthi, H. Wernli and C. Schär, 2001: Climate impacts of European-scale anthropogenic vegetation changes: A study with a regional climate model. *J. Geophys. Res. - Atmos.*, **106** (D8): 7817-7835
- Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679
- Jones, R.G., J.M. Murphy and M. Noguer, 1995: Simulation of climate change over Europe using a nested regional-climate model I: Assessment of control climate, including sensitivity to location of lateral boundaries. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **121**, 1413-1449.
- Jones, R.G., J.M. Murphy, M. Noguer and A.B. Keen, 1997: Simulation of climate change over Europe using a nested regional climate model. Part II: Comparison of driving and regional model responses to a doubling of carbon dioxide. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 265-292.
- Kalnay, E. et al., 1996: THE NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471



- Lüthi, D., A. Cress, H.C. Davies, C. Frei and C. Schär, 1996: Interannual Variability and Regional Climate Simulations. *Theor. Appl. Climatol.*, **53**, 185-209.
- Machenhauer, B., M. Windelband, M. Botzet, J. Hesselbjerg-Christensen, M. Déqué, R.G. Jones, P.M. Ruti and G. Visconti, 1998: Validation and analysis of regional present-day climate and climate change simulations over Europe. MPI Report 275, 87pp plus figures. Max-Planck Institute of Meteorology, Hamburg
- Mann, M.E., R.S. Bradley and M.K. Hughes, 1999: Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties and limitations. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 759-762.
- Murphy, J., 1999: An evaluation of statistical and dynamical techniques for downscaling local climate. *J. Climate*, **12**, 2256-2284.
- Pielke, R. A., R. L. Walko, L. Steyaert, P. L. Vidale, G. E. Liston and W. A. Lyons, 1999: The influence of anthropogenic landscape changes on weather in south Florida. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 1663-1673
- Schär, C., C. Frei, D. Lüthi and H.C. Davies, 1996. Surrogate climate change scenarios for regional climate models. *Geophys. Res. Letters*, **23**, 669-672
- Schär, C., D. Lüthi, U. Beyerle and E. Heise, 1999: The Soil-Precipitation Feedback: A Process Study with a Regional Climate Model. *J. Climate*, **12**, 722-741
- Schönwiese, C.-D., J. Rapp, T. Fuchs and M. Denhard, 1993: Klimatrend-Atlas Europa 1891-1990. Verlag Zentrum für Umweltforschung, Frankfurt
- Schmidli, J., C. Frei and C. Schär, 2001. Reconstruction of mesoscale precipitation fields from sparse observations in complex terrain. *J. Climate*, in press
- Schmidli, J., C. Schmutz, C. Frei, H. Wanner and C. Schär, 2001. Mesoscale precipitation variability in the Alpine region during the 20th century. *Int. J. Climatol.*, submitted
- Seneviratne, S. I., J. S. Pal, E. A. B. Eltahir and C. Schär, 2001: Summer dryness in the US midwest: a process study with a regional climate model. *Climate Dyn.*, submitted,
- Weatherald, R.T. and S. Manabe, 1995: The mechanisms of summer dryness induced by greenhouse warming. *J. Climate*, **8**, 3096-3108.
- Widmann, M. and C. Schär, 1997. A principal component and long-term trend analysis of daily precipitation in Switzerland. *Int. J. Climatol.*, **17**, 1333-1356
- Wild, M., A. Ohmura, H. Gilgen and E. Roeckner, 1995: Regional climate simulation with a high-resolution GCM: surface radiative fluxes. *Climate Dyn.*, **11**, 469-486.

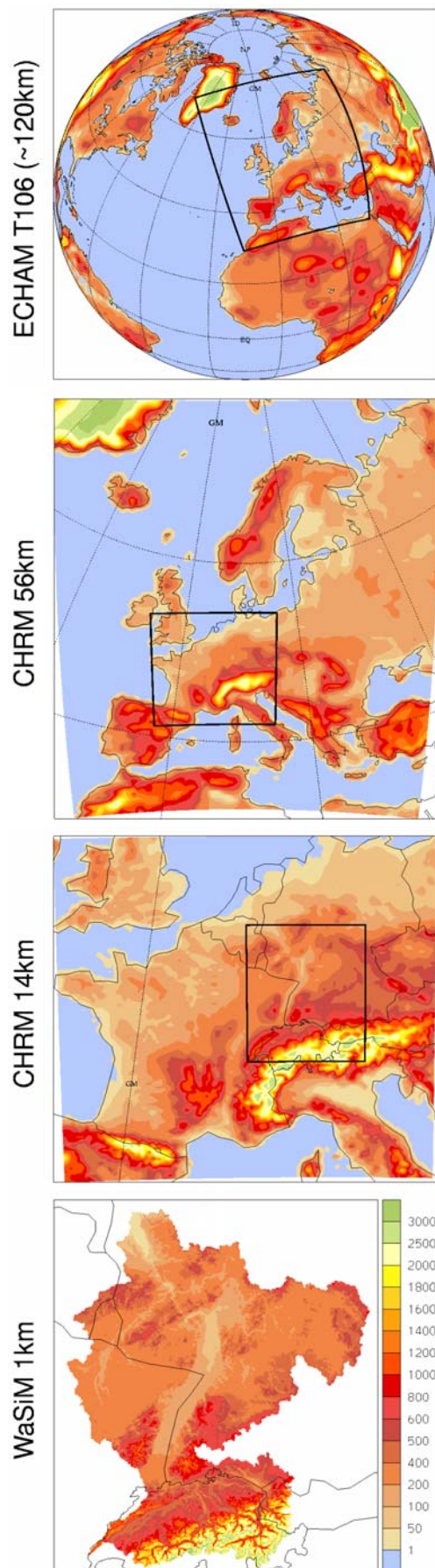


Fig. 1: Beispiel einer Modellkette zum Antrieb eines hydrologischen Modells (im Einzugsgebiet des Rheins bis Köln). Die vier Diagramme stellen dar: Ein globales atmosphärisches Modell mit einer äquivalenten Auflösung von ~120 km (welches seinerseits durch ein gekoppeltes Klimamodell kleinerer Auflösung angetrieben wird), zwei regionale Modelle mit Auflösungen von 56 und 14 km, und das hydrologische Modell mit einer Auflösung von 1 km.

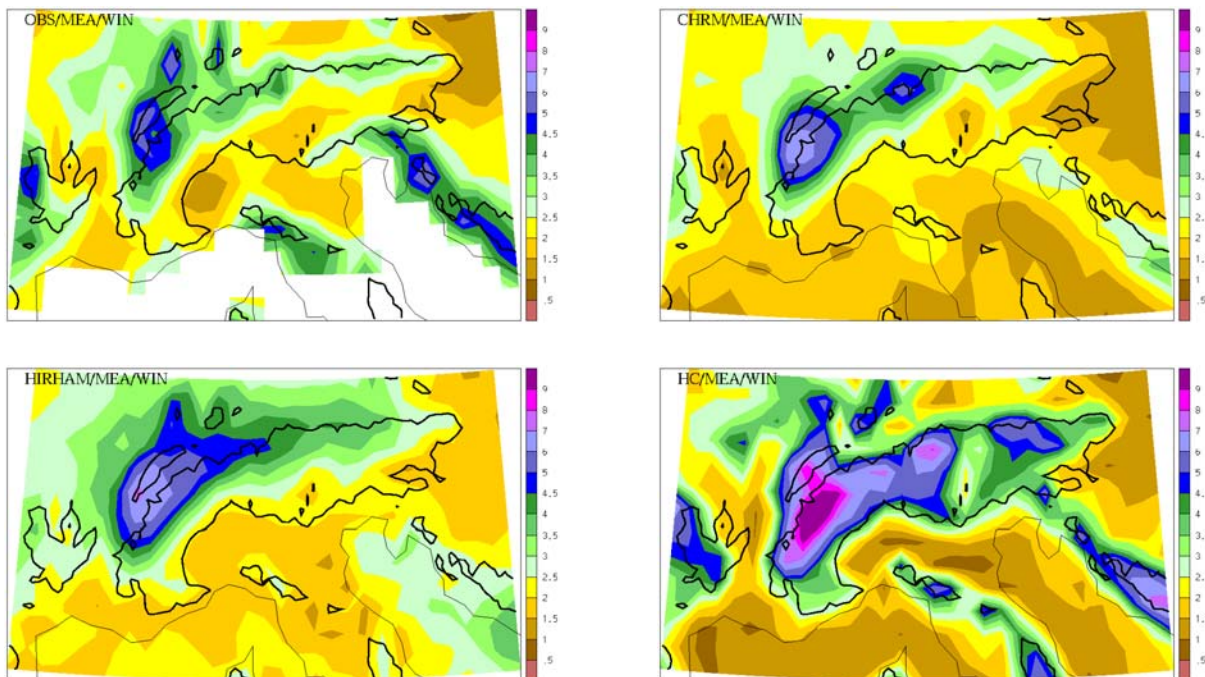


Fig. 2: Validierung von drei regionalen Klimamodellen in Bezug auf den winterlichen Gesamtniederschlag (Dezember, Januar und Februar) im Alpenraum. Die drei Modelle sind: CHRM (ETH Zürich), HIRHAM (DNMI, Kopenhagen) und HC (Hadley Center, Bracknell). Die Beobachtungen (oben links) basieren auf dem Alpinen Niederschlagsdatensatz (Frei und Schär 1998). Alle Angaben in mm/Tag.

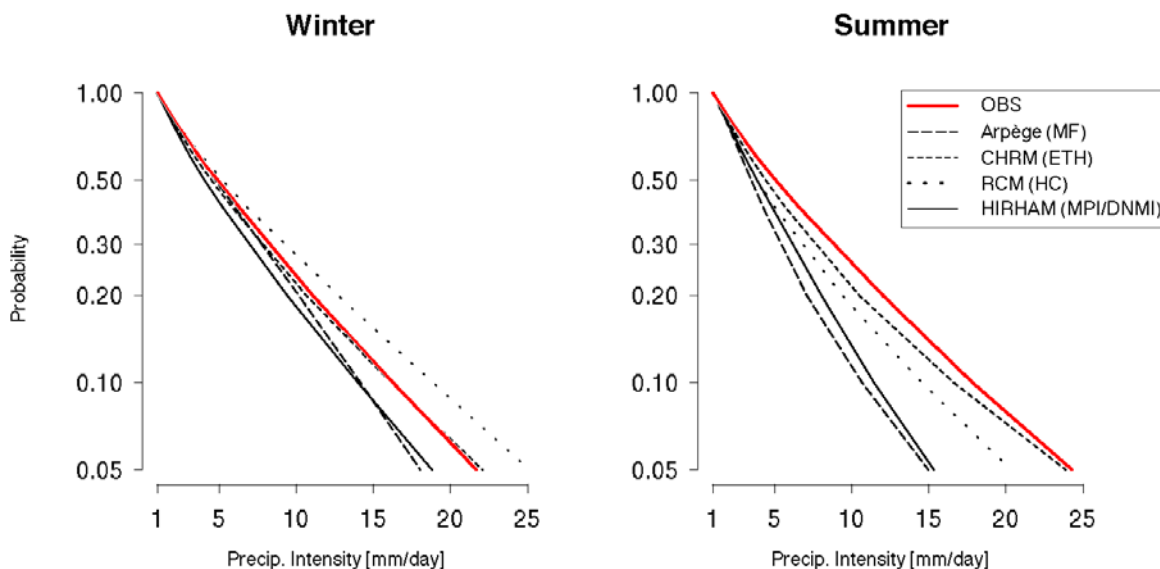


Fig. 3: Validierung regionaler Klimamodellen in Bezug auf die Mengen / Häufigkeitsbeziehung sommerlicher und winterlicher Niederschläge im Alpenraum, jeweils für Tage mit Niederschlag > 1 mm. Die vertikale Achse zeigt die normierte Überschreitungswahrscheinlichkeit für Tagesniederschläge. Für weitere Angaben siehe Figur 2.

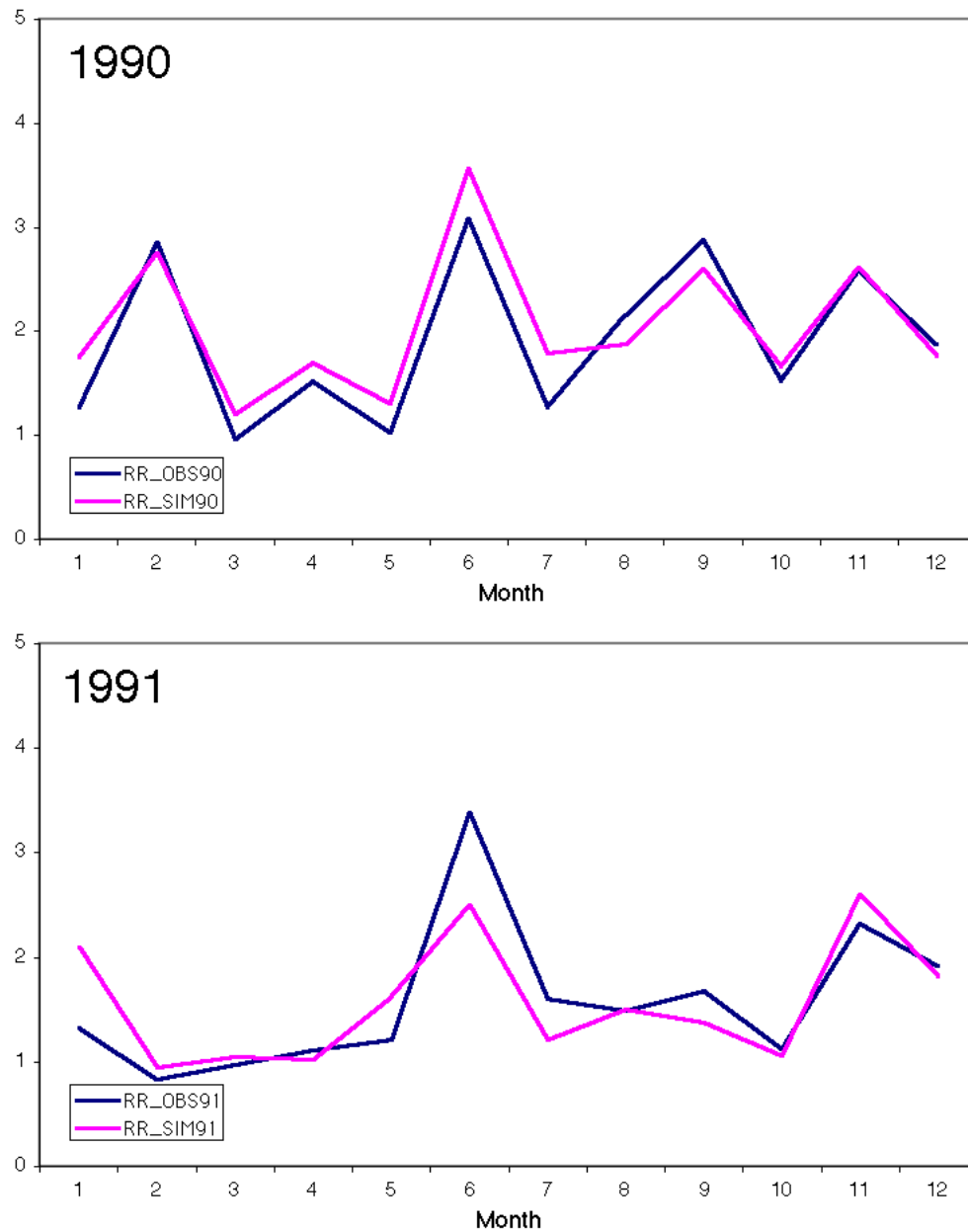


Fig. 4: Reproduktion der interannuellen Variabilität durch das regionale Klimamodell CHRM. Mittlere beobachtete und simulierte Gebietsniederschläge [mm/d] für die Jahre 1990 und 1991. Das betrachtete Gebiet hat eine Größe von $\sim 1000 \times 1000 \text{ km}^2$, und überdeckt Deutschland und den nördlichen Alpenraum.

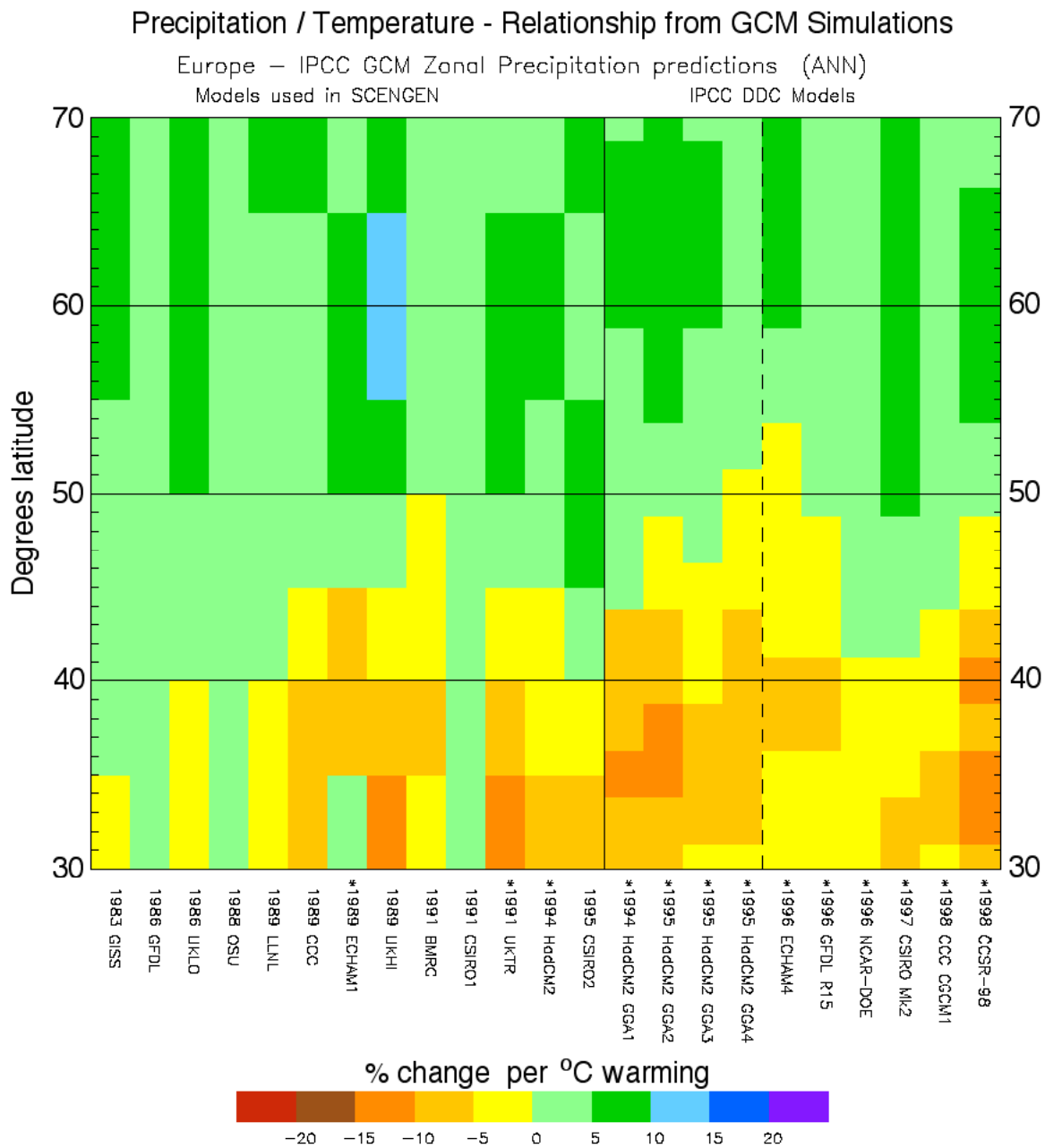


Fig. 5: Meridionale jährliche Niederschlagsveränderung (in % pro Grad globale Erwärmung) über Europa. Jeder vertikale Streifen stellt die Resultate eines einzelnen globalen Klimalaufes dar, jeweils zonal gemittelt über Europa. (Aus Giorgi et al. 2001).

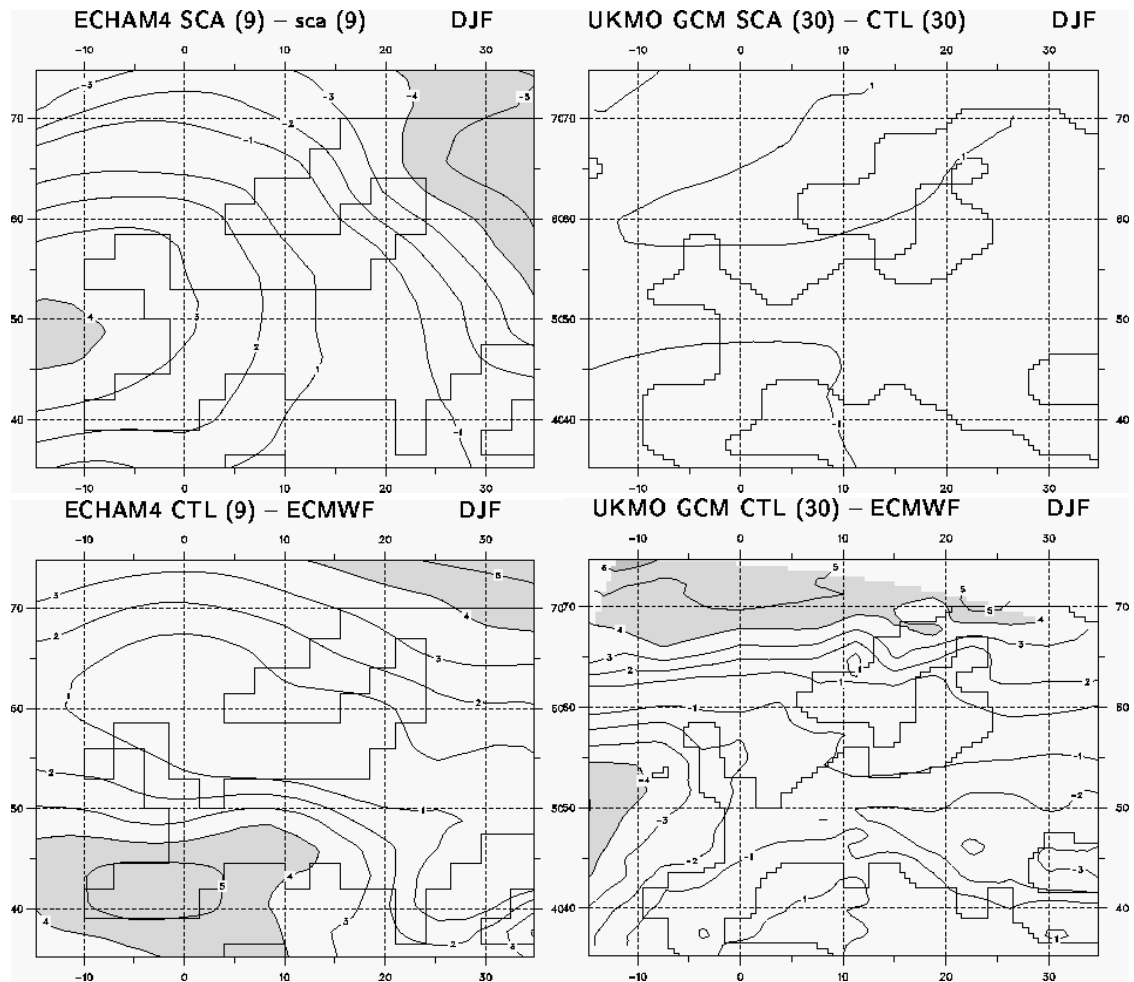


Fig.6: Vergleich der großräumigen Druckverhältnisse für zwei globale Klimamodellen (links: ECHAM, rechts Hadley Center), für den Winter. Die oberen Diagramme zeigen die erwartete Änderung (Szenariolauf minus Kontrolllauf), die unteren Diagramme den Modellfehler (Kontrolllauf minus Beobachtung). Der Abstand der Konturen beträgt 1 hPa. (aus Machenhauer et al. 1998).