

Projektbereich B

Teilprojekt B1**Zeitliche und räumliche Variabilität des Niederschlags**

Antragsteller	Fach
Prof. Dr. P. Speth (Koordinator) Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln	Meteorologie: Klimadiagnose
Prof. Dr. M. Kerschgens Institut für Geophysik und Meteorologie, Universität zu Köln	Meteorologie: kleinskali- ge Modellierung
Prof. Dr. A. Hense Meteorologisches Institut, Universität Bonn	Meteorologie: Klimadynamik
Prof. Dr. C. Simmer Meteorologisches Institut, Universität Bonn	Meteorologie: Fernerkun- dung und mesoskalige Modellierung

Zusammenfassung

Gemäß des im Projektantrag formulierten Zeitplanes wurde das erste Projektjahr im wesentlichen für Arbeiten an folgenden Themenstellungen genutzt:

- i) Diagnose der Niederschlagsvariabilität
- ii) Analyse der großräumigen Antriebe für Niederschlagsfluktuationen

Zum ersten Punkt erfolgten zunächst die Datenbeschaffung (tägliche und monatliche Niederschläge, Abflüsse an verschiedenen Stellen der wichtigsten Wadis), danach eine eingehende Qualitätskontrolle der akquirierten Datensätze sowie erste statistische Berechnungen wie z. B. Mittelwerte, Standardabweichung, Extrema, und ein sog. Vulnerabilitätsindex, der die von Norden nach Süden hin rasch zunehmende Anfälligkeit gegenüber Trockenheit charakterisiert. Die Einführung eines Niederschlagsindex auf der Basis von Quintilen und die Einteilung Marokkos in drei Regionen (Atlantik, Mittelmeer und südlich des Atlas) ergab, daß die Atlantikregion in den 80er Jahren und die Mittelmeerregion seit den 70er Jahren deutlich zu trocken waren. Das Gebiet südlich des Atlas wies zwar Anfang bis Mitte der 90er Jahre größtenteils überdurchschnittliche Niederschlagsmengen auf, die jüngsten Winter fielen dagegen eindeutig zu trocken aus. Modellsimulationen mit einem globalen Klimamodell erbrachten Hinweise darauf, daß die dekadischen Schwankungen in den Jahresniederschlägen Marokkos von der beobachteten globalen Verteilung der Meeresoberflächentemperaturen des 20. Jahrhunderts beeinflusst sind.

Hauptziel im ersten Arbeitspaket ist u.a. die Erstellung zeitlich und räumlich hochaufgelöster Niederschlagsklimatologien mittels einer genesteten Kette atmosphärischer Zirkulationsmodelle sowie die Durchführung von Sensitivitätsstudien. Hierzu sind umfangreiche Arbeiten hinsichtlich der Auswahl des jeweiligen Modellgebietes, der Anpassung von Schnittstellen zur Ankopplung des jeweils höher auflösenden Modells und der Formulierung der unteren Randbedingungen vorgenommen und anschließend erste erfolgversprechende Testläufe durchgeführt worden.

Des weiteren wurden zu Punkt ii) erste Untersuchungen hinsichtlich des Zusammenhangs zwischen Niederschlag und der großskaligen Zirkulation durchgeführt, vor allem mit Blick auf die Tiefe, Position und Häufigkeit von Zyklonen. Anhand von Kompositstudien konnte gezeigt werden, daß die relativ flachen Zyklonen mit einem Kerndruck zwischen 990 und 1010 hPa und einer Position südwestlich der iberischen Halbinsel bei ca. 35°N Feuchte entlang der Südflanke des Atlas vom Atlantik in die Atlasregion transportieren, wo diese abgerechnet werden kann. In der Tat ergab eine unabhängig davon durchgeführte Untersuchung zum Auftreten bestimmter Wetterlagen im Zusammenhang mit Niederschlag, daß für die Atlasregion südliche und östliche Anströmung gegen die Berghänge und damit offensichtlich orographische Hebung eine wichtige Rolle bei der Niederschlagsbildung spielen. Ein Einfluß großräumiger Zirkulationsmuster wie z.B. der Nordatlantikoszillation (NAO) auf den Niederschlag im engeren Untersuchungsgebiet des Drâatales konnte für die Fälle nachgewiesen werden, bei denen das subtropische Druckzentrum relativ weit im Osten lag und infolgedessen Zyklonen von der marokkanischen Küste abblockte.

Folgende Ergebnisse wurden im ersten Projektjahr in den einzelnen Workpackages erzielt.

B1-1: Diagnose der Niederschlagsvariabilität

Aufgrund des Fehlens eines dichten und langjährigen Meßnetzes von synoptischen Stationen in Marokko - insbesondere im Untersuchungsgebiet - und der meßtechnischen Schwierigkeiten hinsichtlich des Niederschlages in den schwerzugänglichen Hochgebirgsregionen des Atlas, stehen derzeit keine zeitlich und räumlich hochaufgelösten Niederschlagsfelder zur Verfügung, wie sie insbesondere für die Anwendung von Abfluß- und Vegetationsmodellen erforderlich sind. Aufgabe dieses Workpackages ist es, diese Felder u.a. auf der Grundlage von qualitätsgeprüften Stationsdaten sowie durch ein dynamisches *Down-Scaling* auf der Basis einer genesteten Modellkette (ERA-Reanalysen bzw. ECHAM → REMO → LM) zu bestimmen. Für hochaufgelöste Simulationen einzelner Niederschlagsereignisse sowie zur flächendeckenden Berechnung der Verdunstung im mittleren und unteren Drâa-Tal wird die o.g. Modellkette an ihrem feinskaligen Ende um das noch höher auflösende FOOT3DK-Modell [ca. 1 km] erweitert. Folgende Arbeiten sind hierzu im ersten Projektjahr durchgeführt worden:

Monatliche Niederschlagsdaten

Die im Teilprojekt B1 benutzten monatlich akkumulierten Niederschlagsdaten stammen im wesentlichen vom Global Historical Climatology Network (GHCN) und wurden uns vom Office of Climatology der Universität von Arizona überlassen. Aus dem umfangreichen Datenmaterial wurden insgesamt 42 Stationen mit ausreichend langen Zeitreihen ausgewählt. Da sich das Teilprojekt B1 schwerpunktmäßig mit dem großskaligen Antrieb für Niederschlagsbildung befaßt, wurde ein weit über das eigentliche Untersuchungsgebiet herausragendes Fenster zwischen 0° und 13°W und zwischen 25°N und 36°N gewählt, das somit auch 10 algerische und eine mauretanische Station einschließt. Die Länge der vorhandenen Zeitreihen variiert stark von Station zu Station und reicht maximal vom Jahr 1841 bis zum Jahr 2000, wobei auf eine Mindestlänge von 20 Jahren geachtet wurde. Bei einer ersten Durchsicht fiel auf, daß vor allem im Sommer viele Datenlücken auftraten. Nach erneuter Anfrage bei der Universität von Arizona stellte sich heraus, daß viele der seltenen Sommerniederschläge der automatischen Qualitätskontrolle des GHCN zum Opfer gefallen waren, von denen die durch sorgfältige Prüfung nachweisbaren Ereignisse wieder in den Datensatz aufgenommen wurden. Des weiteren konnten einige Datenlücken durch Angaben aus den Monthly Climatic Data for the World des National Climatic Data Center (NCDC) gefüllt werden. Dennoch ist die Qualität der Daten nicht immer gut und viele Zeitreihen weisen teilweise erhebliche Lücken auf.

Neben den Stationsdaten liegen auch Gitterpunktsdatensätze in verschiedener räumlicher Auflösung und für verschiedene Zeiträume vor: Der von Mike Hulme von der Climate Research Unit (CRU) der Universität von East Anglia in $2,5^\circ \times 3,75^\circ$ Auflösung (Zeitraum 1900 bis 1998) und die vom Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) in $1^\circ \times 1^\circ$ bzw. $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ Auflösung (Zeitraum 1986 bis 1999) aus Stationsdaten gewonnenen Datensätzen und diverse aus Bodenbeobachtungen und Satellitenmessungen gewonnene Daten in $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ Auflösung des Global Precipitation Climatology Project (GPCP) für den Zeitraum 1987-1998.

Tägliche Niederschlagsdaten

Die Datengrundlage für die Arbeit auf täglicher Basis bildet ein vom Seewetteramt in Hamburg des Deutschen Wetterdienstes (DWD) zur Verfügung gestellter, 6stündig aufgelöster Datensatz von insgesamt 43 Stationen, die sich im selben geographischen Fenster wie die Stationen mit monatlichen Daten befinden und teilweise mit diesen identisch sind. Das abgedeckte Zeitintervall reicht von September 1977 bis Dezember 1998, wobei auch hier bei vielen Stationen erhebliche Datenlücken festzustellen sind. Da vor allem in den 90er Jahren nur wenige 6 Uhr Meldungen in diesem Datensatz vorhanden sind, wurden die Daten anhand von Tageszusammenfassungen für die einzelnen Stationen, die beim NCDC (für den Zeitraum 1994-1998) bzw. beim National Center for Atmospheric Research (NCAR, für den Zeitraum 1979-1998) erhältlich sind, nach sorgfältiger Prüfung ergänzt. Darüber hinaus wurden - soweit als möglich - fehlerhafte Werte bzw. Inkonsistenzen, die sich aus der Überlappung der Meldezeiträume ergeben, korrigiert oder entfernt. Dabei wurden auch auf Konsistenz mit den monatlichen Werten geprüft. Seit Mai 1999 werden die SYNOPS der nordwestafrikanischen Stationen aus dem Global Telecommunication System (GTS) der World Meteorological Organisation (WMO) in 3stündiger Auflösung fortlaufend abgespeichert und stehen damit ständig für die Betrachtung aktueller Vorgänge in der Untersuchungsregion zur Verfügung.

Abflußdaten

Neben den Niederschlagsdaten liegen auch Abflußdaten von insgesamt 25 Meßstationen in Marokko für den Zeitraum von 1951-1990 auf monatlicher, für 18 Stationen und etwas kürzere Perioden auch auf täglicher Basis vor, die die Bundesanstalt für Gewässerkunde (BfG) in Koblenz zur Verfügung gestellt hat. Die Daten sind offenbar so weit qualitätskontrolliert, daß keine weitere Bearbeitung nötig erscheint. Außerdem wurden uns vom Projekt SIGMADRAA Abflußdaten des Drâa für den Zeitraum von 1937 bis 1993 zur Verfügung gestellt, die allerdings nach Fertigstellung des Staudamms in Ouarzazate 1973 als Residuum berechnet wurden.

Erste statistische Berechnungen

Zwecks erster Charakterisierung der klimatischen Situation an verschiedenen Orten Marokkos wurden aus dem akquirierten und qualitätskontrollierten Datensatz mit monatlich akkumulierten Werten zunächst Mittel und einfache Variabilitätsmaße bestimmt. Dabei wurden Mittelwerte und Standardabweichung sowie Minimal- und Maximalwerte nicht nur für die einzelnen Monate des Jahres, sondern auch auf saisonaler bzw. Jahresbasis berechnet. Exemplarisch sei hier ein sogenannter ‘Vulnerabilitätsindex’ gezeigt, der sich aus dem in Prozent angegebenen Verhältnis der Standardabweichung der Jahressummen zu ihrem Mittelwert ergibt (Abb. B1-1). Hierbei zeigt sich, daß dieser Index vor allem in den semi-ariden Gebieten im Südosten besonders hoch ist, was die Anfälligkeit dieser Region gegenüber Trockensituationen unterstreicht.

Des weiteren wurden die aus diesen Daten bestimmten mittleren Jahresgänge des Niederschlags benutzt, um eine Klassifizierung der Niederschlagsregionen in den einzelnen Teilen des betrachteten Gebiets durchzuführen. Dabei zeigte sich, daß die typischen Jahresverläufe von einer na-

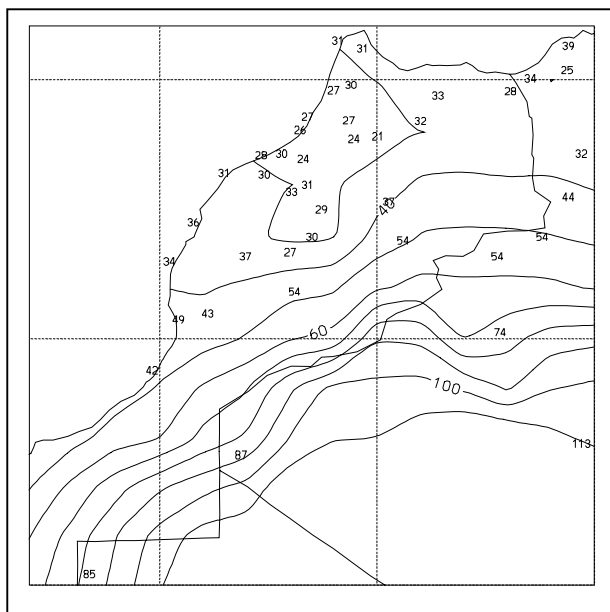


Abb. B1-1: Vulnerabilitätsindex, berechnet aus dem prozentualen Verhältnis zwischen Standardabweichung und dem mittleren Jahresniederschlag für 42 Stationen im gezeigten geographischen Ausschnitt.

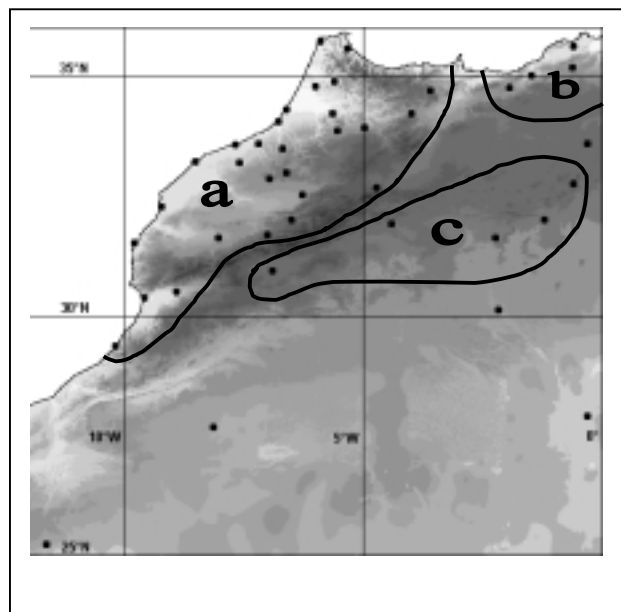
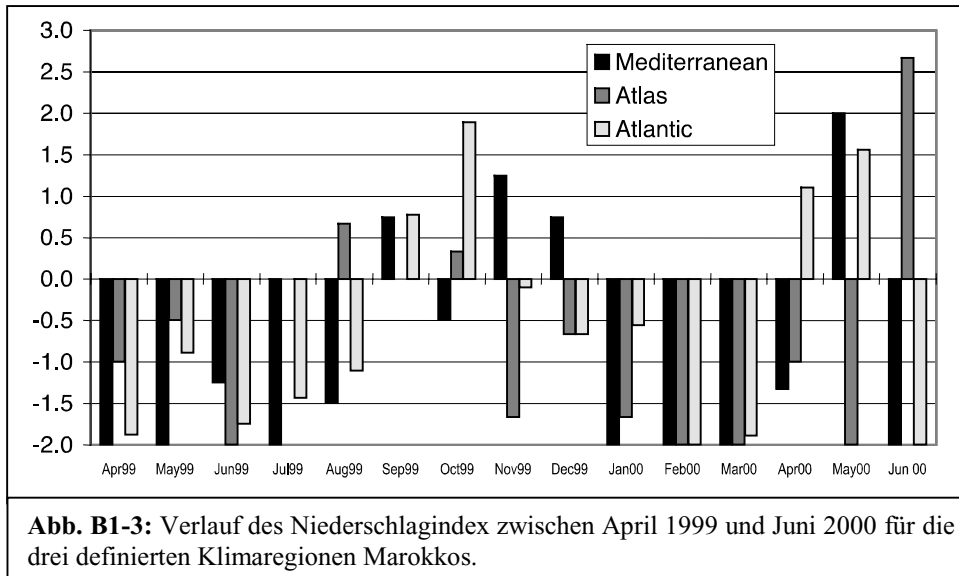


Abb. B1-2: Definition der Regionen für die Berechnung des Niederschlagsindex. a) Atlantikregion (ATL), b) Mittelmeerregion (MED) und c) Region südlich des Atlas (SOA). Punkte markieren die Position der 42 berücksichtigten Stationen.

hezu sinusförmigen Verteilung mit einem klaren Maximum im Hochwinter im Nordwesten Marokkos bis zu einer fast bimodalen Verteilung mit Maxima in Herbst und Frühling an den Stationen südlich des Atlas variieren.

Um möglichst lückenlose Zeitreihen zu erhalten und die Informationen verschiedener Stationen möglichst effektiv zusammenzufassen, wurde ein Niederschlagsindex für verschiedene Regionen des Untersuchungsgebietes definiert. Anhand von Korrelationen zwischen den Zeitreihen der verschiedenen Stationen lassen sich drei Regionen mit relativ ähnlichen Charakteristiken unter-

scheiden (Abb. B1-2): Das Gebiet im Nordosten Marokkos bzw. Nordwesten Algeriens an der Mittelmeerküste (im weiteren ‘Mittelmeerregion’ genannt), die marokkanischen und algerischen Stationen südlich des Atlas (im weiteren ‘Atlas-Region’) und der verbleibende Teil Marokkos im Nordwesten (im weiteren ‘Atlantik-Region’). Die in der Sahara gelegenen Stationen in Algerien und Mauretanien weisen so geringe Niederschläge auf, daß ihre statistische Betrachtung wenig sinnvoll erscheint. Die Berechnung des Indexes erfolgt auf Basis von Quintilen. Diese werden für jede einzelne Station bestimmt und dann über die zum jeweiligen Termin vorhandenen Stationen



innerhalb einer Niederschlagsregion gemittelt. Dieses Verfahren ist sowohl für die einzelnen Monate als auch für saisonal bzw. jährlich akkumulierte Werte durchgeführt worden. Der Verlauf der Indexzeitreihe auf Monatsbasis

für den Zeitraum von April 1999 bis Juni 2000 (Abb. B1-3) zeigt, dass die vergangene Regensaison für alle drei Regionen unterdurchschnittliche Regenmengen erbracht hat und dass nur im Herbst und Frühjahr in einzelnen Regionen größere Mengen gefallen sind. Die Indexzeitreihen auf Jahresbasis (Abb. B1-4) zeigt die erhebliche interannuale und dekadische Variabilität und vor allem in der Mittelmeerregion (Abb. B1-4b) einen starken Rückgang des Niederschlags seit den 70er Jahren, wohingegen man in der Atlasregion (Abb. B1-4c) eher eine Zunahme findet. In der Atlantikregion (Abb. B1-4a) waren die 80er zwar auch deutlich zu trocken, einige Jahre der 90er weisen allerdings überdurchschnittliche Werte auf. Leider ist vor allem während der 80er Jahre die Qualität der monatlichen Niederschlagsdaten in Marokko ziemlich schlecht.

Modellkette: ECHAM

Bei der Simulation der Niederschlagsvariabilität über dem Testgebiet in Marokko sollen neben Analysen des ECMWF bzw. des NCEP auch großskalige Modelle am oberen Ende der zu erstellenden Modellkette zum Einsatz kommen. Dabei bieten sich vor allem Globalmodelle mit einem Antrieb durch beobachtete Meeresoberflächentemperaturen an, da solche Modellrealisierungen einen klaren chronologischen Bezug zum real beobachteten Klimasystem gewährleisten. In Regionen, wo die Niederschlagsvariabilität vom thermischen Zustand der Meeresoberfläche beeinflusst wird, kann man erwarten, daß die durch beobachtete Meeresoberflächentemperaturen (SST) angetriebenen Modellläufe die reale Entwicklung der Niederschlagssummen relativ zuver-

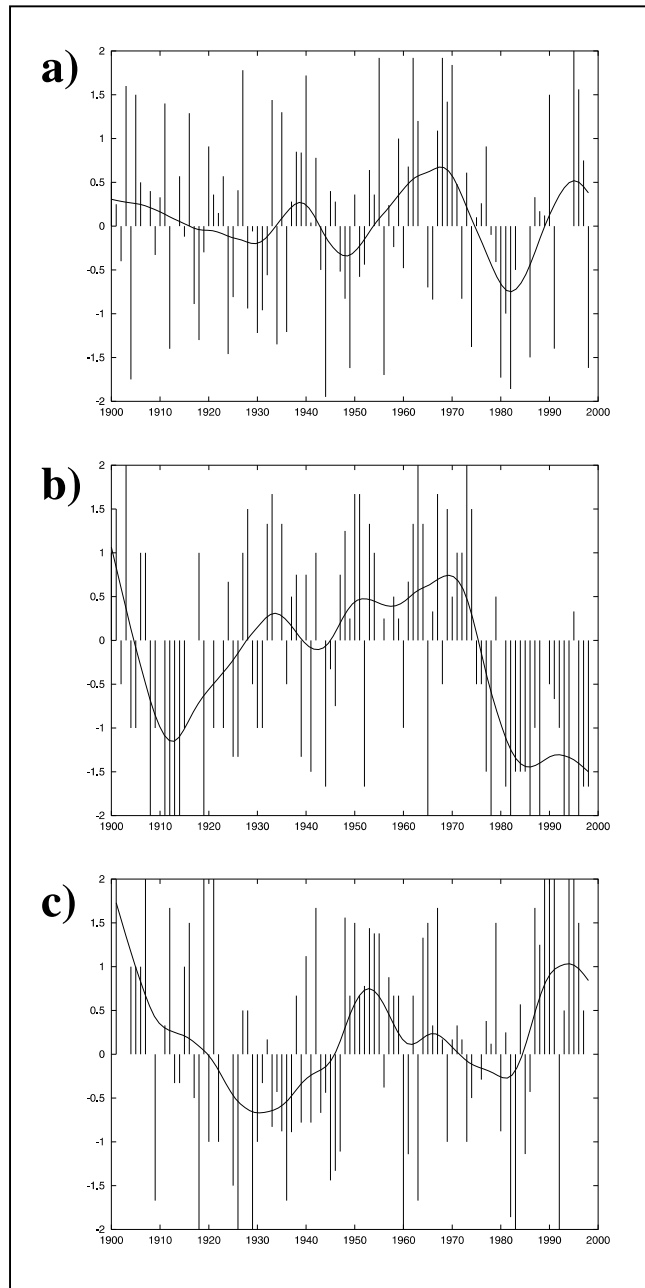


Abb. B1-4: Zeitliche Entwicklung der Anomalien des jahresgemittelten (September bis August) Niederschlagsindexes. Die Werte auf der Abszisse beziehen sich auf das Jahr mit dem ersten Monat; a) ATL, b) MED und c) SOA-Region (Definition der Regionen siehe Abb. B1-2).

lässig reproduzieren. Einige solcher SST angetriebenen Läufe wurden mit dem Hamburger Klimamodell ECHAM4 bereits durchgeführt. Diese Simulationen besitzen eine horizontale Auflösung von ca. 300 km und umfassen den Zeitraum 1903 bis 1994. Jeder Gitterpunktswert repräsentiert ein Gebietsmittel über eine 300 x 300 km große Gebietseinheit. In Abb. B1-5 ist rechts die Zeitreihe der jährlichen Niederschlagssummen für jenen Gitterpunkt, welcher das Einzugsgebiet des Drâa mit einschließt, dargestellt. Neben einer ausgeprägten interannuellen Variabilität weist die Zeitreihe auch eine interdekadische Komponente auf, welche der beobachteten Entwicklung ausgesprochen ähnlich ist: Neben den relativ feuchten 50er Jahren fällt insbesondere die Tendenz zu verstärkter Aridität zwischen 1960 und 1980 auf. Seitdem nehmen die Jahresniederschläge wieder leicht zu. Die dekadische Variabilität wird vom Modell folglich gut reproduziert, was darauf hindeutet, daß ein Großteil der Information dieser niederfrequenten Niederschlagsfluktuationen im beobachteten globalen SST-Feld gespeichert ist. Demgegenüber sind die jährlichen Schwankungen eher Ausdruck interner atmosphärischer Variabilität, welche durch die atmosphärische Komponente des Modelles induziert wird.

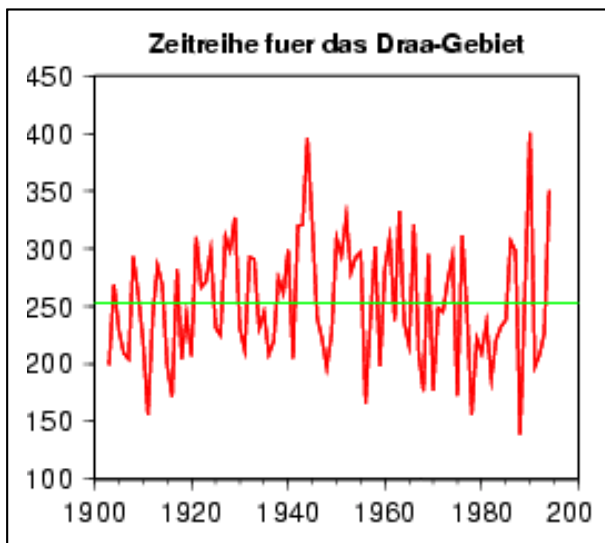


Abb. B1-5: Zeitreihe der Jahresniederschläge über dem Drâa-Einzugsgebiet in mm (rechts), basierend auf dem Ensemblemittelwert der ECHAM4-Simulationen.

Modellkette: REMO

Einen weiteren wichtigen Aspekt stellt die Simulation der Niederschlagsvariabilität über Westafrika mit dem Hamburger Regionalmodell REMO [zunächst mit ca. 50 km Auflösung] dar. Die Implementierung eines solchen regional “genesteten“ Klimamodells erfordert zunächst die Akquisition geeigneter Bodenbibliotheken, welche die unteren Randbedingungen wie Vegetationsbedeckung, Bodenparameter und orographische Daten im Modellgebiet beinhalten. Diese Daten liegen nun vor. Ferner muß ein flächendeckender globaler Antrieb an den Rändern des regionalen Modellgebietes vorgeschrieben werden. Um wieder den Bezug zum realen Klimasystem zu gewährleisten, werden diese Randwerte aus den Reanalysen des ECMWF (ERA) und des NCEP verwendet. Mit diesen Eingabedaten wird zur Zeit ein erster Testlauf durchgeführt für ein Extremereignis im August 1988, als in der Provinz Niamey (Niger) innerhalb von zwei Tagen mehr als 20 mm Niederschlag zu verzeichnen waren. Nach hinreichender Validierung des Testfalles steht der Durchführung der geplanten REMO-Realisierungen zur Erstellung einer großräumigen Niederschlagsklimatologie nichts mehr im Wege. Die im Rahmen von IMPETUS erworbenen PCs werden voraussichtlich eine Rechenzeit von zwei Tagen pro Modellmonat ermöglichen.

Modellkette: Lokalmmodell(LM)

Zu Beginn der Arbeiten an diesem Teil der Modellkette stellte sich die Frage, in welcher Form Niederschlag in der Umgebung des Atlasgebirges auftritt und wie er im *Lokalmmodell* des DWD simuliert wird. Im Rahmen der Niederschlagsprognosen mit dem LM wurden konzeptionelle Studien zur Niederschlagskategorisierung vorgenommen, da die hohe raum-zeitliche Hintergrundvariabilität eines unter realistischen Bedingungen betriebenen Mesoskalenmodells Prozesse der Niederschlagsbildung so stark verrauscht, daß eine isolierte Betrachtung der niederschlagsrelevanten Prozesse kaum möglich ist.

Zunächst wurde als Modellgebiet ein in der Größe dem Atlas-Modellgebiet entsprechendes Areal gewählt, in dessen Mitte ein glockenförmiger Berg (Gauß-Glockenkurve) mit unterschiedlicher Ausdehnung in Nordsüd- bzw. Ostwest-Richtung platziert wurde. Der Boden und die Vegetation in diesem Modellgebiet wurden homogen gewählt, so daß der Niederschlag an dieser Barriere nur von der atmosphärischen Schichtung und der Anströmung abhängt. Die Überströmung eines glockenförmigen, horizontal homogenen oder auch eines kreisrunden Berges ist mit analytischen Methoden nachvollziehbar und daher gut bekannt (Queney 1948, Long 1953); so konnte mit diesem Design des Modellareals gezeigt werden, daß das LM – obgleich die Berücksichtigung thermodynamischer und turbulenter Prozesse das Bild erheblich stören kann – die Eigenschaften dieser bekannten Strömungen noch sehr gut zu repräsentieren vermag (Abb. B1-6). Dazu ist anzumerken, daß das Hauptproblem in der Ausprägung der vertikalen Struktur stehender orographischer Wellen besteht. In der Entwicklungsphase eines mesoskaligen Modells dient die Bergüberströmung üblicherweise als Testfall für eine korrekt formulierte numerische Lösung der rein dynamischen Modellkomponenten; der danach folgende Einbau der übrigen physikalischen Prozesse (Turbulenz, Strahlung, Wolkenbildung und schließlich auch die Behandlung nichthydrostatischer Terme der Bewegungsgleichungen) führt im allgemeinen dazu, daß die entstehenden orographischen Wellen in vertikaler Richtung stark gedämpft werden. Das geschieht im LM nicht in allzu starker Weise, was durchaus für die Qualität des numerischen Konzeptes und des Programmcodes spricht.

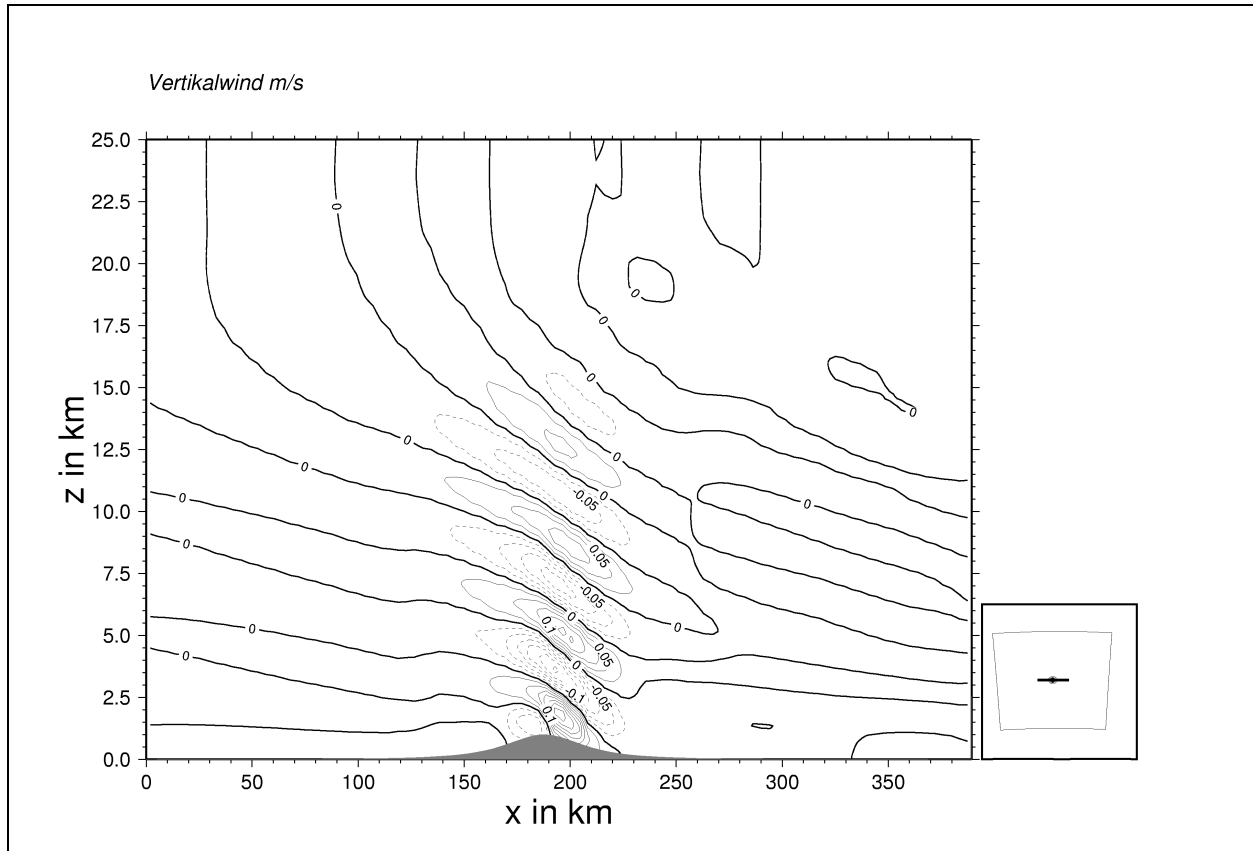
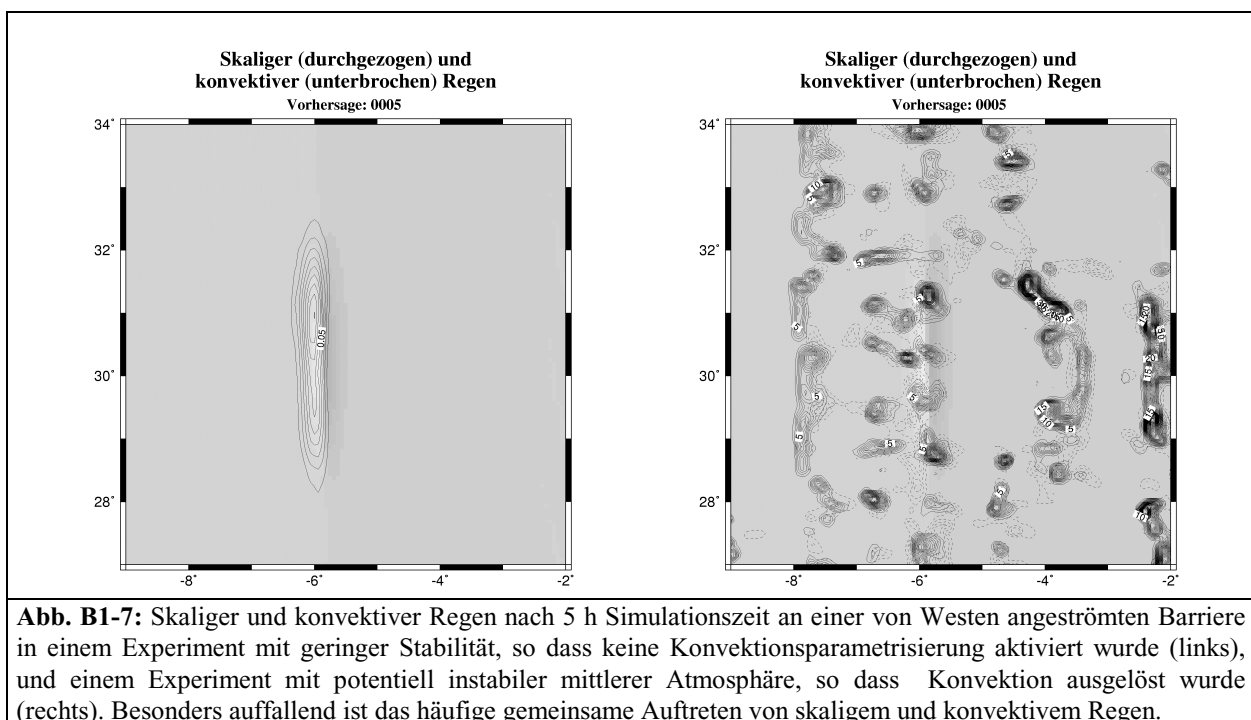


Abb. B1-6: Der Vertikalwind nach 12h Simulationszeit in einer absolut trockenen Atmosphäre bei der Überströmung eines kreisrunden, glockenförmigen Berges. Die Lage des Vertikalschnitts ist in der Grafik rechts unten zu erkennen, der Isolinienabstand beträgt 2.5 cm/s.

Anhand dieser Modellierungen in einem vereinfachten Modellgebiet können nun die orographischen Niederschlagstypen nach ihrer Entstehungsform getrennt betrachtet werden: Der nur durch Hebung entstehende Regen an der Luvseite des Bergrückens, der konvektive Regen, der durch die erzwungene Hebung erzeugt wird, und der konvektive Regen im übrigen Modellgebiet, der durch nahezu zufällige Variabilität der Strömung an jeder beliebigen Stelle entstehen kann.

Der erste Niederschlagstyp entsteht, wenn in der durch die Hebung abgekühlten Luft der Taupunkt unterschritten wird und so Wasser kondensieren muß. Der konvektive Regen entsteht im Modell künstlich: Bei potentiell instabiler Schichtung werden die Auswirkungen einer konvektiven Wolke auf den Wärme-, Feuchte- und Impulshaushalt berechnet. Die Vertikalbewegungen innerhalb der Wolke werden hierfür nicht explizit simuliert, sondern in Abhängigkeit vom Zustand der Atmosphäre am jeweiligen Gitterpunkt parameterisiert. Bei genügend hoher Feuchte wird dabei Niederschlag gebildet. Das verwendete Tiedtke-Massenfluß-Schema (Tiedtke 1989) versucht hierbei, die Prozesse des *Entrainment* trockener bzw. des *Detrainment* feuchter Luft an den Rändern der im Modell subskaligen Cumuluswolken anhand verfügbarer Parameter zu beschreiben, um den Prozeß der Niederschlagsbildung genauer darzustellen. Bereits die wenigen hier gezeigten Grafiken (Abb. B1-7 und Abb. B1-8) verdeutlichen allerdings, daß es bereits in dieser einfachen Modellkonstellation zu Wechselwirkungen zwischen den unterschiedlichen Niederschlagstypen kommt. So wird der Atmosphäre durch die Aktivierung der Konvektionsparameterisierung so viel Feuchtigkeit entzogen, daß der allein hebungsbedingte „skalige“ Regen nahezu gar nicht mehr vorhanden ist. Andererseits führt die Entstehung größerer konvektiver Zellen auch zur Entstehung skaligen Niederschlags an Orten, wo er ohne die Konvektionszellen kaum erwartet werden würde.



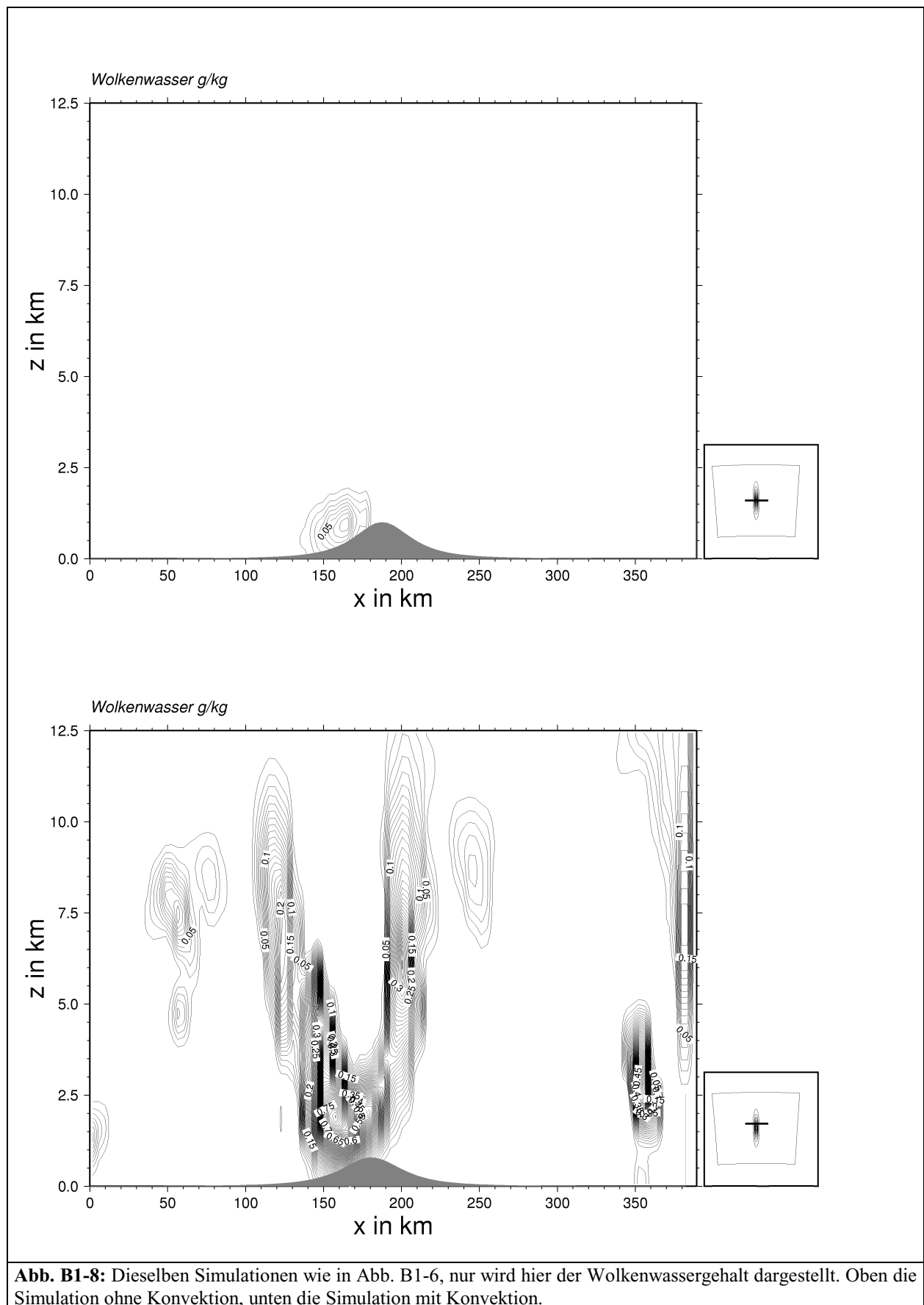
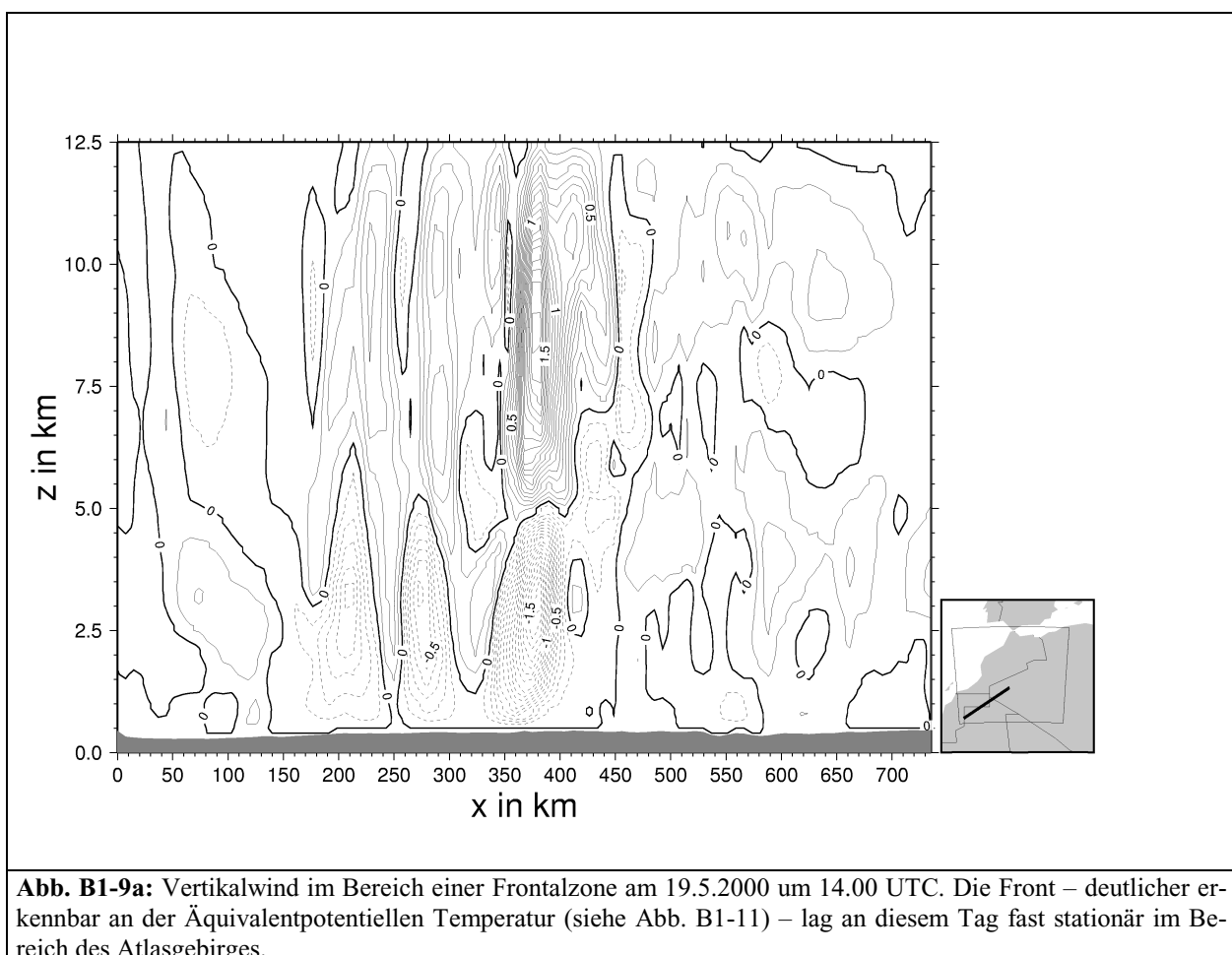
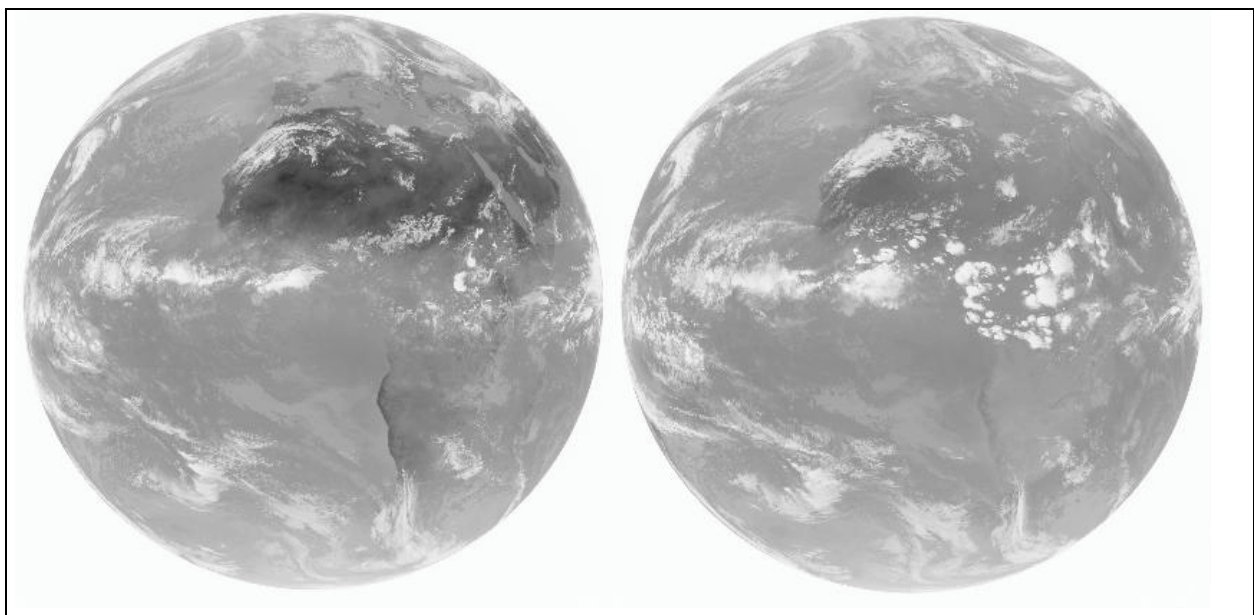
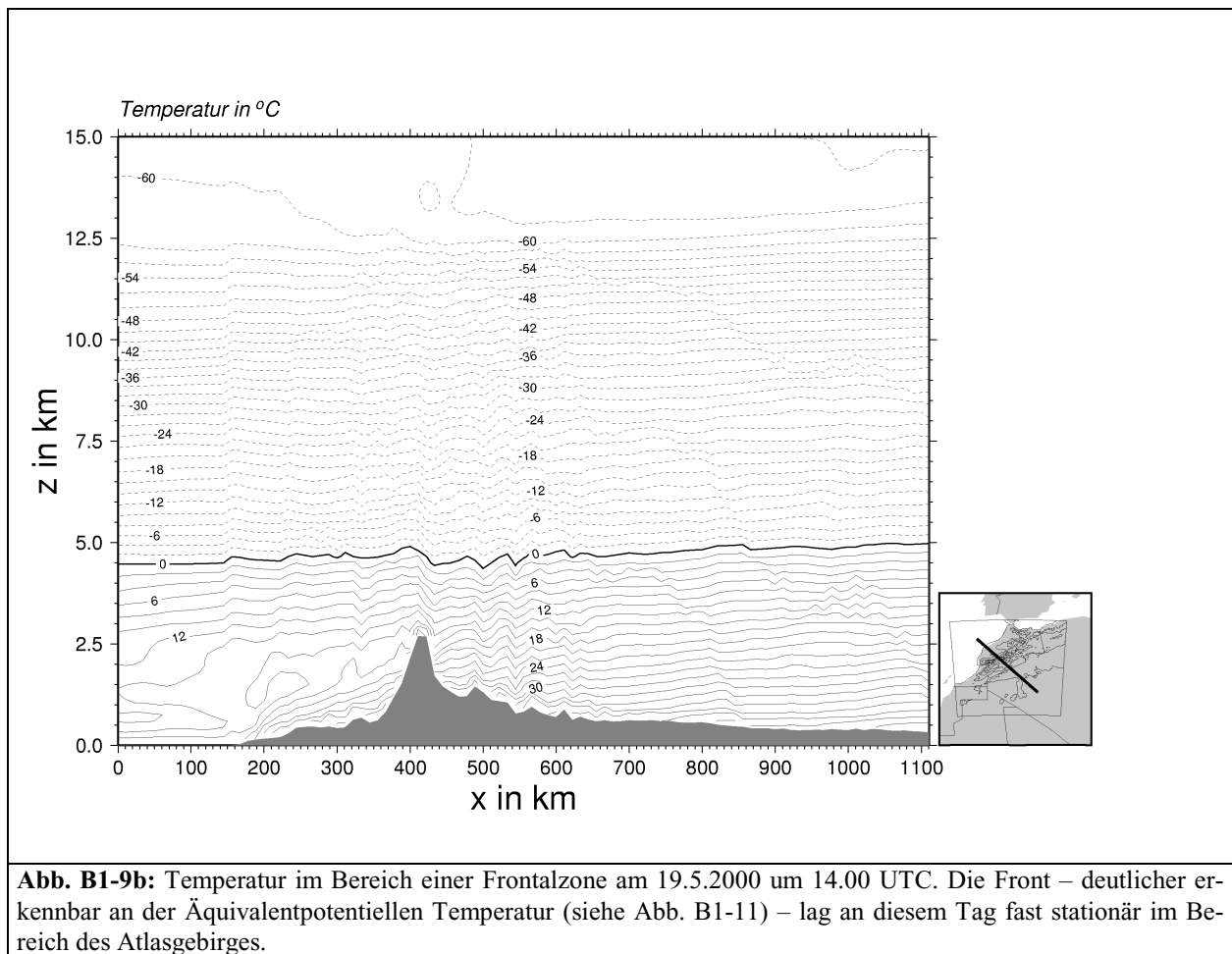


Abb. B1-8: Dieselben Simulationen wie in Abb. B1-6, nur wird hier der Wolkenwassergehalt dargestellt. Oben die Simulation ohne Konvektion, unten die Simulation mit Konvektion.

Diese Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen. Zunächst fiel auf, daß die Formulierung der Randbedingungen des LM in einer solchen Umgebung starken Einfluß auf das Geschehen im Modellinneren hatte; sie sind für die künstliche Umgebung unglücklich gewählt. Im operationellen Betrieb des DWD, in dem das LM in die initialisierten Analysen des GME genestet wird, scheint die Verwendung der Randbedingung nach Davies (1976, 1983) keine Probleme zu bereiten.

Parallel zu dieser konzeptionellen Untersuchung wurden einzelne Fallstudien gerechnet, anhand derer zunächst einmal nur abgeschätzt werden sollte, ob die Niederschlagsvorhersagen sich in einem realistischen Rahmen bewegen. Es wurde beobachtet, daß konvektiver Niederschlag im Modell an einigen Stellen im Zusammenhang mit starker vertikaler Wellenbildung auftrat, deren Ursachen noch nicht ganz klar sind, und die aus diesem Grunde noch auf ihre Glaubwürdigkeit geprüft werden müssen. Weiterhin trat zutage, daß auf der Südseite des Atlas in den Modellsimulationen besonders dann nennenswerte Niederschläge zu verzeichnen waren, wenn das Gebiet in einer Konvergenzzone zwischen der heißen Saharaluft und einer von Nordwesten hereinziehenden Front lag (Abb. B1-9 bis B1-11). Durchziehende Fronten ohne eine gleichzeitige südöstliche Anströmung aus der Sahara liefern oft nur an der Nordseite des Atlas Regen, alleinige südöstliche Anströmung erzeugt wegen der extremen Trockenheit der anströmenden Luft meistens keinen Niederschlag.





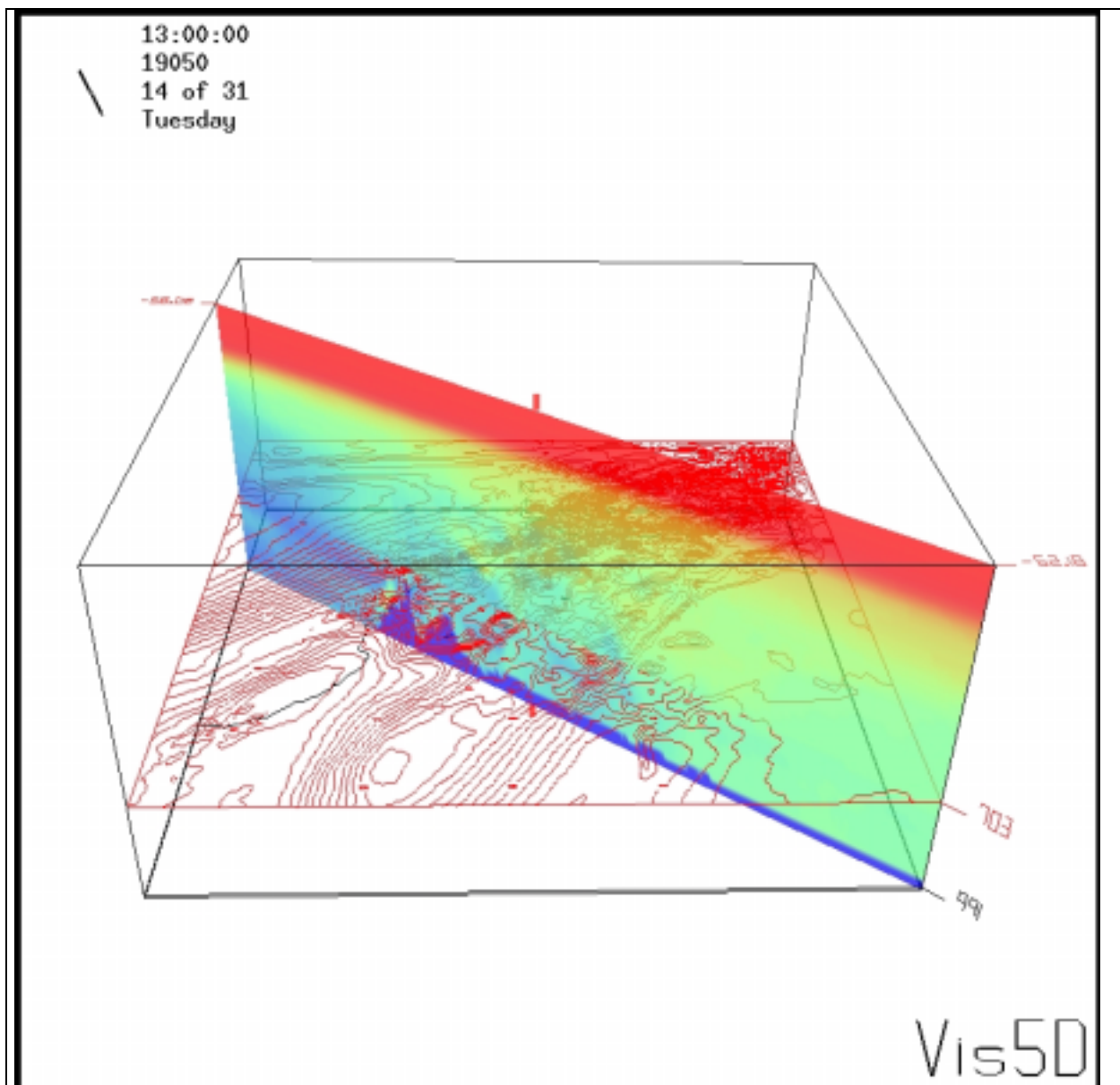


Abb. B1-11: Ein Schnitt durch das Modellgebiet (von Süden gesehen) in der Simulation aus Abb. B1-8, dort in den Kästchen rechts unten zu sehen, zeigt die Äquivalentpotentielle Temperatur um 13.00 UTC. Der Horizontalschnitt (rote Isolinien) befindet sich in 703 hPa Höhen, der Isolinienabstand beträgt 2°C. Der Vertikalschnitt (Farbschattierungen) verläuft durch das Einzugsgebiet des Drâa und zeigt die Grenze zwischen der kühleren maritimen Luft (blau) und der heißen kontinentalen Luft, die über dem Atlas verläuft. Es ist deutlich zu erkennen, dass es im Südwesten des Atlas ein kälteres Gebiet gibt, das unter einer Wolkendecke lag. Im Nordosten entwickelten sich konvektive Störungen.

Modellkette: FOOT3DK

Die im ersten Antragsjahr durchgeführte Anpassung von FOOT3DK für den Einsatz in IMPETUS konzentrierte sich im Teilprojekt B1 auf die Realisierung des *Nesting-Verfahrens* zur passiven Kopplung von FOOT3DK an das Lokal-Modell (LM) des Deutschen Wetterdienstes. Zur Realisierung der Kopplung konnte in B1 bereits auf LM-Simulationen für Marokko zurückgegriffen werden. Weitere Arbeiten zur Adaption von FOOT3DK für den Einsatz in IMPETUS sind im Berichtsteil A1 aufgeführt. Die ebenfalls dort beschriebenen Ergebnisse einer einleitenden

den *Ensemble-Studie* zur Beeinflussung des Niederschlags durch die Landoberfläche sind gleichermaßen für die Bereiche A1 und B1 relevant.

Die Formulierung der unteren Randbedingung von FOOT3DK stützt sich wie in A1 auf die Datensätze „Global 30 Arc-Second Elevation Data Set“ (GTOPO30, Orographie) und „Global Land Cover Characterization“ (GLCC, Landnutzung) des U.S. Geological Survey (USGS) Earth Resources Observation Systems (EROS) Data Center (näheres siehe A1). Für den Bereich des Drâa besitzen beide Datensätze eine Qualität, die grundsätzlich Simulationen ermöglicht. Verbesserungswürdig ist vor allem die teilweise großen Auflösungsschwankungen unterliegende Qualität der GTOPO30-Daten. Aufgrund dieser Schwankungen sind Simulationen in Regionen, durch die drastische Auflösungssprünge verlaufen, derzeit nicht realisierbar. Die GLCC-Daten lassen Defizite bezüglich der Kodierung der Landnutzung im Bereich der Flußoasen erkennen. Zudem wird der Stausee von Ouarzazate nicht in den GLCC-Daten wiedergegeben. Daten zur Bodenbeschaffenheit werden derzeit vom LM übernommen. Sie lassen in den FOOT3DK-Simulationsgebieten keine räumliche Variation erkennen. Insgesamt ist die Datenlage zur Formulierung der unteren Randbedingungen ausreichend zur Durchführung von Simulationen, bezüglich der anzustrebenden Realitätsnähe aber sehr verbesserungswürdig. In Zukunft sind auf Basis der in B2 und B3 erzielten bzw. angestrebten Ergebnisse Fortschritte bei der o. g. Datenlage zu erwarten.

Auf Basis der derzeit verfügbaren Datensätze wurden für das mittlere Drâa-Tal Simulationskaster mit 3 km und 1 km horizontaler Auflösung und jeweils 50x50 Gitterpunkten Ausdehnung erstellt. Dabei kam auf eine zu diesem Zweck für A1 und B1 gemeinsam erstellte Software erstmals zum Einsatz (vgl. Berichtsteil A1).

Eine der zentralen Voraussetzungen zur Realisierung der meteorologischen Modellkette in IMPETUS ist die Kopplung der beteiligten Modelle, die zunächst im passiven *Nesting-Verfahren* durchgeführt wird. Die Hauptschwierigkeit bei der Kopplung unterschiedlicher Modelle besteht darin, daß die vom jeweils übergeordneten größerskaligen Modell stammende physikalische Information an das nachgeschaltete feinskalige Modell in einer Form weitergegeben werden muß, die mit der Formulierung des feinskaligen Modells konsistent ist. Hierzu ist eine einfache Interpolation des größerskaligen Antriebs auf die Modellflächen des höher auflösenden Modells i.d.R. nicht ausreichend.

Zur Realisierung des *Nesting-Prozessors* LM — FOOT3DK wurde das von Bücher (1997) entwickelte Modul zum Nesting von FOOT3DK in das ehemalige mesoskalige Modell des Deutschen Wetterdienstes Deutschland-Modell (DM) an die Datenstruktur des LM angepaßt und weiterentwickelt. Eine spezifische Anforderung an die Erweiterung des *Nesting-Prozessors* stellt dabei die unterschiedliche Behandlung des Druckes in DM und LM dar. Während das Druckfeld in DM als hydrostatisch behandelt wird, ist das LM als nichthydrostatisches und kompressibles Modell formuliert. FOOT3DK erwartet den großskaligen Druckantrieb des übergeordneten Modells hingegen in hydrostatischer Form. Deswegen mußte in das *Nesting-Verfahren* eine zusätzliche Komponente eingeführt werden, die das Druckfeld des LM in eine hydrostatische und in eine

nichthydrostatische Komponente zerlegt. Diese Zerlegung erfolgt konsistent zur Formulierung der Druck- und Dichteveriablen im LM. Erst dann kann der hydrostatische Druckanteil in eine zur Formulierung von FOOT3DK konsistente Form überführt werden. Dieser zweite Schritt erfolgt – abgesehen von notwendigen Anpassungen an die vom DM abweichende LM-Gitterstruktur – weitgehend analog zu dem bei Brücher (1997) beschriebenen Verfahren.

Durch den neu eingeführten Zwischenschritt wird die Tendenz zu kleinräumigen Extremwerten im LM-Druckantrieb für FOOT3DK, die zur Destabilisierung der Simulation und unrealistischen Schwingungen im Druck- und Windfeld führen können, deutlich reduziert. Das Kopplungsverfahren wurde inzwischen für einen genesteten FOOT3DK-Laufes mit 3 km Auflösung anhand einer LM-Simulation für den 19.05.2000 getestet. Als wichtigstes Ergebnis ist festzuhalten, daß die Simulation numerisch stabil, d.h. insbesondere ohne die Ausbildung unrealistischer Wellenstrukturen, welche den physikalischen Sinn eines Modellaufs zerstören können, verläuft. Zudem zeigen die Windfelder in FOOT3DK während der Nachtstunden weitgehende Konsistenz mit jenen des LM. Während der Tagstunden weicht die bodennahe Erwärmung der Modelle stark voneinander ab und sorgt für entsprechende Inkonsistenzen im Strömungsfeld. Es sind somit weitere Anpassungen der Kopplung an die Parameterisierungen der beiden Modelle, insbesondere die unterschiedliche Formulierung der Bodenmodule, erforderlich. Die Anpassung des dynamischen LM-Antriebs an die Struktur von FOOT3DK erscheint hingegen zumindest für die o.g. Simulation gelungen. Auch hierzu müssen noch weitere Tests durchgeführt und das Verfahren ggf. weiter optimiert werden.

Die gegenwärtigen Arbeiten konzentrieren sich auf den Test und die weitere Optimierung des Kopplungsmoduls LM — FOOT3DK. Daneben werden Möglichkeiten zur Verbesserung der Datengrundlage für die Erstellung von Simulationskatastern ausgelotet. Weitere Arbeiten beziehen sich auf die Erstellung eines Verfahrens zur optimalen Validierung des Modells bei gegebener Beobachtungs-Datenlage, die insbesondere auf die konsistente Integration heterogener Meßdaten in das Validierungsverfahren angewiesen ist.

Die im Berichtsteil A1 geschilderten Ergebnisse der Ensemblestudie werden als Basis für weitere Sensitivitätsstudien mit FOOT3DK im ungekoppelten Modus genutzt. Für die Zukunft sind schwerpunktartig Untersuchungen zum Einfluß des atmosphärischen Antriebes und der Modellformulierung auf die Variabilität der Ensembles sowie die Erweiterung der Studie auf die zweidimensionale Wiedergabe der Oberfläche (vgl. auch Berichtsteil A1) geplant.

Workpackage B1-2: Analyse der großräumigen Antriebe für Niederschlagsfluktuationen

Die Zielsetzung ist hierbei, ein verbessertes Verständnis der Zusammenhänge zwischen Niederschlagsereignissen in Marokko auf der einen Seite und Mustern der großskaligen atmosphärischen Zirkulation auf der anderen Seite anhand von Beobachtungsdaten zu gewinnen. Die damit verbundenen physikalischen Prozesse einschließlich Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Ozeanoberfläche werden dabei auf unterschiedlichen Zeitskalen erhellt werden. Die Untersuchungen werden über das Einzugsgebiet des Drâa hinausgehen und auch die übrigen Landesteile Marokkos zu Vergleichszwecken hinzuziehen.

Kompositstudien

Neben den in Workpackage B1-1 erwähnten Zeitreihenanalysen lassen sich die Niederschlagsindizes für die verschiedenen Regionen auch zur Erzeugung von Kompositen nutzen. In

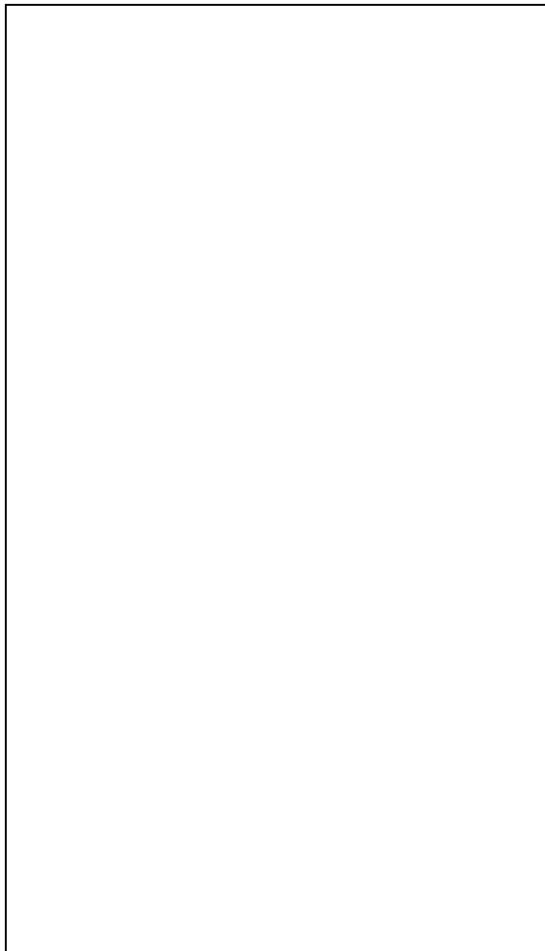


Abb. B1-12: Kompositdifferenz der Zyklonenhäufigkeiten mit einem Kerndruck unterhalb von 990 hPa. Isolinienabstand beträgt 0.25 Zyklonetage (1 Zyklonentag bedeutet, daß eine Zyklone in einer bestimmten $5^\circ \times 10^\circ$ Gitterzelle an einem Tag eines bestimmten Monats identifiziert wurde). a) ATL, b) MED und c) SOA-Region (vgl. Abb. B1-2).

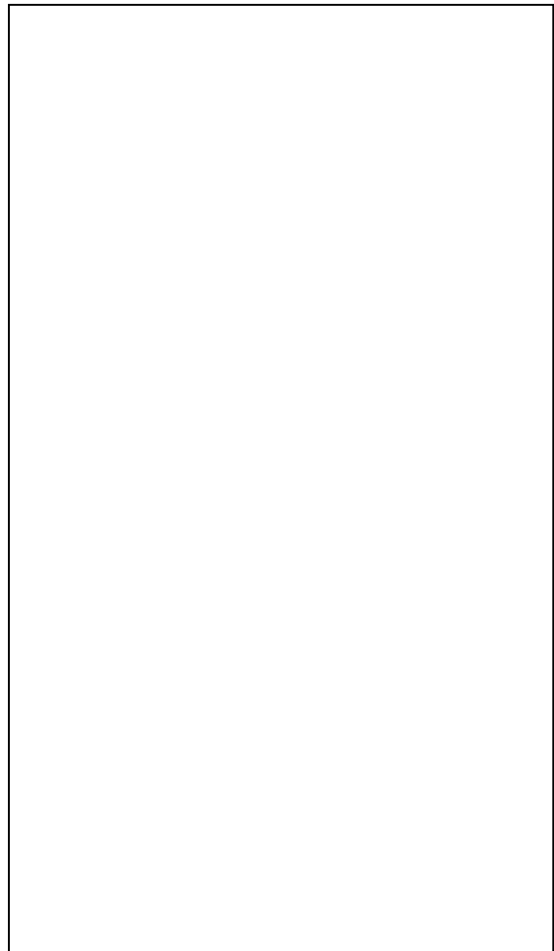


Abb. B1-13: Kompositdifferenz der Zyklonenhäufigkeiten mit einem Kerndruck zwischen 990 und 1010 hPa. Isolinienabstand beträgt 0.25 Zyklonetage (1 Zyklonentag bedeutet, daß eine Zyklone in einer bestimmten $5^\circ \times 10^\circ$ Gitterzelle an einem Tag eines bestimmten Monats identifiziert wurde). a) ATL, b) MED und c) SOA-Region (vgl. Abb. B1-2).

das positive Komposit gehen dabei alle Monate mit Indexwerten über 4, in das negative Monate mit Indexwerten unter 2 ein, was so in etwa dem oberen bzw. unteren Viertel der Verteilung entspricht. Anhand der Differenzen zwischen den Mitteln über die beiden Komposits lassen sich Einflüsse verschiedener Parameter der großskaligen Zirkulation auf den marokkanischen Niederschlag identifizieren. Exemplarisch seien hier die Ergebnisse für die Häufigkeit von tiefen und mittleren Zyklonen im Hochwinter (DJF) gezeigt. In Abbildung B1-12a sieht man, dass vor allem die Atlantikregion von der Aktivität der tiefen Zyklonen (mit Kerndruck unter 990 hPa) des nordatlantischen Stormtracks beeinflusst wird. In Monaten mit viel Niederschlag ist ihre Zugbahn nach Süden verschoben und man findet erhöhte Aktivität über dem gesamten Atlantik zwischen ca. 40°N und 52°N. Für die beiden anderen Regionen (B1-12b und c) ist dieses Signal bei weitem nicht so deutlich, obwohl man auch hier verminderte Zyklonenhäufigkeit über dem nördlichen Nordatlantik findet, was auf eine Südverschiebung des Stormtracks hindeutet.

Bei den flacheren Zyklonen (Kerndruck 990 bis 1010 hPa) zeigt sich ein deutlich anderes Bild. Hier findet man für alle drei Bereiche lokal erhöhte Zyklonenaktivität, wobei sich diese für die Mittelmeerregion (B1-13b) auf den Bereich des westlichen Mittelmeeres konzentriert, während für Atlantik- und Atlasregion (B1-13a und c) auch der Bereich westlich bzw. südwestlich der iberischen Halbinsel bedeutsam ist. Die Kompositstudien des Feuchtetransports (o. Abb.) haben ergeben, daß v. a. Zyklonen, deren Kern sich bei etwa 35°N befindet, Feuchte entlang der Südflanke des Atlas vom Atlantik in die Atlasregion transportieren, wo diese abgerechnet werden kann.

Einfluß der Nordatlantikoszillation (NAO)

Der Einfluß der Nordatlantikoszillation (NAO) auf den Niederschlag in Marokko ist bereits von mehreren Autoren thematisiert worden. Lamb et al. (1997) und Ward et al. (1999) finden Korrelationen mit dem gebräuchlichen NAO-Index (normalisierte Druckdifferenz Azoren/Island) von bis zu -0.6 für einige Stationen im Norden und Westen Marokkos, jedoch wesentlich geringere Zusammenhänge für die südlichen und östlichen Teile. Die höchsten Korrelationen treten im Januar und Februar auf. Diese Ergebnisse können mit den vorliegenden GHCN-Daten weitestgehend reproduziert werden. Auch im ECHAM-Modell zeigt sich ein Einfluss der NAO auf den Niederschlag in Nordwestafrika, obwohl das Modell aufgrund seiner geringen Auflösung nicht in der Lage ist, regionale Details wirklichkeitsgetreu zu simulieren. Der Zusammenhang mit der NAO wurde von El Hamly et al. (1998) für saisonale Niederschlagsvorhersagen benutzt; Stockton und Glueck (1999) erstellten eine Rekonstruktion NAO Zeitserie anhand von Baumringdaten aus dem Atlas. Ein starker Einfluss der NAO auf den Winterniederschlag konnte auch für die Iberische Halbinsel (Zorita et al., 1992; Rodó et al., 1997; Ulbrich et al., 1999) und die Kanaren (García Herrera et al., 2001) nachgewiesen werden.

Der Zusammenhang mit der NAO erweist sich allerdings als sensitiv hinsichtlich der Wahl des südlichen NAO-Zentrums. In Tabelle B1-1 sind monatliche Korrelationen der marokkanischen Niederschlagsindizes (s.o.) für Oktober bis März mit zwei verschiedenen NAO-Indizes (Azoren -

Island, vgl. Rogers, 1984; und Gibraltar - Island, Jones et al., 1997) aufgeführt. Negative Korrelationen zeigen an, daß der Niederschlag verringert ist, wenn die NAO in ihrer positiven Phase ist (unternormaler Druck im subpolaren und übernormaler Druck im subtropischen Bereich). Der NAO-Index, der aus der Druckdifferenz Gibraltar-Island bestimmt wurde, erklärt 41% (Korrelation $r=-0.64$) der Niederschlagsvarianz in der Atlantikregion. Die Werte für die Atlas- und die Mittelmeerregion sind zwar immer noch signifikant, aber beträchtlich geringer ($r=-0.22$ und $r=-0.23$, was 5% erklärter Varianz entspricht). Im Gegensatz dazu werden für den NAO-Index, der auf Ponta Delgada (Azoren) als subtropisches Zentrum basiert, nur Werte von 14% ($r=-0.38$) in der Atlantikregion und überhaupt keine erklärte Varianz in den anderen Regionen erreicht. Korreliert man mit dem Druck und den betreffenden Stationen alleine, wird dieser Unterschied noch deutlicher. Während Gibraltar eine Korrelation von -0.78 für die Atlantikregion aufweist, zeigt das Zentrum auf den Azoren nur einen Wert von -0.29 (betraglich sogar geringer als die Korrelation mit dem Druck auf Island). Für die Mittelmeerregion werden sogar schwach positive (aber signifikante) Korrelationen erzielt, was darauf hinweist, daß das Subtropenhoch in einer sehr westlichen Lage dazu beitragen könnte, in der Nordströmung an seiner Ostflanke synoptische Störungen zu generieren oder zu advehieren, die sich positiv auf den Niederschlag an der marokkanischen und algerischen Mittelmeerküste auswirken.

	NAO1	NAO2	P _{Gib}	P _{Azo}	P _{Isl}
Atlantik	-0.64**	-0.38**	-0.78**	-0.29**	0.36**
Mittelm.	-0.23**	0.03	-0.34**	0.12**	0.06
Atlas	-0.22**	-0.02	-0.30**	0.01	0.06

Tabelle B1-1: Korrelation der monatlichen Niederschlagsindizes mit verschiedenen NAO-Indizes (NAO1 = NAO-Index Gibraltar-Island (1841-1999), NAO2 = NAO-Index Azoren-Island (1865-1998)) bzw. mit dem Stationsdruck (Gibraltar (1841-1999), Ponta Delgada, Azoren (1865-1997) und Island (1841-1999)) für die Monate Oktober bis März. Die Sterne zeigen statistische Signifikanz auf dem 95%-(*) bzw. dem 99%-(**) Niveau an.

Um die Frage nach dem Einfluß der NAO noch etwas weitergehend zu untersuchen, wurden die 'optimalen' NAO-Zentren (vgl. Ulbrich et al., 1999) bestimmt, indem der Druck über dem Nordatlantik mit den Niederschlagsindizes korreliert wurde (nicht gezeigt). Dabei kann für die Mittelmeerregion - außer geringfügig erniedrigtem Druck über dem westlichen Mittelmeer - kein deutliches Druckmuster identifiziert werden. Für die Atlasregion ergibt sich ein schwaches, gegenüber den NAO-Zentren deutlich nach Süden verschobenes Nord-Süd-Muster über dem nördlichen Ostatlantik. Im Gegensatz dazu findet man für die Atlantikregion ein NAO-ähnliches Muster mit einem deutlichen südlichen Zentrum südwestlich der iberischen Halbinsel (Korrelationen bis zu -0.63) und etwas schwächere positive Korrelationen zwischen Südgrönland und Skandinavien. Damit wird deutlich, dass die NAO sich nur dann deutlich auf den marokkanischen Niederschlag auswirkt, wenn das subtropische Zentrum relativ weit im Osten liegt und synoptische Störungen von der marokkanischen Atlantikküste abblockt.

Wetterlagen

Eine weitere Möglichkeit, großskalige Situationen zu identifizieren, die Niederschlag in gewissen Regionen begünstigen, ist der Ansatz der Wetterlagenklassifikation. Für die vorliegende Studie ist dabei die Vorgehensweise von Jones et al. (1993) gewählt worden. Hierbei werden aus dem Meeresniveaudruck der NCEP Reanalysen an 16 Gitterpunkten über der Region von Interesse in 6stündiger Auflösung für den Zeitraum 1958-98 Zirkulationstypen bestimmt. Diese setzen sich aus rein rotationellen (zyklonal, antizyklonal) und rein direktionalen Typen (Nord, Nordost, Ost usw.) bzw. deren Mischformen zusammen.

In einem ersten Schritt sind danach die Monatswerte des Niederschlags an den einzelnen Stationen mit der Auftretenshäufigkeit dieser Wetterlagen innerhalb des entsprechenden Monats korreliert worden. Dabei wird eine gewisse Sensitivität gegenüber der Wahl des Zentrums der betrachteten 16 Gitterpunkte (5°W und 35°N bzw. 30°N) deutlich, vor allem bei den rotationellen Typen. Dennoch zeigt sich natürlich in beiden Fällen ein generell positiver Einfluss der zykonalen und ein negativer Einfluss der antizyklonalen Lagen auf den Niederschlag. Um die Abhängigkeit von der Anströmrichtung während einzelner Niederschlagsereignisse etwas genauer zu erfassen, wurde die Untersuchung auch auf täglicher Basis durchgeführt. Dabei werden nun nur die Termine betrachtet, die in einem 12 Stunden Intervall liegen, während dem mehr als 1 mm Niederschlag gefallen ist. Der prozentuale Anteil jeder der acht Richtungen ist für jede Station in Abb. B1-14 als Windrosenplot dargestellt. Dabei sieht man deutlich den Unterschied zwischen den drei bereits genannten Regionen. Während für die Atlantikregion eine Anströmung aus Westen oder Nordwesten für den Großteil des Regens verantwortlich ist, ergibt sich für die Mittelmeerregion im Wesentlichen ein Zusammenhang mit nördlichen Lagen, wenn also ein Anströmung vom Mittelmeer her erfolgt. Überraschenderweise findet sich für die Atlasregion ein Übergewicht der südlichen und östlichen Situationen, wenn gegen die Hänge des Atlas angeströmt wird. Diese Tatsache deutet darauf hin, daß hier orographische Hebung eine wichtige Rolle bei der Niederschlagsbildung spielt. Es wird noch zu klären sein, inwieweit die vertikale Stabilität der Atmosphäre und die Auslösung von Konvektion dabei von Wichtigkeit ist.

Sahara-Zyklogenese

Als ein besonderer Fall der Niederschlagsbildung im Süden des Atlas-Gebirges muß die Sahara-Zyklogenese gelten. Sie tritt zwar nur selten auf, ist aber wegen ihrer Sommerniederschläge besonders für den Gesichtspunkt der Bodenerosion interessant. Es ist auch nicht klar, wann die Sahara-Zyklonen bereits in der Wüste Regen liefern, da in diesem Bereich zu wenige Niederschlagsbeobachtungen durchgeführt werden. Es wurde ein besonders interessanter Fall im August 1999 beobachtet, bei dem sich drei relativ flache, aufeinanderfolgende Zyklonen in einer Region etwa bei $0^{\circ}\text{W}/20^{\circ}\text{N}$ bildeten und in Richtung Nordwesten zur Atlantikküste etwas südlich des Atlasgebirges zogen (Abb. B1-15). Im Zusammenspiel der letzten Zyklone mit einer sich von Nordwesten nähernden atlantischen Front entstand im Bereich des Atlasgebirges eine Konvergenzzone, in der es zu relativ heftigen Niederschlägen in Ouarzazate und Umgebung kam. Als

Ursache der Zyklogenese kommt keinesfalls ein Atlas-Lee-Effekt (wie in Egger et al. 1995) in Frage, es handelt sich eher um eine Art barokliner Instabilität – allerdings mit einem Erscheinungsbild, das für die bekannte barokline Instabilität der mittleren Breiten sehr untypisch ist. Die räumliche Skala der Prozesse ist recht klein, die entstehenden Zyklonen sind mit 500 – 700 km Durchmesser eher als Mesozyklonen einzuordnen. Da der Temperaturgradient im Bereich des African Easterly Jets (AEJ) nach Norden gerichtet ist, ist die Zugbahn der Zyklonen von Osten nach Westen - eben in Richtung des AEJ - gerichtet. Zu Beginn der Aktivitäten ist der AEJ relativ weit nach Norden verlagert - er befindet sich bei ca 20°N - und besitzt eine südöstlich-nordwestliche Ausrichtung. Die Luft südlich des AEJ ist sehr feucht, was die Niederschlagsbildung am Südhang des Atlasgebirges natürlich begünstigt. Der Westafrikamonsun erstreckt sich ebenfalls bis fast 20°N in die Region des AEJ.

Die bereits gewonnenen physikalischen Modellvorstellungen hinsichtlich der Ursachen für Niederschlagsvariabilität sollen in Zukunft erweitert und verfeinert werden. Dies soll sowohl anhand von statistischen Methoden als auch anhand von Einzelstudien passieren, die für die Nachmodellierung ausgesucht werden. Dabei werden Untersuchungen auf täglicher sowie monatlicher oder saisonaler Basis durchgeführt werden. Neben der Rolle der synoptischen Systeme soll auch die Rolle der Konvektion und lokaler Prozesse (z.B. der Orographie) beleuchtet werden.

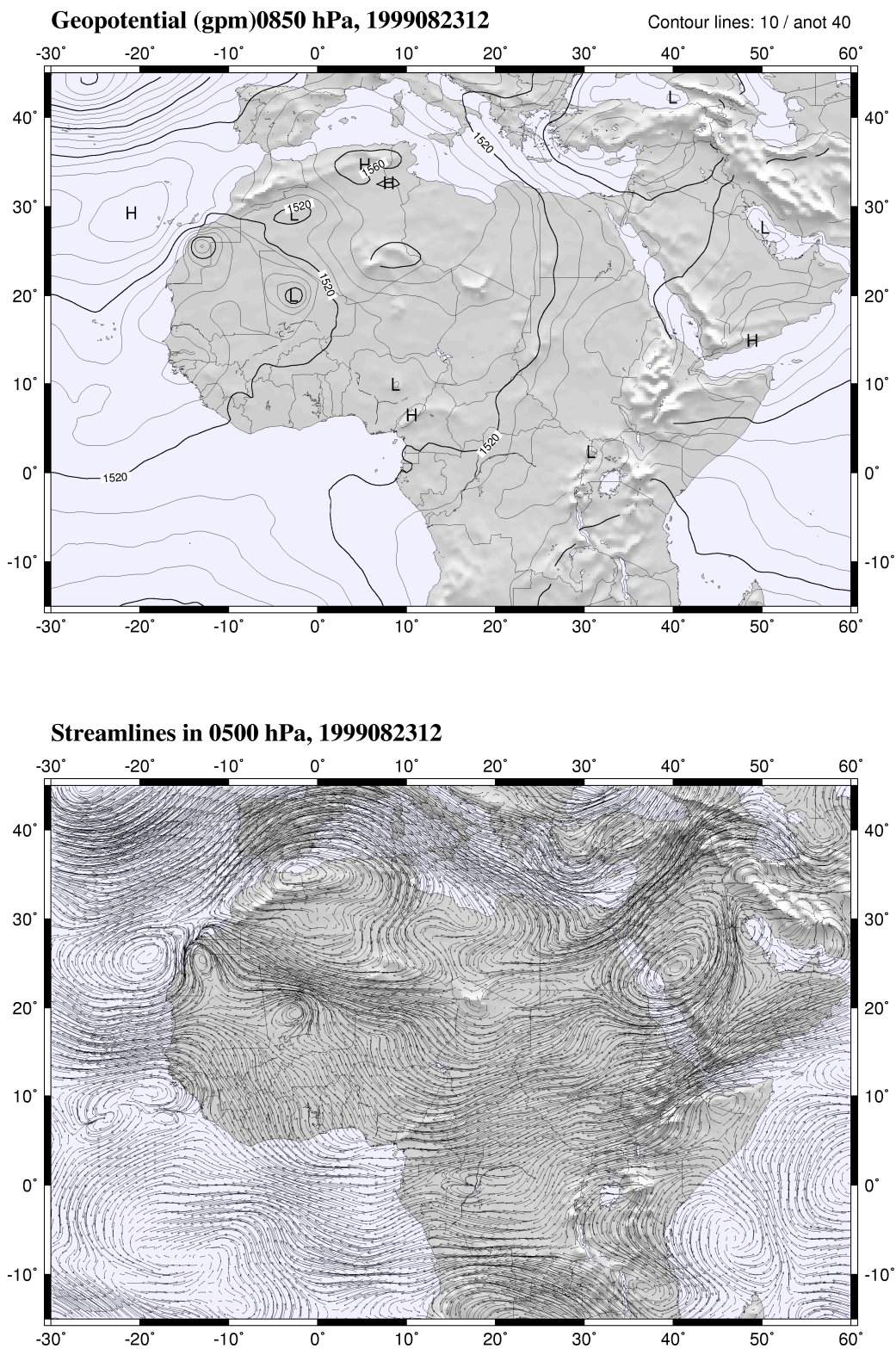


Abb. B1-15: Darstellung der synoptischen Situation am 23.8.1999 um 12.00 UTC, die in ihrer Weiterentwicklung zu erheblichen Regenfällen im Einzugsgebiet des Drâa am 26.8.1999 führte. Oben: Höhe der 850 hPa Druckfläche in gpm, unten Stromlinien in 500 hPa, welche die Lage des AEJ kennzeichnen.

Workpackage B1-3: Prognose des Abflusses aus der Schneeschmelze im Hohen Atlas

Die Rolle der Verdunstung aus dem Schnee im Hohen Atlas, aber auch die der Verdunstung von freien Oberflächen, ist im Gesamtwasserhaushalt des Einzugsgebietes des Stausees bei Ouarzazate nicht bekannt. Sie bestimmt jedoch, welcher Anteil des oberflächennahen Abflusses letztlich zur Nutzung durch den Menschen zur Verfügung stehen.

Geplant ist, ein hydrologisches Modell mit einem einfachen meteorologischen Grenzschichtmodell zu koppeln. Für das Modell sind Verdunstungswerte in etwa täglicher Auflösung angestrebt, deswegen wurde als Grundlage des meteorologischen Modells ein stationäres Windfeldmodell gewählt. Da sowohl in Teilprojekt A2 als auch in B1 der Einsatz von TOPLATS zur Abflussberechnung bzw. als SVAT-Modul für das LM geplant ist, soll es auch hier als hydrologisches Modell verwendet werden. Der Code dieses Modells wurde an der Universität Princeton entwickelt (Famiglietti and Wood, 1991, Famiglietti et al., 1992). Allerdings ist TOPLATS für die Modellierung des Wasserhaushaltes in eher humiden Regionen ohne starke Steilhänge spezialisiert worden, so daß hier möglicherweise noch Validierungsarbeit nötig ist.

Das meteorologische Modell basiert im Konzept auf demselben Ansatz wie das NOAA *Boundary Layer Model* (NOABL, Traci et al. 1978), ist allerdings mit einigen Erweiterungen und Modernisierungen versehen. Dieses Modell generiert aus vorgegebenen Winddaten unterschiedlicher Quellen mit Hilfe eines Variationsprinzips ein divergenzfreies Windfeld. Dabei wird aus den vorgegebenen Werten aus Stationsmessungen oder einem großskaligen geostrophischen Wind ein vorläufiges Windfeld (u_0, v_0, w_0) berechnet. Dazu wird zunächst eine im gesamten Modellgebiet zu minimierende Kostenfunktion

$$K = \int \gamma_h^2 (u - u_0)^2 + \gamma_h^2 (v - v_0)^2 + \gamma_v^2 (w - w_0)^2 dV$$

definiert, wobei die Divergenzfreiheit des resultierenden Windes die Randbedingung der Minimierung darstellt. Die Divergenzfreiheit wird durch die Einführung der Nebenbedingung in die Kostenfunktion mit Hilfe des Lagrangeschen Multiplikators λ berücksichtigt:

$$K = \int \gamma_h^2 (u - u_0)^2 + \gamma_h^2 (v - v_0)^2 + \gamma_v^2 (w - w_0)^2 + \lambda \left(\frac{\partial}{\partial x} u + \frac{\partial}{\partial y} v + \frac{\partial}{\partial z} w \right) dV$$

Das Integral wird dann minimal, wenn λ die Differentialgleichung:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \left\{ \frac{\gamma_h}{\gamma_v} \right\}^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right) \lambda = -2\gamma_h^2 \left(\frac{\partial}{\partial x} u_0 + \frac{\partial}{\partial y} v_0 + \frac{\partial}{\partial z} w_0 \right)$$

erfüllt. Diese Gleichung wird auf einem topographiefolgenden Gitter mit Hilfe eines *Preconditioned Conjugate Gradient (PCG)*-Verfahrens gelöst. Die Turbulenzparametrisierung fließt hierbei in die Berechnung des *First-Guess*-Windfeldes mit ein. Vorläufig wird in der Testphase ein einfacher Widerstandskoeffizientenansatz, der auf der Monin-Obukhov-Theorie basiert, verwendet. Derselbe Ansatz liefert für das iterierte Windfeld latente und sensible Wärmeflüsse. Die Einfüh-

zung eines topographiefolgenden Gitters modifiziert die zu lösende Differentialgleichung durch die Einführung der metrischen Terme:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \left\{ \frac{\gamma_h}{\gamma_v} \nabla \eta \right\}^2 \frac{\partial^2}{\partial z^2} + 2 \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} + 2 \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \eta} + \left\{ \frac{\gamma_h}{\gamma_v} \right\}^2 \nabla_h^2 \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} \right) \lambda =$$

$$- 2 \gamma_h^2 \left(\frac{\partial}{\partial x} u_0 + \frac{\partial \eta}{\partial x} \frac{\partial}{\partial \eta} u_0 + \frac{\partial}{\partial y} v_0 + \frac{\partial \eta}{\partial y} \frac{\partial}{\partial \eta} v_0 + \frac{\partial \eta}{\partial z} \frac{\partial}{\partial \eta} w_0 \right)$$

mit der Vertikalkoordinate

$$\eta = H \frac{z - z_s}{H - z_s}$$

H ist dabei die Höhe des Modellgebietes, z_s die Höhe der Orographie. Die metrischen Terme führen zwar zu einer drastischen Verschlechterung der Konvergenzrate des PCG-Lösers. Trotzdem ist die Berechnung der mittleren täglichen turbulenten Flüsse für eine komplette Regensaison innerhalb weniger Stunden möglich. Ein noch nicht erledigter Punkt besteht in der Akquirierung geeigneter Boden- und Vegetationsdatensätze. Aktuelle Datensätze werden voraussichtlich im Laufe des Sommers im Teilprojekt A3 erarbeitet werden, bis dahin kann eine vom *U. S. Geological Survey* (USGS) zur Verfügung gestellte Datenbank Landnutzungsdaten liefern. Sie ist im Teilprojekt A1 bereits kurz beschrieben worden.

Im Text zitierte Literatur:

- Brücher, W., 1997: Numerische Studien zum Mehrfachnesting mit einem nicht-hydrostatischen Modell. Mitteilungen aus dem Institut für Geophysik und Meteorologie, Heft 119, 115 S.
- Davies, H., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 102, 405-418.
- Davies, H., 1983 : Limitations of some common lateral boundary schemes used in regional NWP models. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1002-1012.
- Egger, J., Alpert, P., Tafferner, A. and Ziv, B., 1995: Numerical experiments on the genesis of Sharav cyclones: idealized simulations. *Tellus*, 47A, 162-174
- El Hamly M, Sebbari R, Lamb PJ, Ward MN, Portis DH. 1998. Towards the seasonal prediction of Moroccan precipitation and its implication for water resources management. *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century* (Proceedings of the Abidjan '98 Conference held at Abidjan, Côte d'Ivoire, November 1998). IAHS Publ. No. 252, 79-87.
- Famiglietti, J. S., Wood, E. F., 1991: Evatranspiration and runoff from large land areas: Land surface hydrology for atmospheric general circulation models. *Surv. Geophys.*, 12, 179-204.
- Famiglietti, J. S., Wood, E. F., Sivaplan, M., Thongs, D. J., 1992: A catchment scale water balance model for FIFE, *J. Geophys. Res.*, 97, No. D17, 18997-19007.
- García Herrera R, Gallego D, Gimeno L, Hernández E, Ribera P. 2001. Influence of the North Atlantic Oscillation on the precipitation in the Canary Islands. *J. Clim.* in press.
- Jones PD, Hulme M, Briffa KR. 1993. A comparison of Lamb weather types with an objective classification scheme. *Int. J. Climatol.* 13: 655-663.
- Jones PD, Jónsson T, Wheeler D. 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *Int. J. Climatol.* 17: 1433-1450.
- Lamb PJ, El Hamly M, Portis DH. 1997. North-Atlantic Oscillation. *Géo Observateur* 7: 103-113.
- Long, R. R., 1953: Some aspects of the flow of stratified fluids. Part I: a theoretical investigation. *Tellus* 5, 42-58.
- Queney, P., 1948: The problem of air flow over mountains: A summary of theoretical studies. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 19, 16-26.

- Rodó X, Baert E, Comin FA. 1997. Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationship with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation. *Clim. Dyn.* **13**: 275-284.
- Rogers JC. 1984. The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the northern hemisphere. *Mon. Wea. Rev.* **112**: 1999-2015.
- Stockton CW, Glueck MF. 1999. Long-term variability of the North Atlantic Oscillation (NAO). *Proceedings of the 10th Symposium on global change studies*, American Meteorological Society, 10-15 January 1999, Dallas, Texas.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.* **117**, 1779-1799.
- Traci, R. M. et al., 1978 : Developing a site selection methodology for wind energy conversation systems. DOE/ET/20280-3, NTIS, Springfield, Virginia.
- Ulbrich U, Christoph M, Pinto JG, Corte-Real J. 1999. Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity. *Int. J. Climatol.* **19**: 379-390.
- Ward MN, Lamb PJ, Portis DH, El Hamly M, Sebbari R. 1999. Climate variability in Northern Africa: understanding droughts in the Sahel and the Maghreb. In: Navarra A (ed.). *Beyond El Niño - Decadal and interdecadal climate variability*, chapter 6. Springer-Verlag: Berlin - Heidelberg - New York.
- Zorita E, Viacheslav K, von Storch H. 1992. The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation. *J. Clim.* **5**: 1097-1108.

