

13 K. FRAEDRICH, E. KIRK, U. LUKSCH, F. LUNKEIT Ein Zirkulationsmodell für Forschung und Lehre

1 PUMA: Ein Portables Universitäts-Modell der Atmosphäre

Die Entwicklungsstrategie für Klimamodelle folgte lange Zeit der Prämisse: Modelliere so gut, wie es die Ressourcen zulassen. Die Ressourcen waren insbesondere Rechenzeit und Speicher. Das führte dazu, dass die zu modellierenden Prozesse nicht nur nach ihrer Wichtigkeit, sondern auch nach ihrer Effizienz im sparsamen Umgang mit den Ressourcen beurteilt wurden. Um auch das letzte Byte auszunutzen und weitere CPU-Sekunden einzusparen, wurde zudem gerade bei den großen Modellen so nah an der Hardware wie möglich programmiert. Dieses hatte zur Folge, dass bei einem Rechner- oder Betriebssystemwechsel meist ein erheblicher Aufwand in die Umstrukturierung eines Modellcodes gesteckt werden musste. Die Vielzahl verschiedener Hardwarearchitekturen vom Vektorrechner bis zum Massiv-Parallelrechner, von Superrechnern bis zu PC-Clustern, führte hier zu einem Umdenken. Jetzt ist nicht mehr maximale Performance des Modells auf einem speziellen Rechner gefragt. Statt dessen kann die hohe Investition von Arbeitszeit nur durch die Portabilität eines Modells gerechtfertigt werden, welches möglichst auf allen heutigen Rechnern effizient läuft und mit hoher Wahrscheinlichkeit auch auf zukünftigen.

Diese Anforderungen haben Bedeutung für die Klimamodelle mittlerer und höherer Komplexität, in denen möglichst alle bekannten, das Klimasystem beeinflussenden Komponenten einbezogen werden. Das hier vorgestellte Zirkulationsmodell PUMA ist nach dem Kriterium der *Portabilität* entwickelt worden. Darüber hinaus wird versucht, den besonderen Anforderungen für den Einsatz in Forschung und Lehre an Universitäten Rechnung zu tragen. Eine übersichtliche und verständliche Struktur des Modells gewährleistet eine kurze Einarbeitungszeit auch für Studierende. Neue Ideen sind in Form von Programm-Modulen leicht zu integrieren und zu testen. Damit ist PUMA so konzipiert, dass sukzessive ein *modularisiertes Klimasystem-Modell* etabliert werden kann. Die Auswertung von Experimenten wird durch eine Anzahl von *Postprozessor*-Paketen unterstützt.

Portabilität wird durch Anwendung von folgenden Hardware-unabhängigen Standards erreicht: (i) Die FORTRAN-90 Programmierung erlaubt, ohne Kenntnis des Zielrechners, Programme zu schreiben, die auf jedem System ohne Änderung funktionieren. (ii) Die Einbindung des "Message Passing Interface" (MPI) ermöglicht die Ausführung des Programms auf unterschiedlichen Parallelrechnern (Massiv-Parallel-Rechnern, Multiprozessor-Workstations, Linux-Clustern). (iii) Die Datenspeicherung in Standardformaten (IEEE floating point, NetCDF) erlaubt die einfache Weitergabe der Daten. Portabilität hat Vorteile, die nicht nur in der Zukunftssicherheit liegen, sondern auch darin, ein Programm

an verschiedenen Orten mit unterschiedlicher Ausstattung in gemeinsamer Arbeit weiterentwickeln zu können. Prominentes Vorbild einer solchen verteilten Entwicklung ist das Betriebssystem LINUX. Für PUMA ist diese Entwicklung seit Mitte der 90er Jahre erkennbar (Tab. 13-1).

Als *modularisiertes Modell* entsteht der Nachfolger (PUMA-2): Ein modularisiertes Modell ermöglicht, aus diversen Modell-Komponenten (z. B. Strahlung, Grenzschicht, Ozean) ein experimentbezogenes Modul-Set auszuwählen. So hat man z. B. die Wahl zwischen einem einfachen Strahlungsmodul für Langzeitintegrationen oder einer realitätsnahen Repräsentation mit größerem Rechenaufwand. Auch die ozeanische Komponente kann je nach Fragestellung wahlweise aus einem voll gekoppelten Ozeanmodell, einem einfachen Deckschicht-Ozean oder einer klimatologischen Meeresoberflächentemperatur bestehen. Vordefinierte Schnittstellen ermöglichen die Integration weiterer Module wie Vegetation oder Spurenstoffkreisläufe.

Ein *Postprozessor* gehört zu jedem Zirkulationsmodell. Die Modelldaten sind prognostische Variablen in der Modellrepräsentation, also Kugelflächenfunktions-Koeffizienten auf Sigma-Flächen. Der Postprozessor transformiert die horizontale Darstellung wahlweise zu Fourierkoeffizienten auf Breitenkreisen oder zu Längen- und Breitenkreis-Gittern. Zur vertikalen Darstellung kann von den Sigma-Flächen auf beliebige Druckflächen interpoliert werden. Diagnostische Größen, wie die geopotentielle Höhe, Windkomponenten, Stromfunktion und Geschwindigkeitspotential werden aus den Modelldaten abgeleitet. Der Postprozessor kann auch zeitliche und zonale Mittelungen durchführen, und stellt diverse Dateiformate für Diagnostik- und Grafiksoftware bereit (Service, GRIB, NetCDF).

Die atmosphärische Dynamik, insbesondere die niederfrequente Variabilität und deren Strukturen in idealisierten Experimenten nicht nur zu simulieren sondern auch zu interpretieren und zu verstehen, ist Ziel der bisheriger Untersuchungen mit dem Modell PUMA. Diese Arbeiten sind zumeist im Rahmen von Projekt-Studien, Diplomarbeiten und Dissertationen durchgeführt worden und sollen im Folgenden die Einsatzmöglichkeiten des PUMA illustrieren. Zunächst wird das Modell vorgestellt (Abschnitt 2), die Bedeutung der synoptischen Störungen (Eddies) für die Variabilität der Strahlströme gezeigt (Abschnitt 3) und danach aus dem Spektrum der (bisher publizierten) idealisierten Experimente diejenigen ausgewählt, welche die Dynamik niederfrequenter Variabilität und der Organisation von synoptischen Störungen in Stormtracks analysieren (Abschnitt 4). Weitere Arbeiten werden nur cursorisch dargestellt (Abschnitt 5). Der Ausblick (Abschnitt 6) beschreibt den Weg über PUMA-2 zum Planet-Simulator.

Jahr	Themen	Universitäten
1975 – 86	<i>SGCM (Simple General Circulation Model)</i> : Adiabatisches Modell und Lebenszyklus Experimente; Antrieb und Reibung	Reading
1989 – 94	<i>Experimente</i> : Niederfrequente Variabilität und dynamische Analyse	Reading, Berlin
1993 – 98	<i>PUMA (Portable University Model of the Atmosphere)</i> : ECHAM kompatibel, FORTRAN-90 Postprozessor, Portabilität, Parallelisierung, „http://puma.dkrz.de/puma“	Hamburg, Reading
.....		
seit 1998	<i>Experimente</i> : Niederfrequente Variabilität, SST-Anomalien, Telekonnektion, räumliche Resonanz, Assimilation, Tracer, Stormtracks, Synchronisation, topographische und diabatische Quellen	Hamburg, Reading Turin
.....		
seit 2000	<i>Planet-Simulator</i> : Von PUMA zum modularen Planet Simulator (MOM und Deckschicht-Ozeane, Kryosphäre, dynamische Vegetation) „http://puma.dkrz.de/planet“	Hamburg Fraunhofer SCAI (St. Augustin)

Tab. 13-1: PUMA (Portables Universitäts-Modell der Atmosphäre): Arbeiten und an der Entwicklung beteiligte Institutionen.

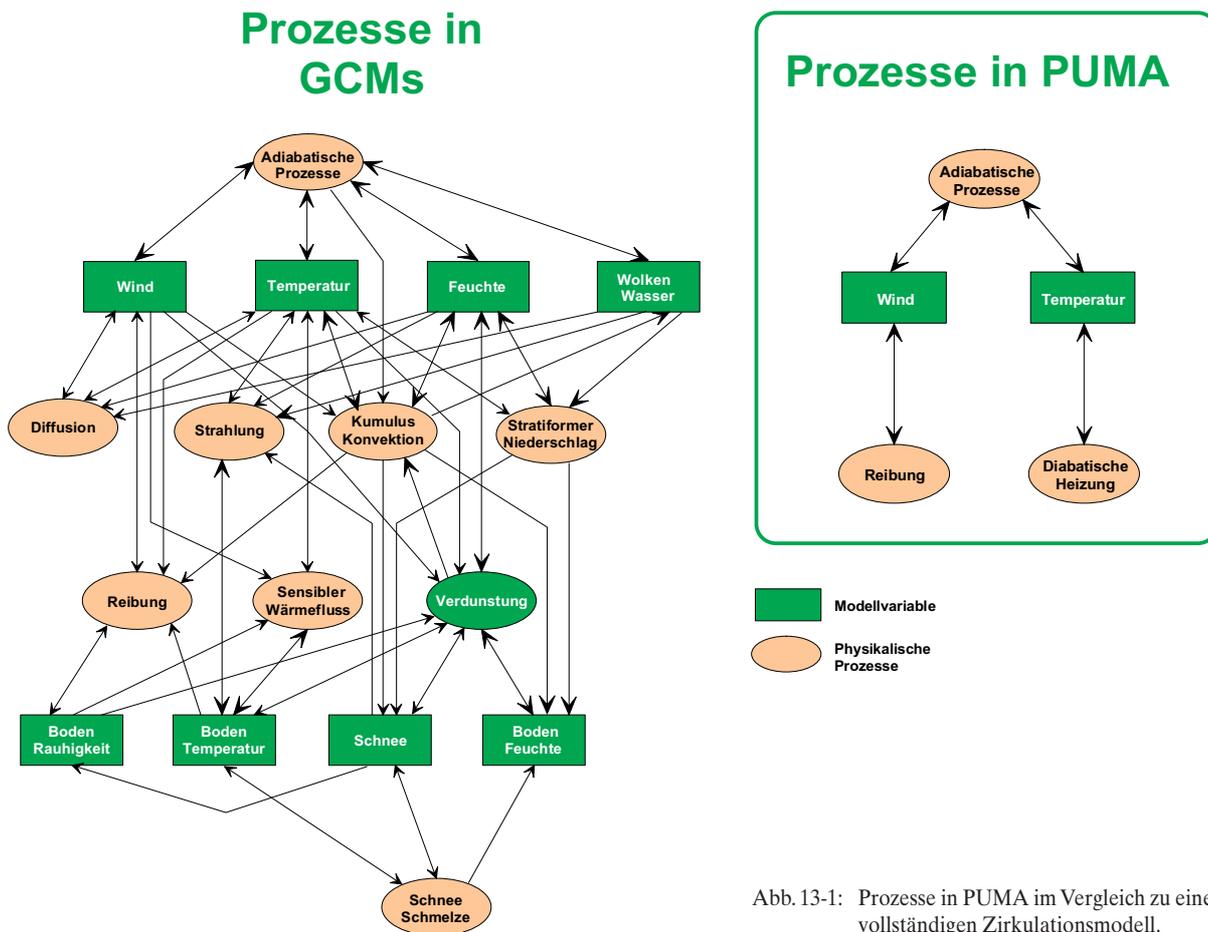


Abb. 13-1: Prozesse in PUMA im Vergleich zu einem vollständigen Zirkulationsmodell.

2 Modellbeschreibung

PUMA ist ein spektrales Modell der globalen atmosphärischen Zirkulation. Es basiert auf den „Primitiven Gleichungen“, die für die prognostischen Variablen Vorticity, Divergenz, Temperatur und den Logarithmus des Bodendrucks formuliert sind. Die vertikale Koordinate wird durch

das Sigmasystem ($\sigma = p/p_s$) bestimmt. Das Modell beruht auf dem von HOSKINS und SIMMONS (1975) vorgeschlagenen reibungsfreien und adiabatischen 'multi-layer spectral model', das von JAMES und GRAY (1986) durch lineare Parameterisierungen für die Bodenreibung und die diabatische Heizung zu einem vereinfachtem Klimamodell erweitert worden ist. PUMA unterscheidet sich vom diesem ursprünglichen Modell

durch eine veränderte spektrale Darstellung sowie durch eine neue Programmstruktur. Diese Spektraldarstellung wird auch im Hamburger Klimamodell ECHAM verwendet (ROECKNER et al. 1996). Das in FORTRAN-90 codierte Programm benötigt keine externen Programmbibliotheken und macht so das PUMA Modell leicht portierbar. In der hier vorgestellten Version ist PUMA der dynamische Kern eines komplexen Zirkulationsmodells der Atmosphäre (Abb. 13-1) mit Parameterisierungen des diabatischen Antriebs und der Reibung, die (im Sinn von HELD und SUAREZ 1994) auf ein Minimum reduziert wurden.

Parameterisierungen: Die Reibung wird in den Bewegungsgleichungen (hier sind es die Gleichungen für die Vorticity ζ und die horizontale Divergenz D) als Rayleigh-Reibung parameterisiert; die Zeitkonstante τ_F wird für jede Schicht separat gesetzt und ihre vertikale Verteilung beschreibt normalerweise einen Verlauf von Null am Oberrand bis zum Maximalwert am Unterrand der Atmosphäre. Dies stellt eine einfache lineare Approximation für die Bodenschubspannung und den turbulenten Drehimpulstransport in der Grenzschicht dar. Die diabatischen Prozesse (Strahlung und Konvektion) in der thermischen Energiegleichung werden, wie die Reibung, ebenfalls in einer linearen Relaxation (Newtonian Cooling) zusammengefasst:

Reibung

$$\frac{\partial(\zeta, D)}{\partial t} = -\frac{(\zeta, D)}{\tau_F}$$

Diabatische Heizung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{T_R - T}{\tau_R}$$

Dabei ist T die aktuelle Temperatur, τ_R eine wählbare Zeitkonstante und T_R die vorgegebene Relaxationstemperatur; die Zeitkonstante definiert die e-folding Skala von Abkühlung oder Erwärmung zur Referenz-Temperatur. Hyperdiffusion wird in den Gleichungen für die Vorticity, Divergenz und Temperatur eingeführt, um den Energietransfer in subskalige Bereiche und die Dissipation zu parameterisieren. Mit Hilfe einfacher Parameter, wie der Temperaturdifferenz Pol-Äquator und der Temperaturdifferenz Nordpol-Südpol, lassen sich die solare Einstrahlung und Jahreszeiten simulieren. Die meisten der durchgeführten Experimente verwenden PUMA in der horizontalen Auflösung T21 (etwa $5,6^\circ \times 5,6^\circ$) mit fünf äquidistanten Sigma-Schichten. Die Wahl der freien Parameter ist in allen vorgestellten Fällen identisch und entspricht der in FRAEDRICH et al. (1998) gegebenen Grundeinstellung. Die Simulationen unterscheiden sich einzig durch die gewählte diabatische Heizung. Während τ_R und τ_F in den durchgeführten Experimenten meistens gleich ist, ermöglichen unterschiedliche Verteilungen der Relaxationstemperatur T_R gezielte Experimente zur jeweiligen Fragestellung.

3 Mittel und Variabilität: Strahlströme und Stormtracks

Das Wetter und Klima Europas, insbesondere der Wasserkreislauf und Extrem-Ereignisse, werden von der Variabilität des nordatlantischen Stormtrack bestimmt. Es sind die Zyklonen mit den Niederschlag bringenden frontalen Wettersystemen, die hier nach Ablauf ihres Lebenszyklus das

sensitive Ende des Stormtracks ausmachen. So stammen 70-80 % des Winterniederschlags Kontinental-Europas von frontalen Zyklonen, die im eher lokalisierten Stormtrack über dem Nord-Atlantik organisiert sind. Auch über dem Nord-Pazifik findet sich eine Region erhöhter synoptischer Aktivität. Im Unterschied zur Südhemisphäre mit einem mehr oder weniger zirkumpolaren Stormtrack, organisieren sich in der Nordhemisphäre lokalisierte Stormtracks als Regionen erhöhter synoptischer Aktivität entsprechend der hemisphärischen Land-Meer Verteilung im Nord-Atlantik und Nord-Pazifik. Hier finden sich auch die längerperiodisch fluktuierenden Telekonnektionen wie die Nord-Atlantische Oszillation (NAO) oder das Pazifik/Nord-Amerika Muster (PNA), deren Wechselwirkung, dekadische Variabilität und Einfluss auf andere Klimakomponenten, wie Ozean und kontinentale Biosphäre noch weitgehend ungeklärt sind.

Mittel und Variabilität bestimmen die Klimazustände der Atmosphäre. Dazu gehören die Lage und Intensität der beiden nordhemisphärischen Stormtracks und der Strahlströme, die sich deutlich voneinander unterscheiden (Abb. 13-2a und 13-2b). Während über dem Pazifik der Subtropenjet in etwa 30° Breite, polwärts der größten tropischen Wärmequelle, die größte Intensität hat, ist er über dem Atlantik bei erheblich geringerer tropischer Heizung sehr reduziert und der Eddy-getriebene Polarfrontjet ist stattdessen stark ausgeprägt. Über dem Nord-Atlantik kann so die NAO als meridionaler Dipol entstehen, während sich über dem Nord-Pazifik das wellenzug-ähnliche PNA-Muster bildet. Hier setzen unsere idealisierten Experimente mit einem nichtlinearen Zirkulationsmodell an, um den atmosphärischen Teil der Dynamik dieser Phänomene zu simulieren und zu interpretieren.

Zwei Klassen von Mechanismen tragen wesentlich zum beobachteten atmosphärischen Zustand bei: diabatische-dissipative Physik und adiabatische-nichtlineare atmosphärische Dynamik. Die physikalischen Prozesse verbinden den zeitlich gemittelten Grundstrom mit externen Antrieben (z. B. durch Strahlungs-, Kondensations- und Verdunstungsprozesse) und die Dynamik modifiziert den Grundzustand durch ihre zeitlich gemittelte Wirkung (z. B. der Divergenz/Konvergenz von Impuls- und Temperaturtransporten durch transiente Eddies).

Das Wechselspiel beider und damit die Sensitivität des atmosphärischen Grundzustands auf beide Mechanismen kann im PUMA anhand von vier Simulationen dokumentiert werden. In allen Simulationen liefert ein zonal- und hemisphärensymmetrisches T_R -Feld mit einer vorgegebenen Äquator-Pol Temperaturdifferenz (90 K) den diabatischen Antrieb. Eine zusätzliche diabatische Heizung am Äquator wird durch Freisetzung latenter Wärme als vorgegebene Wärmequelle (1K/Tag) realisiert. Der Effekt der Eddies auf den jeweiligen Grundzustand wird untersucht, in dem jeweils eine Integration ohne und eine Integration mit Initialisierung transientser Störungen durchgeführt wird. Vertikalschnitte von vier zonal gemittelten Kenngrößen beschreiben den resultierenden Grundstrom: der Zonalwind, die Massenstromfunktion, die Temperatur und die Baroklinität, gegeben durch die ‚barokline Wachstumsrate‘ (σ_{BI} nach EADY 1949).

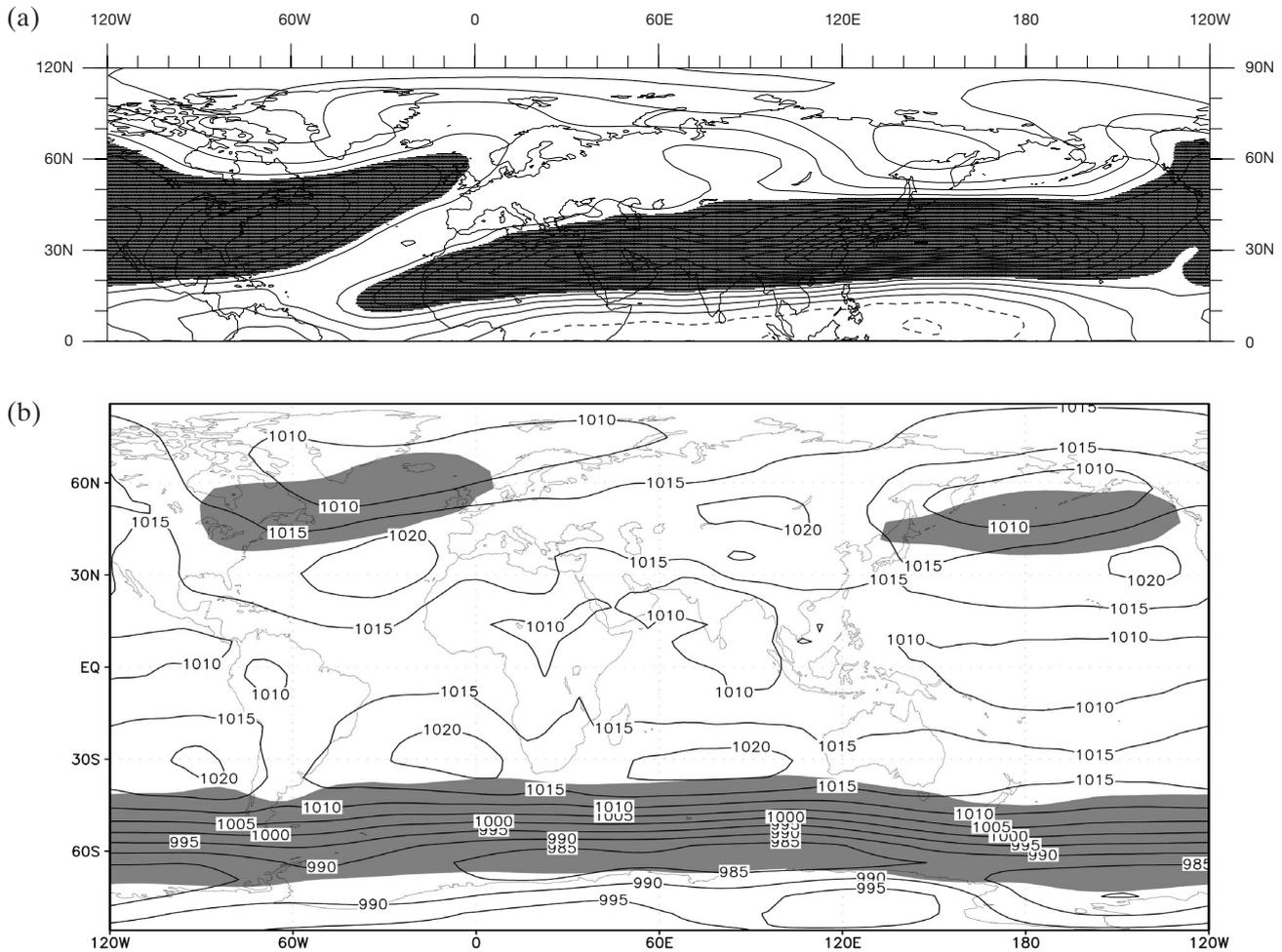


Abb. 13-2: Strahlstrom und Stormtracks: (a) Mittlerer Zonalwind der Nordhemisphäre in 300 hPa im Winter (Dezember – Februar) Isotachen im Abstand von 5 m/s; (b) Bodendruck in hPa und 3 bis 6 Tage bandpass-gelilterte Standard-Abweichung des 500 hPa Geopotentials (über 40 m schattiert; 1979 bis 1993) mit zirkumpolarem Stormtrack in der Süd-Hemisphäre und den beiden lokalisierten Stormtracks der Nord-Hemisphäre.

Ohne transiente Eddies (Abb. 13-3a) führt eine äquatoriale Heizung zu einer deutlichen Verstärkung der Hadleyzirkulation und des Subtropenjets. Zusätzlich erhöht und konzentriert sich die Baroklinität in der Breite des verstärkten Subtropenjets und ein sekundäres Maximum erscheint in den mittleren Breiten (etwa 50°-60° N). Mit transienten Eddies zeigt sich eine signifikante Änderung der Klimate (Abb. 13-3b): Der Eddy-getriebene Jet der mittleren Breiten dominiert die Zonalwindstruktur in beiden Fällen und der Subtropenjet am Ausgang der Hadley-Zelle wird auf ein sekundäres Maximum reduziert. So verschiebt sich die Zone größter Baroklinität polwärts und schwächt sich gleichzeitig ab. Der Einfluss der Eddies auf die Meridionalzirkulation manifestiert sich im Vorhandensein der Ferrel-Zelle und führt zu einer deutlichen Verstärkung der Hadley-Zelle im Fall ohne äquatoriale Heizung.

Das Klima wird durch den gemittelten Grundzustand (erste Momente) und durch den Einfluss transientser Störungen (zweite Momente) geprägt. Um diesen Effekt zu illustrieren, werden aus dem Spektrum der mit PUMA durchgeführten Simulationen nur die Experimente ohne zusätzliche äquatoriale Heizung analysiert. Die numerischen Experimente dienen der Analyse der Bedingungen niederfrequenter

atmosphärischer Variabilität und ihrer Ursachen. Dabei handelt es sich (1) um die von Zyklonen-Lebenszyklen beeinflusste planetarische Zirkulation, (2) um die Organisation eines lokalisierten Stormtrack und seiner Sensitivität gegenüber Temperatur-Anomalien an der Oberfläche und (3) um die Mechanismen der räumlichen Resonanz und von Telekonnektionen, die von zwei Stormtracks erzeugt werden. Weitere idealisierte Experimente zur Wechselwirkung von Stormtracks mit Gebirgen in mittleren und höheren Breiten, zum Einfluss subtropischer Wärme- und Kältequellen, zum Assimilations-Verfahren und zur Mischung passiver Tracer werden nur cursorisch diskutiert.

4 Dynamik niederfrequenter Variabilität: Organisation von Stormtracks

Über dem Nord-Atlantik und Nord-Pazifik finden sich Regionen erhöhter synoptischer Aktivität, deren Wechselwirkung, dekadische Variabilität und Einfluss auf andere Klimakomponenten, wie Ozean und kontinentale Biosphäre noch weitgehend ungeklärt sind. Hier finden sich die längerperiodisch fluktuierenden Telekonnektionen wie die Nord-Atlantische Oszillation (NAO) oder das Pazifik/Nord-Amerika-

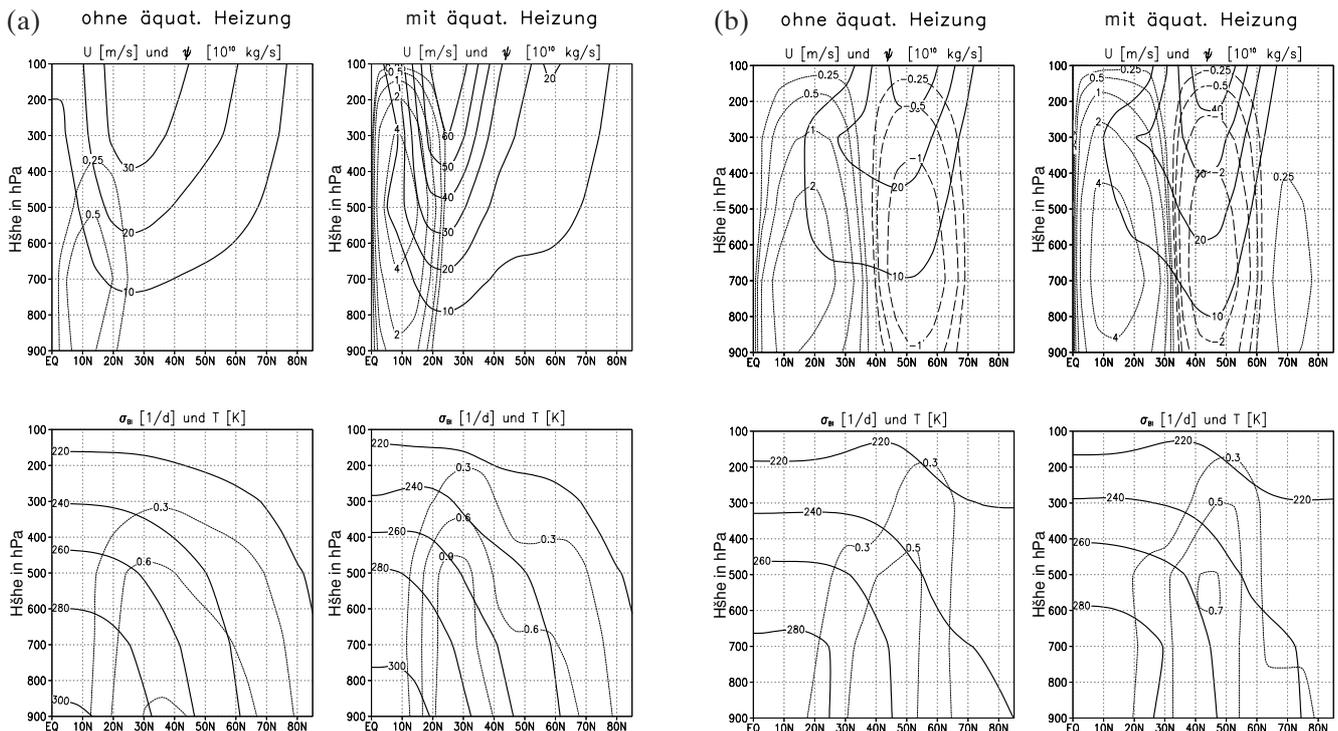


Abb. 13-3: Zonalschnitte des Zonalwindes (dünn) und der Massenstromfunktion (dick) (obere Bilder) sowie der Temperatur (dünn) und der baroklinen Wachstumsrate (dick) (untere Bilder) für PUMA-Simulationen. Jeweils linke Spalte ohne zusätzliche äquatoriale Heizung; jeweils rechte Spalte mit zusätzlicher äquatorialer Heizung (Höhe in hPa): (a) ohne transiente Störungen und (b) mit transienten Störungen.

Muster (PNA). Im Vergleich dazu hat die Südhemisphäre einen mehr oder weniger zirkumpolaren Stormtrack. In einer idealisierten Modell-Atmosphäre werden niederfrequentes Verhalten auf die Organisation von Stormtracks zurückgeführt und Mechanismen identifiziert, die der langzeitlichen Variabilität und den räumlichen Telekonnektionen zugrunde liegen und die in ähnlicher Form auch beobachtet werden. Die folgenden Simulationen werden diskutiert:

(1) *Zirkumpolarer Stormtrack*: Ein zonalsymmetrisches Relaxations-Temperaturfeld, das eine Pol-zu-Pol Differenz aufweist (JAMES und JAMES 1992, JAMES et al. 1994), erzeugt langperiodische Variabilität der atmosphärischen Zirkulation, die durch den Lebenszyklus von Zyklonen hervorgerufen wird. Die Fluktuationen werden vom zonal-gemittelten Zonalwind repräsentiert, aufgespannt im Phasenraum empirischer Orthogonal-Funktionen (EOFs). Niederfrequente Variabilität wird interpretiert durch Lebenszyklus-Experimente bei unterschiedlichen Zuständen im Phasenraum.

(2) *Ein lokalisierter Stormtrack*: Ein Relaxations-Temperaturfeld, das aus einem Temperatur-Dipol eingebettet in eine zonalsymmetrische Verteilung besteht, führt zur Organisation eines Stormtracks (FRISIUS et al. 1998). Die Verteilung der dadurch hervorgerufenen Heizung repräsentiert in idealisierter Weise den Temperaturgegensatz kal-

tes Land/warmer Ozean wie im Nord-Pazifik oder über dem Nord-Atlantik. In Sensitivitätsexperimenten wird die Dipol-Orientierung variiert (Abb. 13-4a) in nordöstliche (NE), zonale (Z) und südöstliche (SE) Ausrichtung. Eddy-Statistik und lokale Energetik erfassen die Organisation des Stormtracks während niederfrequenter Variabilität mit komplexen EOFs und Komposit-Klimatologien untersucht wird. Eine Anomalie der Meeresoberflächen-Temperatur (SST) wird als zusätzlicher Monopol parameterisiert, dessen Zentrum im warmen Pol des NE-Dipols liegt (Abb. 13-4b), um den Einfluss von Anomalien der Oberflächentemperatur auf den Stormtrack zu analysieren (WALTER et al. 2001). Vorzeichen, Stärke und Lage des Monopols werden variiert und der Response in den mittleren Feldern, der zeitlichen Variabilität und den Telekonnektionen interpretiert.

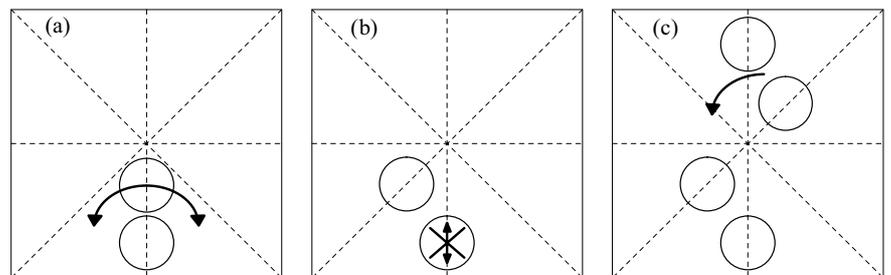


Abb. 13-4: Lage der Heizungsdipole für Sensitivitäts-Experimente mit einem oder zwei lokalisierten Stormtracks: (a) Dipol-Orientierungen NE, Z oder SE; (kalter Pol wird nach Südosten, gar nicht oder nach Südwesten verlagert), (b) Monopol wird mit warmem Pol des NE-Dipols überlagert und nach Norden oder Süden verschoben (Monopol als Kreuz dargestellt) sowie für (c) der Abstand zwischen den beiden Dipolen variiert (180°- und 150°-Experimente).

(3) *Zwei Stormtracks*: Die Stormtracks im Nord-Pazifik und im Nord-Atlantik ergeben sich aus dem NE-Dipol und seinem idealisierten Stormtrack (A-Gebiet analog Nord-Atlantik), wenn er um einen zweiten (P-Gebiet analog zum Nord Pazifik) ergänzt wird (FRANZKE et al. 2000). In Sensitivitätsexperimenten wird die Distanz zwischen den beiden Dipolen von 180° in 5°-Schritten auf 130° variiert (Abb. 13-4c). Die Mechanismen der langperiodischen Variabilität werden über die Antriebsterme der vertikal gemittelten Stromfunktion und mit dem Eliassen-Palm- und Plumb Fluss ermittelt, um so auch die Ursachen räumlicher Telekonnektionen zu erfassen (FRANZKE et al. 2001).

4.1 Zirkumpolarer Stormtrack: Wechselwirkung von Zonal-Strömung und baroklinen Störungen

Erste Simulationen langperiodischer atmosphärischer Variabilität basieren auf einem zonal-symmetrischem Antrieb, so dass hochfrequente barokline Wellenstörungen unabhängig von ihrer zonalen Lage allein durch ihren Lebenszyklus niederfrequente Variabilität erzeugen können, die im zonal-gemittelten Zonalwind der mittleren Breiten realisiert wird (JAMES und JAMES 1992, JAMES et al. 1994), das heißt durch Verlagerungen und Intensitätsfluktuationen des zonalen Jets. Diese niederfrequente Dynamik lässt sich in einen niedrigdimensionalen Phasenraum einbetten, der von zwei empirischen Orthogonal-Funktionen (EOF-1 und EOF-2) aufgespannt wird, um die räumlichen Abweichungen vom mittleren Meridional-Schnitt zu beschreiben (Abb. 13-5a); die Amplituden der beiden EOFs (PC1 und PC2) zeigen Langzeitverhalten oder Gedächtnis. Dieses kann in erster Näherung durch ein rotes Spektrum charakterisiert werden (Abb. 13-6). Im Phasenraum zeigen sich irregulär auftretende Exkursionen (von etwa 150 Tagen Dauer) und Anpassungen an den mittleren Jet, die als Ausbrüche polwärts sich ausbreitender Zonalwind-Anomalien erscheinen (Hovmöllerdiagramm, siehe Abb. 13-5d).

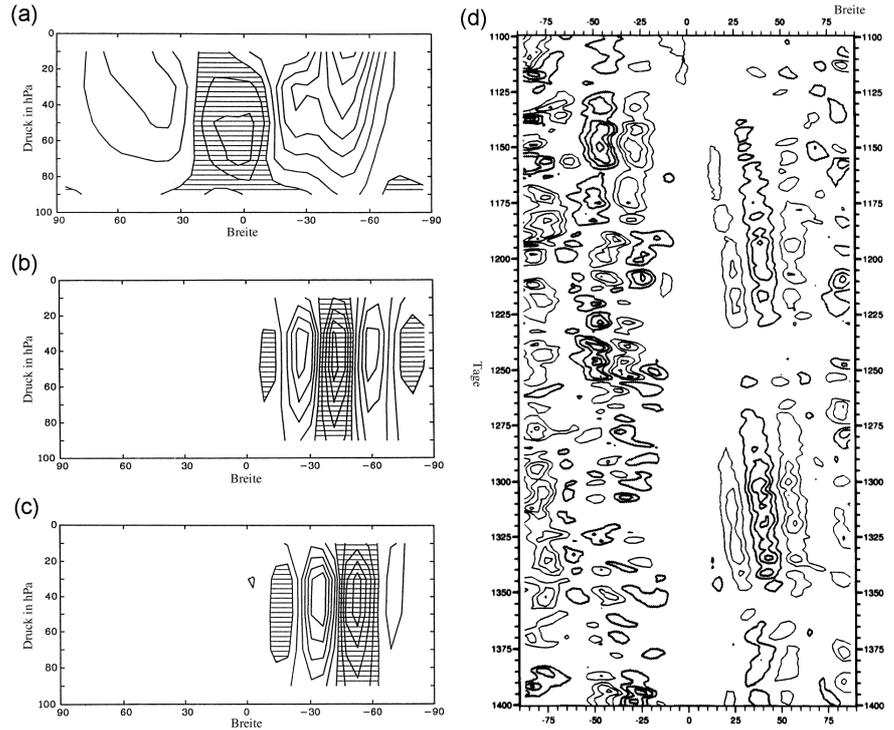


Abb. 13-5: Zirkumpolarer Stormtrack: (a) Zonal-zeitliches Mittel des Zonalwindes, (b) erste und (c) zweite empirische Orthogonalfunktion (EOF-1 und EOF-2), (d) Breiten-Zeit Diagramm der zonal gemittelten Zonalwindanomalie (500 hPa).

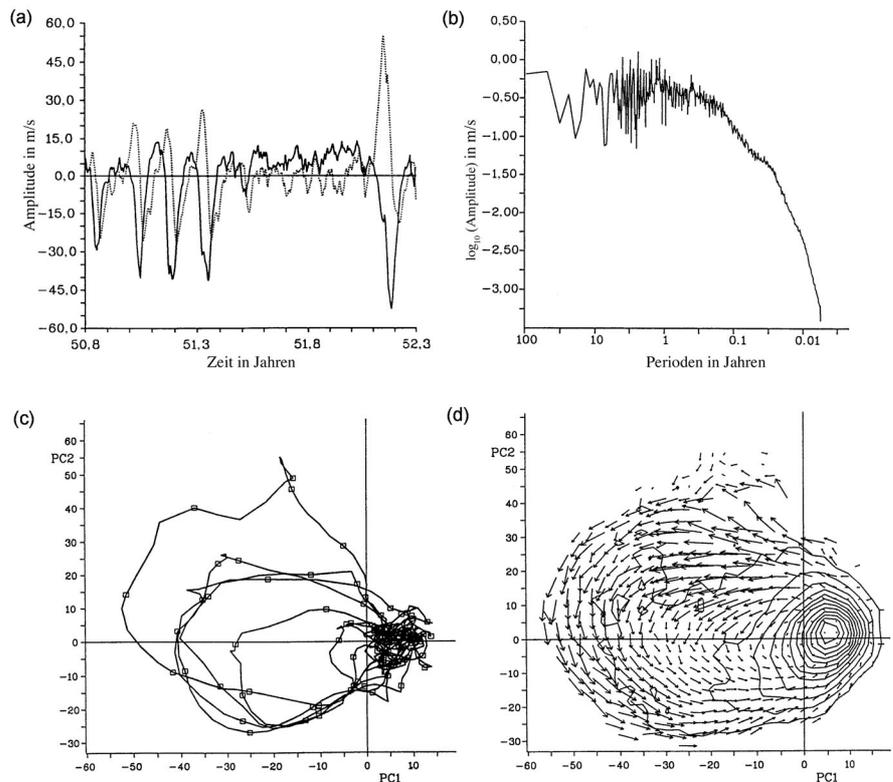


Abb. 13-6: Variabilität des zirkumpolaren Stormtrack: (a) Zeitreihe und (b) Spektrum der prinzipalen Komponente (PC1 oder Amplitude) von EOF-1, (c) Trajektorie im (PC1, PC2)-Phasenraum und (d) Teil-Trajektorien der Lebenszyklus-Experimente im Phasenraum.

Um nachzuweisen, dass das Langzeitverhalten der Atmosphäre von kurzlebigen Zyklen verursacht wird, werden die Exkursionen im Phasenraum durch isolierte Lebenszyklus-Experimente nachvollzogen. Diese Experimente starten in unterschiedlichen Regionen des Phasenraums und enden, nach abgeschlossenem Lebenszyklus, an einem anderen Ort. So zeigen Anwachsen und Abklingen barokliner Wellen durch ihre Modifikation der großräumigen Umgebung (dem Zonalwind) Kreisbahn-Abschnitte im Phasenraum, die den Trajektorien der Exkursionen entsprechen (Abb. 13-6). Dabei sind die Wachstumsraten der (Normalmoden) Störungen stark von der Phase der ersten EOFs abhängig. Das heißt, diese irregulären Exkursionen sind ein kumulativer Effekt multipler Lebenszyklen, der intern lang-periodische Variabilität des zonalen Jet hervorruft. Ihr irreguläres Auftreten kennzeichnet die viele Perioden umfassende niederfrequente Zirkulation als weißes Plateau im Spektrum des roten Rauschens.

Die folgenden numerischen Experimente sollen das Feld erweitern: Hochfrequente barokline Wellen-Störungen, die wie in der realen Atmosphäre in Stormtracks organisiert, regional gebunden und somit zirkumpolar asymmetrisch sind, erzeugen ebenfalls niederfrequente Variabilität und auch regionale Telekonnektions-Muster, die denen der realen Atmosphäre nicht unähnlich sind.

4.2 Ein lokalisierter Stormtrack: Sensitivität und Variabilität

Ein ortsfester Heizungsdipol organisiert einen Stormtrack. Die Sensitivität der Zirkulation gegenüber der Dipol-Orientierung wird in den Klimatologien deutlich (900 hPa Temperatur, Bodendruck, 300 hPa Meridionalwind, Abb. 13-7): Allen Fällen gemein ist die Reduktion der Temperaturunterschiede im Dipol-Bereich auf etwa die Hälfte der durch die Relaxation vorgegebenen Werte, bedingt durch die stationären und transienten Wärmeflüsse. Dennoch ist in allen Fällen zonale Asymmetrie erkennbar. Während sich im Bodendruckfeld in allen Fällen ein stationäres Hochdruckgebiet im Bereich der kalten Anomalie findet, zeigen nur der NE-Fall und der Z-Fall ein Tiefdruckgebiet nordöstlich des Temperaturdipols, das vergleichbar mit der beobachteten 'ozeanisches Tiefdruck/kontinentales Hochdruck' Konfiguration ist. Im Gegensatz hierzu zeigt der SE-Fall ein Tiefdruckgebiet stromaufwärts der kalten Temperaturanomalie. Das stationäre Wellenmuster im Meridionalwind hat in allen Fällen seine maximalen Amplituden im Bereich der Dipole; zyklonale Strömungen im Bereich der kalten Anomalien und antizyklonale Wirbel im Bereich der warmen Pole sind allen Fällen gemeinsam. Eine Veränderung der Orientierung der Dipole erzeugt aber verschiedene Wellenmuster.

Die Erhöhung der Baroklinität im Bereich der Temperatur-Dipole ist verbunden mit einer Lokalisierung von synoptischer Aktivität. Sie wird durch die Standardabweichung der bandpass-gefilterten geopotentiellen Höhe der 500 hPa Fläche und von der Wachstumsrate barokliner Wellen (EADY 1949) repräsentiert. In allen drei Experimenten kommt es zur Bildung eines Stormtracks, der durch Lokalisierung der

Eddy-Aktivität stromabwärts und nördlich des Baroklinitätsmaximums charakterisiert ist. Allerdings (Abb. 13-8) unterscheiden sich die drei Fälle deutlich: Im Z-Fall liegt der Stormtrack am weitesten stromabwärts; im SE-Fall am weitesten stromaufwärts. Der SE-Fall zeigt die geringste Ausdehnung des Stormtracks. Die Ergebnisse der Klimatologien und der Eddy-Statistik zeigen für den NE-Fall die beste Übereinstimmung mit den nordhemisphärischen Beobachtungen, auch wenn die Stärke der synoptischen Störungen vom Modell unterschätzt wird, was allerdings auf die grobe Auflösung des Modells und die fehlende Feuchte zurückzuführen ist. Deshalb wird diese Orientierung im Folgenden beibehalten.

Das lokale Budget der kinetischen Energie der Störungen (vertikal integrierte Beiträge) ergibt für diesen NE-Fall folgendes Bild der entlang des Stormtracks ablaufenden Prozesse: Die Arbeit des ageostrophischen transienten Flusses liefert ein deutliches Maximum am stromaufwärts liegenden Ende des Stormtracks, das auf barokline Produktion schließen lässt. Barokline Instabilität scheint somit für die Entstehung des Stormtracks verantwortlich zu sein. Am südöstlichen Ende findet sich ein Maximum der Vernichtung von Störungsenergie durch Scher-Produktion. Barotope Prozesse führen somit zum Abklingen der Störungen am Ende des Stormtracks. Insgesamt ist die räumliche Verteilung der Energie-Terme analog zum Lebenszyklus einer synoptischen Störung.

Niederfrequente Variabilität: Eine besondere Eigenschaft dieses NE-Falls ist das Auftreten langperiodischer Variabilität. Eine komplexe EOF-Analyse der vertikal gemittelten Stromfunktion zeigt in der ersten komplexen EOF, die 20 % der Varianz erklärt, Fluktuationen mit einer dominanten Periode von 50 Tagen, die mit einer retrograd wandernden Welle verbunden sind (nicht dargestellt). Da ähnliche Fluktuationen beim doppelten Stormtrack-Experiment mit 180° zonalem Abstand zwischen den NE-Dipolen auftreten, wird die Analyse der Dynamik dort vorgenommen (nächster Abschnitt). Ähnliche retrograd wandernde Anomalien werden von KUSHNIR (1987) und LANZANTE (1990) im nordpazifischen Raum gefunden, mit maximalen Amplituden über dem Golf von Alaska. Die Komposit-Analysen der PUMA-Simulation zeigen allerdings, dass die langperiodische Variabilität mit einer blockierenden Antizyklone am Ende des Stormtracks einhergeht, während die von KUSHNIR beobachteten Maxima der Anomalien zufällig verteilt scheinen. Zur näheren Untersuchung dieser Fluktuationen werden Komposit-Klimatologien der Stromfunktion und des bandpass-gefilterten Stromfunktions-Antriebs erstellt, die auf die Phase der retrograd wandernden Welle bezogen sind. Es zeigt sich, dass die langperiodische Variabilität mit einer blockierenden Antizyklone stromabwärts des Stormtracks und einer Verkürzung desselben verbunden ist. Zusätzlich ergibt die Komposit-Analyse, dass das Wachstum der langperiodischen Anomalie mit einem Lebenszyklus einer synoptischen Störung einhergeht, die stromaufwärts des Heizungsdipols entsteht. Insgesamt entspricht das Muster der langperiodischen Variabilität in etwa dem von LAU (1988) beobachteten P3-Mode für den Pazifik. Die enge Verbindung zwischen dem Anwachsen der blockierenden Antizyklone und einer synoptischen Störung, die vorher stromaufwärts entsteht, ist in guter Übereinstim-

mung mit Blocking-Fallstudien (COLUCCI 1985) und entspricht den Studien zur Aufrechterhaltung von blockierenden Antizyklonen durch die synoptischen Störungen (MULLEN 1987). Eine hydrodynamische Instabilität als Ursache der langperiodischen Variabilität, wie aus einigen Untersuchungen zu vermuten ist (FREDERIKSEN 1982, SIMMONS et al. 1983, KUSHNIR 1987), wird in den PUMA-Simulationen nicht gefunden.

Stormtrack mit SST-Anomalien: Wird dem Stormtrack erzeugenden Dipol eine Monopol-Temperaturanomalie hinzugefügt, ist die Antwort der Atmosphäre nichtlinear. Wenn die positive Temperaturanomalie im Zentrum des warmen Pols des Dipols liegt, so verlagert sich die Eddy-Aktivität polwärts. Hingegen wird der Stormtrack bei einer polwärtigen Verlagerung des Monopols abgeschwächt und bei einer äquatorwärtigen Verschiebung verstärkt. Eine negative Monopol-Anomalie im Zentrum schwächt die synoptische Aktivität. Hier bewirkt eine Polwärtsverlagerung eine Verstärkung und eine äquatorwärtige Verschiebung eine Abschwächung des Stormtracks. Abb. 13-9 zeigt die Antwort in der Standardabweichung der bandpass-gefilterten geopotentiellen Höhe (Stormtrack) für eine warme und eine kalte Monopol-Anomalie von ± 25 K im Zentrum des warmen Pols des Dipols.

Eine barokline und eine äquivalent-barotope Antwort entsteht durch die Monopol-Anomalie. Bei warmer Anomalie ist der barokline Anteil ein Trog in der unteren und ein Rücken in der oberen Atmosphäre in der Nähe des Monopols und die synoptischen Störungen haben wenig Einfluss auf die Antwort. Für warme (kalte) Monopole liegt der äquivalent-barotope Anteil geographisch weiter stromabwärts (vom Monopol) mit maximaler Amplitude in den oberen Schichten und positiven (negativen) Geopotential-Anomalien. Diese äquivalent-barotope Anomalie wird deutlich verstärkt, wenn ihr Muster in Phase mit dem Stromfunktions-Antrieb durch die synoptischen Störungen des Stormtracks ist, wie im Falle eines warmen Monopols. Der Einfluss des Stormtracks auf die stationäre Antwort wird in Experimenten mit verlagerten Monopolen deutlich. Variabilität und Regimeverhalten werden ebenfalls durch

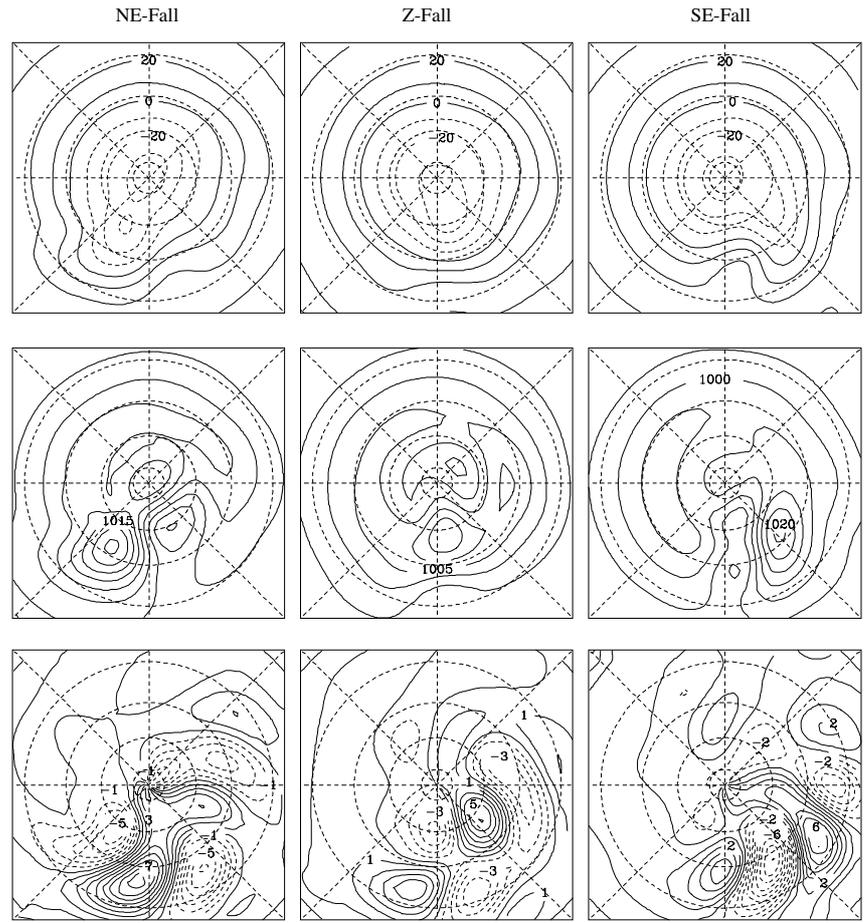


Abb. 13-7: Klimatologische hemisphärische Verteilung der Temperatur in 900 hPa (in °C; obere Reihe), des Bodendrucks (in hPa; mittlere Reihe) und des Meridionalwinds in 300 hPa (in m/s; unter Reihe) für die drei Experimente: NE-Fall (linke Spalte), Z-Fall (mittlere Spalte) und SE-Fall (rechte Spalte).

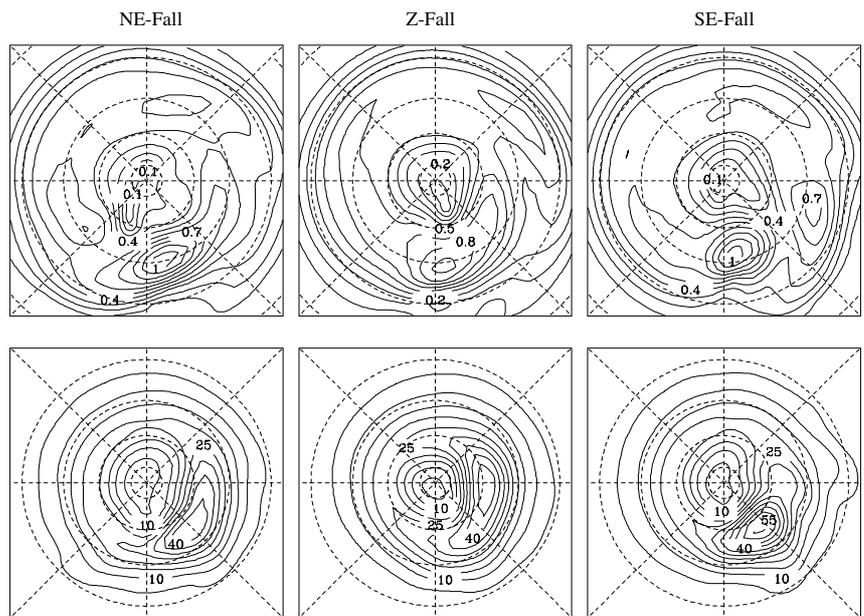


Abb. 13-8: Baroklinitätsparameter (in 1/Tag) in 900 hPa (obere Reihe) und Stormtrack (Standardabweichung der bandpass-gefilterten geopotentiellen Höhe der 500 hPa Fläche, in gpm, untere Reihe) für den NE-Fall (linke Spalte), den Z-Fall (mittlere Spalte) und den SE-Fall (rechte Spalte).

die Monopol-Anomalie beeinflusst. Während ohne Monopol eine retrograd wandernde großskalige Welle das zeitliche Verhalten dominiert (siehe oben), tragen im Experiment mit einem warmen Monopol auch stehende Wellen deutlich zur Variabilität bei. Die retrograd wandernde Welle wird zusätzlich verstärkt und es entstehen lang anhaltende blockierende Lagen. Zwei Telekonnektionsmuster können identifiziert werden, die sich gegenseitig beeinflussen und teilweise korreliert sind, wobei das eine der Monopol-Anomalie und das andere dem Dipol zugeordnet werden kann.

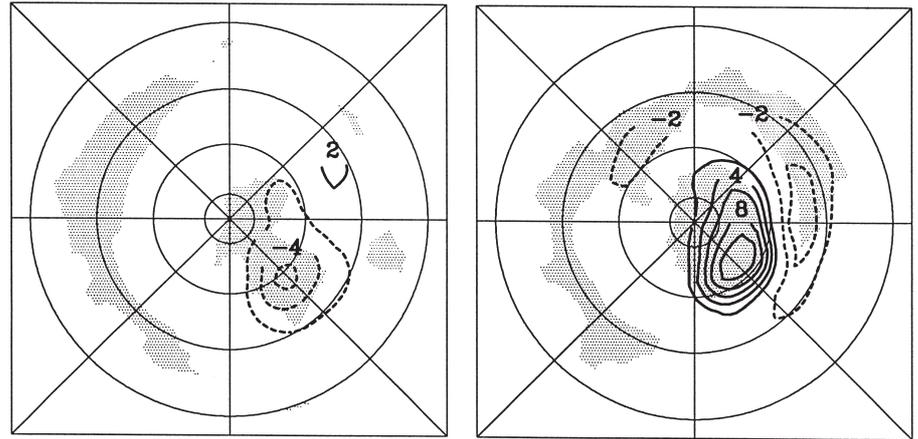


Abb. 13-9: Standardabweichung der bandpass-gefilterten 500 hPa geopotentiellen Höhe (in gpm) für einen kalten Monopol (-25 °C, links) und einen warmen Monopol (+25 °C, rechts) im Stormtrack Zentrum des warmen Pols des Dipols.

Qualitativ stimmt die in den idealisierten Experimenten analysierte Antwort des Stormtracks auf eine warme Oberflächen-Temperatur-anomalie gut mit anderen Modellstudien überein (PALMER und SUN 1985, PITCHER et al. 1988, LAU und NATH 1990). Auch die Nichtlinearität der Antwort findet sich in anderen Untersuchungen (PITCHER et al. 1988, ROBERTSON et al. 2000). Die Analysen von ROBERTSON et al. (2000) bestätigen auch die hier gefundene Bedeutung von Oberflächen-Temperatur-anomalien für die Telekonnektionen und das atmosphärische Regimeverhalten. Der Einfluss synoptischer Störungen im Stormtrack auf die Stärke der äquivalent-barotropen Antwort, wie sie in Sensitivitäts-Experimenten deutlich wird, kann als Erklärung der unterschiedlichen Ergebnisse von niedrig und hoch auflösenden GCMs (FRANKIGNOUL 1985, PENG et al. 1997) angesehen werden, da die Stärke der Störungen in beiden Auflösungen deutlich verschieden ist. Insgesamt lassen sich die meisten Ergebnisse bisheriger SST-Response Phänomene durch idealisierte PUMA-Experimente erklären.

4.3 Zwei Stormtracks: Räumliche Resonanz und Telekonnektionen

Zwei Heizungsdipole in genügend weitem Abstand führen zu zwei Stormtracks wie die Standardabweichung (Abb. 13-10) der bandpass-gefilterten Höhe der 500 hPa Fläche für das Experiment zeigt, in dem die Heizungsdipole in 180°-Abstand voneinander angeordnet sind. Die Klimatologie im Bereich eines der Stormtracks und das globale Langzeitverhalten entspricht in etwa derjenigen des NE-Falls mit einem Stormtrack. Qualitativ werden die Eigenschaften der nordhemisphärischen Zirkulation der mittleren Breiten vom Modell gut wiedergegeben.

180°-Abstand: Die erste komplexe EOF der vertikal gemittelten Stromfunktion (mit 23 % erklärter Varianz) zeigt im 180°-Fall langperiodische Variabilität, die wie im NE-Fall mit einem Stormtrack durch eine retrograd wandernde großskalige Welle und einer Periode von 50 Tagen einhergeht. Die räumliche Verteilung der Stromfunktionsanomalie weist

eine globale Wellenzahl-2-Struktur auf (Abb. 13-11). Sowohl die Real- und Imaginärteile als auch die Amplitude der Zeitreihen der komplexen EOF (CEOF) zeigen ein signifikantes spektrales Maximum bei 50 Tagen. Die Amplitudenmodulation ist somit mit einer festen Phase der wandernden Welle verbunden.

Räumliche Resonanz: Der für diese Amplitudenmodulation verantwortliche Mechanismus ergibt sich aus der Analyse der Terme der Tendenzgleichung der vertikal gemittelten Stromfunktion, aufgeteilt für die tiefpass- und bandpass-gefilterten sowie die stationären Komponenten: Die linearen Terme tragen nur zur Wanderung der Welle bei, während das Amplitudenwachstum durch den langperiodischen und stationären Teil der synoptischen Vorticity-Fluss-Divergenz verursacht wird. Reibung und Divergenz des Vorticity-Flusses langperiodischer Fluktuationen führen zum Abklingen der Wellenamplitude. Da der Antrieb für das Amplitudenwachstum immer an einem festen Ort stattfindet, und zwar wenn das Hochdruckgebiet der retrograd wandernden Welle das Zentrum des Stormtracks passiert, kann man von einer 'räumlichen Resonanz' zwischen langperiodischer Variabilität und Stormtrack-Eddies als zugrundeliegendem Mechanismus sprechen. Ein ähnlicher Mechanismus wird in den Experimenten mit dem Double-Gyre-Ozean (SURA et al. 2000) als Ursache interdekadischer Variabilität gefunden. Abb. 13-12 illustriert diesen Mechanismus: Ist das Hochdruckgebiet der großskaligen Welle in Phase mit den Antriebstermen der Stromfunktion im Stormtrackbereich (die immer das gleiche Vorzeichen haben), so ist der Antrieb der Welle positiv und es kommt zu einem Anwachsen der Wellenamplitude (a). Ist hingegen das Tiefdruckgebiet der großskaligen Welle in Phase mit dem Antrieb folgt eine Abnahme der Wellenamplitude (b).

Ein Vergleich mit anderen Studien zeigt, dass die Anregung langperiodischer Variabilität durch die Divergenz des Vorticity-Flusses synoptischer Störungen auch von HAINES und HOLLAND (1998) in einem Kanal-Modell gefunden wird. Abhängig von der meridionalen Scherung werden dort ent-

weder stationäre blockierende Störungen oder langperiodische Schwingungen angeregt. Auch in dieser Studie ist der Antrieb auf eine feste Region beschränkt. WU (1993) zeigt, dass es zu einer nichtlinearen Resonanz und damit zur Erzeugung von langperiodischer Variabilität kommen kann, wenn der Antrieb die Struktur von linear instabilen freien Lösungen aufweist. Der Zusammenhang von niederfrequenten planetaren Wellen und blockierenden Wetterlagen wird in einer Reihe von Arbeiten gezeigt (z. B. EGGER 1978). Eine retrograd wandernde Welle in Verbindung mit langperiodischer Variabilität wird außer in den Arbeiten von KUSHNIR (1987) und LANZANTE (1990) und LAU und NATH (1999) auch von BRANSTATOR (1987) in Beobachtungen für den Herbst/Winter 1979/80 gefunden. Diese Welle hat eine Periode von etwa 23 Tagen. Die Analyse vieler Winter zeigt jedoch, dass nur wenige dieser Ereignisse einen vollständigen Lebenszyklus durchlaufen. Niederfrequente Fluktuationen mit Perioden von 70 Tagen, 40-45 Tagen und 30-35 Tagen werden von PLAUT und VAUTARD (1994) in den mittleren Breiten der Nordhemisphäre analysiert. Besonders die Periode von 30-35 Tagen ist mit Übergängen zwischen zonalen und blockierenden Regimen verknüpft.

150°-Abstand: Die Experimente, bei denen die Entfernung zwischen den beiden Heizungsdipolen verändert wird, zeigen folgende Ergebnisse: (1) Allen gemeinsam ist langperiodische Variabilität, die mit einer retrograd wandernden großskaligen Welle verbunden ist. Ein abnehmender Dipol-Abstand verbreitert das spektrale 50 Tage-Maximum, bis es nahezu verschwindet. Zusätzlich ändert sich die Struktur der langperiodischen Anomalie von Wellenzahl zwei zu eins. (2) Die Standardabweichung des bandpass-gefilterten 500 hPa-Geopotentials ist als Maß transientser Störungen in Struktur und in Intensität mit Beobachtungen vergleichbar. Während sich im 180°-Referenzexperiment zwei in Stärke und Ausdehnung gleiche Stormtracks bilden, entwickelt das 150°-Experiment im P-Gebiet einen stärkeren Stormtrack als im A-Gebiet und im Referenzexperiment, wohingegen der

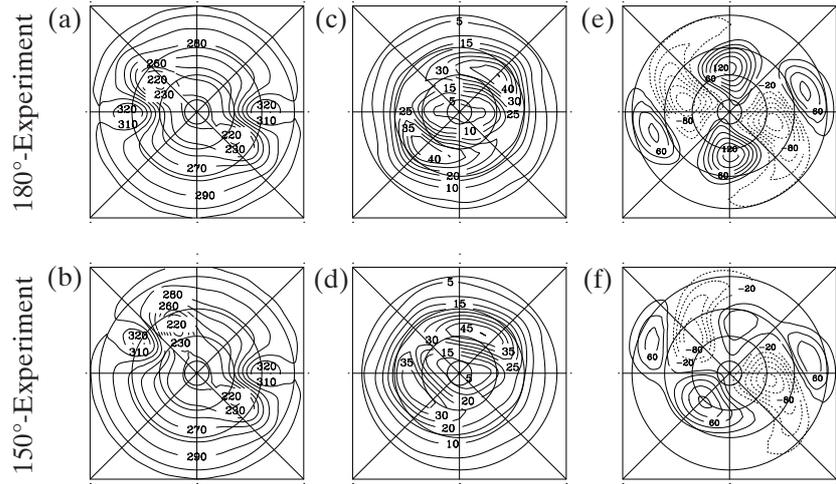


Abb. 13-10: Dipole der Relaxationstemperatur (900 hPa), Stormtracks als Standardabweichung der bandpass-gefilterten geopotentiellen Höhe der 500 hPa Fläche (in gpm) und stationäre Störungen als zonale Anomalien des 300 hPa Geopotentials. Die zonalen Dipol-Abstände sind 180° (a, c, e) und 150° (b, d, f).

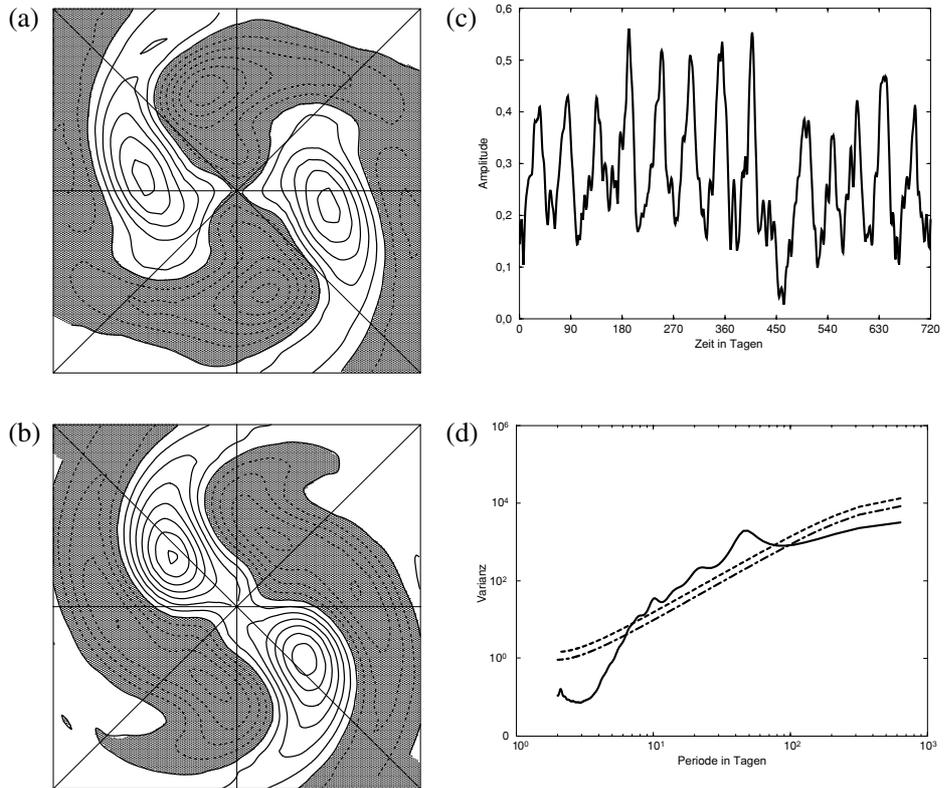


Abb. 13-11: Realteil (a) und Imaginärteil (b) des Musters der ersten komplexen EOF der vertikal gemittelten Stromfunktion (negative Isolinien gestrichelt); Zeitreihe (c) und Spektrum (d) der CEOF-Amplitude.

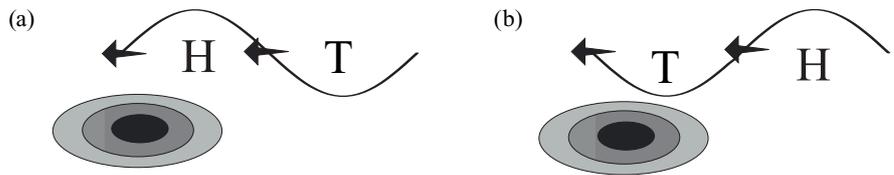


Abb. 13-12: Schematische Darstellung des Mechanismus zur Erzeugung langperiodischer Variabilität: Das Wellenmuster symbolisiert die großskalige Anomalie, die Ellipsen den Stormtrack und den mit ihm verbundenen Antrieb: (a) Anwachsen und (b) Abklingen.

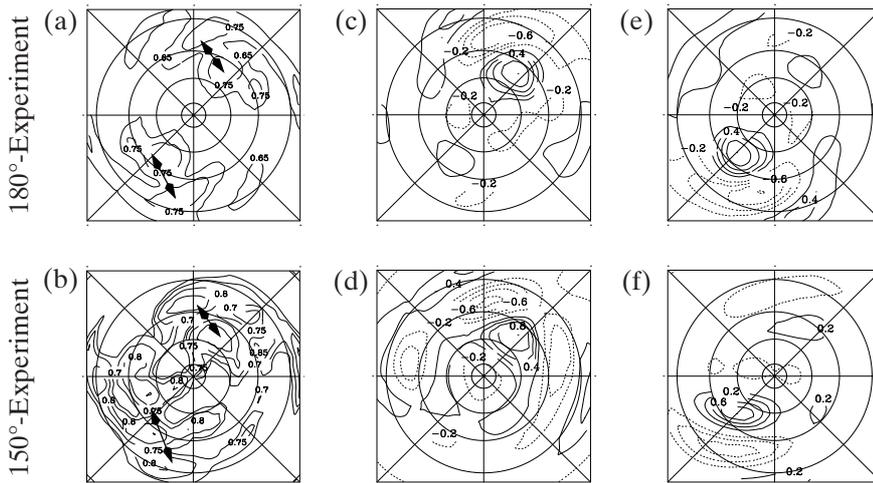


Abb. 13-13: Telekonnektivität und Punkt-Korrelationen des 300 hPa-Geopotentials. Das A- und P-Gebiet zeigt unterschiedliche Muster für zonale Dipol-Abstände von 180° (a, c, e) und 150° (b, d, f).

Stormtrack im A-Gebiet schwächer ist als im Referenzexperiment. Das lässt darauf schließen, dass das globale stationäre Wellenfeld, das von beiden Stormtracks erzeugt wird, wiederum deren Intensität und Ausdehnung beeinflusst. (3) Blockierende Wetterlagen treten bei zunehmender Verschiebung eines Dipols auf und führen so zu einer Änderung des zeitlichen Verhaltens. Der Mechanismus ist dabei der gleiche wie beim 180° Dipol-Abstand, nämlich eine retrograd wandernde Welle.

Telekonnektion: Telekonnektionsmuster charakterisieren die Variabilität von maximal antikorrelierten Orten. Sie sind in ein Telekonnektivitäts-Feld eingebettet, in dem alle diese Orts-Korrelationen den Basis-Punkten zuordnet werden. Es zeigt sich, dass bei einem realistischen Abstand der beiden Stormtracks zwei Telekonnektionsmuster (Abb. 13-13) entstehen, die große Ähnlichkeit mit Beobachtungen der PNA und der NAO aufweisen. Dies lässt darauf schließen, dass die räumliche Struktur dieser Art regionaler Variabilität, zu einem großen Teil vom stationären Feld, induziert durch die beiden Stormtracks, determiniert wird.

Die Variabilität dieser Telekonnektionsmuster charakterisiert einen Telekonnektionsindex I als Differenz der (normierten) Fluktuationen zwischen zwei antikorrelierten Gebieten (Mittel von vier Gitterpunkten). Im 180° -Abstand weisen die Spektren der I -Zeitreihen ein 50 Tage-Maximum auf. Beide Indizes sind in Phase, was durch die retrograd wandernde Rossby-Welle mit einer 50 Tages-Periode verursacht wird, die durch räumliche Resonanz moduliert worden ist. Die Spektren des 150° -Experimentes werden durch ein annähernd rotes Rauschen repräsentiert. Folgende Phänomene sind mit der Raum-Zeit-Variabilität der Telekonnektionen verbunden: Das A-Gebiet ($I > 0$) zeigt eine retrograd wandernde Rossby-Welle, die im Zentrum des Stormtracks zum Zeit-Lag von 20 Tagen entsteht und sich stromabwärts entwickelt. Wenn das Hochdruckgebiet dieser Welle den Stormtrack passiert, verstärkt es sich bis zum Zeit-Lag 0 und schwächt sich danach wieder ab. Zum Zeit-Lag 0 zeigt die barotrope Welle eine gute Übereinstimmung mit dem Telekonnektions-

muster, nur liegt das stromabwärts folgende Tiefdruckgebiet etwas östlich im Vergleich zum Telekonnektionsmuster. Im P-Gebiet ($I > 0$) entwickelt sich während des Komposit-Lebenszyklusses der Anomalie eine persistente barotrope Welle. Das Zentrum dieser Welle verstärkt sich bis zum Zeit-Lag 0, schwächt sich danach ab und dehnt sich stromaufwärts aus entsprechend einer Wellendispersion. Das Verhalten der Anomalie ist dem einer Blockierung ähnlich. Die Resultate für die negative I-Phase zeigen ähnliche Struktur mit umgekehrtem Vorzeichen der Anomalien. Folgende Anregungen liegen der zeitlichen Variabilität und der räumlichen Struktur der Phänomene zugrunde: Die barotropen dynamischen Prozesse

werden durch die einzelnen Terme der Tendenzgleichung der niederfrequenten Stromfunktion beschrieben, die auf die beiden Telekonnektionsmuster des Sensitivitätsexperimentes projiziert werden. Die daraus sich ergebenden Zeitreihen werden mit den beiden normierten I -Zeitreihen mit Hilfe einer Kreuz-Spektral-Analyse verglichen. Im A-Gebiet ist die Wechselwirkung zwischen stationären und wandernden Wellen und/oder barotrope Instabilität der dominierenden Mechanismus der I -Fluktuation. Im P-Gebiet spielen barotrope Anregungsmechanismen keine Rolle; barokline Prozesse sind hier federführend, wie durch den Eliassen-Palm- und den Plumb-Fluss gezeigt werden kann.

Die Wechselwirkung zwischen der zonal-asymmetrischen zeitlich-gemittelten Strömung (stationäre Welle) und der niederfrequenten Strömung regt die niederfrequenten Anomalien an. Dies wird auch in anderen Studien gezeigt (FREDERIKSEN 1983, SIMMONS et al. 1983, BRANSTATOR 1992, FELDSTEIN 1998 und 2002). Die hochfrequenten Störungen tragen zur Erhaltung dieser niederfrequenten Anomalien bei, z. B. durch den 'räumlichen Resonanz'-Mechanismus (FRANZKE et al. 2000). Der Beitrag der Wechselwirkung zwischen zonal-zeitlich gemittelter Strömung und niederfrequenten Strömung und der niederfrequenten Anteil des Divergenztermes zum Abklingen langperiodischer Anomalien wird auch in einer Studie von FELDSTEIN (1998) gezeigt. Weiter zeigen BLACK (1997), BLACK und DOLE (1993), dass barokline Prozesse bei der Entwicklung persistenter Anomalien im Nordpazifik eine entscheidende Rolle spielen (ähnlich der PNA-Telekonnektion).

Nichtlineare Skalierung: Interpretiert man die PUMA-Atmosphäre als komplexen Zufallszahlen-Generator für die anderen Komponenten des Klimasystems, so zeigen die Korrelationen der Zeitreihen ein Skalierungsverhalten (Potenzgesetz), das über mehrere Dekaden nachweisbar ist. Das wird im Varianz-Spektrum und, noch deutlicher, durch die trendfreie Fluktuationsanalyse (Detrended Fluctuation Analysis, DFA) dokumentiert. Die DFA basiert auf einer skalenabhängigen und trend-bereinigten Variabilitäts-Analyse, die durch skalen-

abhängige Mittelung das Langzeitverhalten der Korrelation optimal erfasst (Abb. 13-14, MÜLLER et al. 2002): (a) So erscheint im zirkumpolaren Fall ein $1/f$ -Spektrum (d. h. die Korrelation fällt nicht ab) im Zeitbereich von Monaten bis zu wenigen Jahren und für längere Zeiträume etwa ein $f^{-0,3}$ -Spektrum. (b) Dieser -0,3-Exponent für den A-Index im 150° -Experiment variiert nur wenig im Zeitbereich von Monaten bis zu Jahrzehnten. Das heißt, Langzeitgedächtnis wird auch in idealisierten Modell-Atmosphären beobachtet. Die Ursachen dafür sind aber noch ungeklärt.

5 Adjungiertes Modell, Passive Tracer, Synchronisation und Modell-Ensembles

Weitere Anwendungen dokumentieren die vielfältigen Einsatzmöglichkeiten des Modells PUMA für meteorologische und physikalische Fragestellungen. Das Spektrum reicht von der Erstellung und dem Einsatz einer adjungierten Modellversion über die Untersuchung der Vermischung passiver Tracer bis hin zu Arbeiten im Bereich der nichtlinearen Systemanalyse, zum Beispiel dem Synchronisationsverhalten komplexer Systeme.

Adjungiertes Modell: Tangent-lineare und adjungierte Modelle werden in der Meteorologie für die Datenassimilation, die Einstellung optimaler Modellparameter, Sensitivitätsanalysen und die Bestimmung schnellstwachsender Störungen benutzt. Die tangent-lineare und adjungierte Version von PUMA wird mit einem Modellcompiler TAMC (Tangent-linear and Adjoint Model Compiler) nach GIERING und KAMINSKI 1996, BLESSING et al. 2003 erstellt und wurde bisher auf zwei Probleme angewendet: (i) Optimale, das heißt maximal wachsende Störungen (singuläre Vektoren) eines zonalsymmetrischen, balancierten Grundzustandes werden über verschiedene Zeiträume bestimmt und deren Energetik untersucht. Über sehr kurze Zeiträume dominiert meteorologischer Lärm, während die singulären Vektoren über längere Zeiträume Ähnlichkeit mit normalen Moden zeigen. (ii) Das adjungierte PUMA-Modell wird zur Bestimmung eines diabatischen Antriebes für das PUMA benutzt. Hierbei verbessert die Verwendung des adjungierten Modells zur Optimierung von Parametern ein von LUNKEIT et al. (1998) vorgeschlagenes adaptives Nudgingverfahren. Das Relaxationstemperaturfeld T_R wird so ermittelt, dass PUMA ein vorgegebenes Klima aus Beobachtungen oder aus einem komplexeren Modell adaptieren kann. Damit lässt sich PUMA innerhalb gewisser Grenzen

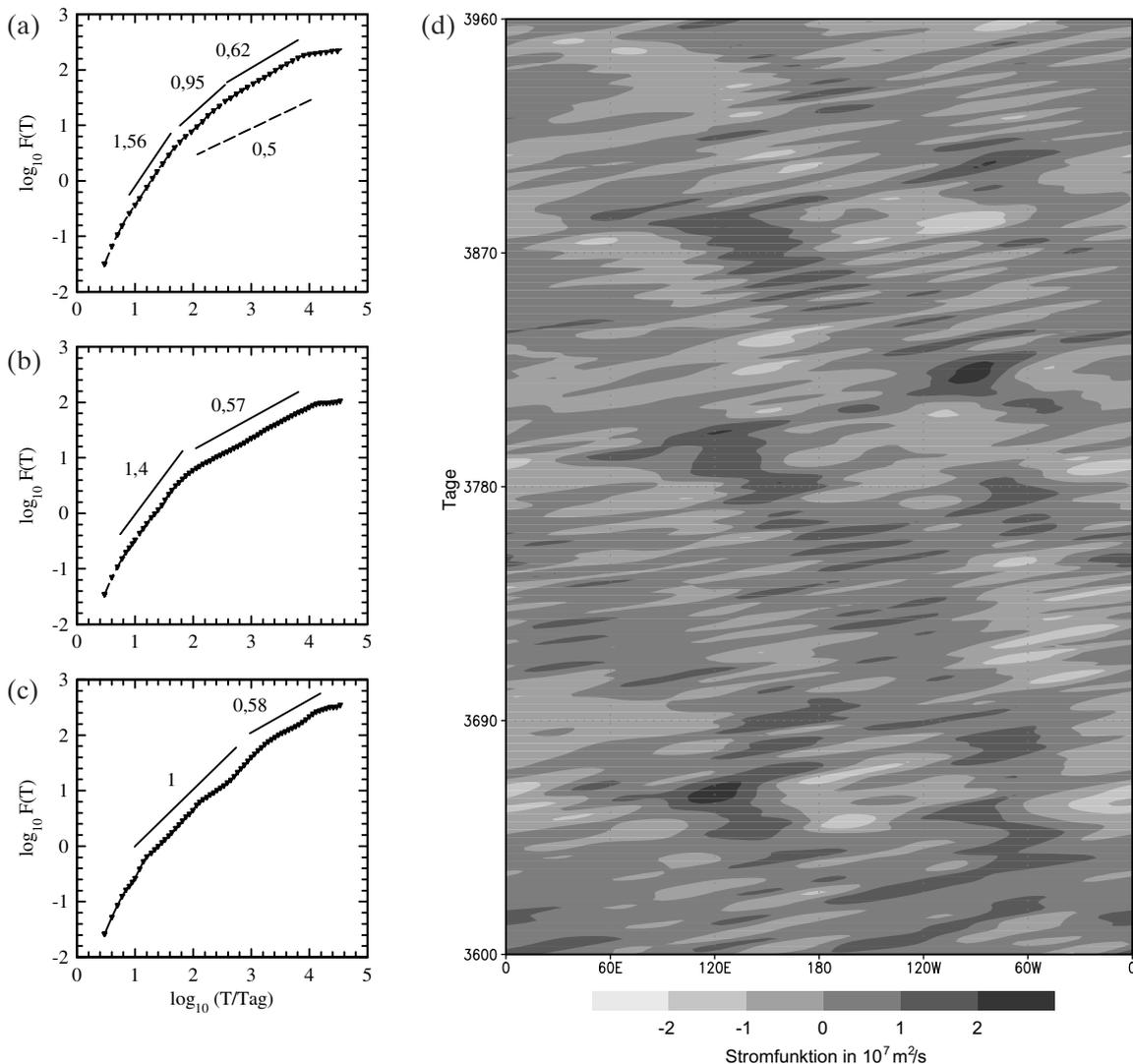


Abb. 13-14: Detrended Fluctuation Analysis (DFA): (a) Zirkumpolarer Stormtrack (PC1), zwei Stormtracks im 150° -Abstand (b) der A-Index sowie (c) der P-Index und (d) Längen-Zeit (Hovmöller)-Diagramm der vertikalgemittelten Stromfunktion im 150° -Experiment.

auf vorgegebene Klimate aus der Natur oder komplexeren Modellen einstellen, so dass diese isoliert studiert werden können. Das Ziel ist dabei nicht die Simulation eines vorgegebenen Zeitverlaufs, sondern das Erreichen eines bestimmten Temperaturmittelfeldes.

Ausbreitung passiver Tracer: Die Vermischung passiver Tracer auf globaler und auf synoptischer Skala wird in idealisierten Experimenten studiert. Hierzu werden die dreidimensionalen Trajektorien einer Vielzahl von Teilchen verfolgt, die an unterschiedlichen Gitterpunkten im Modell starten. Die Teilchen bewegen sich passiv mit der jeweiligen Umgebungsströmung. Für die Untersuchungen zur Vermischung auf globaler Skala wird das PUMA mit einer zonalsymmetrischen Relaxationstemperatur angetrieben (BAGLIANI et al. 2000). Experimente mit idealisiertem Jahresgang ergänzen die Simulationen mit konstantem Antrieb. Homogenisierungszeiten (hemisphärisch und global) sowie Transportbarrieren werden analysiert. Es stellt sich heraus, dass für den Transport und die Vermischung von Teilchen (Luftmassen) zum einen der dynamische Äquator und die Tropopause zum anderen aber auch die Grenzen der Hadley- und Ferrel-Zelle sowie der Winterjet der mittleren Breiten Hindernisse darstellen. Der interhemisphärische Austausch wird durch die Einführung eines Jahresganges erheblich verstärkt. Zur Analyse der Vermischung passiver Tracer durch einzelne synoptische Störungen in den mittleren Breiten werden Lebenszyklus-Experimente, analog den klassischen Experimenten von HOSKINS und SIMMONS (1975), durchgeführt (HARDENBERG et al. 2000). Hierbei werden kleine Anfangsstörungen ('Normal Modes') in einen zonalsymmetrischen Grundzustand eingesetzt und ein barokliner Lebenszyklus dieser Störungen mit dem PUMA simuliert. Die Trajektorien der passiven Tracer werden während der Simulation berechnet und danach mit Hilfe unterschiedlicher Methoden ausgewertet. Es zeigt sich, dass sich Konzepte der zweidimensionalen chaotischen Advektion auch auf den dreidimensionalen Transport von Tracern durch synoptische Störungen anwenden lassen. Zwei Regionen mit unterschiedlichem Mischungsverhalten lassen sich lokalisieren: Eine Zone geringer Vermischung, die durch das Einmischen stratosphärischer Luftmassen in die Troposphäre während der Lebenszyklusses entsteht, sowie starke Vermischung der Tracer außerhalb dieser 'cut-off' Zone.

Synchronisation von zwei gekoppelten Atmosphärenmodellen: Eine interessante und zunächst unerwartete Eigenschaft von gekoppelten chaotischen Systemen ist, dass diese selbst bei relativ schwacher Kopplung gemeinsames zeitliches Verhalten, bis hin zur vollständigen Synchronisation zeigen. Die Bedeutung des Konzeptes der Synchronisation für das Verständnis von Klimavariabilität liegt darin, dass sich so auch bei nur sehr schwacher Kopplung zweier Subsysteme (z. B. Ozean und Atmosphäre) ausgeprägte gemeinsame Variabilität erklären ließe. Systematisch wird das Phänomen der Synchronisation allerdings zumeist anhand von Modellen geringer Komplexität untersucht. Die Übertragbarkeit der Ergebnisse auf komplexe Systeme wie dem Klimasystem ist nicht a priori klar. Um das Synchronisationsverhalten eines Systems vom Komplexitätsgrad gekoppelter Klimamodelle zu untersuchen, werden zwei identische PUMA-Modelle miteinander gekoppelt (LUNKEIT 2001). Dabei wird jede prognostische Variable des einen Modells mit der selben

Variable des anderen Modells über eine symmetrische Kopplung verbunden. Obwohl diese Konfiguration natürlich keine wirkliche Repräsentation des Klimasystems ist, ermöglicht sie eine systematische Analyse des Verhaltens in Abhängigkeit von der Kopplungsstärke. Die durchgeführten Experimente zeigen, dass es ab einer gewissen Kopplungsstärke zur vollständigen Synchronisation der Modelle kommt. Interessant ist dabei der niedrige Wert dieser Grenze. Es kann daher spekuliert werden, dass Synchronisation tatsächlich ein geeignetes Konzept zur Erklärung von Klimavariabilität ist. Es zeigt sich weiterhin, dass Synchronisationsexperimente ein geeignetes Mittel darstellen um Kenngrößen chaotischen Verhaltens komplexer Modelle zu ermitteln (z. B. den größten Lyapunov-Exponenten).

Prognosen mit einem Ensemble von Zirkulationsmodellen: Seit dem Beginn der 90er Jahre wird mit Ensemble-Prognosen an großen Wetterdiensten und an kleinen Universitätsinstituten gearbeitet (siehe BUIZZA et al. 1999, HOUTEKAMER et al. 1996, FRAEDRICH und ZIEHMANN-SCHLUMBOHM 1994, SMITH et al. 1999). Diese Vorhersagen sind eingeführt worden, um nicht nur die zukünftigen atmosphärischen Zustände und deren Verteilung zu prognostizieren, sondern auch die dazugehörigen Vorhersagefehler. Voraussetzung dafür ist eine hinreichend große Dispersion der Ensemble-Mitglieder, welche die Modell- und Mess-Fehler repräsentieren. So wurden Ensembles zunächst durch zufällige Anfangswerte (eines Modells) und später auch durch zufällige Modelle gebildet. Zufällige Anfangswerte werden in einem Modell durch deren zeitverschobene Prognosen erzeugt, Monte-Carlo-Methoden, Fehler-Brüten oder optimales Anwachsen von Instabilitäten. Die Mitglieder zufälliger Modelle können sich hingegen durch deren 'Ungenauigkeit' in den Parameterisierungen unterscheiden. Erste systematische und sehr rechenintensive Vorhersage-Experimente mit Ensembles von Zirkulations-Modellen sind mit PUMA durchgeführt worden (PÉREZ-MUÑUZURI et al. 2003). Dazu wird die Modell-Zufälligkeit in die thermische Energiegleichung gelegt, der additives oder multiplikatives Rauschen als Effekt von Parameterisierungsfehlern zugefügt wird. Das von Monte-Carlo-Anfangsfehlern erzeugte Vorhersage-Ensemble wird von diesem Rauschen beeinflusst, dessen Raum-Zeit-Kohärenz und Intensität wiederum die Ensemble-Statistik verändert. Zu dieser Statistik gehören Ensemble-Mittel und Varianz (spread), die die statistischen Momente des Modell-Klimas charakterisieren. So beschreibt der Fehler des Ensemble-Mittels den Abstand des Prognose-Ensembles von der 'Realität', die vom unverrauschten Modell definiert wird (identical twin experiment). Diese Maße sind abhängig vom Rauschen, seiner Intensität und der Raum-Zeit-Kohärenz und liefern deshalb Informationen über Modell-Dynamik und Ensemble-Verhalten. Es kann folgender Mechanismus identifiziert werden: Stochastische Resonanz zwischen der natürlichen Zeitskala von PUMA und der Korrelationszeit des Rauschens führt zu ausgeprägten Maxima der Ensemble-Statistiken. Deshalb kann man bei bekannter natürlicher Zeitskala die stochastische Resonanz nutzen, um die höchste Ensemble-Dispersion zu erreichen ohne gleichzeitig die Rauschintensität zu erhöhen; diese würde die Modell-Dynamik zu stark modifizieren. Die optimale Platzierung des Rauschens bei den verschiedenen Termen der Modellgleichungen, ist Aufgabe weiterer Untersuchungen.

6 Von PUMA zum modularen Planet-Simulator

Experimente mit vereinfachten Modellen der atmosphärischen Zirkulation sind ein ideales Mittel, Zirkulations-Mechanismen zu analysieren. Die bisherigen Ergebnisse zeigen, dass unterschiedliche Prozesse langperiodische Variabilität erzeugen und beeinflussen. Sowohl interne Dynamik als auch externer Antrieb können das Regimeverhalten steuern. Ungeklärt ist bisher jedoch die relative Bedeutung beider Mechanismen, zumal Teile des externen Antriebs der atmosphärischen Zirkulation, wie die Ozeanoberflächentemperatur, wiederum von der Atmosphäre mitbestimmt werden. Gerade die Komplexität der möglichen Wechselwirkungen in der Realität legt hier Experimente mit vereinfachten gekoppelten Komponenten des Erdsystems nahe, um Probleme und Mechanismen, die der natürlichen Klimavariabilität zugrunde liegen, zu analysieren.

Deshalb wird, dem PUMA-Leitmotiv folgend, ein portabler, skalierbarer und modularer Planet-Simulator mit benutzerfreundlichem GUI (Graphical User Interface) entwickelt und zur Verfügung gestellt. Er findet seine Anwendung als Modell der Mars- und Titan-Atmosphäre in Zusammenarbeit mit dem DFG Schwerpunkt 'Mars und die terrestrischen Planeten'. Das heißt, der Kern des Planet-Simulators ist die Atmosphäre. Sie repräsentiert die schnellste Komponente des Klimasystems und wird um andere Komponenten mit Modulen unterschiedlicher Komplexität erweitert: Strahlung und Niederschlag, Boden und die dynamische Vegetation, Ozean und Eis, und Kohlenstoff-Haushalt. Dieser Planet-Simulator ist modular und skalierbar und erlaubt eine einfache Anpassung an unterschiedliche Fragestellungen und Rechnerumgebungen; das schließt auch die Entwicklung und den Test moderner Programme/Solver für den numerischen (nichtphysikalischen) Teil ein.

Literatur

- BAGLIANI, M., K. FRAEDRICH, J. VON HARDENBERG, F. LUNKEIT, A. PROVENCALE, 2000: Lagrangian tracer homogenization and dispersion in a simplified atmospheric GCM. *Il Nuovo Cimento C-23*, 331-452.
- BLACK, R. X., 1997: Deducing anomalous wave source regions during the life cycles of persistent flow anomalies. *J. Atmos. Sci.* **54**, 895-907.
- BLACK, R. X., R. M. DOLE, 1993: The Dynamics of Large-Scale Cyclogenesis over North Pacific Ocean. *J. Atmos. Sci.* **50**, 421-442.
- BLESSING, S., K. FRAEDRICH, F. LUNKEIT, 2003: Climate diagnostics by adjoint modelling: A feasibility study. The KIHZ (Klima in historischen Zeiten) Project: Towards a synthesis of Holocene proxy data and climate models (Hrsg. H. Fischer et al.), *Springer-Verlag*, Berlin, im Druck.
- BRANSTATOR, G., 1987: A striking example of the atmosphere's leading travelling pattern. *J. Atmos. Sci.* **44**, 2310-2323.
- BRANSTATOR, G. W., 1992: The maintenance of low-frequency atmospheric anomalies. *J. Atmos. Sci.* **49**, 1924-1945.
- BUIZZA, R., MILLER, M. PALMER, T. N., 1999: Stochastic representation of model uncertainties in the ECMWF Ensemble Prediction System. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **125**, 2887-2908.
- COLUCCI, S. J., 1985: Explosive cyclogenesis and large-scale circulation changes: Implications for atmospheric blocking. *J. Atmos. Sci.* **42**, 2701-2717.
- EADY, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus* **1**, 33-52.
- EGGER, J., 1978: Dynamics of blocking highs. *J. Atmos. Sci.* **35**, 1788-1801.
- FELDSTEIN, S. B., 1998: The growth and decay of low-frequency anomalies in a GCM. *J. Atmos. Sci.* **55**, 415-428.
- FELDSTEIN, S. B., 2002: Fundamental mechanisms of PNA teleconnection pattern growth and decay. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **128**, 775-796.
- FRANZKE, C., K. FRAEDRICH, F. LUNKEIT, 2000: Low frequency variability in a simplified atmospheric GCM: Storm track induced, spatial resonance'. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126**, 2691-2708.
- FRANZKE, C., K. FRAEDRICH, F. LUNKEIT, 2001: Teleconnections and low-frequency variability in idealised experiments with two storm tracks. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **127**, 1321-1339.
- FRAEDRICH, K., C. ZIEHMANN-SCHLUMBOHM, 1994: Predictability experiments with persistence forecasts in a red noise atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **120**, 387-428.
- FRAEDRICH, K., E. KIRK, F. LUNKEIT, 1998: PUMA: Portable University Model of the Atmosphere. Deutsches Klimarechenzentrum, *Technical Report* **16**, 38 S., <http://www.dkrz.de/forschung/reports.html>.
- FRANKIGNOUL, C., 1985: Sea surface temperature anomalies, planetary waves and air-sea feedback in the middle latitudes. *Rev. Geophys.* **23**, 357-390.
- FREDERIKSEN, J. S., 1982: A unified three-dimensional instability theory of the onset of blocking and cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.* **39**, 969-982.
- FREDERIKSEN, J. S., 1983: A unified three dimensional instability theory of the onset of blocking and cyclogenesis. II: Teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.* **40**, 2593-2609.
- FRISIUS, T., F. LUNKEIT, K. FRAEDRICH, I. N. JAMES, 1998: Storm-track organisation and variability in a simplified atmospheric global circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **124**, 1019-1043.
- GIERING, R., T. KAMINSKI, 1996: Recipes for adjoint code construction. Max-Planck Institut für Meteorologie, *Max-Planck-Report* **212**, 35 S.
- HAINES, K., A. HOLLAND, 1998: Vacillation cycles and blocking in a channel. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **124**, 873-895.
- HOSKINS, B. J., A. J. SIMMONS, 1975: A multi-layer spectral model and the semi-implicit method. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **101**, 637-655.
- HOUTEKAMER, P. L., L. LEFAIVRE, J. DEROME, J. RITCHIE, H. MITCHELL, 1996: A system simulation approach to ensemble prediction, *Mon. Wea. Rev.* **124**, 1225-1242.
- VON HARDENBERG, J., K. FRAEDRICH, F. LUNKEIT, A. PROVENCALE, 2000: Transient chaotic mixing during a baroclinic life cycle. *Chaos* **10**, 122-134.

- HELD, I. M., M. J. SUAREZ, 1994: A proposal for the intercomparison of the dynamical cores of atmospheric general circulation models. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **75**, 1825-1830.
- JAMES, I. N., L. J. GRAY, 1986: Concerning the effect of surface drag on the circulation of a planetary atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **112**, 1231-1250.
- JAMES, I. N., P. M. JAMES, 1992: Spatial structure and ultra-low frequency variability of the flow in a simple global circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **118**, 1211-1233.
- JAMES, P. M., K. FRAEDRICH, I. N. JAMES, 1994: Wave-zonal flow interaction and ultra-low frequency variability in a simplified general circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **120**, 1045-1067.
- KUSHNIR, Y., 1987: Retrograding wintertime low-frequency disturbances over the North Pacific ocean. *J. Atmos. Sci.* **44**, 2727-2742.
- LANZANTE, J. R., 1990: The leading modes of 10-30 day variability in the extratropics of the northern hemisphere during the cold season. *J. Atmos. Sci.* **47**, 2115-2140.
- LAU, N.-C., 1988: Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low-frequency changes in the circulation pattern. *J. Atmos. Sci.* **45**, 2718-2743.
- LAU, N.-C., M. J. NATH, 1990: A general circulation model study of the atmospheric response to extratropical SST anomalies observed in 1959-79. *J. Climate* **3**, 965-989.
- LAU, N.-C., M. J. NATH, 1999: Observed and GCM-simulated westward-propagating, planetary-scale fluctuations with approximately three-week periods. *Mon. Wea. Rev.* **127**, 2324-2345.
- LUNKEIT, F., K. FRAEDRICH, S. E. BAUER, 1998: Storm tracks in a warmer climate: Sensitivity studies with a simplified global circulation model. *Climate Dynamics* **13**, 813-826.
- LUNKEIT, F., 2001: Synchronization experiments with an atmospheric global circulation model. *Chaos* **11**, 47-51.
- MULLEN, S. L., 1987: Transient eddy forcing of blocking flows. *J. Atmos. Sci.* **44**, 3-22.
- MÜLLER, W., R. BLENDER, K. FRAEDRICH, 2002: Low frequency variability in idealised GCM experiments with circumpolar and localised storm tracks. *Nonlin. Proc. Geophys.* **9**, 37-49.
- PALMER, T. N., Z. SUN, 1985: A modelling and observational study of the relationship between sea surface temperature in the North-West Atlantic and the atmosphere general circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **111**, 947-975.
- PENG, S., W. A. ROBERTSON, M. P. HOERLING, 1997: The modeled atmospheric response to midlatitude SST anomalies and its dependence on background circulation states. *J. Climate* **10**, 971-987.
- PÉREZ-MUÑUZURI, V., M. N. LORENZO, P. MONTERO, K. FRAEDRICH, E. KIRK, F. LUNKEIT, 2003: Spatiotemporal stochastic forcing of an ensemble of global circulation models. *Nonlin. Proc. Geophys.* **10**, eingereicht.
- PITCHER, E. J., M. L. BLACKMON, G. T. BATES, S. MUNOS, 1988: The effect of North Pacific sea surface temperature anomalies on the January climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.* **45**, 173-188.
- PLAUT, G., R. VAUTARD, 1994: Spells of low-frequency oscillations and weather regimes in the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.* **51**, 210-236.
- ROBERTSON, A. W., C. R. MECHOSO, Y.-J. KIM, 2000: The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the North Atlantic Oscillation. *J. Climate* **13**, 122-138.
- ROECKNER, E., K. ARPE, L. BENGTSON, M. CHRISTOPH, M. CLAUSSEN, L. DÜMENIL, M. ESCH, M. GIORGETTA, U. SCHLESE, U. SCHULZWEIDA, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. *Max-Planck-Report* **218**, 182 S.
- SIMMONS, A. J., J. M. WALLACE, G. W. BRANSTATOR, 1983: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.* **40**, 1363-1392.
- SMITH, L. A., C. ZIEHMANN, K. FRAEDRICH, 1999: Uncertainty dynamics and predictability in chaotic systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **125**, 2855-2886.
- SURA, P., F. LUNKEIT, K. FRAEDRICH, 2000: Decadal variability in a simplified wind-driven ocean model. *J. Phys. Oceanogr.* **30**, 1917-1930.
- WALTER, K., U. LUKSCH, K. FRAEDRICH, 2001: A response climatology of idealized midlatitude thermal forcing experiments with and without a storm track. *J. Climate* **13**, 467-484.
- WU, P., 1993: Nonlinear resonance and instability of planetary waves and low-frequency variability in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.* **50**, 3590-3607.