

Diagnostik großskaliger atmosphärischer Prozesse auf der Basis von Reanalyse- und Modelldaten

Diplomarbeit

eingereicht an der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Potsdam

angefertigt am
Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung
Forschungsstelle Potsdam

von
Ralf Jaiser

Potsdam, im Februar 2010

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--|------------|
| Inhaltsverzeichnis | I |
| Kurzfassung | III |
| 1 Einführung | 1 |
| 1.1 Ziele dieser Arbeit | 1 |
| 1.2 Die Atmosphäre der Erde | 2 |
| 2 Theoretische Grundlagen | 5 |
| 2.1 Grundgleichungen | 5 |
| 2.1.1 Gemittelte Gleichungen | 6 |
| 2.1.2 Skalen atmosphärischer Bewegung und Filterung | 7 |
| 2.1.3 Eliassen-Palm-Fluss | 8 |
| 2.2 Statistische Grundlagen | 10 |
| 2.2.1 Korrelation | 10 |
| 2.2.2 Signifikanz | 11 |
| 2.3 Niederfrequente Variabilität | 12 |
| 2.3.1 Telekonnektionsmuster | 12 |
| 2.3.2 Regimeanalyse | 16 |
| 3 Modelle und Daten | 19 |
| 3.1 NCEP und ERA40 Reanalyse | 19 |
| 3.2 ECHAM5/OM1 Modell | 22 |
| 4 Ergebnisse | 25 |
| 4.1 Großskalige Zirkulation in Reanalysedaten | 25 |
| 4.1.1 Vergleich von ERA40- und NCEP-Daten | 25 |
| 4.1.2 Zeitlicher Vergleich der horizontalen Windkomponenten | 29 |
| 4.1.3 Zeitlicher Vergleich der meridionalen Wärme- und horizontalen Impulsflüsse | 31 |
| 4.1.4 Zeitlicher Vergleich der Eliassen-Palm-Flüsse | 32 |
| 4.1.5 Zusammenfassung | 34 |
| 4.2 Vergleich von ECHAM5/OM1 und NCEP | 36 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 4.2.1 | Horizontale Windkomponenten | 36 |
| 4.2.2 | Meridionale Wärmeflüsse | 38 |
| 4.2.3 | Horizontale Impulsflüsse | 40 |
| 4.2.4 | Eliassen-Palm-Flüsse | 42 |
| 4.3 | Einfluss der arktischen Eisbedeckung in Modellen | 44 |
| 4.3.1 | Horizontale Windkomponenten | 45 |
| 4.3.2 | Meridionale Wärmeflüsse | 47 |
| 4.3.3 | Horizontale Impulsflüsse | 50 |
| 4.3.4 | Eliassen-Palm-Flüsse | 52 |
| 4.3.5 | Zusammenfassung | 54 |
| 4.4 | Telekonnektionsmuster in Reanalysedaten | 56 |
| 4.4.1 | Verifikation der Datensätze | 56 |
| 4.4.2 | Korrelation mit den horizontalen Windkomponenten | 58 |
| 4.4.3 | Korrelation mit den meridionalen Wärmeflüssen | 60 |
| 4.4.4 | Korrelation mit den EP-Flüssen | 61 |
| 4.4.5 | Zusammenfassung | 63 |
| 4.5 | Regimeanalyse | 64 |
| 4.5.1 | Horizontale Windkomponenten | 66 |
| 4.5.2 | Meridionale Wärmeflüsse | 67 |
| 4.5.3 | Horizontale Impulsflüsse | 69 |
| 4.5.4 | Eliassen-Palm-Flüsse | 70 |
| 4.5.5 | Zusammenfassung | 71 |
| 5 | Zusammenfassung und Ausblick | 73 |
| | Symbolverzeichnis | 77 |
| | Literaturverzeichnis | 81 |
| | Danksagung | 85 |
| | Erklärung | 87 |

Kurzfassung

Bei der Untersuchung der großskaligen atmosphärischen Zirkulation haben planetare Wellen und synoptischskalige Wirbel, die in den Grundstrom eingebettet sind, eine große Bedeutung. Anhand von Wärme-, Impuls- und Eliassen-Palm-Flüssen (EP-Flüssen) wird die Winterzirkulation in Reanalyse- und Modelldaten untersucht. Der Antrieb des Grundstromes aus den Störungen wird dabei durch die lokalen EP-Flüsse beschrieben.

Die NCEP- und ERA40-Reanalyse werden zunächst gegenübergestellt, wobei eine sehr gute Übereinstimmung zwischen beiden festgestellt werden kann. Darüber hinaus werden getrennt die zwei Zeiträume vor und nach 1977 untersucht. Hier tritt eine deutliche Veränderung der atmosphärischen Zirkulation auf. Dies lässt sich anhand von vermehrt positiven Phasen der Nordatlantischen Oszillation (NAO) und Mustern ähnlich einer positiven Phase des Pazifisch-Nordamerikanischen Telekonnektionsmusters (PNA) feststellen. Dabei kann ein Zusammenhang zum Umschwung der Pazifischen Dekadenoszillation (PDO) Ende der 70er hergestellt werden.

Die Betrachtung der arktischen Gebiete zeigt eine Beeinflussung der Winterzirkulation durch die sommerliche Eisbedeckung. Ist diese besonders niedrig, sind die atmosphärischen Flüsse insgesamt schwächer ausgeprägt und für Europa ist eine Neigung zu negativen NAO-Phasen feststellbar. Das diesbezüglich ebenfalls untersuchte Klimamodell ECHAM5/OM1 ist nicht in der Lage diese Effekte vollständig nachzubilden, was vor allem auf die zu geringe Eisvariabilität im Modell zurückzuführen ist. Unabhängig von diesem Szenario kann aber eine weitgehend gute Übereinstimmung mit Reanalysen festgestellt werden.

Ferner untersucht werden atmosphärische Telekonnektionsmuster, welche die Wechselwirkung weit entfernter Druckgebiete miteinander beschreiben und dabei die Hauptmoden der Variabilität der Zirkulation bilden. Zwischen den Phasen dieser Muster lassen sich deutliche Unterschiede feststellen. So ist in positiven Phasen bei verstärkter Zonalströmung die Aktivität auf synoptischer Skale höher. In negativen Phasen bei verstärkten meridionalen Einflüssen hingegen ist die Aktivität auf planetarer Skale verstärkt. Darüber hinaus zeigen sich in Zirkulationsregimen die bevorzugten Muster der Variabilität. Dabei lässt sich eine insgesamt starke Verbindung zu Telekonnektionsmustern feststellen.

Kapitel 1

Einführung

1.1 Ziele dieser Arbeit

Wetter, Klima und damit die Gesamtheit der Prozesse in der Atmosphäre sind geprägt durch eine hochgradige Nichtlinearität. Alltäglich wird man damit in Form der Variabilität und Vielfältigkeit von Wettererscheinungen konfrontiert. Auch anhand der Wettervorhersage ist schnell ersichtlich, wie komplex die Physik der Atmosphäre ist. So erreichen kurzfristige und großräumige Wetterprognosen zwar eine gute Genauigkeit, jedoch gibt es bei regionalen Details und vor allem auf Zeitskalen, welche über 5 Tage hinaus gehen, oft starke Abweichungen. Im Bereich des Klimas, also dem in der einfachsten Beschreibung zeitlich gemitteltem Wetter, rückt die kleinskalige und kurzfristige Variabilität in den Hintergrund. Die Nichtlinearität wird hier anhand von Zustandsänderungen in der großskaligen Zirkulation sichtbar. So gibt es beispielsweise bestimmte Druckmuster in der Atmosphäre, welche einen Großteil der Variabilität des Klimas bestimmen. Diese sogenannten Telekonnektionsmuster haben Phasen, welche über mehrere Jahre hinweg die globale Zirkulation bestimmen, aber auch kurzfristig wechseln können. Da die Auswirkungen von Veränderungen auf den großen Skalen auch bis in die regionale Skala hineinreichen, sind die Bereiche Wetter und Klima miteinander verknüpft und beeinflussen sich gegenseitig. So können besonders harte oder milde Winter, aber auch Dürren und Überflutungen in bestimmten Zirkulationsregimen häufig auftreten. Wann ein Wechsel zwischen diesen eintritt, ist langfristig bisher nicht vorhersagbar.

Dabei ist es wichtig, zwischen interner Variabilität und externem Antrieb zu unterscheiden. Dabei ist dies vor allem in der Analyse realer Messdaten nicht problemlos möglich, da der Einfluss externer Faktoren nicht vollständig bekannt ist. Die interne Variabilität ist bedingt durch die nichtlinearen Zusammenhänge im Gesamtsystem. Unter anderem führen unzählige Rückkopplungen dazu, dass auch kleinste Änderungen an einer Stelle große Auswirkungen auf die sowohl räumlich als auch zeitlich nahe und ferne Umgebung haben können. Der externe Antrieb kann dabei zusätzliche Störungen erzeugen, welche wiederum anwachsen können. Faktoren wie die solare Einstrahlung, geologische Aktivitäten oder aber auch die Handlungen des Menschen sind Beispiele solcher externen Einflussgrößen auf das Klima. Derzeit steht hier vor allem die Erhöhung der Konzentration von Treibhausgasen durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe im Fokus. Der Energiehaushalt der Atmosphäre wird dadurch verändert. Durch die erwähnten Rückkopplungen ist davon das Gesamtsystem Erde betroffen. Zu beobachten ist in den letzten drei Dekaden ein Erwärmungstrend. Hier zeigt sich jedoch eine große regionale

Variabilität. So ist besonders die Arktis betroffen, in welcher schon heute die sommerliche Eisbedeckung deutlich sichtbar zurückgeht.

Die Untersuchung der großskaligen atmosphärischen Prozesse in dieser Arbeit soll das Wissen um die niederfrequente Variabilität, also jene auf Zeitskalen von Jahreszeiten bis Dekaden, des Systems Erdatmosphäre fördern. Diese Grundlagen sind notwendig, um sowohl die Natur als auch die Modelle zu verstehen und letztere entsprechend weiterentwickeln zu können. Der Transport von Energie durch Impuls- und Wärmeflüsse ist hierbei eine zu untersuchende Variable. Weiterhin gibt es Wechselwirkungen zwischen der atmosphärischen Grundströmung und den dort aufgeprägten Wellenstörungen. Diese lassen sich mit Hilfe der Eliassen-Palm-Flüsse diagnostizieren. All diese Flüsse sind durch die atmosphärische Zirkulation verursacht, genauso wie deren Änderung auf die Zirkulation zurückwirkt. Durch ihre Untersuchung ist es möglich, Ursachen, Zusammenhänge und Auswirkungen aufzuzeigen.

Zunächst soll kurz die Atmosphäre der Erde, ihr Aufbau und die großskalige Zirkulation vorgestellt werden. Das nächste Kapitel beschäftigt sich mit den theoretischen Grundlagen. Die Grundgleichungen rund um die diagnostischen Werkzeuge, sowie statistische Grundlagen und einige klimatologische Begriffe werden erläutert. Danach werden die zum Einsatz kommenden Modell- und Reanalysedaten beleuchtet. Die Daten werden dann im Ergebnisteil verifiziert, wobei auch Rückschlüsse auf die Verlässlichkeit der Modelle möglich werden. Weitergehend wird dann der Einfluss von atmosphärischen Telekonnektionsmustern und Regimen auf die Zirkulation und Wechselwirkungen der arktischen Eisbedeckung mit dieser betrachtet. Abschließend werden die wesentlichen Ergebnisse noch einmal zusammengefasst und ein Ausblick gegeben.

1.2 Die Atmosphäre der Erde

Als Atmosphäre wird die Gashölle um einen Himmelskörper, also im hier betrachteten Fall der Erde bezeichnet. In ihren Bestandteilen ist diese weitestgehend gut durchmischt. Unterschiede ergeben sich in der Temperatur und vor allem in den Mustern der Bewegung der Luftmassen. In vertikaler Richtung nehmen Druck und Dichte mit der Höhe ab. Bevor in etwa 100 km Höhe vom Übergang in den Weltraum gesprochen wird, lassen sich vor allem aufgrund von unterschiedlichen Temperaturgradienten vier Schichten einteilen. Die Troposphäre ist dabei die unterste, in welcher die Temperatur mit zunehmender Höhe zunächst auf unter -50°C abnimmt. Sie ist zwischen 8 und 18 km hoch, wobei sie am Äquator aufgrund der starken Konvektion am höchsten reicht. In ihr spielt sich nahezu das gesamte Wettergeschehen ab. Begrenzt wird sie durch die Tropopause, die durch die Umkehr des Temperaturgradienten (Temperaturinversion) gekennzeichnet ist. Es folgt die Stratosphäre, in welcher die Temperatur wieder bis auf etwa 0°C ansteigt. Dies liegt daran, dass hier durch Ozon ein Großteil des UV-Anteils des Lichts absorbiert und in Wärme umgewandelt wird. Die Stratosphäre erreicht eine Höhe von 50 km und wird durch die Stratopause, eine weitere Temperaturinversion, begrenzt. Es folgt die Mesosphäre, in welcher die Temperatur wieder bis unter -80°C absinkt. Begrenzt wird sie in 85 km Höhe durch die Mesopause, auf welche die Thermosphäre folgt. Hier ist die Luftdichte um mindestens den Faktor 10^{-6} geringer als am Boden. Deshalb spricht man hier auch vom Übergang in den Weltraum. Durch den direkten Einfluss der Sonnenaktivität werden hier die verbliebenen Atome und Moleküle sehr stark beschleunigt. Die

resultierende hohe mittlere Geschwindigkeit der Teilchenbewegung kann dementsprechend als hohe Temperatur angesehen werden (300°C bis hin zu 1700°C in den oberen Schichten bei hoher Sonnenaktivität), was aber aufgrund der sehr geringen Dichte unüblich ist.

Neben der vertikalen Gliederung ist es auch möglich, die Atmosphäre und dabei vor allem die Troposphäre in charakteristische Gebiete in meridionaler Richtung zu unterteilen. Dies wird möglich durch die unterschiedliche Sonneneinstrahlung, welche aus der Krümmung der Erdoberfläche resultiert. Die Pole werden deutlich weniger erwärmt als die äquatorialen Gebiete. Der daraus resultierende Energiegradient treibt Ausgleichsströmungen an, welche aufgrund der Erdrotation und somit der Coriolis- und Fliehkräfte abgelenkt werden. Daraus entstehen für jede Halbkugel drei meridionalen Zirkulationszellen, begrenzt durch Hoch- und Tiefdruckgürtel.

In den Tropen steht die Sonne im Zenit, weshalb die Erwärmung am größten ist. Es kommt zu starker Konvektion, es steigt also viel Luft auf. Am Boden entsteht so ein Tiefdruckgürtel, welcher sich mit den wechselnden Jahreszeiten, also mit der wandernden maximalen Einstrahlung, zwischen den beiden Wendekreisen bei etwa 23° bewegt. Dieser Gürtel wird auch Innertropische Konvergenzzone (ITC) genannt. Die Luft steigt auf und breitet sich polwärts aus. Aufgrund der Corioliskraft wird sie dabei ostwärts abgelenkt, was in den mittlerem Breiten einen Westwind erzeugt. Der Temperaturgradient kann hier nicht mehr auf direktem Wege ausgeglichen werden, weshalb die vom Äquator herangetragene Luft in den Subtropen absinkt. Hier bilden sich dadurch Hochdruckgebiete und die Luft strömt in Form der Passatwinde in Bodennähe zurück. Diese werden selbst abgelenkt und wehen aus östlicher Richtung. Aus der in den Tropen aufsteigenden und in den Subtropen absinkenden Luft mit den beschriebenen horizontalen Strömungen entsteht die Hadleyzelle.

Die mittleren Breiten sind nicht durch eine direkte Zirkulation wie die Hadleyzelle geprägt. Hier ist der bereits zuvor angesprochene Westwind vorherrschend, in welchen Zyklonen (Tiefdruckwirbel) und Antizyklonen (Hochdruckwirbel) eingebettet sind. Die Westwinde gleichen den Temperaturgradienten nicht aus, wodurch dieser sehr groß wird. Am polwärtigem Rand der mittleren Breiten, also zwischen 60° und 70° bildet sich dadurch die Polarfront aus. Es kommt hier zu einer überkritischen und somit instabilen Baroklinität¹. Kleine Störungen können so zu großen Wirbeln anwachsen, weshalb hier Zyklonen entstehen. Diese und die in den Subtropen aus der absinkenden Luft der Hadleyzelle entstehenden Antizyklone überführen ihre kinetische Energie beim Auflösen in die des Grundstroms, wodurch die Westdrift zusätzlich angetrieben und aufrechterhalten wird.

An der Polarfront treffen subtropische Warmluft, die nach Osten strömt und polare Kaltluft, welche nach Westen strömt, aufeinander. Die Polarfront ist dabei nicht stationär sondern bewegt sich mit den Jahreszeiten. Weiterhin mäandriert sie üblicherweise in vier bis sechs Wellen, die eng mit den den sogenannten Rossby- oder planetaren Wellen im Zusammenhang stehen, welche weiter unten erklärt werden. Darüber hinaus steigt in den warmen Gebieten an der Polarfront auch Luft auf, welche zum Ausgleich des Temperaturgradienten vor allem polwärts strömt, dort absinkt und am Boden zurückströmt. Diese zurückströmende Luft wird durch die Corioliskraft abgelenkt und bildet die bereits zuvor erwähnten polaren Ostwinde.

¹Baroklinität beschreibt die Neigung Flächen gleicher Temperatur und Drucks gegeneinander bzw. den daraus resultierenden Temperaturgradienten entlang einer Fläche gleichen Drucks.

Aus diesen Strömungen entsteht wieder eine direkte Zirkulationszelle, die Polarzelle, mit einer Hochdruckkappe am Pol. Der Druckgradient zwischen polarem Hoch und den Tiefdruckgebieten der mittleren Breite ist dabei nicht konstant. Er variiert auf Zeitskalen bis hin zu Dekaden und bildet so die Arktische Oszillation (AO). In den mittleren Breiten entsteht darüber hinaus eine instabile indirekte Zirkulation, welche verhältnismäßig schwach ausgeprägt ist. Die Luft steigt hier in den Tiefdruckgebieten der subpolaren Breiten auf, wird äquatorwärts getragen und sinkt dort in den subtropischen Hochs ab. Am Boden ist die entsprechende Gegenströmung zu finden. Diese Strömung wird Ferrelzelle genannt.

In der oberen Troposphäre kommt es aufgrund der großen Temperaturunterschiede zwischen den Zellen zu sogenannten Strahlströmen (Jetstreams, kurz Jets), welche durch sehr hohe Windgeschwindigkeiten in eng begrenzten Gebieten geprägt sind. Der stärkste ist entsprechend an der Polarfront zu finden, der Polarjet. In 300 bis 250 hPa zwischen 65° und 45° sind hier Windmaxima mit 200 bis 400 km/h Geschwindigkeit zu finden. Der Polarjet ist dabei jedoch häufig unterbrochen und mäandriert ebenso wie die Polarfront stark. Ein weiterer Jet ist über dem subtropischen Hochdruckgürtel zwischen 20° und 35° in 200 bis 150 hPa Höhe zu finden und wird entsprechend Subtropenjet genannt. Dieser variiert räumlich weniger und ist entsprechend gut im Zonalmittel zu erkennen.

Eine Gliederung der Atmosphäre in zonaler Richtung ist ebenfalls möglich. Hier sind es die Land-Meer-Kontraste, welche zu deutlichen klimatischen Unterschieden führen. Über dem Meer kann viel Wasser verdunsten, weshalb hier hohe Luftfeuchtigkeit herrscht. Weiterhin speichert das Meerwasser viel Wärme, wodurch saisonale Temperaturunterschiede ausgeglichen werden. Über Land verhält es sich entgegengesetzt. Wenig Verdunstung und geringere Wärmekapazität führen hier zu Trockenheit und größerer saisonaler Variabilität. Die Luftströmungen sorgen jedoch dafür, dass die feuchte Meeresluft auf das Land getragen wird. Deshalb gibt es hier maritim oder kontinental geprägte Gebiete. Diese Strömungen werden ihrerseits durch die Oberfläche beeinflusst. Dies geschieht vor allem durch Gebirgsketten, die in Nord-Süd-Richtung verlaufen. Aber auch die Temperaturunterschiede zwischen Land und Meer regen Wellenstörungen an. Insbesondere werden stationäre planetare Wellen auf der Nordhalbkugel durch die Rocky Mountains und den Himalaya angeregt.

Planetare Wellen sind horizontale Wellen, welche durch Störungen angeregt werden. Dies können sowohl dynamische Prozesse, aber auch wie bereits erwähnt unterschiedliche Erwärmungsmuster und die Topographie sein, wobei die Topographie den stärksten Einfluss hat. Es entstehen dadurch sowohl transiente Wellen, also solche die sich in zonaler Richtung ausbreiten, als auch stationäre, stehende Wellen. Letztere haben etwa die Wellenzahl vier, solche die sich nach Osten verlagern sind kürzer, die selten auftretenden retrograden Wellen sind länger und breiten sich nach Westen aus. Als rüctreibende Kraft wirkt die sich mit der Breite ändernde Coriolisbeschleunigung. Wird ein Luftteilchen in meridionaler Richtung ausgelenkt ändert sich die wirkende Corioliskraft, so dass es entgegengesetzt beschleunigt wird. Dies wird β -Effekt genannt. Die Variabilität findet dabei auf saisonalen Zeitskalen statt, wodurch es möglich wird, planetare Wellen gut von synoptischen Störungen durch Zyklonen und Antizyklonen zu trennen, deren Zeitskalen im Bereich bis zu einer Woche liegen.

Kapitel 2

Theoretische Grundlagen

2.1 Grundgleichungen

Die physikalische Beschreibung der atmosphärischen Zirkulation erfolgt auf Grundlage der fluid- und thermodynamischen Grundgleichungen. Als Koordinatensystem kommen je nach Problemstellung meist kartesische oder sphärische Koordinaten in Frage. Erstere bieten sich nur für einfache theoretische Überlegungen an, wohingegen es bei Betrachtung der realen Atmosphäre unumgänglich ist, in das sphärische System zu wechseln. Dabei ist es auch üblich, die z-Koordinate durch den Druck oder andere Parameter zu ersetzen. Hier soll der Einfachheit wegen das kartesische Gleichungssystem vorgestellt werden:

$$\frac{Du}{Dt} = fv - f^*u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \mathcal{F}_x \quad (2.1)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -fu - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \mathcal{F}_y \quad (2.2)$$

$$\frac{Dw}{Dt} = +f^*u - g - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \mathcal{F}_z \quad (2.3)$$

$$\frac{D\rho}{Dt} = -\rho \nabla \cdot \mathbf{v} \quad (2.4)$$

$$c_p \frac{DT}{Dt} - \frac{1}{\rho} \frac{Dp}{Dt} = Q \quad (2.5)$$

Hierbei ist $D/Dt = \partial/\partial t + \mathbf{v} \cdot \nabla$ die substantielle Ableitung, bestehend aus partieller zeitlicher Ableitung und Advektionsterm. Die ersten drei Gleichungen beschreiben die Impulsbilanz mit den Reibungstermen \mathcal{F} und den Coriolisparametern $f = 2 \sin \Omega$ und $f^* = 2 \cos \Omega$ mit der Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation Ω . Die vierte Gleichung ist die Kontinuitätsgleichung und zuletzt steht der erste Hauptsatz der Thermodynamik mit Q als diabatischer Wärmequelle. Die Geschwindigkeiten u, v, w , Reibungsterme sowie Druck p , Dichte ρ , Temperatur T und Wärmequelle sind dabei ohne Vereinfachungen sowohl räumlich als auch zeitlich variabel. Praktische Verwendung finden diese Gleichungen aufgrund des hohen Rechenaufwands eher selten. In der Regel wird die Komplexität der Zusammenhänge und auch die Anzahl der unabhängigen Variablen reduziert. Daraus ergibt sich eine Hierarchie unterschiedlicher Modelle, die auf ihre jeweiligen Anforderungen zugeschnitten sind. Darüber hinaus ist sowohl in der Analyse als auch in der Modellierung die räumliche und zeitliche Auflösung begrenzt, so dass die Gleichungen für die gemittelten Größen aufgestellt werden müssen.

2.1.1 Gemittelte Gleichungen

Grundsätzlich ist es möglich, eine physikalische Größe sowohl zeitlich als auch räumlich in ihr Mittel und die Abweichung davon aufzuspalten. Daraus ergeben sich folgende Definitionen für eine beliebige Größe Ψ :

$$\text{zeitlich:} \quad \Psi(x, t) = \bar{\Psi}(x) + \Psi'(x, t) \quad \bar{\Psi}(x) = \frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} \Psi(x, t) dt \quad (2.6)$$

$$\text{räumlich:} \quad \Psi(x, t) = [\Psi](t) + \Psi^*(x, t) \quad [\Psi](t) = \frac{1}{\Delta x} \int_0^{\Delta x} \Psi(x, t) dx \quad (2.7)$$

Es folgt aus dem Mittelungsregeln, dass das Mittel über eine entsprechende Abweichung verschwindet, jedoch nicht das Mittel über das Produkt von zwei Abweichungen. Deshalb tritt ein zusätzlicher Term im Produkt zweier zu mittelnder Größen auf:

$$\overline{v\Psi} = \bar{v}\bar{\Psi} + \overline{v'\Psi'} \quad (2.8)$$

Allgemein bezeichnet man das Produkt der meridionalen Geschwindigkeit v mit einer beliebigen Größe Ψ als meridionalen Fluss dieser Größe. Das Produkt mit den anderen Geschwindigkeitskomponenten u oder w wird entsprechend zonaler bzw. vertikaler Fluss benannt. Beschrieben wird damit der Transport einer Größe mit der entsprechenden Geschwindigkeit, woraus sich ein Energietransport ergibt. Aus einer Mittelung ergeben sich wie in Gleichung 2.8 gezeigt zwei neue Größen: Zum einen der Fluss der mittleren Größe $\bar{\Psi}$ mit der mittleren Geschwindigkeit \bar{v} und zum anderen der durch die Schwankungen der Geschwindigkeit hervorgerufene turbulente Fluss $\overline{v'\Psi'}$. Dabei sind je nach Mittelung und verwendeten Daten auch bzw. nur großskalige Wirbel eingeschlossen. Die Gleichungen 2.1 bis 2.5 stellen sich unter Mittelung wie folgt dar:

$$\frac{D\bar{u}}{Dt} = f\bar{v} - f^*\bar{u} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \mathcal{F}_x - \nabla \cdot \overline{\mathbf{v}'u'} \quad (2.9)$$

$$\frac{D\bar{v}}{Dt} = -f\bar{u} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} + \mathcal{F}_y - \nabla \cdot \overline{\mathbf{v}'v'} \quad (2.10)$$

$$\frac{D\bar{w}}{Dt} = +f^*\bar{u} - g - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial z} + \mathcal{F}_z - \nabla \cdot \overline{\mathbf{v}'w'} \quad (2.11)$$

$$\frac{D\bar{\rho}}{Dt} = -\bar{\rho} \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}} \quad (2.12)$$

$$c_p \frac{D\bar{T}}{Dt} - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{D\bar{p}}{Dt} = \bar{Q} - \nabla \cdot \overline{\mathbf{v}'T'} \quad (2.13)$$

Zur Vereinfachung wurde angenommen, dass die Dichte zeitlich konstant ist. Im Falle der räumlichen Mittelung ergeben sich äquivalente Gleichungen, welche hier jedoch nicht weiter betrachtet werden. Die zusätzlichen Divergenzterme stehen für die räumlichen Ableitungen von je drei Flüssen, welche aus dem Advektionsterm der substantiellen Ableitung resultieren. Ausgeschrieben lauten sie

$$\nabla \cdot \overline{\mathbf{v}'\Psi'} = \frac{\partial \overline{u'\Psi'}}{\partial x} + \frac{\partial \overline{v'\Psi'}}{\partial y} + \frac{\partial \overline{w'\Psi'}}{\partial z} \quad (2.14)$$

Für die Geschwindigkeitskomponenten wird so die Ableitung des turbulenten Impulsflusses, im Falle der Temperatur des turbulenten Wärmeflusses beschrieben. Sie wirken in den Gleichungen wie zusätzliche Reibungsterme, wobei sie je nach Größe des Mittelungsintervalls und anderen Bedingungen auch beschleunigend wirken können. In der Modellierung müssen sie parametrisiert werden. Darin besteht das sogenannte Schließungsproblem der Turbulenzmodellierung. In der Diagnostik sind diese Terme von Interesse, da sie den Transport von Energie durch Turbulenzen und großskalige Wellen und Wirbel beschreiben. Diese Transporte gleichen dabei zum Teil den einstrahlungsbedingten Energiegradienten zwischen dem Äquator und den Polen aus.

2.1.2 Skalen atmosphärischer Bewegung und Filterung

Die Bewegung in der Atmosphäre kann zunächst in zwei Bereiche unterteilt werden, den mikroskaligen und den makroskaligen Anteil. Begründet werden kann dies durch das Energiespektrum der atmosphärischen Bewegungsvorgänge, zu sehen in Abbildung 2.1. Dieses teilt sich in diese zwei Bereiche auf mit Schwankungsperioden von Minuten bis unter Sekunden bzw. Stunden bis über Tage hinweg. Diese Arbeit bezieht sich dabei ausschließlich auf den makroskaligen Bereich. Durch die Verwendung tagesgemittelter Daten ist der Bereich der Mikroturbulenz nicht erfasst.

Der makroskalige Teil lässt sich dabei wiederum in verschiedene Skalen unterteilen. Zum einen ist dies die synoptische Skale mit Zeiträumen von zwei bis sechs Tagen und räumlichen Ausdehnungen im Bereich von 1000 km, zum anderen in die planetare Skale mit Zeit- und Raumausdehnung von zehn bis 90 Tagen bzw. 10000 km. Erstere beschreibt dabei die vor allem durch Zyklonen und Antizyklonen hervorgerufenen atmosphärischen Änderungen, also den Bereich des Wetters, während die planetare Skale die Auswirkungen von planetaren Wellen wiedergibt, also den Übergang zum Bereich des Klimas charakterisiert.

Durch spektrale Filterung lassen sich diese beiden Bereiche trennen. Eingesetzt wird dazu

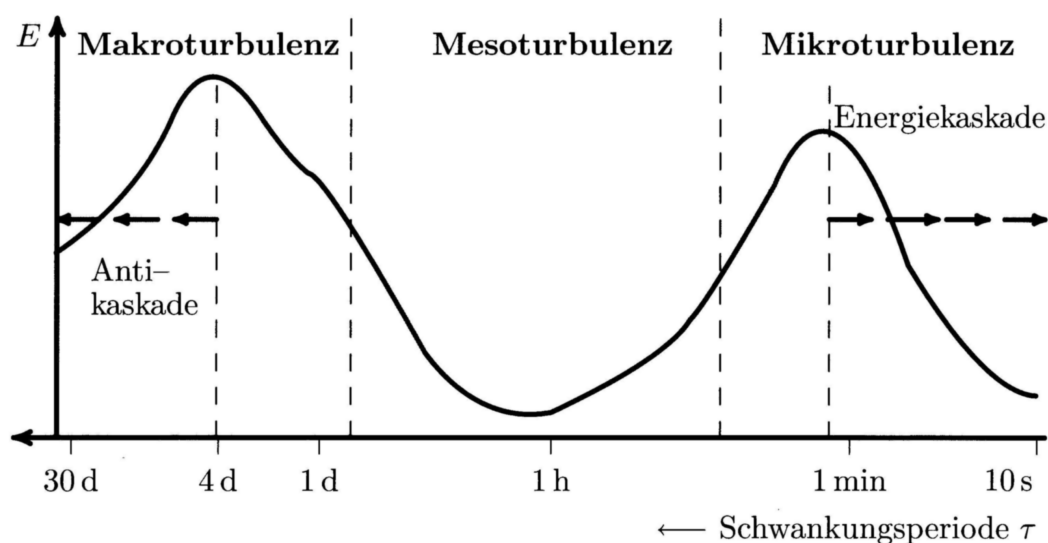


Abbildung 2.1: Das Spektrum kinetischer Energie atmosphärischer Bewegungsvorgänge. Der Energietransfer findet bei der Mikroturbulenz in einer Energiekaskade hin zu kleineren Wellenlängen statt bis zur Dissipation, während bei der Makroturbulenz die Wellenlängen in einer Antikaskade anwachsen. (Aus Etling 2002, S. 280)

ein Blackmon-Filter (Blackmon 1976). Der Vorteil ist, dass hier nur ausreichend Zeitschritte vor und nach dem betrachteten Zeitraum vorhanden sein müssen. Es sind keine sonstigen Rechenschritte wie Fouriertransformation oder Zerlegung in sphärisch harmonische Funktionen nötig. Die Gleichung zur Filterung lautet

$$\Psi_g(x, y, z, t_i) = a_0 \Psi(x, y, z, t_i) + \sum_{j=1}^{j < n} a_j [\Psi(x, y, z, t_{i+j}) + \Psi(x, y, z, t_{i-j})] \quad , \quad (2.15)$$

wobei Ψ_g die gefilterte Größe ist und a_j die entsprechenden n Filtergewichte, welche je nach zeitlicher Auflösung der Daten Blackmon (1976) oder Blackmon und Lau (1980) entnommen werden können.

2.1.3 Eliassen-Palm-Fluss

Das Konzept des Eliassen-Palm-Flusses (EP-Fluss) wurde durch Eliassen und Palm (1961) entwickelt. Es beschreibt den Einfluss von atmosphärischen Störungen auf den Grundstrom. Diese Störungen sind dabei verbunden mit planetaren Wellen und baroklinen Wirbeln. Die Theorie der hier verwendeten lokalen EP-Flüsse ist vorrangig Trenberth (1986) entnommen, wobei Schmitz u. a. (1987) und Dethloff u. a. (1987) äquivalente Formulierungen enthalten.

Für die Herleitung werden die gemittelten Gleichungen in quasigeostrophischer Näherung genutzt. Es gilt also die Annahme, dass die Strömung im wesentlichen durch das Gleichgewicht aus Corioliskraft und Druckgradientenkraft bestimmt ist. Diese Annahme ist für die freie Atmosphäre erfüllt. Es reicht somit aus die geostrophische Geschwindigkeit \mathbf{v}_g mit folgender Definition zu betrachten:

$$\mathbf{v} \approx \mathbf{v}_g = \frac{1}{\rho f} \mathbf{k} \times \nabla_h p \quad (2.16)$$

Hierbei ist ∇_h die horizontale Komponente des Nablaoperators. Auch die hydrostatische Näherung wird verwendet, welche horizontale Dichteunterschiede vernachlässigt und durch die hydrostatische Gleichung

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho(z) \quad (2.17)$$

gegeben ist. Neu eingeführt wird eine logarithmische Druckkoordinate für die Höhe $z = \ln(p_0/p)$. Es ergibt sich aus den Gleichungen 2.9 bis 2.13 das folgende Gleichungssystem:

$$D_2 \bar{u} - f \bar{v} + \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial x} = -\frac{\partial \bar{u}'^2}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}' v'}{\partial y} + \mathcal{F}_x \quad (2.18)$$

$$D_2 \bar{v} + f \bar{u} + \frac{\partial \bar{\Phi}}{\partial y} = -\frac{\partial \bar{u}' v'}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}'^2}{\partial y} + \mathcal{F}_y \quad (2.19)$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho} \bar{w}}{\partial z} = 0 \quad (2.20)$$

$$D_2 \bar{\Phi}_z + \bar{w} S = \kappa \bar{Q} - \frac{\partial \bar{u}' \Phi'_z}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}' \Phi'_z}{\partial y} \quad (2.21)$$

Hierin ist $D_2 = \bar{u} \partial / \partial x + \bar{v} \partial / \partial y$, Φ das Geopotential, $\Phi_z = RT$, $S = \partial \bar{\Phi}_z / \partial z + \tilde{\kappa} \bar{\Phi}_z = RT / \theta \partial \theta / \partial z$ die statische Stabilität und $\tilde{\kappa} = R / c_p = 1 - \kappa^{-1}$ mit dem Isentropenkoeffizienten κ . Weiterführend wird die kinetische Energie der Abweichungen $\bar{K} = (\bar{u}'^2 + \bar{v}'^2) / 2$ eingeführt

und es werden die Terme

$$u_R = \bar{u} + \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial y} (\bar{\Phi} + \bar{K}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \frac{\overline{u' \Phi'_z}}{S} \right) \quad (2.22)$$

$$v_R = \bar{v} - \frac{1}{f} \frac{\partial}{\partial x} (\bar{\Phi} + \bar{K}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \frac{\overline{v' \Phi'_z}}{S} \right) \quad (2.23)$$

$$w_R = \bar{w} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho \frac{\overline{u' \Phi'_z}}{S} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho \frac{\overline{v' \Phi'_z}}{S} \right) \quad (2.24)$$

$$\text{mit } \nabla = \left[\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \rho \right] \quad (2.25)$$

substituiert. Diese ergeben die Residualzirkulation. Diese erfüllt als Bedingung die Kontinuitätsgleichung und enthält die ageostrophischen Terme sowie einen Rotationsanteil einer verallgemeinerten geostrophischen Beziehung, welche zum Druckgradienten aus der kinetischen Energie der Wirbel beiträgt. Nun ergeben sich die transformierten Gleichungen

$$D_2 \bar{u} - f v_R = \nabla \cdot \bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{u}} + \mathcal{F}_x \quad (2.26)$$

$$D_2 \bar{v} + f u_R = \nabla \cdot \bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{v}} + \mathcal{F}_y \quad (2.27)$$

$$D_2 \bar{\Phi}_z + w_R S = \kappa \bar{Q} \quad (2.28)$$

In den Gleichungen verbleibt als Antriebsterm die Divergenz zweier Vektoren, welche sich wie folgt darstellen:

$$\bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{u}} = \left[\frac{1}{2} (\overline{u'^2} - \overline{v'^2}), -\overline{u'v'}, f \frac{\overline{v' \Phi'_z}}{S} \right] \quad (2.29)$$

$$\bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{v}} = \left[-\overline{u'v'}, -\frac{1}{2} (\overline{u'^2} - \overline{v'^2}), -f \frac{\overline{v' \Phi'_z}}{S} \right] \quad (2.30)$$

Dies sind die Vektoren des EP-Flusses. Zu beachten ist, dass es sich aufgrund der nicht gleichen physikalischen Einheiten in den Komponenten nur um einen Quasivektor handelt. Dies lässt sich beheben, indem die Skalenhöhe $H = RT/g$ eingeführt wird, mit welcher z multipliziert wird. In den späteren Berechnungen wurde dies umgesetzt. Die Komponenten beschreiben die durch atmosphärische Wellen hervorgerufenen Wärme- und Impulsflüsse. Die Divergenz des EP-Flusses ergibt, wie bereits angedeutet, den Antrieb des Grundstromes aus diesen Wellen. Von besonderem Interesse ist der Antrieb des Zonalwindes. Die Richtung des Vektors $\bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{u}}$ entspricht dabei der der Gruppengeschwindigkeit der Wellen. $\bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{u}}$ kann weiter aufgespalten werden. Die horizontalen Komponenten ergeben den sogenannten barotropen oder horizontalen EP-Fluss. Die meridionale und vertikale Komponente zusammen bilden den baroklinen oder vertikalen EP-Fluss.

Unter sphärischer Geometrie ergeben sich Gleichungen mit zusätzlichen Faktoren. Diese sollen hier nur kurz vorgestellt werden, die detaillierte Herleitung kann Trenberth (1986) entnommen werden. Die Transformation von kartesischen zu sphärischen Koordinaten sieht wie folgt aus:

$$dx = r_E \cos \phi d\lambda \quad (2.31)$$

$$dy = r_E d\phi \quad (2.32)$$

Die Koordinaten λ und ϕ sind dabei die Längen- und Breitengrade, r_E ist der Erdradius. Das Gleichungssystem 2.26 bis 2.28 ergibt sich somit zu

$$D_3 \bar{u} - \frac{\bar{u} \bar{v} \tan \phi}{a} - f v_R - \frac{\partial \gamma}{\partial y} = \frac{1}{\cos \phi} \nabla \cdot \bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{u}} + \mathcal{F}_x \quad (2.33)$$

$$D_3 \bar{v} + \frac{\bar{u}^2 \tan \phi}{a} + f u_R + \frac{\partial \gamma}{\partial x} = \frac{1}{\cos \phi} \nabla \cdot \bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{v}} + \mathcal{F}_y \quad (2.34)$$

$$D \bar{\Phi}_z + w_R S = \kappa \bar{Q} - \left(\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} + \kappa \right) \overline{w' \Phi'_z} \quad (2.35)$$

mit γ , welches einen Divergenzterm des geostrophischen Winds aus der variablen Corioliskraft zusammenfasst und $D_3 = \bar{u} \partial / \partial x + \bar{v} \partial / \partial y + \bar{w} \partial / \partial z$. Die Residualterme u_R, v_R, w_R stimmen in ihrer Bedeutung, aber nicht in ihrer mathematischen Formulierung mit den zuvor genannten überein. Die EP-Fluss-Vektoren ergeben sich zu

$$\bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{u}} = \left[\frac{1}{2} (\overline{u'^2} - \overline{v'^2}), -\overline{u'v'}, f \frac{\overline{v' \Phi'_z}}{S} - \overline{u'w'} \right] \cos \phi \quad (2.36)$$

$$\bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{v}} = \left[-\overline{u'v'}, -\frac{1}{2} (\overline{u'^2} - \overline{v'^2}), -f \frac{\overline{v' \Phi'_z}}{S} - \overline{u'w'} \right] \cos \phi \quad (2.37)$$

$$\text{mit } \nabla = \left[\frac{\partial}{\partial x}, \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial y} \cos \phi, \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \rho \right] \quad (2.38)$$

Die Terme mit w' sind betragsmäßig klein und können vernachlässigt werden. Die Divergenz des $\bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{u}}$ -Vektors stellt sich wie folgt dar:

$$\nabla \cdot \bar{\mathbf{E}}_{\mathbf{u}} = -\frac{1}{r_E \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} (\overline{u'v'} \cos^2 \phi) + \frac{1}{2r_E} \frac{\partial}{\partial \lambda} (\overline{v'^2} - \overline{u'^2}) - f \cos \phi \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \frac{\overline{v' \Phi'_z}}{S} \right) \quad (2.39)$$

Die Komponenten dieser Gleichung werden untersucht, wenn von der Divergenz des EP-Flusses die Rede ist. Dabei wird wieder in zwei Anteile unterschieden: Zum einen ist dies der der barotrope oder auch horizontale Anteil in Form der Summe der beiden Terme mit den horizontalen Ableitungen, zum anderen handelt es sich um den baroklinen oder auch vertikalen Anteil in Form der Summe der beiden Terme mit meridionaler und vertikaler Ableitung. Letzterer wird üblicherweise zusätzlich zonal gemittelt.

2.2 Statistische Grundlagen

Die Nichtlinearität des Klimas und die daraus entstehende hohe Variabilität lässt sich nicht erfassen, ohne statistische Methoden zu verwenden. Zum einen dient sie als rein analytisches Werkzeug, zum anderen auch, um gemachte Hypothesen zu prüfen. Oftmals ist die Frage, ob eine gefundene Regelmäßigkeit physikalisch relevant ist oder doch nur dem Zufall entspringt. Mit Hilfe der Statistik können hier zumindest Wahrscheinlichkeiten angegeben werden, mit denen eine Relevanz gegeben ist oder nicht.

2.2.1 Korrelation

Die Korrelation dient dazu, lineare Zusammenhänge zwischen zwei Datensätzen zu finden. Die Frage lautet, ob sich eine Größe ähnlich verhält wie eine andere. Dabei wird jedoch ausdrücklich keine Aussage getroffen, worin Ursache und Wirkung liegen. Letztlich ist sogar

denkbar, das weitere Größen den entscheidenden Einfluss auf die betrachteten haben. Der Korrelationskoeffizient r berechnet sich wie folgt:

$$r = \frac{\text{Cov}(\mathcal{A}, \mathcal{B})}{\sqrt{\text{Var}(\mathcal{A})}\sqrt{\text{Var}(\mathcal{B})}} = \frac{\overline{a'b'}}{\sqrt{\overline{a'^2} \overline{b'^2}}} \quad (2.40)$$

Dabei sind Cov und Var der Kovarianz- und Varianzoperator und \mathcal{A} und \mathcal{B} zwei Mengen beliebiger Größen mit den Elementen a und b . Es ergibt sich ein Wert auf dem Intervall $[-1, 1]$, wobei hohe Beträge für einen engen linearen Zusammenhang sprechen. Positive Werte bedeuten Änderungen mit jeweils gleichem Vorzeichen, negative Werte, dass sich die Größen in entgegengesetzter Richtung bewegen. Die Mengen \mathcal{A} und \mathcal{B} können auch gleich sein, wobei die Elemente um ein oder mehrere Schritte verschoben sind. In diesem Fall spricht man von Autokorrelation, womit beispielsweise herausgefunden werden kann, ob innerhalb der Menge periodische Zusammenhänge existieren.

2.2.2 Signifikanz

In Datensätzen gefundene Regelmäßigkeiten oder Zusammenhänge können immer auch zufälligen Ursprungs sein. Signifikanztests dienen dazu, zu bestimmen, mit welcher Wahrscheinlichkeit eine Hypothese tatsächlich zutrifft. Abhängig von zu setzenden Grenzwerten kann diese dann abgelehnt oder angenommen werden. Weit verbreitet ist der t-Test. Dieser findet in dieser Arbeit zweierlei Verwendung. Zum einen, um die Signifikanz von Differenzen, zum anderen von Korrelationen zu bestimmen.

Die Überprüfung von Differenzen geht dabei auf das Fisher-Behrens-Problem zurück (Details in Schönwiese (2006)). Die Nullhypothese ist dabei die Gleichheit zweier Mittelwerte. Es wird eine Prüfgröße \hat{t} mit

$$\hat{t} = \frac{\overline{\Psi}_1 - \overline{\Psi}_2}{\sqrt{Q_1 + Q_2}} \quad (2.41)$$

bestimmt, welche mit der Student-t-Verteilung verglichen wird. Die $\overline{\Psi}_i$ sind die Mittelwerte der untersuchten Größen und $Q_i = s_i^2/\tilde{n}_i$ mit s_i als Standardabweichung und \tilde{n}_i der effektiven Anzahl an Stichproben. Die Stichprobenzahl reduziert sich, da die Stichprobenelemente nicht unabhängig voneinander sein müssen. Sie berechnet sich näherungsweise durch

$$\tilde{n} = n \frac{1 - |r_a|}{1 + |r_a|} \quad (2.42)$$

mit der Anzahl der Stichproben n und Autokorrelationskoeffizienten r_a bei Verschiebung um eine Position. Um den so berechneten Vergleichswert mit der Student-t-Verteilung vergleichen zu können, wird noch die Anzahl an Freiheitsgraden f benötigt. Diese entspricht nicht der (effektiven) Anzahl von Stichproben, schon allein weil die Anzahl der Werte für die beiden Mittelwerte nicht ausdrücklich gleich sein muss. Vielmehr kann die Zahl der Freiheitsgrade über

$$f = \frac{(Q_1 + Q_2)^2}{\frac{Q_1^2}{\tilde{n}_1 - 1} + \frac{Q_2^2}{\tilde{n}_2 - 1}} \quad (2.43)$$

berechnet werden. Mit dieser Abschätzung kann nun einer Tabelle (z.B. Schönwiese (2006)) der Wert $t_{\alpha, f}$ entnommen werden. Dabei stellt α die Wahrscheinlichkeit eines Irrtums dar, wobei

beachtet werden muss, dass es sich um einen zweiseitigen Test handelt. Die Nullhypothese wird abgelehnt, wenn $|\hat{t}| > t_{\alpha,f}$ gilt, entsprechend sind dann die Differenzen signifikant. In dieser Arbeit wird die Irrtumswahrscheinlichkeit zu 5% festgelegt, was einem Signifikanzniveau von 95% entspricht.

Die Signifikanz von Korrelationen wird ähnlich nach Schönwiese (2006) bestimmt. Die Nullhypothese lautet hier, dass keine signifikante Korrelation vorliegt. Die Prüfgröße \hat{t} wird mit

$$\hat{t} = r \sqrt{\frac{\tilde{f}}{1-r^2}} \quad (2.44)$$

bestimmt. Hier ist r der zu prüfende Korrelationskoeffizient, \tilde{f} die reduzierte Anzahl an Freiheitsgraden, wobei die Freiheitsgrade sich zu $f = n - 2$ mit der Stichprobenzahl n ergeben. Die Reduktion der Freiheitsgrade beruht auch hier auf der möglichen Abhängigkeit der korrelierten Stichproben in sich selbst und ist mit

$$\tilde{f} = f \frac{1 - |r_{a,1}r_{a,2}|}{1 + |r_{a,1}r_{a,2}|} \quad (2.45)$$

gegeben. Die r_a sind wieder die Autokorrelationskoeffizienten mit Verschiebung um eine Position. Der zweite Index unterscheidet zwischen den beiden korrelierten Stichproben. Es wird wie zuvor mit der Student-t-Verteilung verglichen, wobei die Nullhypothese abgelehnt wird, wenn $|\hat{t}| > t_{\alpha,f}$. Auch wird hier die Irrtumswahrscheinlichkeit bei $\alpha = 5\%$ festgelegt, so dass die Korrelation mit einem Signifikanzniveau von 95% als wesentlich gilt. Auch hier handelt es sich wieder um einen zweiseitigen Test.

Es ist wichtig, sich vor Augen zu halten, dass immer eine Restwahrscheinlichkeit bleibt, dass der gefundene Zusammenhang doch zufälligen Ursprungs ist. Hier ist dies mit 5% vorgegeben. Dies führt dazu, dass insbesondere kleine zunächst signifikante Bereiche durchaus in Frage zu stellen sind. Genauso ist es grundsätzlich denkbar, dass ein als nicht signifikant gekennzeichnetes Maximum einer Differenz oder Korrelation doch einen physikalischen Hintergrund hat.

2.3 Niederfrequente Variabilität

Die niederfrequente Variabilität beschreibt den Anteil der atmosphärischen Zirkulation, der über das Verhalten einzelner Zyklonen und Antizyklonen hinaus geht. Demnach sind Skalen oberhalb der synoptischen Skala relevant, also Prozesse, welche auf Skalen über zehn Tagen wirken. Darin eingeschlossen sind auch mehrjährige Zirkulationsmuster. Entsprechend spielt in diesem Bereich die Dynamik der planetaren Wellen eine große Rolle, aber auch die Kopplung an die Meeresoberfläche und das Eis, welche die Atmosphäre auf langen Zeitskalen beeinflussen.

2.3.1 Telekonnektionsmuster

In der Atmosphäre gibt es großskalige Anomalien, welche quasistationär auftreten. Die großen Druckgebiete der Nordhemisphäre wie Aleuten- und Islandtief oder auch Azorenhoch gehören in diese Kategorie. Solche Anomalien wechselwirken dabei trotz der räumlichen Trennung

miteinander. Dies wird unter dem Begriff Telekonnektion zusammengefasst. Die Mechanismen sind dabei nicht abschließend geklärt. Als wahrscheinlich gilt zumindest teilweise ein Zusammenhang mit der Ausbreitung planetarer Wellen. Aus der Telekonnektion weit entfernter Punkte bilden sich Muster, die an stehende Wellen erinnern, wobei meist polare und tropische Breiten gekoppelt werden.

Die einfachste Methode Telekonnektionsmuster zu finden ist die Ein-Punkt-Korrelationsanalyse. Es wird auf einem Gitter eine zeitabhängige Variable an einem beliebigen Gitterpunkt mit der Zeitreihe dieser Variable an allen anderen Punkten korreliert. Dabei werden sich in direkter Umgebung, etwa auf synoptischer Skala, hohe Korrelationskoeffizienten ergeben, welche mit steigender Entfernung absinken. Im Falle einer Telekonnektion werden in größerer Entfernung wieder betragsmäßig große sowohl positive als auch negative Korrelationen auftreten. So lassen sich schnell und eindeutig die Muster finden, jedoch werden keine Informationen zum zeitlichen Verhalten gewonnen.

Weiter fortgeschritten ist die Methode der Hauptkomponenten-Analyse. Mathematisch führt man hierzu eine Hauptachsentransformation durch. Für das Feld der zunächst beliebigen Variablen Ψ_i , wobei jeder Index i einen der N Gitterpunkte repräsentiert, wird der zeitliche Mittelwert $\bar{\Psi}_i$ und die Abweichung davon Ψ'_i bestimmt. Mit jedem Zeitschritt schwingt Ψ'_i um den Mittelwert im Ausgangspunkt eines N -dimensionalen Raums. Ziel ist es, bevorzugte Richtungen in diesem Raum zu finden. Es werden also die Eigenwerte λ_j und Eigenvektoren \mathbf{e}_j der Kovarianzmatrix $C_{ij} = \overline{\Psi'_i \Psi'_j}$ mit Hilfe der Gleichung

$$C\mathbf{e}_j = \lambda_j\mathbf{e}_j \quad (2.46)$$

bestimmt. Die Eigenvektoren, welche auch empirische orthogonale Funktion (EOF) genannt werden, beschreiben jeweils eine orthogonale Achse im transformierten Koordinatensystem. Die Eigenwerte sind proportional zur Variabilität des Gesamtsystems, wodurch sich die EOFs nach dieser sortieren lassen. Die ersten sind dabei üblicherweise physikalisch und klimatologisch relevant und geben die wichtigsten Telekonnektionsmuster wieder. Aus methodischen Gründen sind diese dabei nicht korreliert. Mit der Hauptkomponenten-Analyse ist es auch möglich, eine Zeitreihe für die Telekonnektionsmuster zu erhalten,

$$p_j(t) = \sum_{i=1}^N \Psi'_i(t)e_{ij} \quad (2.47)$$

Die Hauptkomponenten (PC) $p_j(t)$ beschreiben die Projektion der Daten auf die j -te EOF und enthalten die zeitliche Information, also wie stark eine EOF zu einem Zeitpunkt die globale Druckverteilung prägt. Aus dieser Information kann dann ein Index gebildet werden, der die Phase und Stärke eines Telekonnektionsmusters wiedergibt. Die Rückprojektion erfolgt mit der Gleichung

$$\Psi'_i(t) = \sum_{j=1}^N p_j(t)e_{ij} \quad (2.48)$$

So ist eine kompakte Darstellung der Daten möglich und gleichzeitig auch eine Reduktion auf die wesentlichen Moden der Variabilität, indem nur ein Teil der EOFs bzw. PCs verwendet wird. Häufig werden EOFs noch rotiert, meist mit dem Zweck, die räumliche Varianz

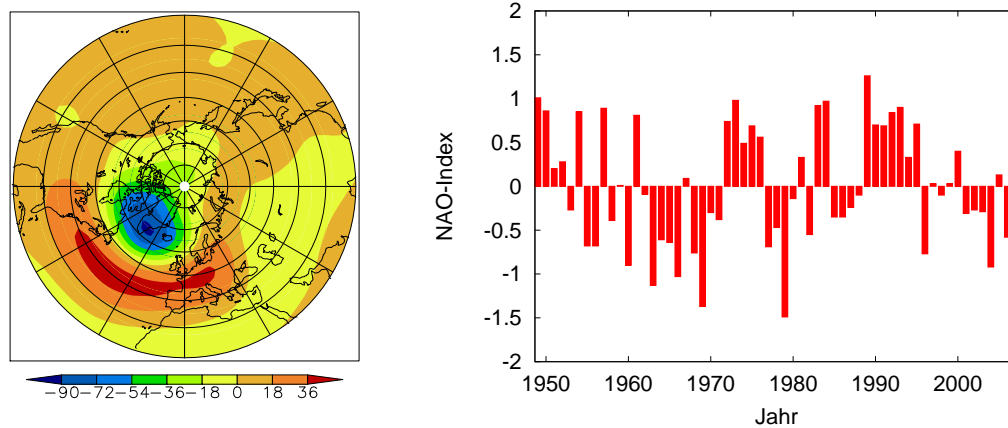


Abbildung 2.2: Links die 1. rotierte EOF des 500 mb Feldes der Geopotentiellen Höhe aus NCEP-Daten (1948-2007) (Handorf und Dethloff 2009), welche das Druckmuster einer positiven NAO-Phase repräsentiert. Rechts die Zeitreihe 1949-2007 der zugehörigen Hauptkomponente gemittelt über den Winter (DJF), woraus sich der NAO-Index ergibt.

zu minimieren, so dass sich die Telekonnektionsmuster besser herausbilden. Einen Überblick über Vor- und Nachteile, sowie die verschiedenen Verfahren bietet Richman (1986). Im folgenden werden die wichtigsten Telekonnektionsmuster, die in dieser Arbeit aufgegriffen werden, vorgestellt.

Nordatlantische Oszillation

Die Nordatlantische Oszillation (NAO) ist das für Europa wichtigste Telekonnektionsmuster, welches vor allem im Winter eine große Bedeutung hat. Sie ist im wesentlichen durch die Stärke des Islandtiefs und des Azorenhochs bestimmt. Die entsprechende Karte einer winterlich positiven Phase ist in Abbildung 2.2 dargestellt. Eine positive Phase bedeutet dabei eine verstärkte Westdrift, sowie einen starken atlantischen Jet. Europa bekommt dadurch vor allem feucht-warme Luft vom Atlantik. Auch eine verstärkte Zahl von Sturmtiefs geht damit einher. Weiterhin wird durch das starke Islandtief vermehrt arktische Kaltluft über Grönland transportiert. Die negative Phase führt zu entgegengesetzten Verhältnissen. Die westliche Anströmung auf Europa ist geschwächt, genauso wie der Jet, welcher sich nach Süden verlagert. Damit einher geht, dass die Strömung stärker über Europa mäandriert, planetare Wellen also an Bedeutung gewinnen. Kalte kontinentale Luft aus dem Nordosten kann nach Mitteleuropa vordringen, wohingegen der Süden mehr von der maritimen Luft des Atlantiks beeinflusst wird. Die Zeitreihe dieser Phasen ist in Abbildung 2.2 zu sehen. Die NAO zeigt dabei im Wintermittel eine geringe interannuale Variabilität, ist aber im Gegenzug durch lange positive oder negative Phasen auf dekadischen Skalen geprägt. Besonders auffällig sind dabei die positive Phase beginnend Ende der 80er bis Mitte der 90er und die negative Phase von Anfang bis Ende der 60er.

Pazifisch-Nordamerikanisches Muster

Das Pazifisch-Nordamerikanische Telekonnektionsmuster (PNA) beschreibt einen Wellenzug aus positiven und negativen Druckanomalien von Hawaii über Kanada bis in den Süden der USA. Diese sind in einer positiven Phase verstärkt, wie anhand der Karte in Abbildung 2.3 gezeigt. Erzeugt wird dieser Wellenzug durch die diabatische Wärmequelle im Pazifik.

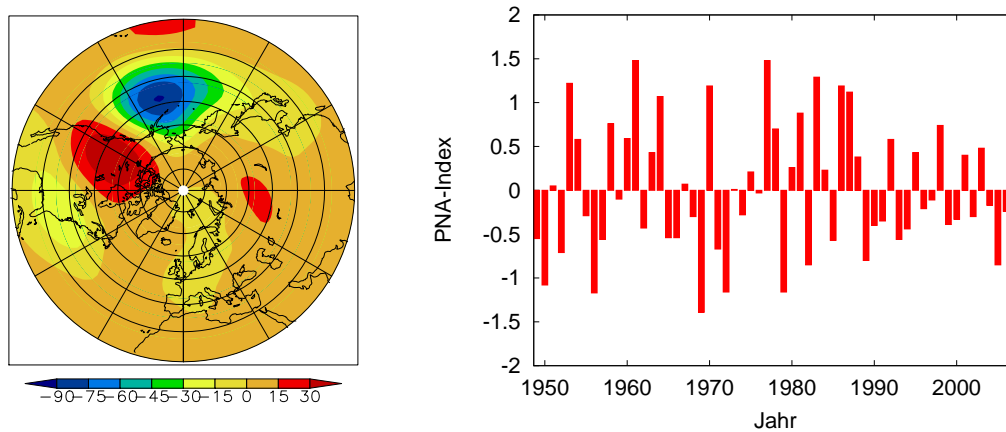


Abbildung 2.3: Links die 2. rotierte EOF des 500 mb Feldes der Geopotentiellen Höhe aus NCEP-Daten (1948-2007) (Handorf und Dethloff 2009), welche das Druckmuster einer positiven PNA-Phase repräsentiert. Rechts die Zeitreihe 1949-2007 der zugehörigen Hauptkomponente gemittelt über den Winter (DJF), woraus sich der PNA-Index ergibt.

Damit ergibt sich auch eine Verbindung Meeresoberflächentemperatur und damit zu einem weiteren Telekonnektionsmuster, der ENSO, welche später beschrieben wird. Die positive Phase ist verbunden mit einem verstärkten ostasiatischen Jet, der bis nach Nordamerika reicht. Dies bewirkt, dass sich über den Rocky Mountains eine Hochdruckanomalie herausbildet, der dortige Rücken also verstärkt wird. Über dem Pazifik ergibt sich eine zonale Strömung, die dem äußersten Westen stark maritimes Klima bringt. Der amerikanische Kontinent ist durch meridionalen Wind aus Norden geprägt, was zu niedrigen Temperaturen bis in den Süden der USA führt. In einer negativen Phase ist der Jet hingegen über dem Pazifik geblockt und spaltet sich auf. Die starke zonale Strömung über dem Pazifik wird dadurch verhindert. Über den Rocky Mountains bildet sich kein Rücken heraus, was letztendlich die meridionale Strömung über Nordamerika verhindert und dem inneren Kontinent wärmeres und feuchteres Wetter mit einer westlichen Strömung bringt. Abbildung 2.3 zeigt den zeitlichen Verlauf der PNA. Im Vergleich zur NAO gibt es hier weniger ausgeprägte über mehrere Jahre hinweg konstant positive oder negative Phasen. Die Variabilität findet also verstärkt auf interannualen Skalen statt.

ENSO

Die ENSO (El Niño Südliche Oszillation) beschreibt phasenweise veränderte Zustände Walker-Zirkulation und Meeresoberflächentemperatur im südlichen und äquatorialen Pazifik. Die Walker-Zirkulation ist eine Windzelle in zonaler Richtung am Äquator. Sie wird angetrieben durch Konvektion vor den Ostküsten der Kontinente. Diese wird durch warmes Wasser begünstigt, welches durch die Passatwinde dort hingetragen wird. An den Westküsten der Kontinente steigt dabei kaltes Tiefenwasser auf und die Luft aus der Walker-Zirkulation sinkt ab. Dies beschreibt auch die normale Phase der ENSO. Südostasien ist hierbei durch starke Niederschläge geprägt, während in Südamerika westlich der Anden Trockenheit herrscht. In einem so genannten El-Niño-Jahr bleibt der Transport des warmen Oberflächenwassers nach Westen aus. Somit kommt es vor der Westküste Südamerikas auch nicht zum Aufsteigen des kalten Tiefenwassers und die Walkerzirkulation ist insgesamt stark geschwächt. Damit verbunden ist eine Veränderung der Niederschlagsmuster. Während diese in Indonesien ausbleiben, kommt

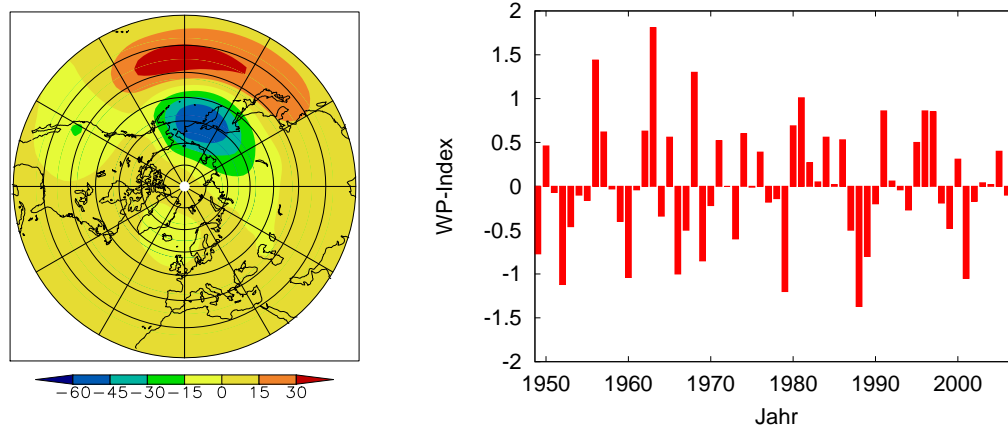


Abbildung 2.4: Links die 7. rotierte EOF des 500 mb Feldes der Geopotentiellen Höhe aus NCEP-Daten (1948-2007) (Handorf und Dethloff 2009), welche das Druckmuster einer positiven WP-Phase repräsentiert. Rechts die Zeitreihe 1949-2007 der invertierten zugehörigen Hauptkomponente gemittelt über den Winter (DJF), woraus sich der WP-Index ergibt.

es in Peru zu Überschwemmungen. Weiterhin gibt es auch Auswirkungen auf weiter entfernte Phänomene wie Monsun und tropische Wirbelstürme oder andere Telekonnectionsmuster, wie zum Beispiel das bereits zuvor erwähnte PNA-Muster. Eine weitere Phase der ENSO ist La Niña. Diese ist gekennzeichnet durch verstärkte Passatwinde und einer dementsprechend verstärkten Walkerzirkulation. Somit kann auch mehr Tiefenwasser an der Westküste Südamerikas aufsteigen und die Niederschläge in Indonesien treten intensiver auf.

Westpazifisches Muster

Das Westpazifische Telekonnectionsmuster (WP) wird durch einen Nord-Süd-Dipol im Luftdruck über dem Nordpazifik charakterisiert. Abbildung 2.4 zeigt die winterliche positive Phase, welche eine negative Druckanomalie über Kamtschatka und eine positive vom Südosten Asiens bis weit in den Pazifik hinein zeigt. Auswirkungen zeigen sich auch im Anfangsbereich des ostasiatischen Jets, welcher in seiner Stärke entsprechend der Phase der WP ausgebildet ist. Die Temperaturen sind während einer positiven Phase im subtropischen Westpazifik geringer und im Ostsibirien höher, während der Niederschlag in den hohen Breiten des Westpazifiks höher ausfällt und im zentralen Nordpazifik verringert wird. In einer negativen Phase ist die zonale Strömung geschwächt und die Verhältnisse kehren sich um. Die Zeitreihe ist, wie in Abbildung 2.4 gezeigt, geprägt durch Phasen relativ kleiner Indexwerte, welche durch starke Ausreißer unterbrochen werden. Insbesondere in der ersten Hälfte des betrachteten Zeitraums gibt es nur wenige Jahre mit aufeinanderfolgenden gleichen Vorzeichen im Index.

2.3.2 Regimeanalyse

Das Auftreten von Telekonnectionsmustern, welche einen Großteil der Variabilität der Zirkulation erklären, lässt vermuten, dass es auch bevorzugte Zustände gibt. Diese Zustände werden durch sogenannte Zirkulationsregime charakterisiert. Das zunächst als kontinuierlich anzunehmende Spektrum an Zirkulationsmustern und -zuständen wird dadurch beschränkt. Regime würden dann die niederfrequente Variabilität zu großen Teilen erklären. Die These, dass die Atmosphäre durch ein solches regimeartiges Verhalten geprägt ist, wird durch verschiedene Untersuchungen gestützt (unter anderem Sempff u. a. (2007)).

In dieser Arbeit sollen solche Zirkulationsregime untersucht werden. Dazu werden die Daten von Handorf und Dethloff (2009) genutzt, welche nach dem Ansatz von Crommelin (2004) berechnet wurden, welcher im folgenden vorgestellt wird. Als Ausgangsbasis wird eine EOF-Analyse genutzt. Dies ermöglicht, wie in Abschnitt 2.3.1 bereits beschrieben, den vollständigen Phasenraum in die Komponenten zu zerlegen, welche den größten Anteil an der Variabilität haben. Mit den PCs der ersten drei EOFs, welche bereits je nach Datensatz mindestens 40% der Variabilität beinhalten, wird eine Abbildung der Zirkulation in einen dreidimensionalen kartesischen Phasenraum mit den Koordinaten (p_1, p_2, p_3) durchgeführt. Es folgt eine Transformation in Kugelkoordinaten (r_p, θ_p, ϕ_p) mit

$$p_1 = r_p \cos \theta_p \sin \phi_p \quad (2.49)$$

$$p_2 = r_p \sin \theta_p \sin \phi_p \quad (2.50)$$

$$p_3 = r_p \cos \phi_p \quad . \quad (2.51)$$

Dieser transformierte Phasenraum wird dann auf die Oberfläche einer Einheitskugel ($r_p = 1$) projiziert. Dies führt dazu, dass die Amplituden der PCs nicht mehr enthalten sind und auch nicht mehr rekonstruiert werden können. Gegenüber dem rein zweidimensionalen Ansatz, bei welchem die Amplituden erhalten blieben, stehen so mehr Informationen über die Struktur der Zirkulation zur Verfügung.

Im nächsten Schritt wird die Wahrscheinlichkeitsdichte in diesem reduzierten Phasenraum bestimmt. Diese wird mit Hilfe von Epanechnikov-Kernfunktionen abgeschätzt (Silverman 1986). Der Datenpunkt $(1, \theta_{p,i}, \phi_{p,i})$ spannt zwischen $(0, 0, 0)$ und $(1, \theta_p, \phi_p)$ den Winkel β_i auf. Die Kernfunktionen ergeben sich damit zu

$$d_i(\theta_p, \phi_p) = \begin{cases} 1 - (\beta_i/h_{opt})^2 & \text{wenn } (\beta_i/h_{opt})^2 < 1 \\ 0 & \text{sonst} \end{cases} \quad (2.52)$$

und damit die Wahrscheinlichkeitsdichte

$$d(\theta_p, \phi_p) = \frac{1}{c} \sum_{i=1}^n d_i(\theta_p, \phi_p) \quad (2.53)$$

wobei c die Wahrscheinlichkeitsdichte auf eins normiert und n die Gesamtanzahl an Zeitschritten angibt. Mit h_{opt} wird die optimale Bandbreite angegeben. Dieser Parameter glättet die Funktion, da die Wahrscheinlichkeit nicht exakt für einen Punkt berechnet wird, sondern über den Winkel β_i die Umgebung mit einbezogen wird. Es wird ein Optimum des Parameters für normalverteilte Daten angesetzt, welches den mittleren quadratischen Fehler minimiert:

$$h_{opt} = A n^{-1/(N+4)} \quad (2.54)$$

Für die Anzahl der Dimensionen $N = 2$ ist mit dem Epanechnikov-Kern der Wert $A = 1,77$ vorgegeben (Silverman 1986).

Um zu entscheiden, ob eine Wahrscheinlichkeitsdichte signifikant hoch ist, wurden Monte-Carlo-Simulationen durchgeführt. Es wurden also entsprechend den Mittelwerten und Varianzen des Originaldatensatzes 1000 zufällige Datensätze berechnet und deren Wahrschein-

lichkeitsdichte bestimmt. Die Werte, die gegenüber den Simulationen eine unerwartet hohe Wahrscheinlichkeit haben, werden als signifikant angesehen. Dazu wurde ein Vertrauensintervall von 90% angesetzt. Die Zentren mit entsprechend unerwartet hoher Wahrscheinlichkeitsdichte bilden die Zirkulationsregime. Aus den Koordinaten (θ_p, ϕ_p) unter der Annahme $r_p = 1$ werden dann die entsprechenden Druckmuster rekonstruiert. Die so gewonnenen atmosphärischen Zirkulationsregime lassen sich dann einzelnen Zeitschritten zuordnen und weiter analysieren.

Kapitel 3

Modelle und Daten

Um Aussagen über das Klima machen zu können, werden meteorologische Daten benötigt. Für solche gibt es verschiedene Quellen. Optimal ist es, wenn direkte Beobachtungen zur Verfügung stehen. Das trifft auf weite Bereiche des letzten Jahrhunderts zu, wobei räumlich gesehen mitunter große Lücken existieren und auch zeitlich Inhomogenitäten durch nicht kontinuierliche Messungen und wechselnde Messgeräte auftreten. Für die weiter zurückliegende Vergangenheit gibt es nur indirekte Beobachtungen über sogenannte Proxies wie zum Beispiel Lufteinschlüsse in Eisbohrkernen. Beobachtungsdaten reichen demnach insbesondere für klimatologische Studien selten aus, aufgrund der angesprochenen Probleme mit einheitlicher räumlicher und zeitlicher Abdeckung auf den benötigten großen Skalen. An dieser Stelle werden Modelle nötig. Man versucht mit diesen, die atmosphärischen Prozesse so gut wie möglich nachzubilden und die dahinter stehende Physik zu verstehen. Gleichzeitig entsteht ein Werkzeug, mit dem Beobachtungslücken geschlossen oder Berechnungen für das zukünftige Wetter und Klima gemacht werden können. Im folgenden sollen die im Rahmen dieser Arbeit genutzten Modelle und Daten vorgestellt werden.

3.1 NCEP und ERA40 Reanalyse

Für das Klima der letzten Jahrzehnte existieren durchgängig hochwertige Beobachtungsdaten aus den verschiedensten Quellen. Untersuchungen dieser Daten erlauben es, neues Wissen über die physikalischen Prozesse in der Atmosphäre zu sammeln. Weiterhin erlauben diese Daten die Verifikation von Klimamodellen und dienen als Randantrieb für regionale Modelle. Jedoch ist es nicht immer zweckmäßig, die beobachteten Daten in ihrer Reinform zu verwenden, weshalb diese in (Re-) Analysen zusammengefasst werden. Genutzt werden dafür Wettervorhersagemodelle. Bei der alltäglichen Wetterprognose vereinigen solche Modelle Messdaten aus den verfügbaren Quellen und berechnen daraus physikalisch konsistent den aktuellen Zustand der Atmosphäre und wie er sich weiterentwickelt. Bei einer Reanalyse wird dieses Prinzip auf Daten aus der Vergangenheit angewendet. Somit kommt ein modernes Wettermodell bei Daten zum Einsatz, zu deren Messzeitpunkt zwar auch eine Analyse erzeugt wurde, welche jedoch aufgrund mangelnder Rechenleistung und Modellentwicklung von geringerer Qualität war. Ein weiterer Vorteil der Reanalyse liegt in der Zusammenfassung möglichst aller weltweit verfügbarer Daten. So kommen die Daten von Bodenstationen, Radiosonden, Schiffs- und Flugzeugmessungen genauso wie Satellitendaten und weitere zusammen. Es wird somit

eine breitere Datenbasis erreicht, als bei der Betrachtung einzelner Messreihen und als dies bei der Wetterprognose möglich ist. Die Daten ergänzen sich gegenseitig, wodurch Lücken in den einzelnen unabhängigen Datenreihen geschlossen werden. Gleichzeitig ist es möglich, durch Vergleich der Daten und Plausibilitätstests Fehler zu korrigieren bzw. fehlerhafte Daten auszuschließen.

Aktuell gibt es zwei große Reanalyse-Projekte: Das NCEP/NCAR Reanalyse-Projekt der amerikanischen Wetterbehörde (Kalnay u. a. 1996, Kistler u. a. 2001) und das ERA Projekt des europäischen Zentrums für mittelfristige Wetterprognosen (ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) (Uppala u. a. 2005, Simmons u. a. 2007). Ersteres umfasst den Zeitraum 1948 bis heute und wird kontinuierlich weitergerechnet. Einige Verbesserungen wurden mit der NCEP-DOE AMIP-II-Reanalyse vorgenommen (Kanamitsu u. a. 2002). Diese ist jedoch relativ wenig verbreitet. Das ERA Projekt beinhaltet mehrere Experimente. Immer noch aktuell ist dabei die ERA40 Reanalyse, welche den Zeitraum September 1957 bis August 2002 abdeckt. Mit den neueren ERA-Interim Daten steht auch für den Zeitraum bis heute eine europäische Reanalyse zur Verfügung. Es handelt sich dabei um ein aktualisiertes Modell mit erhöhter Auflösung und verbessertem Assimilationsverfahren. Die Daten beginnen im Jahr 1989 und werden kontinuierlich fortgesetzt. Im Rahmen dieser Arbeit kommen als Reanalysen nur der ERA40 Datensatz und der des NCEP/NCAR Projekts zum Einsatz. Im folgenden werden die Datensätze meist kurz als NCEP- und ERA40-Daten bezeichnet. Die grundlegenden Eigenschaften der beiden Modelle sind in Tabelle 3.1 gegenübergestellt. Ein detaillierter Vergleich findet sich unter anderem in Wang u. a. (2006). Bei den Zeiträumen zeigen sich zwei unterschiedliche Ansätze. Während das ERA40-Projekt nach der Berechnung abgeschlossen wurde, wird NCEP weiterhin um die aktuellen Daten erweitert. Trotzdem wurden für ERA40 mehr Datenquellen erschlossen. Beide nutzen dabei 3DVAR als Assimilationssystem (beschrieben u.a. in Bouttier und Courtier (1999)), wobei es für ERA40 weiterentwickelt wurde. Weiterhin wurde die europäische Reanalyse mit einer höheren Auflösung sowohl horizontal als auch vertikal berechnet. Gerechnet wird dabei im Spektralraum, wobei die Wellenzahl durch einen Dreiecksabbruch begrenzt ist, der durch T159 bzw. T62 angegeben wird, was einer Auflösung von etwa $0,75^\circ$ bzw. 2° entspricht. Auch die Modellniveaus sind unterschiedlich angeordnet. Das NCEP-Modell bedient sich sogenannter sigma-Niveaus, welche durch die gesamte Atmosphäre hindurch der Orographie folgen. Für das ERA40-Modell hat man entschieden, sogenannte hybride Niveaus zu benutzen, welche in geringer Höhe ebenfalls der Orographie folgen, mit steigender Höhe jedoch in Druckniveaus übergehen. Gleichzeitig

| | ERA40 | NCEP |
|-------------------|---|---------------------------|
| Zeitraum | September 1957 bis August 2002 | 1948 bis heute |
| Assimilation | Updated 3DVAR | 3DVAR |
| Modelltyp | T159 ($\approx 0,75^\circ$) | T62 ($\approx 2^\circ$) |
| Vertikale Niveaus | 60 (hybrid) | 28 (sigma) |
| Orographie | Gemittelte Orographie mit parametrisiertem Zwischengitter | Gemittelte Orographie |

Tabelle 3.1: Gegenüberstellung der grundlegenden Eigenschaften des ERA40- und NCEP-Modells (Uppala u. a. 2005, Kistler u. a. 2001)

wurde die Orographie durch ein parametrisiertes Zwischengitter besser erfasst. Aufgrund dieser Fortschritte wird ERA40 auch als Modell der zweiten Generation bezeichnet, wobei NCEP nicht an Bedeutung verloren hat, vor allem durch den größeren abgedeckten Zeitraum.

Die Daten werden jedoch nicht frei verfügbar in ihrer vollen Auflösung bereitgestellt, sondern auf einem $2,5^\circ$ sowohl längen- als auch breitenauflöstem Gitter. Dabei umfassen sie ein breites Spektrum an Variablen. Zum einen sind dies Größen, welche den tatsächlich gemessenen entsprechen, wie zum Beispiel Temperatur oder Windgeschwindigkeit. Zum anderen werden durch das Modell auch komplexere Variablen berechnet, wie beispielsweise verschiedene Wolkenparameter. Während erstere kaum vom Modell beeinflusst werden, es sei denn es gibt räumlich oder zeitlich Beobachtungslücken, können letztere starke Abweichungen von der Realität zeigen. Dies resultiert daraus, dass diese vom Modell berechnet werden und je nach Variable dabei mehr oder weniger Annahmen gemacht werden müssen. Wolken sind beispielsweise kaum in ausreichendem Umfang zu messen und auch theoretisch bisher schwer zu erfassen. Dabei haben sie aber entscheidenden Einfluss auf das Wetter. Dementsprechend sind diese Daten auch sehr kritisch zu betrachten. In dieser Arbeit werden ausschließlich die Werte von Temperatur und Windgeschwindigkeit verwendet. Die in die Berechnung eingehenden Daten aus den Reanalysen sind also sehr nahe an den tatsächlichen Messwerten. Die Differenzen zwischen NCEP- und ERA40-Daten sind deshalb schon an dieser Stelle als einzuschätzen.

Wie jedes Modell sind die Reanalysen nicht perfekt und es treten teils schwerwiegende Fehler auf. Sowohl bei der Berechnung von ERA40 als auch NCEP wurden schon während der Modellläufe Probleme festgestellt. Sofern dies zeitnah geschah und eine Lösung bereitstand, wurden diese Fehler sofort behoben und der (Teil-) Lauf neu gestartet. Wenn es nur einen kurzen Zeitabschnitt betrifft, kann eine solche Korrektur auch nachträglich erfolgen. Trotz alledem bleiben jedoch gewisse Ungenauigkeiten übrig. Diese sind weitestgehend dokumentiert (Kistler u. a. 2001, Uppala u. a. 2005, Projektseiten), betreffen jedoch nur indirekt die hier verwendeten Variablen. So gibt es sowohl bei NCEP als auch ERA40 Probleme mit Luftfeuchtigkeit und Niederschlag. Neben diesen Modellfehlern ist auch nicht auszuschließen, dass die eingehenden Daten Fehler enthalten. Dies soll jedoch durch eine automatische Qualitätskontrolle vermieden werden, welche nicht-physikalische Daten verwirft. Allgemein wurden die Daten sehr umfangreich getestet, sowohl von den jeweiligen Instituten als auch innerhalb der gesamten Wissenschaftsgemeinschaft. Insbesondere die Auswirkungen der Einführung der Satellitendaten wurde mehrfach geprüft, indem unter anderem zusätzliche Läufe gemacht wurden, in denen diese Messwerte herausgenommen und die Ergebnisse dann mit dem vollständigen Datensatz verglichen wurden.

Die Datenlage allgemein hat den größten Einfluss auf die Verlässlichkeit der Berechnungen in den Modellen. Die Modelle sind statisch und entwickeln sich im Gegensatz zu anderen Analysen nicht weiter (von Fehlerkorrekturen abgesehen), jedoch hat sich das Messnetz in den letzten Jahrzehnten stark erweitert und allgemein verändert (Uppala u. a. 2005). Erst durch das Internationale Geophysikalische Jahr 1957/58 wurde die Verfügbarkeit globaler meteorologischer Daten deutlich verbessert. Ab diesem Zeitpunkt wurden international vermehrt Radiosondenaufstiege durchgeführt, wodurch vor allem die Verfügbarkeit vertikal aufgelöster Daten besser wurde. Dementsprechend sind auch die ersten zehn Jahre der NCEP-Daten

kritischer zu betrachten als der restliche Zeitraum. Große Abweichungen treten vor allem in Gebieten auf, in denen Beobachtungen rar sind. Dies trifft vor allem auf die Südhemisphäre zu, bei welcher die Daten erst ab den 70er Jahren verlässlich werden. Insbesondere ERA40 kann mit der Einführung der Satellitenmessungen Korrelationskoeffizienten nahe eins mit den Beobachtungen erreichen (Bromwich und Fogt 2004). Auch die arktischen Gebiete sind nicht gut erfasst aufgrund fehlender Messstationen. Hier gibt es je nach Modell Vor- und Nachteile. Zwar gibt ERA40 zu kalte Temperaturen aus, jedoch gleichzeitig eine bessere Wolkenbedeckung gegenüber NCEP (Bromwich u. a. 2007). In den mittleren Breiten der Nordhemisphäre, in welchen die Datenlage mit am besten ist, untersucht Trigo (2006) die atlantischen Stormtracks und findet für ERA40 eine erhöhte Anzahl Zyklonen gegenüber NCEP insbesondere auf subsynoptischer Skale. Dies ist mit der höheren Auflösung des europäischen Modells begründbar.

ERA40- und NCEP-Daten werden im Rahmen dieser Arbeit in Abschnitt 4.1 hinsichtlich der horizontalen Windkomponenten sowie ihrer Wärme-, Impuls- und Eliassen-Palm-Flüsse verglichen. Die Ergebnisse bilden dann die Grundlage für die weiteren Untersuchungen. Sicherergestellt werden kann die korrekte Repräsentation des tatsächlichen Klimas durch einen solchen Vergleich jedoch nicht. Die beiden Reanalysen basieren weitestgehend auf den gleichen Daten und die Modelle sind nicht völlig unabhängig. Somit kann eine Übereinstimmung zwischen beiden Reanalysen auch bedeuten, dass sie den gleichen Fehler machen. Trotzdem ist die Wahrscheinlichkeit einer korrekten Repräsentation der atmosphärischen Prozesse im Falle übereinstimmender Ergebnisse aus NCEP- und ERA40-Reanalyse sehr hoch.

3.2 ECHAM5/OM1 Modell

Das ECHAM-Modell ist ein globales Klimamodell für die Atmosphäre, welches auf Grundlage des Wettervorhersagemodells des ECMWF am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt wurde (Simmons u. a. 1989). Der dynamische Kern des Modells kommt dabei vom ECMWF, welche durch neue Parametrisierungen für die Klimaskale erweitert wurde, die in Hamburg entwickelt wurden. Das Modell liegt mittlerweile in der fünften Generation vor, womit neben diversen Verbesserungen vor allem eine komplette Überarbeitung der Infrastruktur umgesetzt wurde, um eine höhere Flexibilität zu erreichen. Eine detaillierte Beschreibung findet man in Roeckner u. a. (2003) und Roeckner u. a. (2004). Es handelt sich um ein spektrales Modell, welches in verschiedenen Auflösungen gerechnet werden kann. Horizontal reichen diese von T21 bis T159 (etwa $5,5^\circ$ bis $0,75^\circ$), vertikal sind je nach dem ob die mittlere Atmosphäre mit betrachtet werden soll zwischen 19 und 90 hybride Niveaus implementiert. In Roeckner u. a. (2004) werden die Auswirkungen der möglichen Kombinationen vertikaler und horizontaler Auflösung besprochen.

Das ECHAM5-Modell ist ein reines Atmosphärenmodell. Es setzt damit die Meeresoberflächentemperatur (SST, sea surface temperature) und Meereisbedeckung als vorgegebenen Datensatz voraus. Es gibt jedoch die Möglichkeit, das Atmosphärenmodell mit einem Ozeanmodell zu koppeln. Das gekoppelte ECHAM5/OM1-Modell nutzt hierfür das ebenfalls in Hamburg entwickelte Max-Planck-Institut Ozean-Modell 1 (MPI-OM1). Beschrieben wird es in Marsland u. a. (2003). Das Ozeanmodell basiert auf einem sphärisch orthogonalen Koordinatensystem, dessen Pole frei festgelegt werden können. Somit werden Singularitäten an den

Polen vermieden, indem sie über Land gelegt werden und es ist möglich, durch geschickte Wahl der Positionen regional die Auflösung zu erhöhen. Vertikal enthält das Modell eine normale z-Koordinate. Weiterhin wird die Meereisbedeckung dynamisch berechnet.

In dieser Arbeit wird das Tagesmittel der Daten des ersten 20C3M-Laufs aus dem vierten Sachstandbericht des IPCC genutzt (Roeckner u. a. 2006). Dieser Lauf simuliert das globale Klima des letzten Jahrhunderts unter dem beobachteten anthropogenen Antrieb durch Treibhausgase. ECHAM5 berechnet dabei die Atmosphäre in einer T63 Auflösung ($1,87^\circ$) mit 36 Höhenniveaus, wobei diese bis 10 mb gehen. Das angekoppelte MPI-OM1 berechnet den Ozean, wobei die Pole über Grönland und der Antarktis liegen, die Auflösung horizontal etwa $1,5^\circ$ entspricht und vertikal 40 Schichten existieren.

Kapitel 4

Ergebnisse

4.1 Großskalige Zirkulation in Reanalysedaten

Zunächst sollen ERA40- und NCEP-Reanalysedaten untersucht und miteinander verglichen werden. Eine gute Übereinstimmung beider Modelle ist durch die weitestgehend gleiche Datenbasis zu erwarten. In Gebieten mit schlechter Datenlage, also vor allem auf der Südhalbkugel, sind aufgrund der verschiedenen Modellphysik jedoch auch größere Abweichungen denkbar. Der Schwerpunkt der Untersuchung liegt auf der Wintersaison der Nordhemisphäre mit dem Dezember des Vorjahres und Januar und Februar des genannten Jahres (DJF). Im Zonalmittel wird auch kurz die Südhalbkugel im gleichen Zeitraum betrachtet, wobei hier entsprechend Sommer herrscht. Gleichzeitig soll die Untersuchung in zwei zeitliche Abschnitte geteilt werden. Getrennt untersucht werden die Jahre 1958 bis 1977 und 1978 bis 2001. Ende der 70er Jahre findet man einen deutlichen Umschwung im Klima. Verschiedene Untersuchungen (Nitta und Yamada 1989, Trenberth 1990) zeigen Veränderungen der Meeresoberflächentemperatur (SST, sea surface temperature), die einhergehen mit Veränderungen der Druckverhältnisse im Bereich des nördlichen Pazifiks. Mantua u. a. (1997) beschreiben diese Änderung mit Hilfe der pazifischen Dekadenoszillation (PDO). In deren warmen Phase, wie sie nach 1977 vorherrscht, ist das Aleuten-Tief verstärkt und warme SST-Anomalien sind vor der Westküste Amerikas zu finden. Der Mechanismus der PDO ist bisher nicht vollständig aufgeklärt. Eine Vermutung ist ein integrativer Zusammenhang mit der El Niño/Südlichen Oszillation (ENSO) (Newman u. a. 2003). Dies würde auch ähnliche globale Auswirkungen im Wechsel der Phasen der PDO erklären. In diesem Abschnitt soll, nachdem die beiden Reanalysen kurz verglichen wurden, überprüft werden, wie sich der Umschwung des Klimas Ende der 70er Jahre in Reanalysedaten anhand der meridionalen Wärme-, horizontalen Impuls- und EP-Flüsse darstellt.

4.1.1 Vergleich von ERA40- und NCEP-Daten

Die beiden im Rahmen dieser Arbeit betrachteten Reanalysen zeigen qualitativ betrachtet eine große Übereinstimmung. Die Verteilung der Minima und Maxima stimmt allgemein für alle Variablen sehr gut überein und auch quantitativ sind die Abweichungen insbesondere in der Nordhemisphäre weitestgehend klein.

Grundsätzlich sind die Unterschiede im Zonalmittel in der Nordhemisphäre kleiner als im Süden. Dies ist mit großer Sicherheit auf die schlechtere Datenlage zurückzuführen, wobei aber auch bedacht werden muss, dass in dieser Betrachtung im Süden Sommer herrscht und somit

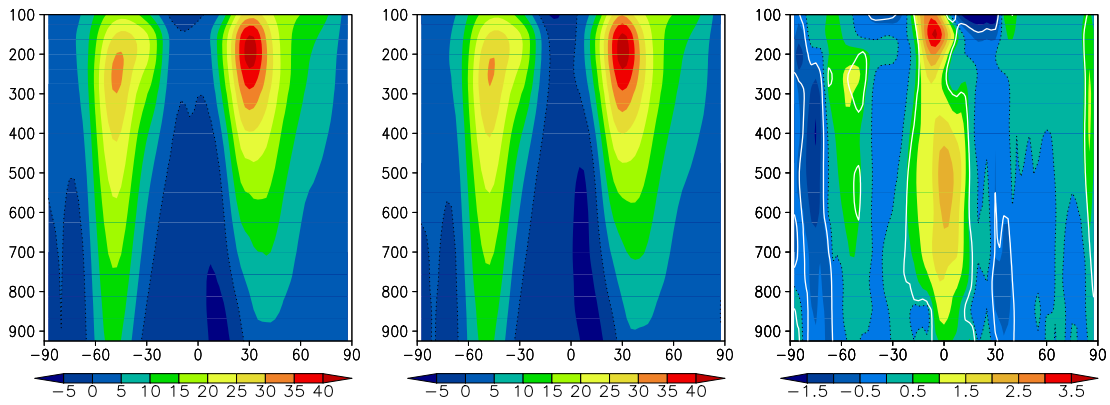


Abbildung 4.1: Zonal gemittelter Zonalwind in m/s der ERA40- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ERA40-NCEP (rechts) für den Zeitraum 1958-2001 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

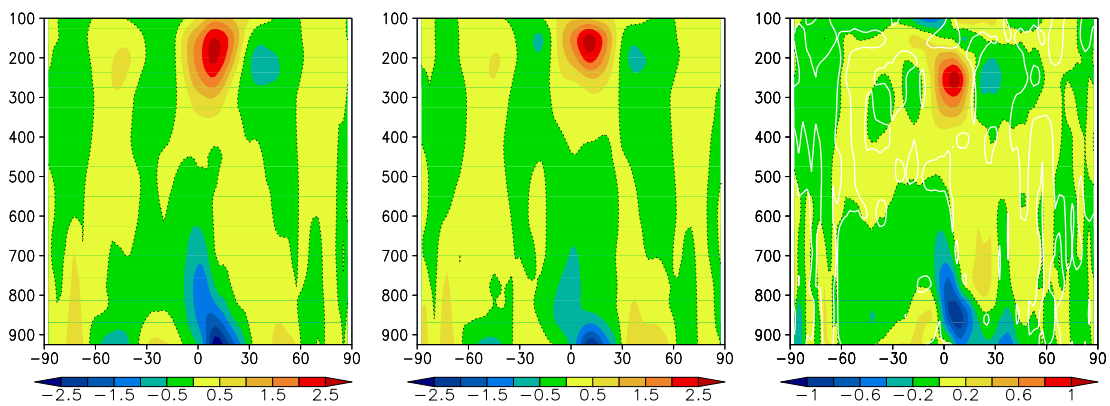


Abbildung 4.2: Zonal gemittelter Meridionalwind in m/s der ERA40- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ERA40-NCEP (rechts) für den Zeitraum 1958-2001 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

die Zirkulation anders geprägt ist. Bei der Betrachtung des Zonalwindes in Abbildung 4.1 treten jedoch die Tropen hervor. In dem Bereich, in welchem der Zonalwind schwach negativ ist, ergeben sich die größten Differenzen. Die ERA40-Daten zeigen dabei einen verstärkten Wind. Die Tropen sind gekennzeichnet durch stark konvektive Prozesse. Somit können die Abweichungen zwischen NCEP- und ERA40-Daten in einer unterschiedlichen physikalischen Beschreibung der Konvektion liegen.

Abbildung 4.2, welche den zonal gemittelten Meridionalwind darstellt, bestätigt sich, dass es in den Tropen größere Abweichungen zwischen den beiden Reanalysen gibt. Der Bereich um das Maximum bei 200 hPa ist bei ERA40 gegenüber NCEP nach unten vergrößert, genauso wie der Bereich um das Minimum bei 850 hPa nach oben vergrößert ist. Gedeutet werden kann beides zusammen als verschobene nördliche Hadley-Zelle in den ERA40-Daten. Leicht angedeutet findet man auch entsprechende Differenzen im Bereich der Ferrel-Zelle der Nordhemisphäre. Hier bestätigt sich die Vermutung, dass der konvektive Antrieb der Zirkulation in den Tropen in den Modellen unterschiedlich ausfällt. Die Unterschiede sind dabei fast überall signifikant, nur wirklich kleine Differenzen liegen unter dem 95% Niveau. Dies deutet ebenfalls grundsätzliche Unterschiede in der Modellphysik oder der Datenassimilation an.

Abbildung 4.3 zeigt den ungefilterten zonal gemittelten baroklinen EP-Fluss und seine

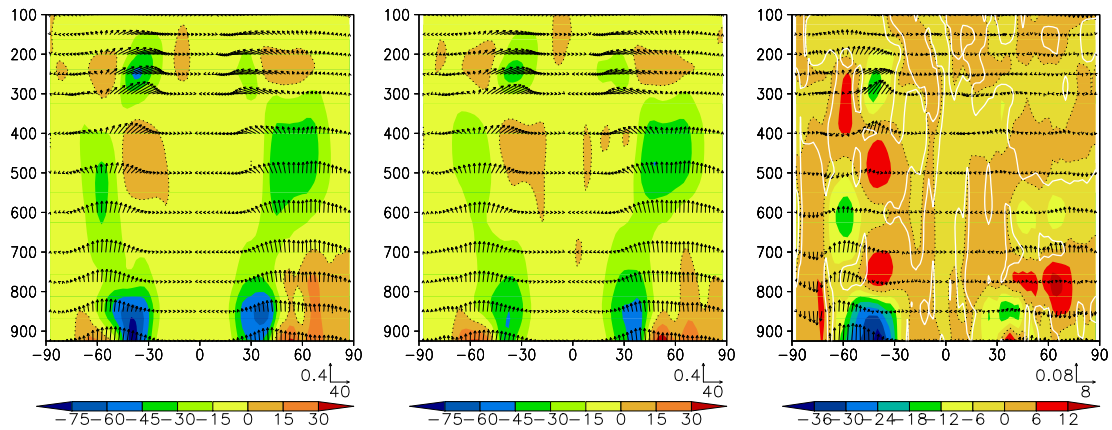


Abbildung 4.3: Ungefilterter zonal gemittelter barokliner EP-Fluss-Vektor $[-\overline{u'v'}, f\overline{v'\Phi'_z}/S]$ in m^2/s^2 der ERA40- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ERA40–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1958–2001 (DJF). Als Kontur die entsprechende Divergenz in 10^{-6}m/s^2 mit 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

Divergenz. Auch hier tritt wieder über weite Bereiche hinweg Signifikanz auf. Besonders fällt die Südhemisphäre auf. Die vermutlich schlechte Datenlage und die sommerliche Zirkulation scheint hier zu besonders auffälligen Differenzen zu führen. Ein weiterer Unterschied zwischen den beiden Reanalysen fällt in der Abbildung im Bereich des 775 hPa Niveaus auf. Dort gibt es gehäuft Maxima in der Differenz der Divergenz des baroklinen EP-Flusses. Dieses Höhen-niveau ist in den NCEP-Daten interpoliert, da es im Modell im Gegensatz zu ERA40 nicht enthalten ist. Somit besteht neben tatsächlichen Unterschieden im Modell die Möglichkeit, dass hier NCEP Prozesse nicht erfasst, welche zu Unterschieden in den Flüssen auf diesem Niveau führen.

Im horizontalen Schnitt treten die größten Abweichungen zwischen den beiden Reanalysen in niedrigen Höhen auf bzw. auch in der mittleren Troposphäre im Bereich von Hochgebirgen. Abbildung 4.4 zeigt die Differenzen des Zonal- und Meridionalwindes zwischen ERA40 und NCEP in 850 hPa Höhe. Über den Landflächen und insbesondere im Südosten des asiatischen Kontinents gibt es große negative Abweichungen. Hingegen weichen in weniger stark durch die Orographie beeinflussten Gebieten die Werte zwischen NCEP und ERA40 nur sehr wenig ab. Somit ist die höhere Auflösung des ERA40-Modells und die detailliertere Modell-Orographie durch das parametrisierte Zwischengitter der wahrscheinlichste Grund für die Unterschiede. Auch die höhere vertikale Auflösung kann hier einen Einfluss haben, indem die Grenzschicht

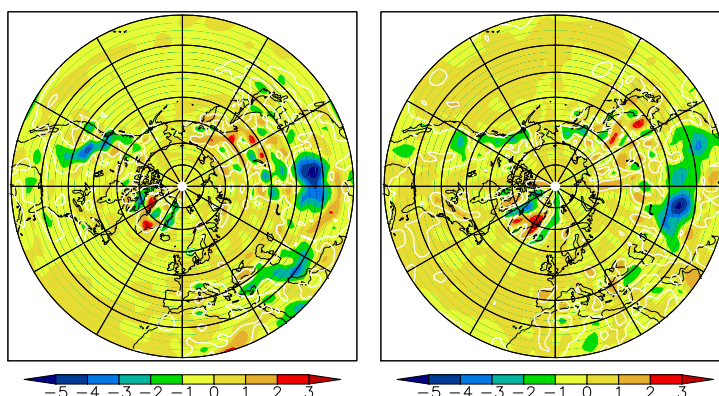


Abbildung 4.4: Links die Differenz ERA40–NCEP des Zonalwindes, rechts des Meridionalwindes jeweils in m/s und 850 hPa Höhe für den Zeitraum 1958–2001 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

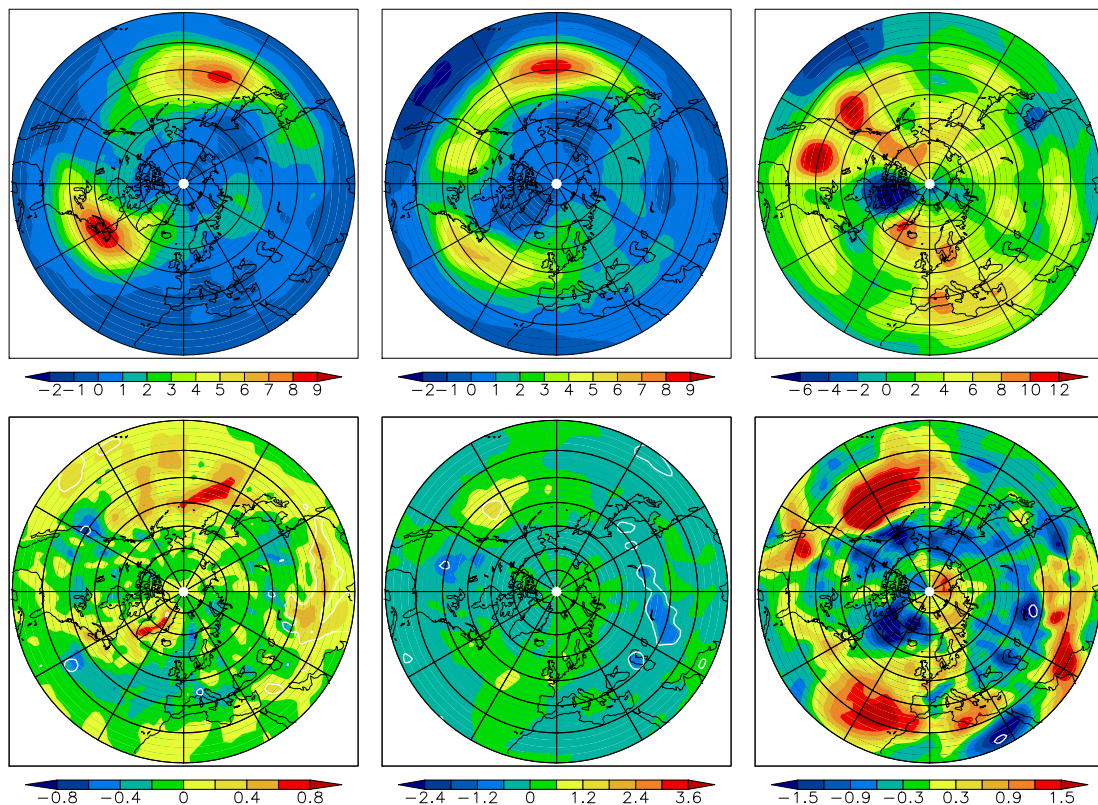


Abbildung 4.5: Meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s der ERA40-Daten (oben) und der Differenz ERA40–NCEP (unten) im Zeitraum 1958–2001 (DJF). Links 2–6 Tage gefiltert in 500 hPa Höhe, Mitte 2–6 Tage gefiltert in 200 hPa Höhe, Rechts 10–90 Tage gefiltert in 200 hPa Höhe. 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

besser vom Modell erfasst wird. Die Ähnlichkeit der Differenzen im Meridional- und Zonalwind bestätigt, dass ein systematischer Unterschied in den Modellen auftritt, welcher nicht von den Variablen abhängt. Der Effekt ist auch in allen anderen betrachteten Größen sichtbar und erreicht in Hochgebirgsregionen auch das 500 hPa Niveau.

Die ERA40-Daten enthalten im Mittel nicht signifikant aber trotzdem deutlich verstärkte meridionale Wärme- und horizontale Impulsflüsse. In Abbildung 4.5 sind als Beispiel die meridionalen Wärmeflüsse aus ERA40- und NCEP-Daten in unterschiedlicher Höhe und Filterung dargestellt. Gefiltert über 2–6 Tage tritt die Verstärkung in 500 hPa nur im pazifischen Stormtrack auf, in 200 hPa auch über dem Atlantik. Ebenso tritt gefiltert über 10–90 Tage eine ähnliche Abweichung zwischen ERA40- und NCEP-Daten in diesen Regionen auf. Die fehlende Signifikanz kann an der hohen Variabilität in der Region liegen, welche dazu führt, dass es statistisch gesehen schwer zu entscheiden ist, ob eine systematische oder rein zufällige Differenz auftritt. Im Falle der 2–6 Tage gefilterten Flüsse ist die höhere Auflösung des ERA40-Modells ausschlaggebend, wie Trigo (2006) beim Vergleich der Stormtracks in den beiden Reanalysen feststellt. In den Abbildungen des 500 hPa Niveaus treten auch signifikante Unterschiede in Ostasien auf. Genauso wie die Abweichungen nahe Grönlands sind diese mit großer Sicherheit durch die zuvor erwähnte unterschiedliche Modellorographie erzeugt.

Nach der Diskussion der wesentlichen Unterschiede zwischen den beiden Reanalysen ist es nicht nötig im folgenden beide zu betrachten. Dies gilt insbesondere da der Fokus dieser Arbeit auf der Nordhemisphäre liegt, in der die Unterschiede gering sind. Deshalb wird in

diesem Abschnitt weiterführend nur noch die ERA40-Reanalyse betrachtet. In späteren Abschnitten wird es aufgrund der Verfügbarkeit von Jahren nach 2002 nötig sein auf NCEP-Daten zurückzugreifen.

4.1.2 Zeitlicher Vergleich der horizontalen Windkomponenten

Die Betrachtung des Windes zeigt direkt Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation. Wird der Zeitraum bis 1977 mit den Jahren ab 1978 wie in Abbildung 4.6 verglichen, ist dabei im Zonalmittel des Meridionalwindes im Bereich der nördlichen Tropen eine Verstärkung des Südwindes bei 200 hPa zu erkennen. Genauso ist im Höhenbereich 500 hPa bis zum Boden der Nordwind verstärkt. In den südlichen Tropen ist zwar schwächer aber trotzdem signifikant die entsprechend entgegengesetzte Beobachtung zu machen. Die Intensivierung der Winde deutet auf eine verstärkte Hadley-Zirkulation hin. Mitas und Clement (2005) finden genau diese als Trend in den beiden Reanalysen, können allerdings keine Bestätigung in den Beobachtungen finden. Somit ist ungewiss, ob der Trend der verstärkten Hadley-Zelle tatsächlich existiert oder nur ein Problem der Reanalysen ist.

Der Zonalwind zeigt die größte zeitliche Änderung über dem Nordatlantik. In Abbildung 4.7 ist eine deutliche Zunahme des Westwindes zu sehen, wie sie üblicherweise bei einer positiven NAO-Phase auftritt. Passend dazu ist der Zonalwind in den Subtropen des Atlantiks

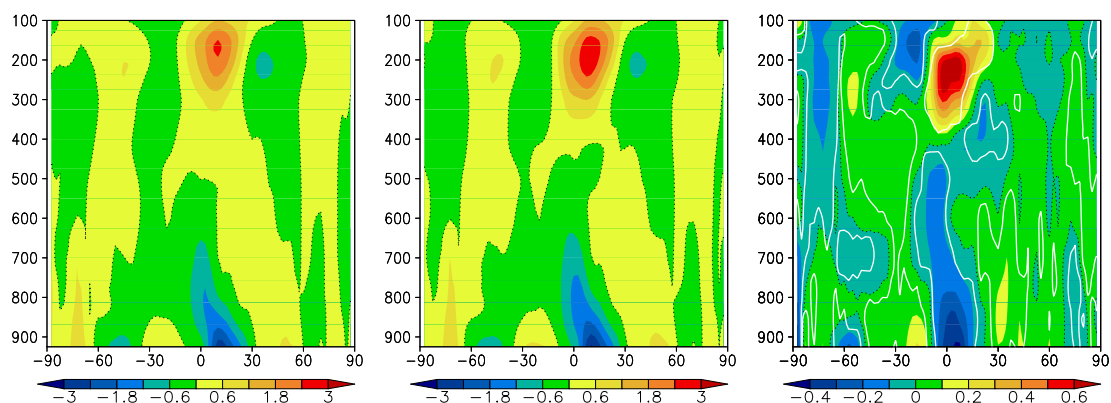


Abbildung 4.6: Zonal gemittelter Meridionalwind in m/s der ERA40-Daten (DJF) im Zeitraum 1958–77 (links), 1978–2001 (Mitte) und die Differenz spät–früh (rechts). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

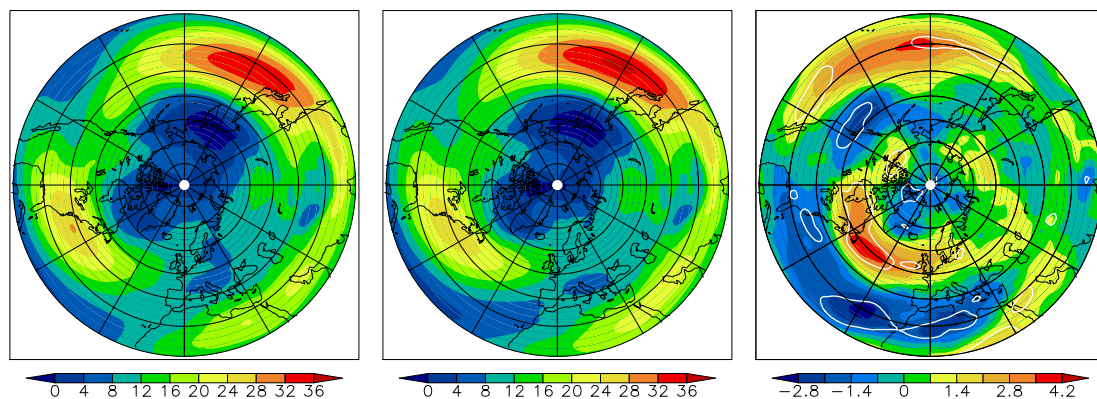


Abbildung 4.7: Zonalwind in 500 hPa Höhe in m/s der ERA40-Daten (DJF) im Zeitraum 1958–77 (links), 1978–2001 (Mitte) und die Differenz spät–früh (rechts). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

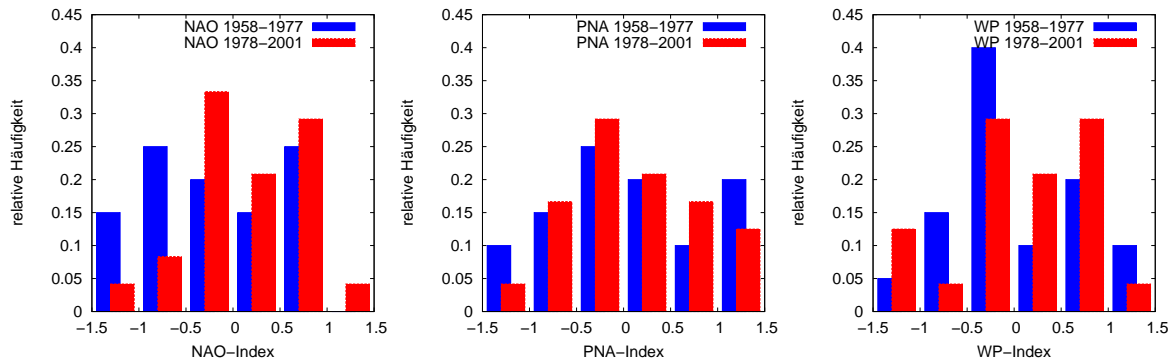


Abbildung 4.8: Relative Häufigkeit der auftretenden Indexwerte von NAO-, PNA- und WP-Telekonnektionsmuster (von links nach rechts) im Vergleich der Zeiträume 1958–1977 (blau) und 1978–2001 (rot). Hauptkomponentenanalyse von Handorf und Dethloff (2009).

abgeschwächt. Die relativen Häufigkeiten der Indexwerte verschiedener Telekonnektionsmuster sind in Abbildung 4.8 für die zwei Zeiträume dargestellt. Für die NAO ist hier auch klar eine Neigung zu mehr positiven Phasen im zweiten Zeitraum zu erkennen. Über dem Pazifik tritt eine Zonalwind-Anomalie auf, welche einer positiven Phase der PNA entspricht, jedoch ist deren Häufigkeit im Zeitraum 1978–2001 nicht erhöht. Einzig das WP-Muster tritt häufiger auf. Zu diesem passen jedoch die Anomalien kaum, wie im Vergleich zu den Ergebnissen aus Abschnitt 4.4 deutlich wird. Dementsprechend scheint der Wind im subtropischen Pazifik unabhängig von Telekonnektionsmustern verstärkt zu sein. Dies stellt demnach wahrscheinlich einen direkten Effekt der positiven PDO-Phase dar.

In Abbildung 4.9 sind die zugehörigen Anomalien des Meridionalwindes dargestellt. Im pazifischen Raum sind Differenzen beginnend negativ über Kamtschatka gefolgt von einer positiven über Alaska und einer weiteren negativen im Norden Kanadas zu sehen. Diese Anomalien entsprechen wiederum denen, die durch häufiger auftretende positive PNA-Phasen auftreten würden. Die positive Phase der PDO erzeugt somit Anomalien, die denen der PNA entsprechen, ohne dabei die PNA direkt zu beeinflussen.

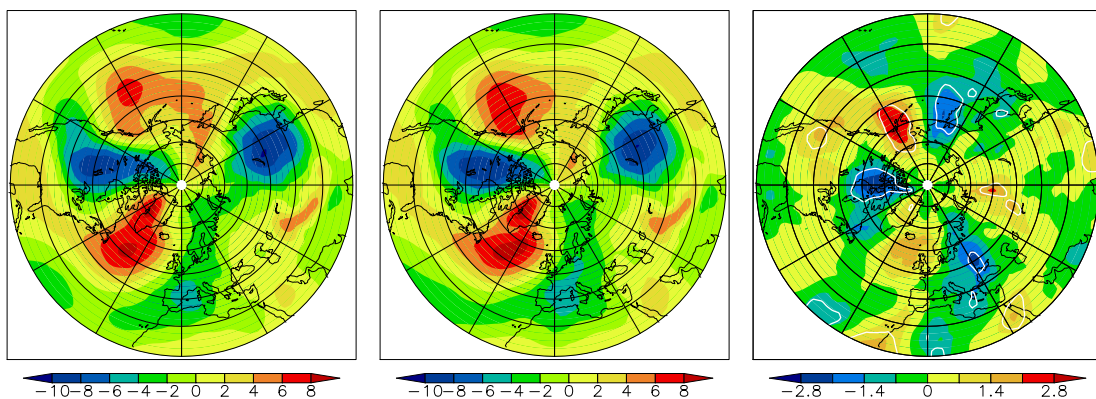


Abbildung 4.9: Meridionalwind in 500 hPa Höhe in m/s der ERA40-Daten (DJF) im Zeitraum 1958–77 (links), 1978–2001 (Mitte) und die Differenz spät–früh (rechts). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

4.1.3 Zeitlicher Vergleich der meridionalen Wärme- und horizontalen Impulsflüsse

Anhand des Vergleichs des meridionalen Wärmeflusses der Zeiträume 1958–77 und 1978–2001 ist erkennbar, dass Differenzen in der Südhemisphäre nicht nur zwischen den beiden Reanalysen auftreten, sondern auch als zeitliche Änderung. Gezeigt ist dies in Abbildung 4.10. Signifikante Differenzen treten fast ausschließlich südlich von 30°N auf und insbesondere südlich von 30°S sind erhebliche Minima im Differenzenplot vorhanden. Dies kann einerseits tatsächlich durch Änderungen der physikalischen Prozesse hervorgerufen worden sein, andererseits aber auch durch die schlechte Datenlage auf der Südhalbkugel vor allem im frühen Abschnitt der Untersuchung.

Im Vergleich der Zeiträume 1958–77 und 1978–2001 sind in den 2–6 Tage gefilterten horizontalen Impuls- und meridionalen Wärmeflüssen die Auswirkungen der häufiger auftretenden positiven NAO zu sehen und weiterhin positive Anomalien im pazifischen Raum. Abbildung 4.11 zeigt dies anhand des synoptischskaligen meridionalen Wärmeflusses. Über dem Pazifik zeigt dieser vor allem ein verstärktes Maximum, aber auch eine vergrößerte Ausdehnung nach Osten. Die Zyklonenaktivität und deren Einfluss auf Nordamerika ist demnach gewachsen. Die vergrößerte Nord-Ost-Ausdehnung des positiven meridionalen Wärmeflusses über dem

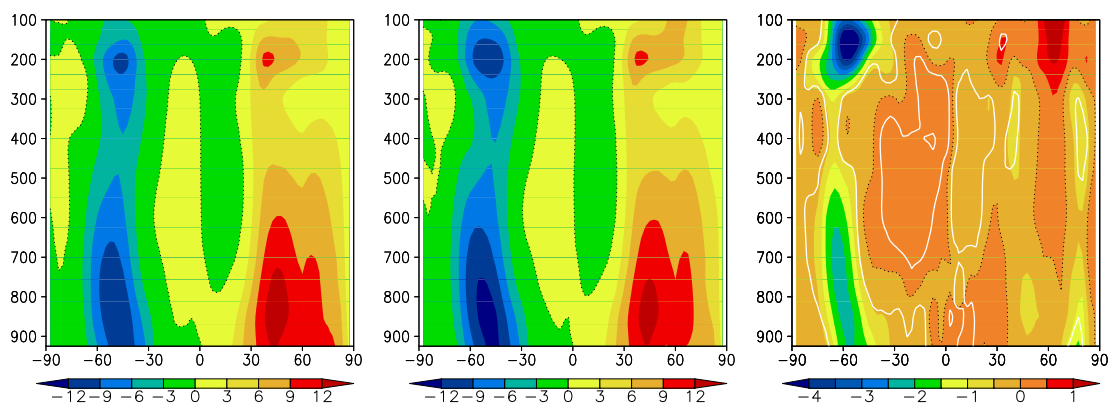


Abbildung 4.10: Zonal gemittelter ungefilterter meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s der ERA40-Daten (DJF) im Zeitraum 1958–77 (links), 1978–2001 (Mitte) und die Differenz spät–früh (rechts). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

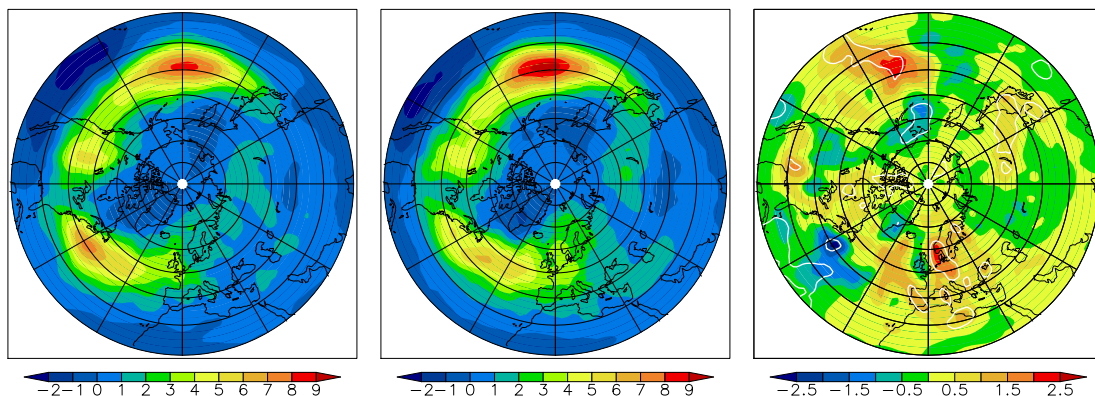


Abbildung 4.11: 2–6 Tage gefilterter meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s in 200 hPa Höhe der ERA40-Daten (DJF) im Zeitraum 1958–77 (links), 1978–2001 (Mitte) und die Differenz spät–früh (rechts). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

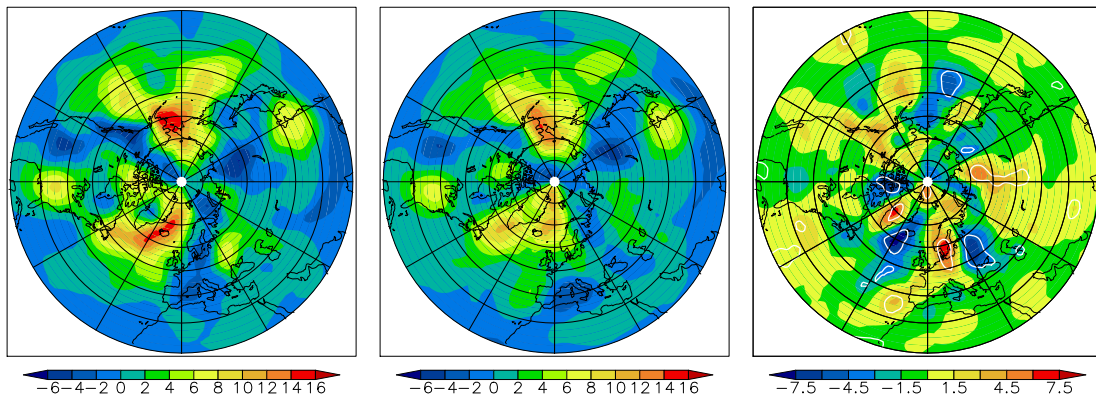


Abbildung 4.12: 10–90 Tage gefilterter meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s in 500 hPa Höhe der ERA40-Daten (DJF) im Zeitraum 1958–77 (links), 1978–2001 (Mitte) und die Differenz spät–früh (rechts). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

Atlantik zeigt die durch Jung u. a. (2003) beschriebene Verlagerung der Aktionszentren nach Osten. Dies kann auch erklären, warum trotz der häufigeren positiven NAO-Phase die zu erwartende Verstärkung des Stormtracks nicht sichtbar ist. Durch die Ostverlagerung ist das Maximum über einen größeren Bereich verschmiert.

Die 10–90 Tage gefilterten Daten verhalten sich entgegengesetzt. Für den Zeitraum 1958–77 zeigt Abbildung 4.12 ein deutliches Wellenmuster, dessen Amplitude im Zeitraum 1978–2001 abgeschwächt ist. Die Schwächung des Maximums des meridionalen Wärmeflusses über den Aleuten ist dabei typisch für eine positive PNA-Phase, welche jedoch wie bereits mit Abbildung 4.8 gezeigt nicht häufiger im zweiten Zeitabschnitt auftritt. Eine ähnliche Schwächung ist im nordatlantischen Sektor zu finden, welche wiederum für die häufigeren positiven NAO-Phasen spricht. Insgesamt ergibt sich für die meridionalen Wärme- und auch horizontalen Impulsflüsse auf planetarer Skala eine Abschwächung der Extrema im späteren Zeitraum, während sich im hier nicht gezeigten Zonalmittel die Differenzen ausgleichen.

4.1.4 Zeitlicher Vergleich der Eliassen-Palm-Flüsse

Im Vergleich der Zeiträume bis 1977 und nach 1977 anhand der EP-Flüsse ist zunächst ein ähnliches Verhalten zu erwarten wie bei den im vorhergehenden Abschnitt betrachteten meridionalen Wärme- und horizontalen Impulsflüssen. Abbildung 4.13 stellt die Divergenz des barotropen EP-Fluss mit 2–6-Tage-, 10–90-Tage-Filterung und den stationären Anteil gegenüber. Auf synoptischer Skala ist wie zuvor die größere Ostausdehnung und Verstärkung des pazifischen Stormtracks zu sehen. Im atlantischen Raum fällt vor allem die zuvor schon bei den meridionalen Wärme- und horizontalen Impulsflüssen gemachte Verlagerung nach Osten auf. In der Intensität ist der Stormtrack nicht wie typisch für positive NAO-Phasen verstärkt. Dieser Zusammenhang wäre aber wie auch schon bei den meridionalen Wärmeflüssen zu erwarten. Wieder scheint sich auszuwirken, dass die festgestellte Verlagerung der Aktionszentren die Ausbildung eines deutlichen Maximums verdeckt.

Das Verhalten auf planetarer Skala, welches ebenfalls Abbildung 4.13 zu entnehmen ist, ist deutlich anders als zuvor bei den meridionalen Wärme- und horizontalen Impulsflüssen beobachtet. Zwar sind auch hier ein Teil der Zentren über Nordamerika geschwächt, jedoch bleibt eines bestehen und über Nordafrika und im Westpazifik bilden sich neue heraus. Es

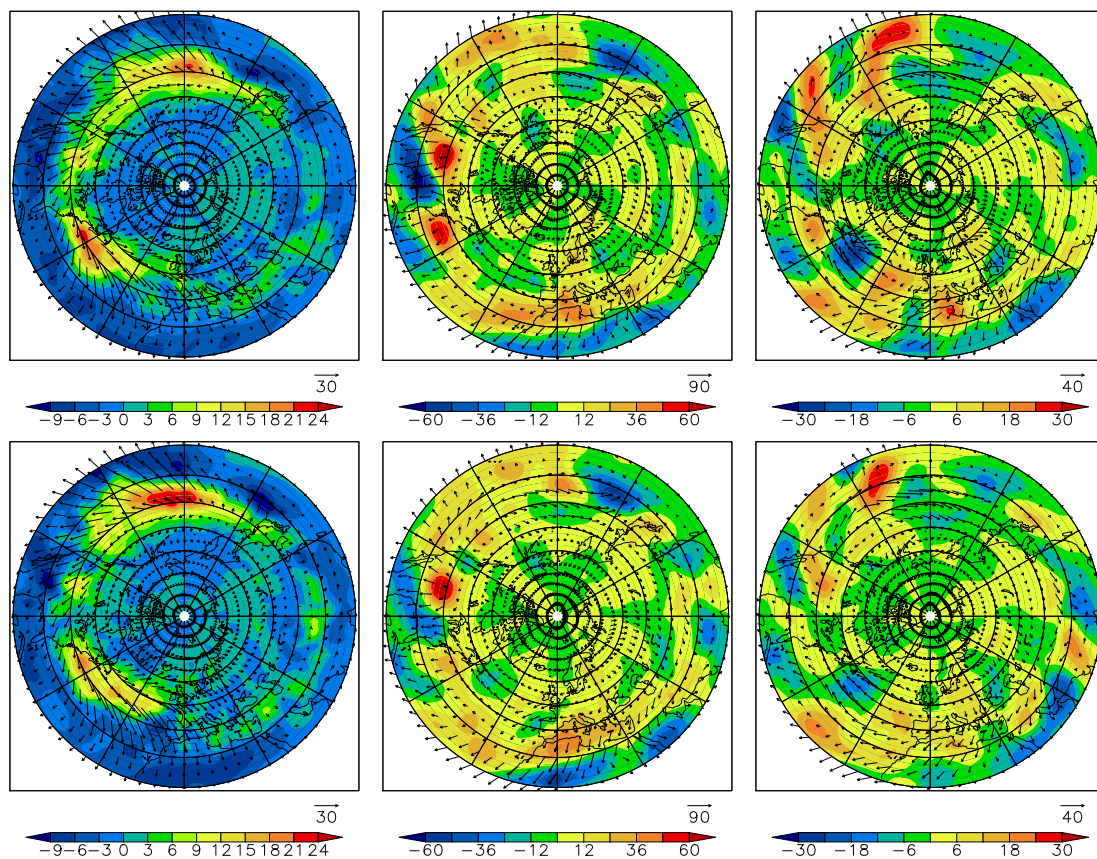


Abbildung 4.13: Barotroper EP-Fluss-Vektor $[1/2(\overline{u'^2} - \overline{v'^2}), -\overline{u'v'}]$ in m^2/s^2 in 200 hPa Höhe der ERA40-Daten (DJF) im Zeitraum 1958–77 (oben) und 1978–2001 (unten). Links 2–6 Tage, Mitte 10–90 Tage gefiltert, rechts stationär. Als Kontur die entsprechende Divergenz in $10^{-6} \text{m}/\text{s}^2$ mit 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

ist also keine eindeutige Abnahme der Aktivität auszumachen. Im Vergleich der stationären Flüsse ist dies ähnlich. Die Muster in der Divergenz wirken insgesamt abgeschwächt, jedoch gibt es einzelne Bereiche in denen das nicht zutrifft, wie vor allem im Süden Asiens Raum.

Die zeitlichen Veränderungen der über 2–6 Tage gefilterten zonal gemittelten baroklinen EP-Flüsse sind in Abbildung 4.14 dargestellt. In etwa 400 hPa Höhe zeigt der Differenzenplot eine Dipolstruktur zwischen 30°N und 60°N , welche eine Verschiebung des Minimums der Divergenz nach Norden bedeutet. Zusammen mit dem Minimum der Differenz bei 30°N und 600 hPa Höhe ergibt sich ein in der Ausdehnung vergrößerter, leicht nach Norden verlagertes Konvergenzbereich. Gleichzeitig verlagert sich die vertikale Wellenausbreitung in der Region des Dipols. Um 500 hPa herum ist sie bei 60°N leicht verstärkt und bei 30°N abgeschwächt. Das Maximum des Betrags des baroklinen EP-Flusses ist demnach zusammen mit dem Konvergenzbereich im späteren Zeitraum weiter im Norden zu finden. Auch der hier nicht gezeigte zonal gemittelte 2–6 Tage gefilterte meridionale Wärmefluss verlagert sich leicht nach Norden. Es liegt nahe, dass im späteren Zeitraum die Zyklonenzugbahnen genauso wie die Polarfront weiter im Norden liegen.

Auf planetarer Skala fällt insbesondere eine zeitliche Abschwächung des Betrags des zonal gemittelten baroklinen EP-Fluss-Vektors und damit der Intensität planetarer Wellen auf. Wie in Abbildung 4.15 zu sehen, fällt diese im späten Zeitraum in der gesamten Nordhemisphäre geringer aus. Die Kopplung zwischen Troposphäre und Stratosphäre durch planetare Wel-

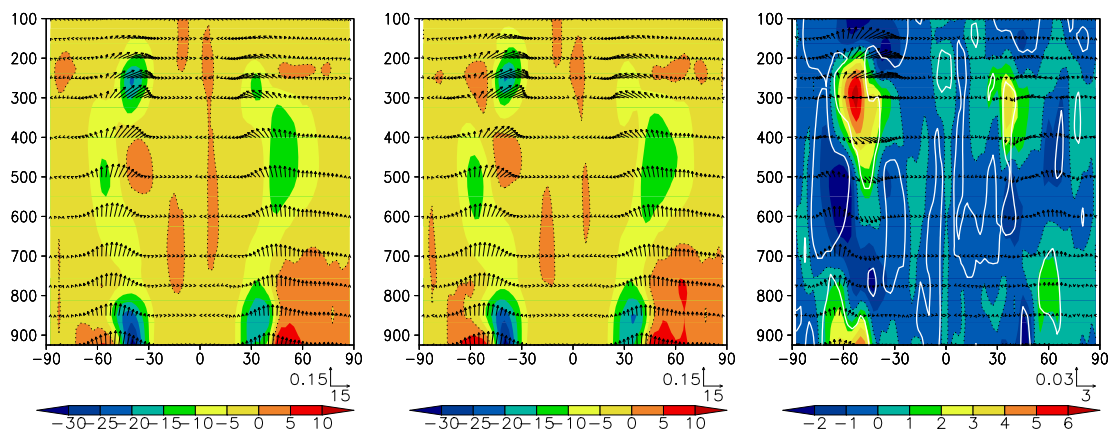


Abbildung 4.14: 2–6 Tage gefilterter zonal gemittelter barokliner EP-Fluss-Vektor $[-\overline{u'v'}, f\overline{v'\Phi'_z}/S]$ in m^2/s^2 der ERA40-Daten (DJF) im Zeitraum 1958–77 (links), 1978–2001 (Mitte) und die Differenz spät–früh (rechts). Als Kontur die entsprechende Divergenz in 10^{-6} m/s^2 mit 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

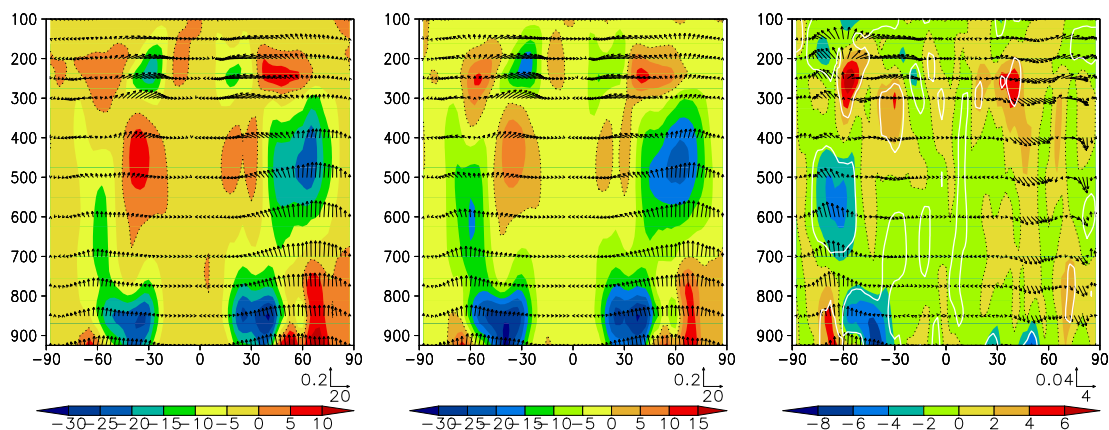


Abbildung 4.15: 10–90 Tage gefilterter zonal gemittelter barokliner EP-Fluss-Vektor $[-\overline{u'v'}, f\overline{v'\Phi'_z}/S]$ in m^2/s^2 der ERA40-Daten (DJF) im Zeitraum 1958–77 (links), 1978–2001 (Mitte) und die Differenz spät–früh (rechts). Als Kontur die entsprechende Divergenz in 10^{-6} m/s^2 mit 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

len fällt dadurch geringer aus. Einher geht damit vor allem die Erhöhung der Divergenz des baroklinen EP-Flusses mit einem Maximum bei 250 hPa und 40°N , aber auch der Konvergenzbereich bei 500 hPa ist auf planetarer Skala leicht abgeschwächt. In der Sommerzirkulation auf den Südhemisphäre ist das Gegenteil zu beobachten. Die vertikale Ausbreitung ist verstärkt und der barokline EP-Fluss-Vektor konvergiert in weiten Bereichen der unteren und mittleren Troposphäre stärker. Bei etwa 300 hPa um 30°S und 60°S ist er hingegen deutlich verstärkt.

4.1.5 Zusammenfassung

Über alle Berechnungen hinweg ist ein klarer Unterschied zwischen Nord- und Südhemisphäre zu erkennen. Signifikante Differenzen treten gehäuft im Süden auf und auch vom Betrag her sind diese größer als im Norden. Sie sind auch unabhängig von der betrachteten Variable oder deren Filterung. Im Vergleich ERA40 mit NCEP deutet dies mit großer Sicherheit darauf hin, dass die schlechtere Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten und die deshalb besonders in den Vordergrund tretende Modellphysik die Abweichungen bewirkt. Alternativ kommt in Frage, dass der betrachtete Sommer der Südhalbkugel schlechter durch die Modelle wiedergegeben

wird als der Winter der Nordhalbkugel aufgrund der grundsätzlich unterschiedlichen Prozesse. Es treten aber auch im zeitlichen Vergleich die größten Änderungen südlich des Äquators auf. Hier kommen dabei auch physikalische Prozesse in Frage. Diese ließen sich jedoch schwer beweisen aufgrund der nicht auszuschließenden Effekte durch mangelnde Beobachtungsdaten insbesondere im frühen Zeitraum. Die schlecht mögliche Verifikation aufgrund der bereits erwähnten Differenzen zwischen den beiden Reanalysen in diesem Bereich kommt erschwerend hinzu.

Im Norden hingegen sind die Abweichungen zwischen NCEP und ERA40 im Zonalmittel gering. Signifikanz auf dem 95% Niveau ist stellenweise gegeben, was auf tatsächliche Unterschiede in der Modellphysik hindeutet. Jedoch bleibt grundsätzlich eine Irrtumswahrscheinlichkeit von 5%, welche insbesondere bei nicht ausgedehnten signifikanten Bereichen eine kritische und vorsichtige Herangehensweise verlangt. Bei Betrachtung der horizontalen Schnitte treten durchaus signifikante Differenzen auf, welche jedoch die grundsätzlichen Muster der Variablen nicht stark beeinflussen. So sind die Stormtracks beispielsweise leicht verschoben und verformt und haben die Neigung, in ERA40 etwas stärker hervorzutreten. Größere Differenzen sind weitestgehend vorher bekannten Unterschieden in den Modellen geschuldet, wie die angesprochenen Auswirkungen der unterschiedlich implementierten Orographie.

Der Vergleich der Zeiträume 1958–77 und 1978–2001 zeigt Unterschiede, welche mit den Telekonnektionsmustern NAO und PNA in Verbindung gebracht werden können. Verschiedene Untersuchungen bestätigen dabei die Zusammenhänge der gefundenen Effekte untereinander und auch mit dem Umschwung der PDO Ende der 70er. So stellt Wang (2001) eine Beziehung zwischen positiver NAO-Phase und verstärkter Hadley-Zelle her. Dabei kann er jedoch keine direkte Verbindung zur PDO finden. Jedoch beschreibt er zwei mögliche Wege, über die die PDO mit der SST des Atlantiks koppelt: Entweder über die atlantische Walker-Zirkulation oder die PNA. Änderungen im pazifischen Raum nach 1977, welche den Auswirkungen nach einer häufiger auftretenden positiven PNA-Phase entsprechen, konnten im Rahmen der oben gemachten Untersuchung ebenfalls festgestellt werden. Yu und Zwiers (2007) finden einen entsprechenden Zusammenhang zwischen PDO, ENSO und PNA. Wenn erstere in Phase sind, erzeugen sie im Nordpazifik Anomalien, welche als ähnlich zu denen der PNA beschrieben werden und somit eine Verstärkung hervorrufen. Der integrative Zusammenhang zwischen ENSO und PDO wurde wie bereits erwähnt von Newman u. a. (2003) diskutiert. Nicht zuletzt lässt sich auch eine nichtlineare Kopplung zwischen NAO und ENSO direkt nachweisen (Mokhov und Smirnov 2006).

Der Klimaumschwung Ende der 70er zeigt in der vorliegenden Untersuchung deutliche Veränderungen der Zirkulation. Die Effekte und Zusammenhänge sind wie zuvor beschrieben durch andere Autoren belegt. Die noch immer verbreitete These, dass die zu diesem Zeitpunkt neu eingeführten Satellitenmessungen die Veränderungen in den Reanalysedaten hervorgerufen haben, erscheint angesichts dieser Ergebnisse unwahrscheinlich.

Als Ursache der Änderungen der atmosphärischen Zirkulation kommt vor allem die natürliche Variabilität des Klimas in Frage. In einem nichtlinearen System sind jederzeit Regimewechsel möglich, welche globale Auswirkungen haben. Der Umschwung der PDO und die belegbaren Veränderungen dadurch sind ein Beispiel dafür. Andererseits kommt als zusätzlicher Faktor auch der anthropogene Klimawandel in Frage. McCabe u. a. (2001) beschreiben

Veränderungen der Zyklonenaktivität und führen diese auf erhöhte Temperaturen in der Nordhemisphäre zurück. So treten Zyklonen häufiger weiter im Norden auf bei gleichzeitiger Erhöhung der Intensität. Diese Veränderungen lassen sich auch in Form der synoptischen Aktivität feststellen. So hat sich über dem Pazifik die Intensität der 2–6 Tage gefilterten horizontalen Impuls-, meridionalen Wärme- und EP-Flüsse in den Stormtracks erhöht. Über dem Atlantik kann die Verlagerung der NAO-Aktionszentren nach Nord-Ost, wie sie zuvor und durch Jung u. a. (2003) festgestellt wurde, damit im Zusammenhang stehen. Gleichzeitig ist im Zonalmittel der Flüsse insgesamt eine Verschiebung nach Norden zu finden. Indirekt lässt sich daran ein Zurückweichen der Polarfront ablesen. Die atmosphärischen Flüsse auf synoptischer Skale sind demnach konsistent mit dem Erwärmungstrend der letzten Jahrzehnte.

4.2 Vergleich von ECHAM5/OM1 und NCEP

Bevor mit den Daten des ECHAM5/OM1-Modells gearbeitet werden kann, ist es grundlegend wichtig zu überprüfen, inwieweit sie mit Referenzdaten übereinstimmen. So ist es möglich grundsätzliche Unterschiede und Neigungen in den Variablen zu erkennen und später zu berücksichtigen. Betrachtet werden die horizontalen Windkomponenten, meridionale Wärme-, horizontale Impuls- und EP-Flüsse im Winter (DJF). Die Modelldaten umfassen dabei den Bereich 1960 bis 2000, welcher auch mit den als Referenz dienenden Reanalysedaten verglichen wird. Für die spätere Untersuchung der Zirkulation bei unterschiedlicher Eisbedeckung sollen dann ebenfalls Reanalyse und Modelldaten untersucht werden. In den Reanalysedaten soll dabei eine deutliche Eisvariabilität auftreten, weshalb es nötig ist Jahre nach 2002 zur Verfügung zu haben. Deshalb kommt nur die Verwendung der NCEP-Reanalyse in Frage.

4.2.1 Horizontale Windkomponenten

Im zonalen Mittel zeigt das ECHAM5/OM1-Modell qualitativ eine gute Übereinstimmung mit der NCEP-Reanalyse, wie in Abbildung 4.16 für den Zonal- und in Abbildung 4.17 für den Meridionalwind dargestellt. Die Maxima und Minima liegen an den gleichen Stellen und zeigen auch sehr ähnliche Ausdehnungen. Im Differenzenplot sieht man jedoch, dass in ECHAM5/OM1 die Westwindzonen sowohl im Süden als auch im Norden eine zu geringe Nord-Süd-Ausdehnung haben und die Maxima im Gegenzug leicht verstärkt sind. Weiterhin

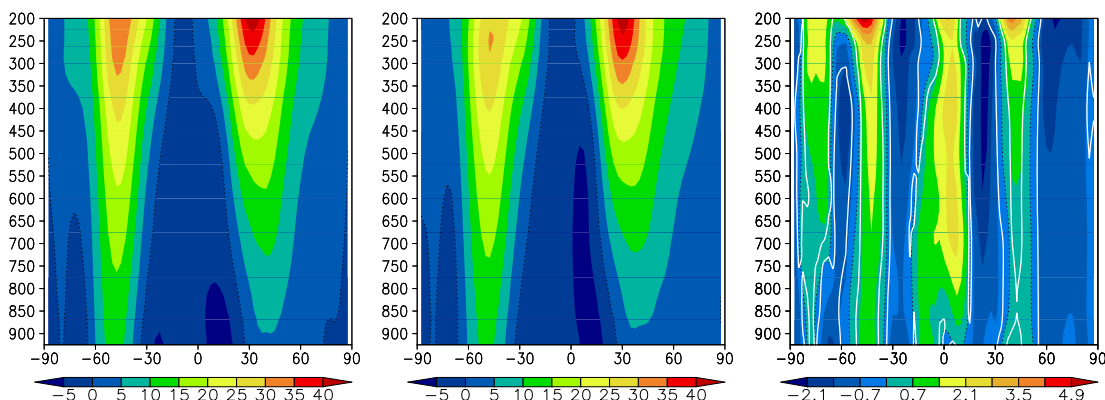


Abbildung 4.16: Zonal gemittelter Zonalwind in m/s der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

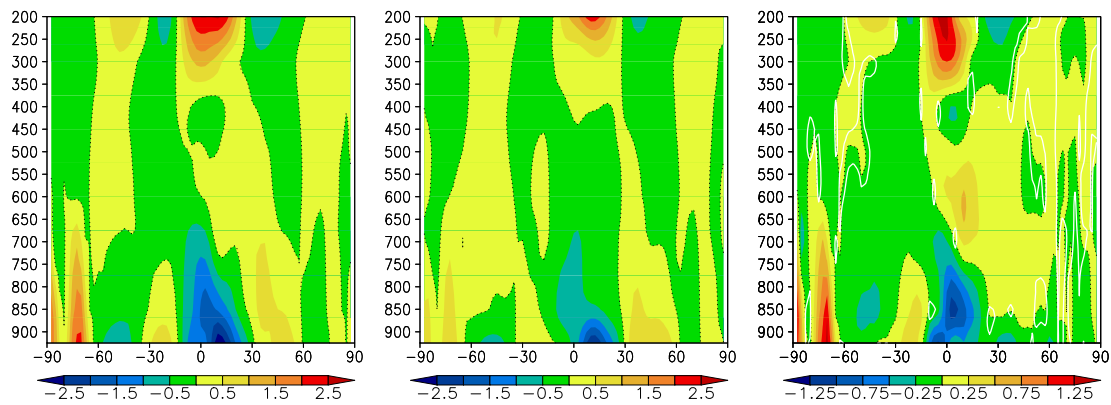


Abbildung 4.17: Zonal gemittelter Meridionalwind in m/s der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

sind sowohl in den Tropen als auch über der Antarktis positive Anomalien zu finden. Da hier die Unsicherheiten in der Reanalyse nicht unbeachtlich sind, wie in Abschnitt 4.1 gezeigt, ist es allerdings schwer, von einem Fehler im Modell zu sprechen.

Im Detail ist der zonal gemittelte Meridionalwind in Abbildung 4.17 vor allem aufgrund der Veränderungen im Bereich der tropischen Maxima und Minima auffällig, welche auf eine Verschiebung und Verstärkung der Hadleyzelle hindeuten. Wiederum sind hier jedoch auch die Reanalysen in ihrer Detailtreue fraglich. Abweichungen in der Antarktis treten ebenfalls auf, wobei hier, wie bereits in Abschnitt 4.1 festgestellt, auch in den Reanalysen große Unsicherheiten zu finden sind. Es deuten sich somit Probleme mit der Berechnung der Zirkulation über eisbedeckten Gebieten an. Obwohl die Differenzen gebietsweise auch kleiner sind, sind diese überwiegend signifikant.

Im horizontalen Schnitt ist für ECHAM5/OM1 festzustellen, dass der Meridionalwind in mittleren und hohen Breiten betragsmäßig zu schwach ausgeprägt ist. Abbildung 4.18 zeigt dies für 500 hPa Höhe. Die Gebiete starken Nord- oder Südwindes liegen zwar an den gleichen Stellen, zeigen jedoch viel niedrigere Intensitäten. Dies kann auch erklären, warum Signifikanz im Zonalmittel bei kleinen Differenzen vorliegt. Im Mittel ergeben sich zwar die gleichen Werte, jedoch unterscheiden sich die Amplituden der Abweichungen.

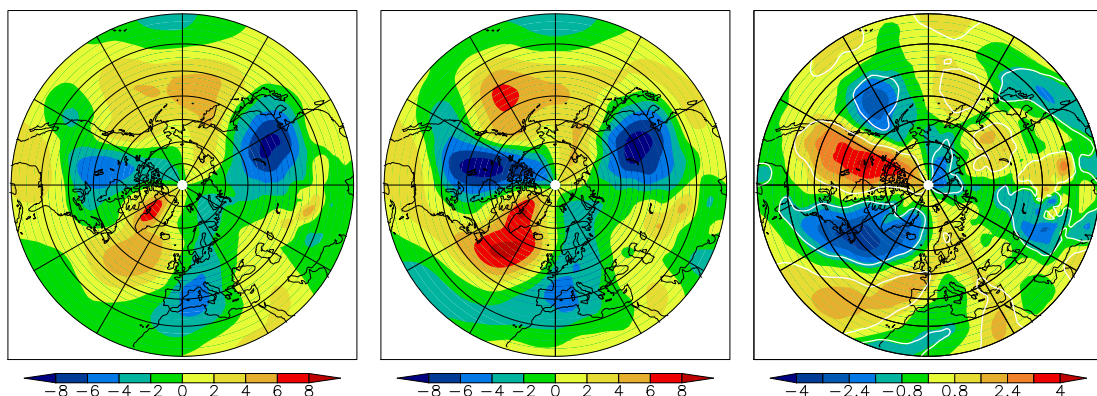


Abbildung 4.18: Meridionalwind in 500 hPa Höhe in m/s der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

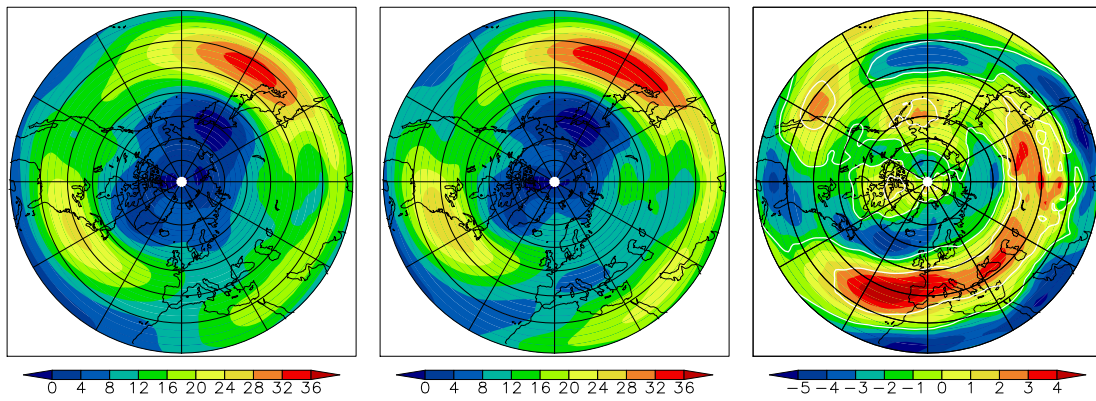


Abbildung 4.19: Zonalwind in 500 hPa Höhe in m/s der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

Abbildung 4.19 zeigt den Zonalwind in 500 hPa. Es ist zu erkennen, dass Jets, also die Bereiche maximalen Winds, sehr gut übereinstimmen. Einzig die Intensität ist in ECHAM5/OM1 etwas schwächer. Die stärksten Anomalien im Bereich der mittleren und subtropischen Breiten liegen derart, dass im Einlaufbereich der Jets und dabei vor allem über dem westlichen Pazifik der Zonalwind im Modell schwächer ist und im Gegenzug im Auslaufbereich stärker. Letzteres zieht sich seinerseits vom atlantischen Jet ausgehend sehr weit nach Osten. Gleichzeitig sind die Anomalien derart angeordnet, dass Windgegensätze zwischen Subtropen und mittleren Breiten geringer ausfallen. Insgesamt fällt damit die räumliche Variabilität abseits der Jets bei ECHAM5/OM1 geringer aus als in der Reanalyse. Da dies ähnlich beim Meridionalwind auftritt, scheint das Modell hier zu wenige Störungen beispielsweise infolge der Wellendynamik zu erzeugen.

4.2.2 Meridionale Wärmeflüsse

Der meridionale Wärmefluss beschreibt den Transport sensibler Wärme durch großskalige Störungen. In Abbildung 4.20 ist dieser im Zonalmittel dargestellt und zeigt strukturell zunächst nur geringe Abweichungen zwischen NCEP-Reanalyse und ECHAM5/OM1. Für die mittleren Breiten der Nordhemisphäre zeigt er sich im Modell allerdings eindeutig zu groß in der ge-

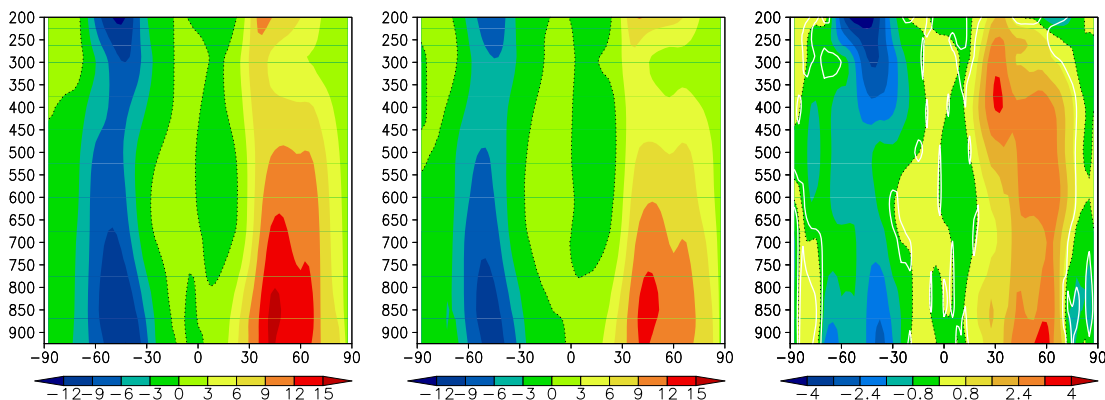


Abbildung 4.20: Zonal gemittelter ungefilterter meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

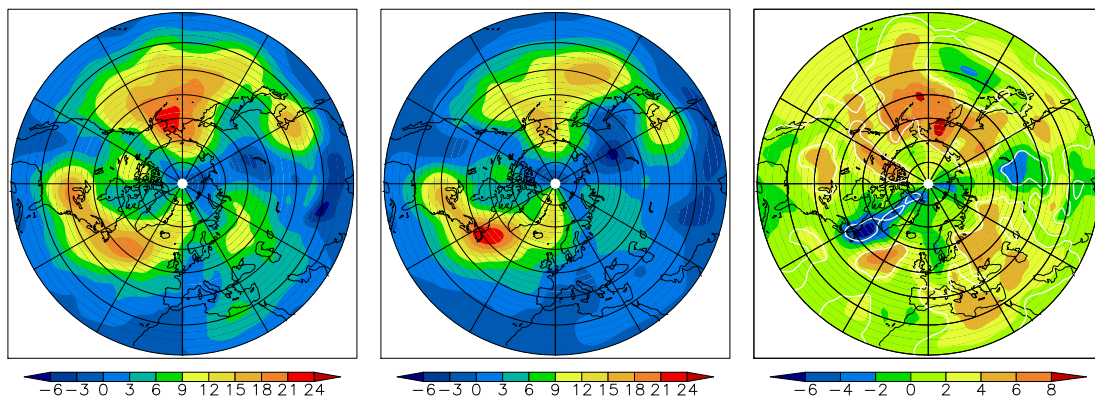


Abbildung 4.21: Ungefilterter meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s in 500 hPa Höhe der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

samten Troposphäre. Erst bei 200 hPa, dem niedrigsten verfügbaren Druckniveau werden die Differenzen zwischen ECHAM5/OM1- und NCEP-Daten klein. Der Blick auf die Südhemisphäre offenbart deutlich geringere Abweichungen in der Troposphäre. Hier herrscht allerdings auch Sommer, wodurch die meridionalen Wärmeflüsse grundsätzlich schwächer ausfallen, da der einstrahlungsbedingte Temperaturgradient geringer ist.

Im horizontalen Schnitt, wie in Abbildung 4.21 anhand des ungefilterten meridionalen Wärmeflusses in 500 hPa Höhe dargestellt, zeigt sich, dass die Orte maximalen und minimalen Flusses gut übereinstimmen. Jedoch ist vor allem im pazifischen Raum eine deutliche Verstärkung gegenüber der Reanalyse feststellbar. Es sind sowohl die Maxima verstärkt, als auch die Gebiete positiven meridionalen Wärmeflusses größer ausgedehnt. Letzteres trifft auch auf den atlantischen Raum und Westasien zu, wobei der pazifische Raum am stärksten betroffen ist. Negative Anomalien treten nördlich des Himalaya auf, genauso wie ein geschwächter maximaler Fluss über dem Atlantik. Insgesamt ist der meridionale Wärmefluss jedoch auf der gesamten Nordhalbkugel zu groß, wie bereits im Zonalmittel gesehen.

Werden die Daten gefiltert, bleibt es dabei, dass der meridionale Wärmefluss insgesamt verstärkt ist. Auch der Pazifik tritt, wie in Abbildung 4.22 anhand des 2–6 Tage gefilterten meridionalen Wärmeflusses in 500 hPa Höhe zu sehen, wieder besonders hervor. Die Aus-

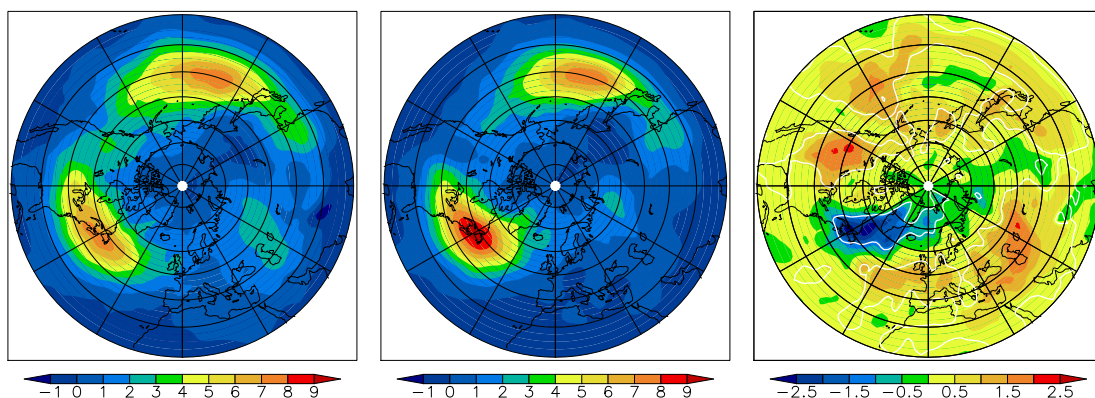


Abbildung 4.22: 2–6 Tage gefilterter meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s in 500 hPa Höhe der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

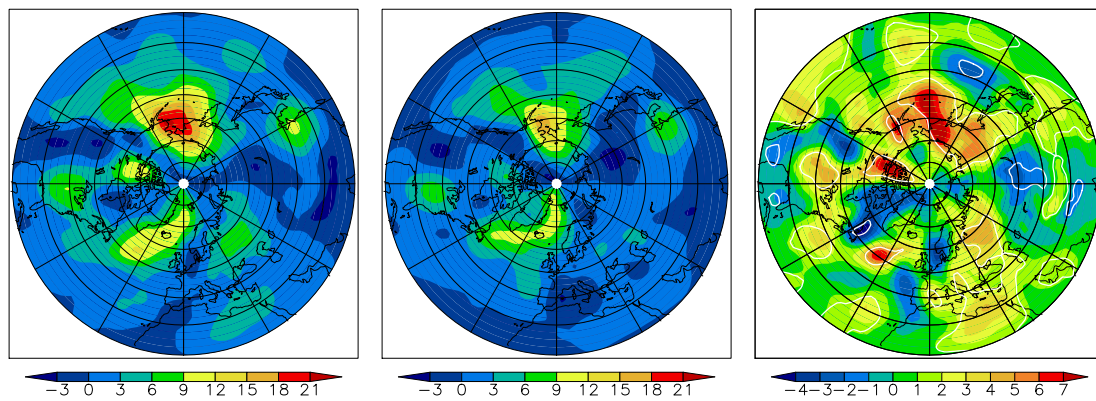


Abbildung 4.23: 10–90 Tage gefilterter meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s in 500 hPa Höhe der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

dehnung des positiven Flusses ist vor allem nach Osten vergrößert. Dadurch wird auch die Trennung des pazifischen vom atlantischen Stormtrack verringert. Hier könnte der orographische Einfluss der Rocky Mountains im Modell zu gering ausfallen. Über dem Atlantik ist der meridionale Wärmefluss auf synoptischer Skala dann aber stark abgeschwächt, jedoch wiederum weiter in Richtung Osten ausgedehnt, woraus sich eine positive Anomalie bis weit in den asiatischen Kontinent hinein ergibt.

Gefiltert über 10–90 Tage ist es wieder der Pazifik, der im ECHAM5/OM1-Modell im Bereich der Aleuten die größten Abweichungen von der Reanalyse zeigt. In Abbildung 4.23 ist zu erkennen, dass dort das Maximum deutlich stärker ist. Abseits davon sind die Abweichungen geringer, führen aber auch zu einer Verstärkung der Maxima.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass ECHAM5/OM1 den meridionalen Energietransport durch sensible Wärme im Winter der Nordhemisphäre überschätzt. Da dies besonders im Bereich des Pazifiks auftritt, liegt die Vermutung nahe, dass das Problem mit der großen Wasserfläche zusammenhängt. Eine Möglichkeit wäre ein direkter Zusammenhang mit dem Ozean als Wärmespeicher und -quelle. Wird hier zu viel Energie frei, verstärkt sich der Gradient erhöht und dadurch der meridionale Wärmefluss. Alternativ wäre denkbar, dass der Transport durch zu geringe Reibung in der Grenzschicht begünstigt wird. Dies tritt insbesondere in Gebieten mit flacher Orographie hervor, wie es an der Meeresoberfläche der Fall ist. Abweichungen aus vermutlich orographischen Effekten zeigen sich dabei auf synoptischer Skala, da hier die Stormtracks weiter auf den Kontinent vordringen. Trotz dieser Abweichungen darf aber nicht unerwähnt bleiben, dass die Lage der Maxima durch ECHAM5/OM1 sehr gut simuliert wird.

4.2.3 Horizontale Impulsflüsse

Die größten Abweichungen zwischen ECHAM5/OM1-Modell und NCEP-Reanalyse bezüglich des horizontalen Impulsflusses sind in der Region der subtropischen Jetwinde zu finden. Abbildung 4.24 zeigt deutliche Differenzen erst oberhalb von 400 hPa. Dort liegen auch die Extrema des horizontalen Impulsflusses. Grundsätzlich ist dieses Verhalten schon aufgrund des zuvor betrachteten zu starken horizontalen Windes zu erwarten gewesen, da hier eine sehr enge Verknüpfung besteht. Dieser weicht ebenfalls in der Höhe am stärksten ab. Das Maxi-

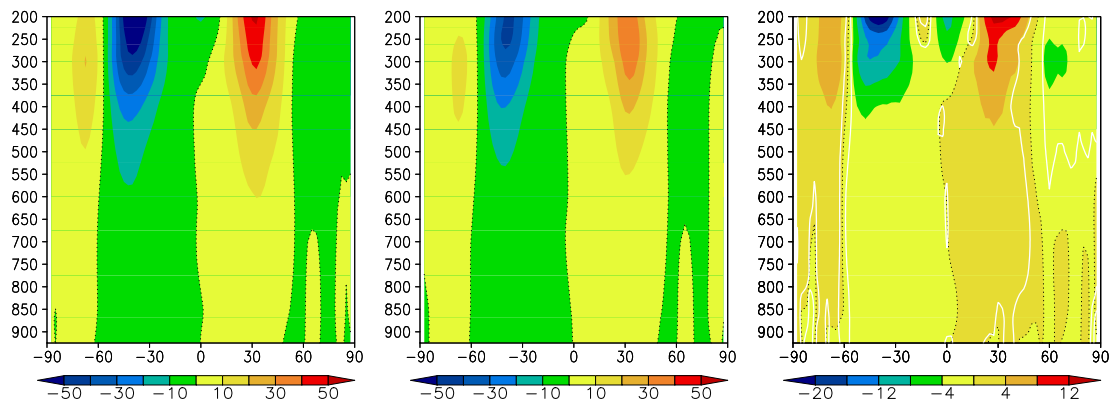


Abbildung 4.24: Zonal gemittelter ungefilterter horizontaler Impulsfluss $\overline{u'v'}$ in m^2/s^2 der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

imum des horizontalen Impulsflusses in der Nordhemisphäre ist verstärkt und das Minimum in der Südhemisphäre weiter abgeschwächt. Im Norden sind dabei die Differenzen relativ zum Süden geringer. Allerdings ist im Süden auch der horizontale Impulsfluss betragsmäßig größer. Gleichzeitig liegen die Extrema im Modell scheinbar in zu großer Höhe. Bei NCEP liegen sie etwa auf dem 250 hPa Niveau, bei ECHAM5/OM1 eher bei 200 hPa.

Die Betrachtung eines horizontalen Schnitts in der Höhe der maximalen Abweichung kann die Regionen aufdecken, in denen diese auftreten. In Abbildung 4.25 ist auf dem 200 hPa-Niveau festzustellen, dass die positiven Anomalien in den ECHAM5/OM1-Daten vor allem in den Subtropen über dem Atlantik, Afrika bis nach Asien vorherrschen. Die Flüsse im pazifischen Raum werden deutlich besser vom Modell wiedergegeben. In Abbildung 4.26 sind die Differenzenplots für 200 hPa mit Filterung dargestellt. Sowohl für die Filterung über 2–6 Tage, als auch über 10–90 Tage liegen die größten Differenzen im Bereich der Subtropen vom Atlantik bis nach Asien. Das Problem ist in diesem Bereich demnach nicht skalenabhängig. Das Gleiche gilt für die negativen Anomalien am nördlichen Rand der mittleren Breiten. Für den Pazifik gibt es hingegen Unterschiede zwischen den Filterungen. Während auf synoptischer Skala in Westpazifik positive Anomalien vorherrschen, treten auf planetarer Skala eher negative auf. Im Ostpazifik finden sich hier auch positive Abweichungen gegenüber der

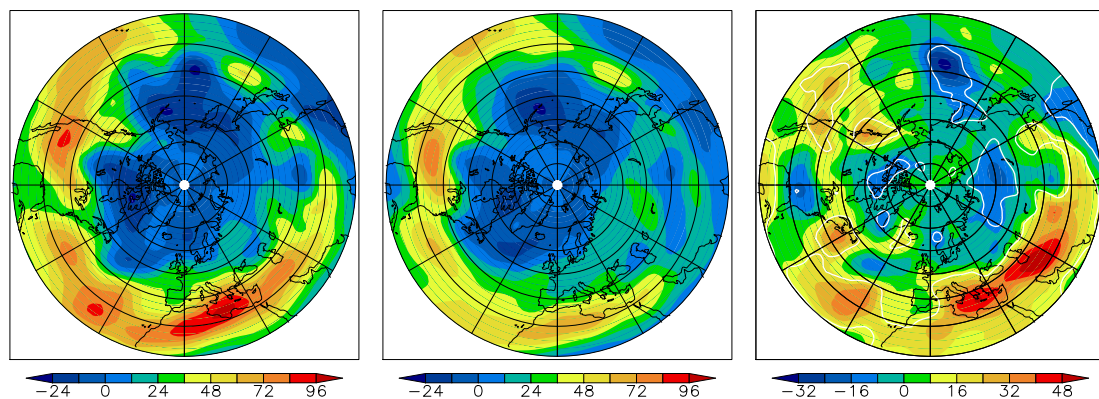


Abbildung 4.25: Ungefilterter Impulsfluss in 200 hPa Höhe in m^2/s^2 der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

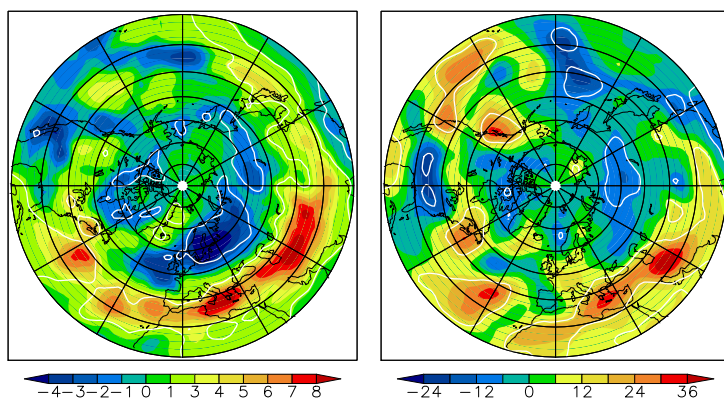


Abbildung 4.26: Differenz ECHAM5/OM1–NCEP des horizontalen Impulsfluss $\overline{u'v'}$ in m^2/s^2 und 200 hPa Höhe für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). Links 2–6 Tage gefiltert, rechts 10–90 Tage gefiltert. 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

Reanalyse, welche im Gegenzug auf synoptischer Skale nicht auftreten. Trotz dieser großen Abweichungen stimmen die Muster jedoch gut überein. Weiterhin ist klar ersichtlich, dass die maximalen Abweichungen im horizontalen Impulsfluss im Bereich der größten Differenzen im Zonalwind liegen, wie im Vergleich mit Abbildung 4.19 ersichtlich wird. Diese zeigt zwar das 500 hPa-Niveau, jedoch setzen sich diese Abweichungen mit der Höhe fort.

Die Neigung zu einem grundsätzlich zu hohen horizontalen Impulsfluss in der oberen Troposphäre der Subtropen in einem Band vom Atlantik bis nach Afrika trifft zusammen mit den zuvor festgestellten größten Abweichungen im Zonalwind, wie in Abbildung 4.19 schon zuvor gezeigt. Die Berechnung des Impulsbudgets als Ganzes weicht also in diesem Bereich stark von der Reanalyse ab. Somit kommt vor allem eine unzureichende Parametrisierung jener Terme als Fehlerquelle in Frage, welche hier zu einem Abbremsen der Strömung führen. In der oberen Troposphäre sind dies insbesondere brechende Schwerewellen. Grundsätzlich kann jedoch nicht ausgeschlossen werden, dass auch Probleme der Reanalyse zu den Abweichungen führen. Für die Tropen wurden solche Unsicherheiten in Abschnitt 4.1 festgestellt.

4.2.4 Eliassen-Palm-Flüsse

Da der EP-Fluss sowohl den meridionalen Wärme- als auch horizontalen Impulsfluss als Größe enthält, ist von vorn herein anzunehmen, dass Differenzen zwischen ECHAM5/OM1-Modell und NCEP-Reanalyse auftreten. Auch hier stimmen dabei die grundsätzlichen Muster qualitativ gut überein, wie Abbildung 4.27 exemplarisch für die barokline Komponente zeigt. Minima und Maxima der Divergenz liegen in den gleichen Bereichen und auch der barokline EP-Fluss-Vektor ist weitestgehend gleich orientiert. Quantitativ hingegen sind die Übereinstimmungen schlechter. Sowohl der Vektor, als auch seine Divergenz zeigen deutliche Abweichungen in den Beträgen. Der Konvergenzbereich in 450 hPa Höhe der Nordhemisphäre ist im Modell deutlich zu stark ausgeprägt und in der mittleren und unteren Troposphäre divergiert der barokline EP-Fluss-Vektor in weiten Bereichen zu stark. Die Differenz der Divergenzen ist dabei nahezu in der gesamten Troposphäre signifikant. Nur wenige Bereiche mit geringeren Differenzen fallen heraus.

Der barotrope EP-Fluss bietet ein ähnliches Bild. Die Differenzen sind insbesondere in 200 hPa sehr groß. Der Vektor weicht in einem Band der Subtropen vom Atlantik bis nach Asien am stärksten ab, wie in Abbildung 4.28 zu sehen. Für die Divergenz liegen die Differenzen in etwas höheren Breiten und sind zusätzlich auch verstärkt im Bereich von Ostasien über den Pazifik bis Nordamerika anzutreffen. Dies tritt zusammen mit dem dort überhöhten

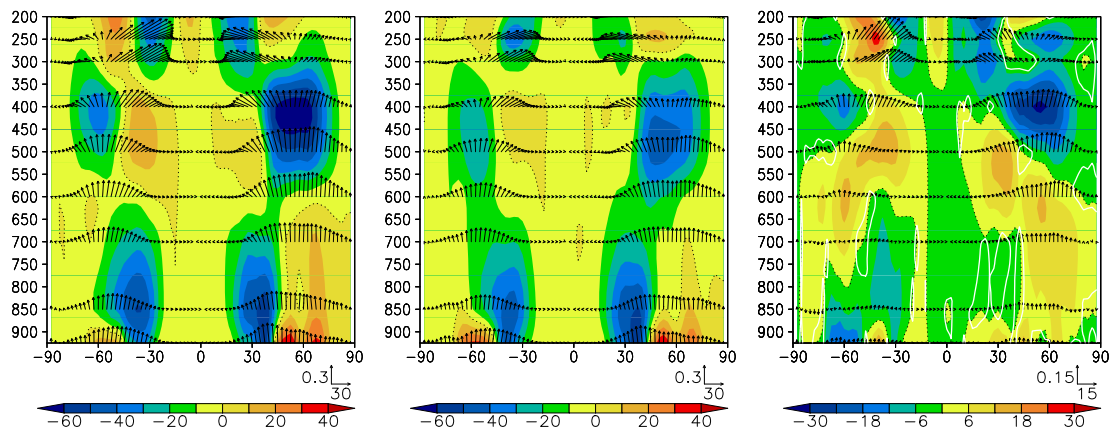


Abbildung 4.27: Ungefilterter zonal gemittelter barokliner EP-Fluss-Vektor $[-\overline{u'v'}, f\overline{v'\Phi'_z}/S]$ in m^2/s^2 der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). Als Kontur die entsprechende Divergenz in 10^{-6} m/s^2 mit 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

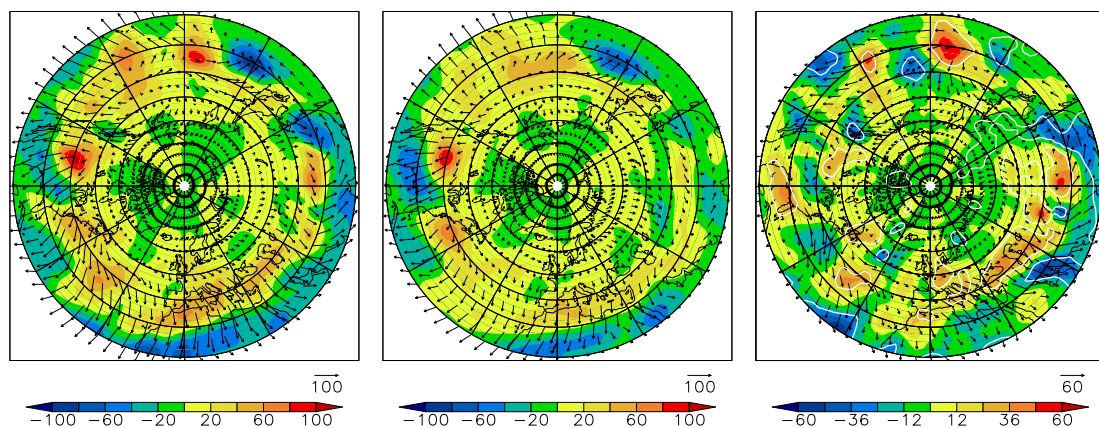


Abbildung 4.28: Ungefilterter barotroper EP-Fluss-Vektor $[1/2(\overline{u'^2} - \overline{v'^2}), -\overline{u'v'}]$ in m^2/s^2 in 200 hPa Höhe der ECHAM5/OM1- (links), NCEP-Daten (Mitte) und deren Differenz ECHAM5/OM1–NCEP (rechts) für den Zeitraum 1960–2000 (DJF). Als Kontur die entsprechende Divergenz in 10^{-6} m/s^2 mit 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

horizontalen Impulsfluss und Zonalwind auf, was mit der Theorie der EP-Flüsse konsistent ist. Auch hier ist aber die Lage der Extrema trotz der großen Abweichungen der Beträge zwischen NCEP und ECHAM5/OM1 in guter Übereinstimmung.

Die Abweichungen des EP-Flusses waren wie eingangs erwähnt zu erwarten. Durch die Verbindung des EP-Flusses mit Wellenantrieb und -ausbreitung in der Atmosphäre ergibt sich jedoch ein sehr kritisches Bild. Es ist zwar positiv, dass die Übereinstimmungen in der Struktur gut ist, jedoch weichen die Intensitäten sehr stark ab. Es deutet alles darauf hin, dass die Wellendynamik oder deren Anregung beispielsweise aus der diabatischen Wärmequelle oder Orographie im ECHAM5-Modell fehlerhaft ist. Zusammen mit den bereits zuvor festgestellten Problemen bei den horizontalen Impuls- und meridionalen Wärmeflüssen ergibt sich, dass die Troposphäre im Modell bezüglich der Energie von großskaligen Wirbeln und Wellen stark abweicht.

4.3 Einfluss der arktischen Eisbedeckung in Modellen

Die arktische Eisbedeckung durchläuft jedes Jahr einen Zyklus des Anwachsens und Abtauens. Dabei erreicht sie im September das Minimum und im Februar oder März das Maximum. Diese Extremwerte sind jedoch nicht konstant. Insbesondere die geringste Ausdehnung im Sommer schwankt stark von Jahr zu Jahr und ist zudem durch einen abnehmenden Trend geprägt, wie in Abbildung 4.29 zu sehen. Dabei hat die eisbedeckte Fläche große Relevanz für das Klima. Die Albedo von Meereis ist deutlich höher als die einer offenen Wasserfläche. Somit wird mehr Strahlung absorbiert wenn weniger Eis vorhanden ist. Dies führt zur sogenannten Eis-Albedo-Rückkopplung: Bei zurückgehendem Eis ist eine gleichzeitige Zunahme der Erwärmung zu erwarten, was letztlich dazu führt, dass noch mehr Eis abtauen kann. Diese positive Rückkopplung wirkt verstärkend auf einen Erwärmungstrend in den polaren Gebieten. Auch die Wirkung des Eises als Abdeckung der Meeresoberfläche ist wichtig. Durch das Eis wird der Austausch von Wärme, Feuchtigkeit und Tracern reduziert. Weiterhin bildet das Eis eine Süßwasserquelle, die die Meeresströmungen beeinflusst. All dies kann zu weiteren Auswirkungen durch veränderte Eisbedeckung führen.

Untersucht werden soll, wie sich die Zirkulation im Winter in Abhängigkeit von der Eisausdehnung in vorhergehenden September verhält. Dazu wurden jeweils drei Jahre herausgesucht, in denen besonders wenig oder besonders viel der Meeresoberfläche bedeckt war. Die extremen Fälle der letzten Jahre sollen dabei allerdings nicht betrachtet werden. In Abbildung 4.29 sind die ausgewählten Jahre hervorgehoben. Die hohe sommerliche Eisbedeckung der Jahre 1992, 1994 und 1996 wird der niedrigen aus den Jahren 1990, 1995, 2005 gegenübergestellt. Die klimatischen Daten werden der NCEP-Reanalyse entnommen.

Es soll jedoch nicht nur untersucht werden, ob sich in den Reanalysedaten etwas ändert, welche Beobachtungsdaten nahekomen. Auch ist von Interesse, inwiefern Klimamodelle dies nachbilden können. Dazu wird das bereits zuvor mit NCEP verglichene ECHAM5/OM1 genutzt. In diesem Modell wird auch die Eisbedeckung dynamisch berechnet. Diese stimmt dadurch in den einzelnen Jahren nicht mit der beobachteten überein. Dabei fällt sofort auf, dass die Variabilität geringer ausfällt. Dennoch wurden wieder 3 Modelljahre mit hoher Eisbedeckung (1982, 1986 und 1988) und 3 Jahre mit niedriger (1981, 1994 und 1995) ausgewählt und die darauf folgenden Winter untersucht. Die Karten jeweils eines Jahres mit

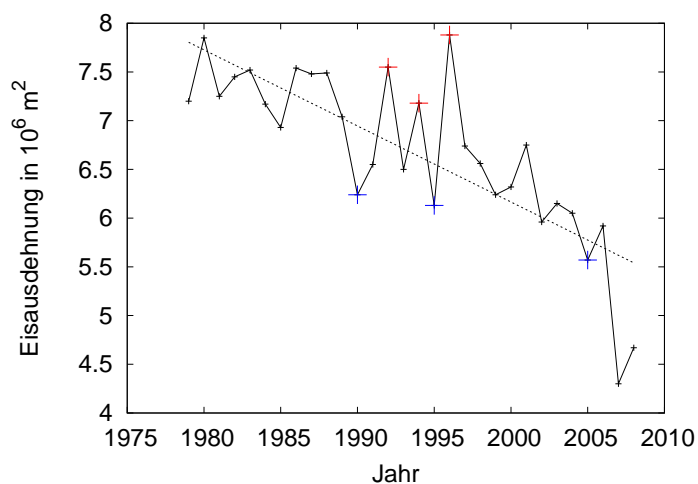


Abbildung 4.29: September Eisausdehnung der Jahre 1978-2008. Gestrichelte Linie zeigt linearen Trend über den gesamten Zeitraum. Rot ausgewählte Jahre hoher Eisbedeckung, blau mit niedriger. Daten des National Snow and Ice Data Center (NSIDC)

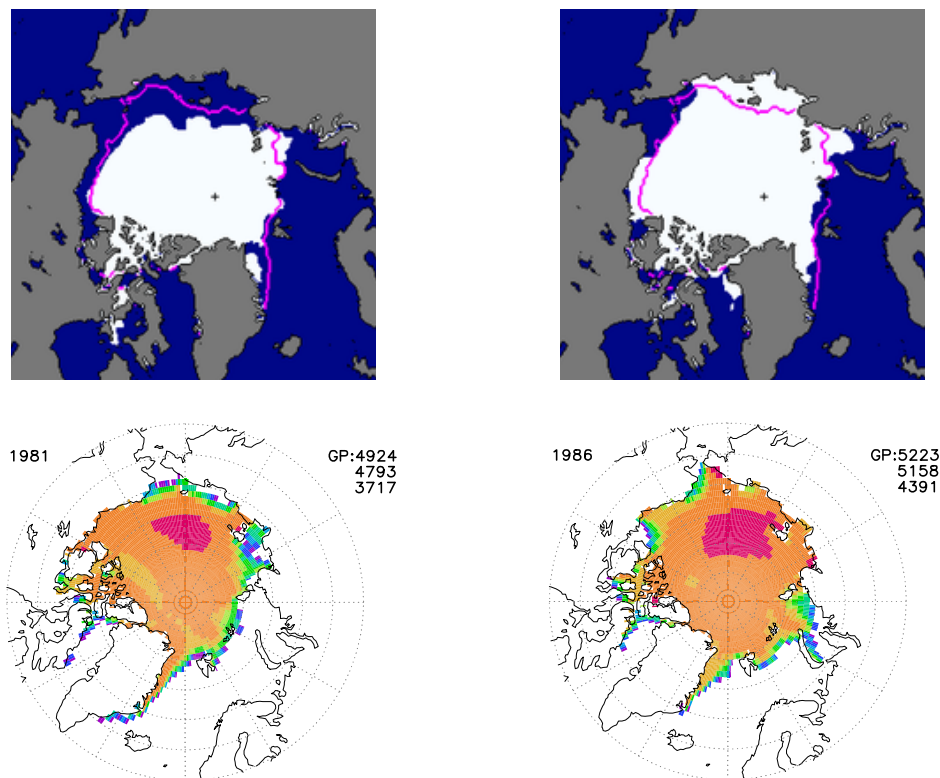


Abbildung 4.30: Gegenüberstellung von Eiskarten mit niedriger (links) und hoher (rechts) Eisbedeckung. Oben Daten des NSIDC für die Jahre 1990 und 1996, unten Satellitendaten aus ECHAM5/OM1 der Modelljahre 1981 und 1986.

niedriger und hoher Eisbedeckung des National Snow and Ice Data Center (NSIDC) und des ECHAM5/OM1-Modells sind in Abbildung 4.30 gegenübergestellt.

4.3.1 Horizontale Windkomponenten

Der zonal gemittelte Zonalwind der NCEP-Daten in Abbildung 4.31 zeigt, dass der Westwind in den polaren Breiten verstärkt, bei 50°N abgeschwächt und bei 30°N wiederum verstärkt ist. Unter Betrachtung des horizontalen Schnitts auf 500 hPa in Abbildung 4.32 wird klar, dass diese Anomalie im europäischen Raum ihren Ursprung hat. Die Anomalien liegen zwar zu weit östlich, deuten aber dennoch eine negative NAO-Phase nach niedriger Eisbedeckung

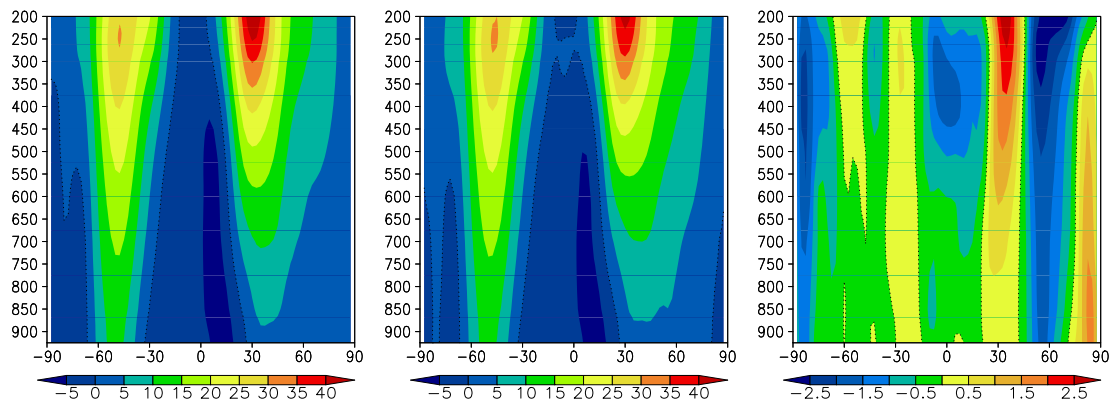


Abbildung 4.31: Zonal gemittelter Zonalwind in m/s der NCEP-Daten (DJF) bei niedriger (links), hoher (Mitte) Eisbedeckung im vorhergehenden Sommer und die Differenz niedrig–hoch (rechts).

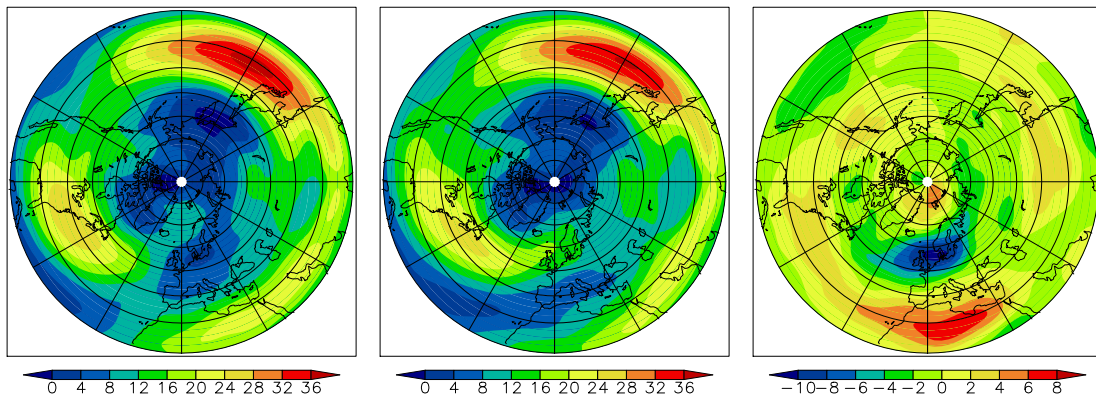


Abbildung 4.32: Zonalwind in 500 hPa Höhe in m/s der NCEP-Daten (DJF) bei niedriger (links), hoher (Mitte) Eisbedeckung im vorhergehenden Sommer und die Differenz niedrig–hoch (rechts).

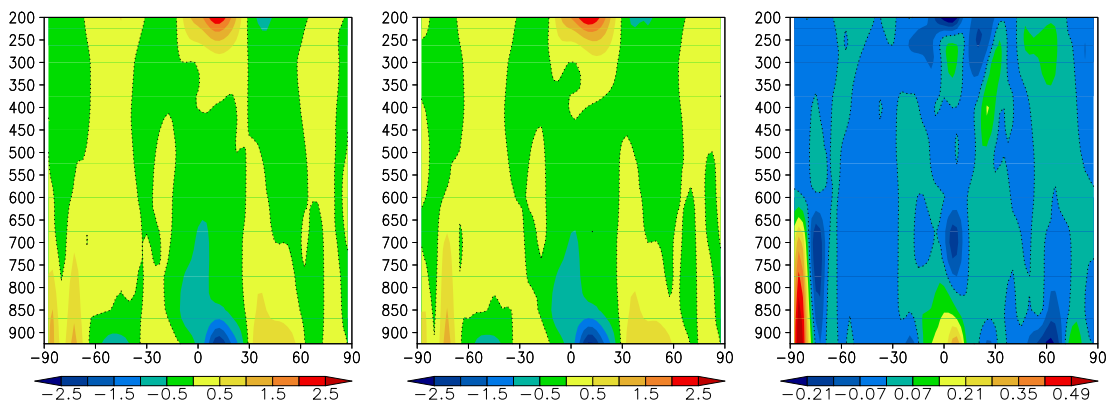


Abbildung 4.33: Zonal gemittelter Meridionalwind in m/s der NCEP-Daten (DJF) bei niedriger (links), hoher (Mitte) Eisbedeckung im vorhergehenden Sommer und die Differenz niedrig–hoch (rechts).

im Sommer an. Zudem spiegelt sich dadurch die in Abschnitt 4.1.3 und Jung u. a. (2003) beschriebene Verlagerung des NAO-Aktionszentrums nach Osten wieder. Es erscheint somit möglich, dass die insgesamt sinkende Eisbedeckung in der Arktis eine Ursache für diese Verlagerung ist. Bemerkenswert ist, dass die unterschiedliche Eisbedeckung nur im atlantischen und europäischen Raum große Veränderungen im Zonalwind hervorrufen.

Die Struktur des zonal gemittelten Meridionalwindes, gezeigt in Abbildung 4.33, zeigt die Tendenz einer für niedrige Eisbedeckung abgeschwächten Hadleyzelle. In den nördlichen Tropen ist der nordwärtige Wind auf 200 hPa abgeschwächt, genauso wie der südwärtige bei 850 hPa. Allerdings sind Differenzen klein. Jedoch bestätigt sich somit der in Abschnitt 4.1.5 diskutierte Zusammenhang zwischen NAO-Phase und Hadleyzelle.

ECHAM5/OM1 schafft es im Zonalmittel nicht, die in der Reanalyse gefundenen Unterschiede in den Windmustern wiederzugeben. Abbildung 4.34 stellt die zu den Abbildungen zuvor passenden Differenzen dar. Der zonal gemittelte Zonalwind zeigt zwar bei 50°N eine leichte negative Anomalie, jedoch ist diese weder stark genug, noch weit genug ausgedehnt, um der in NCEP gefundenen zu entsprechen. Im Schnitt auf dem 500 hPa Niveau findet man auch eine leichte Neigung zu negativen NAO-Phasen nach geringer sommerlicher Eisbedeckung, jedoch treten die Anomalien nicht an den gleichen Orten auf. Weiterhin findet man

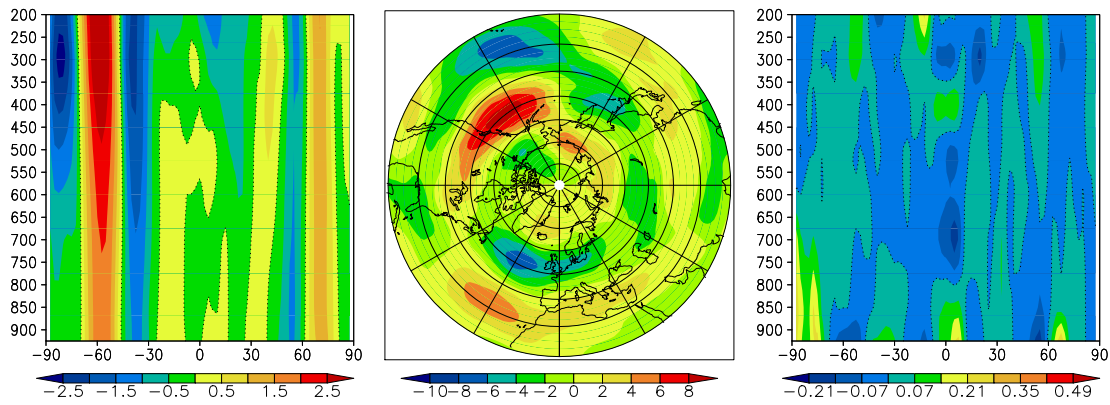


Abbildung 4.34: Differenz niedrige–hohe Eisbedeckung im Sommer der ECHAM5/OM1-Daten des nachfolgenden Winters (DJF). Links zonal gemittelter Zonalwind in m/s, Mitte Zonalwind in 500 hPa Höhe in m/s und rechts zonal gemittelter Meridionalwind in m/s.

auch große Differenzen im pazifischen Raum, welche in der Reanalyse überhaupt nicht auftreten. Diese Anomalien sind der Grund für das Abweichen des Zonalmittels zwischen NCEP und ECHAM5/OM1. Wie bereits in Abschnitt 4.2 festgestellt, neigt ECHAM5/OM1 gegenüber NCEP zu stärkeren Anomalien im nordpazifischen Raum. Die ebenfalls in Abbildung 4.34 dargestellte Differenz des zonal gemittelten Zonalwindes aus dem Modell gibt die abgeschwächte Hadleyzelle nicht wieder. Insgesamt gibt es Übereinstimmungen der Differenzen in den Windkomponenten, diese sind jedoch zu gering um von einer guten Wiedergabe der beobachteten Auswirkung unterschiedlicher sommerlicher Eisbedeckungen zu sprechen. Dies ist aufgrund der geringen Eisvariabilität in ECHAM5/OM1 auch zu erwarten gewesen.

4.3.2 Meridionale Wärmeflüsse

Da sich durch Unterschiede in der Eisbedeckung die Wärme- und Temperaturverhältnisse an der Meeresoberfläche verändern, sind in den Wärmeflüssen große Änderungen zu erwarten. Abbildung 4.35 zeigt den ungefilterten meridionalen Wärmefluss im Zonalmittel der NCEP-Daten. Nördlich von 60°N fällt dieser für eine niedrige Eisbedeckung im Sommer im darauffolgenden Winter deutlich geringer aus. Die Differenzen sind in geringer Höhe am größten, was die Verknüpfung mit dem Eis bestätigt. Durch den im Sommer offenen Ozean scheint

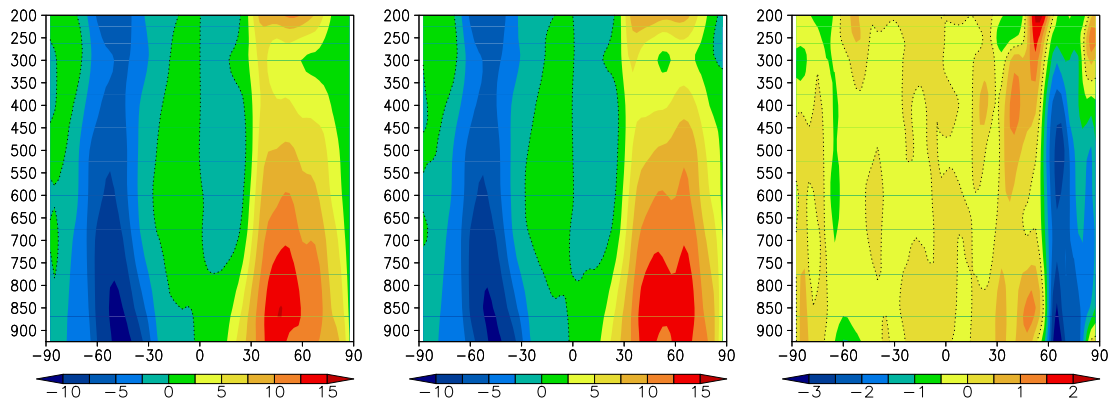


Abbildung 4.35: Zonal gemittelter ungefilterter meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s der NCEP-Daten (DJF) bei niedriger (links), hoher (Mitte) Eisbedeckung im vorhergehenden Sommer und die Differenz niedrig–hoch (rechts).

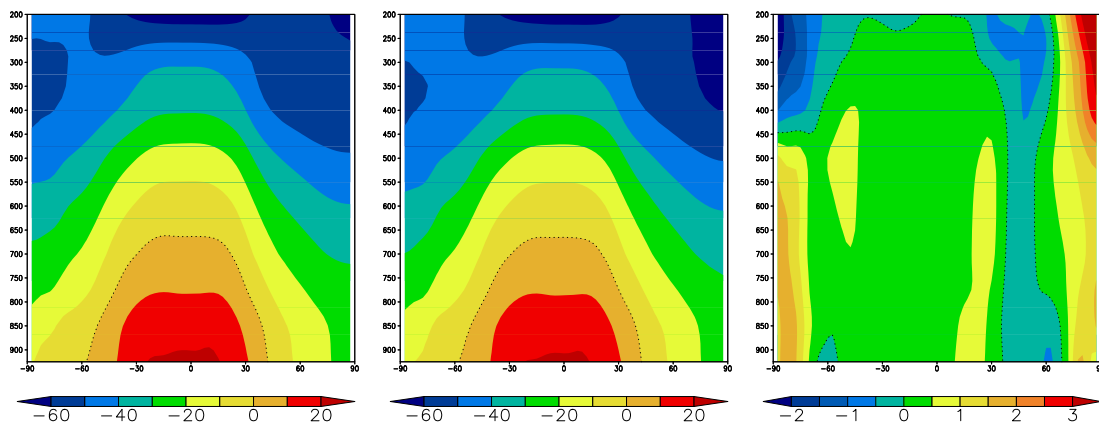


Abbildung 4.36: Zonal gemittelte Temperatur in °C der NCEP-Daten (DJF) bei niedriger (links), hoher (Mitte) Eisbedeckung im vorhergehenden Sommer und die Differenz niedrig–hoch (rechts).

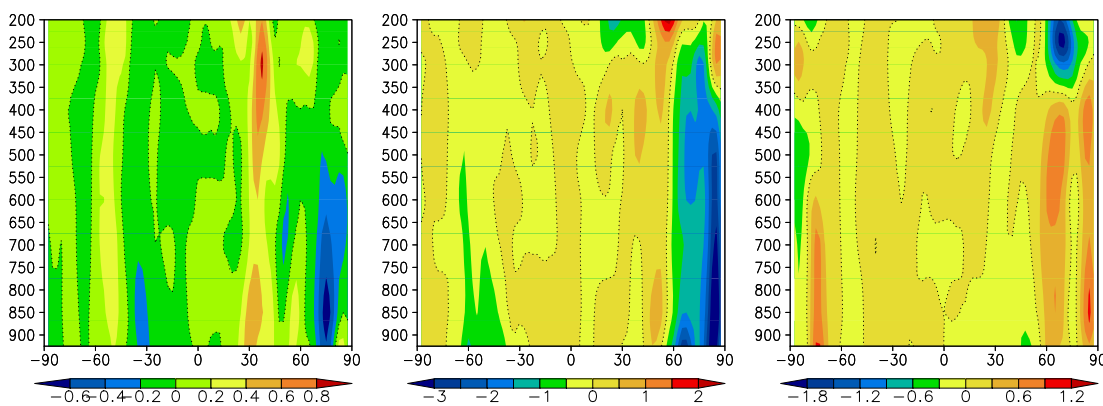


Abbildung 4.37: Differenz niedrige–hohe Eisbedeckung im Sommer des zonal gemittelten meridionalen Wärmeflusses $v'T'$ in Km/s der NCEP-Daten im nachfolgenden Winter (DJF) 2–6 Tage (links), 10–90 Tage gefiltert (Mitte) und stationärer Anteil (rechts).

hier tatsächlich der Transport von Wärme in die hohen Breiten verringert zu sein. Erklärbar wäre dies durch bis in den Winter hinein gespeicherte Wärme, wie auch von Graversen u. a. (2007) beschrieben und in Abbildung 4.36 anhand der zonal gemittelten Temperatur aus NCEP-Daten zu sehen. Der Temperaturgradient ist durch die positive Anomalie nach niedriger sommerlicher Eisbedeckung gesenkt und somit der Antrieb des Wärmeflusses verringert.

Sowohl auf synoptischer als auch auf planetarer Skala wird ein Beitrag zum verringerten gesamten meridionalen Wärmefluss nach niedriger Eisbedeckung im Sommer geliefert. Jedoch verhält sich der stationäre Fluss genau entgegengesetzt, wenn auch sein Anteil am geringsten ist. Abbildung 4.37 stellt die drei Differenzen gegenüber. Nördlich von 60°N tritt im stationären Fluss zumindest in der mittleren und unteren Troposphäre ein deutlich erhöhter meridionaler Wärmetransport auf. Für eine negative NAO-Phase ist ein verstärktes Auftreten stationärer Wellen ebenfalls zu erwarten, wodurch sich weiter bestätigt, dass diese nach geringer sommerlicher Eisbedeckung begünstigt wird.

Im horizontalen Schnitt auf 850 hPa Höhe in Abbildung 4.38 ist deutlich die negative Anomalie im meridionalen Wärmefluss in den hohen Breiten erkennbar. Es gibt jedoch eine Ausnahme östlich von Grönland. Hier nimmt im Winter der polwärts gerichtete Fluss

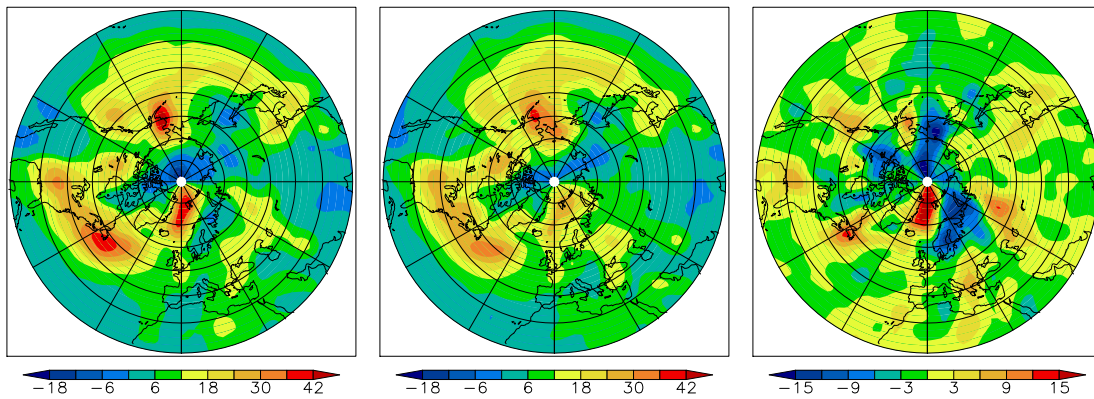


Abbildung 4.38: Ungefilterter meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s in 850 hPa Höhe der NCEP-Daten bei niedriger (links), hoher (Mitte) Eisbedeckung im vorhergehenden Sommer und die Differenz niedrig–hoch (rechts).

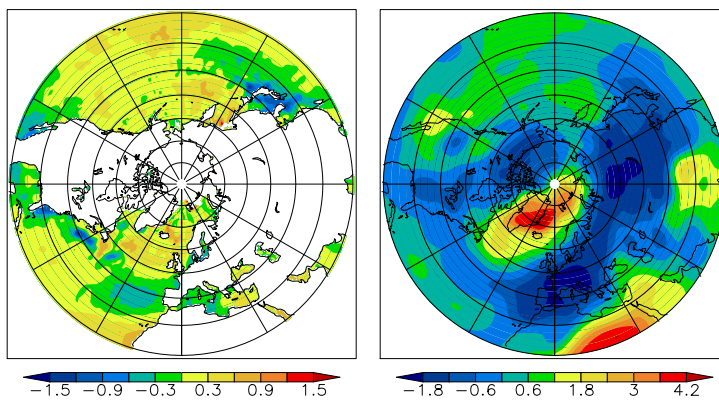


Abbildung 4.39: Links Meeresoberflächentemperatur (DJF) in K aus HadISST1-Daten des Hadley Centers (Rayner u. a. 2003), rechts Lufttemperatur (DJF) in 850 hPa Höhe in K aus NCEP-Daten. Jeweils Differenz niedrige–hohe Eisbedeckung im Sommer.

nach niedriger arktischer Eisbedeckung im Sommer zu. Da in dieser Region kaum Eisbildung stattfindet, ist eine Wechselwirkung mit der Thermohalinen Zirkulation (THC), welche durch Eistransport und Schmelzwasser beeinflusst wird, denkbar. Abbildung 4.39 zeigt die Differenz der Meeresoberflächentemperatur (SST, sea surface temperature) der Winter, welche auf die ausgewählten Jahre mit niedriger bzw. hoher sommerlicher Eisbedeckung folgen. Ist im Sommer das Eis stark zurückgegangen, gibt es nördlich von Island im Winter eine warme Anomalie. Durch das starke Abtauen ist der Eisexport bis in den Winter hinein verringert. Somit verringert sich der Süßwassereintrag aus herantransportiertem Eis in den Absinkgebieten der THC. Diese wird dadurch wie von Mauritzen und Häkkinen (1997) beschrieben verstärkt, wodurch eine höhere SST in der Region auftritt. Die daraus folgende stärkere Erwärmung der Atmosphäre ist ebenfalls in Abbildung 4.39 zu sehen. Die positive Anomalie ist genau im erwarteten Gebiet vorzufinden. Diese ist stärker als die Erwärmung in den polaren Gebieten und erhöht den meridionalen Temperaturgradienten, woraus ein verstärkter meridionaler Wärmefluss resultiert.

Es soll nun wieder betrachtet werden, inwiefern ECHAM5/OM1 die Beobachtungen wiedergeben kann. Abbildung 4.40 stellt dafür die entsprechenden Differenzenplots dar. Im Zonalmittel des ungefilterten meridionalen Wärmeflusses erzeugt das Modell zwar eine Schwächung nördlich von 65°N , jedoch ist dies geringer und schwächer ausgedehnt als in der Reanalyse. Die im Zonalmittel gefundenen Verstärkung des stationären Anteils kann das Modell dabei grundsätzlich auch finden, wobei auch hier wieder das Muster nur ansatzweise übereinstimmt.

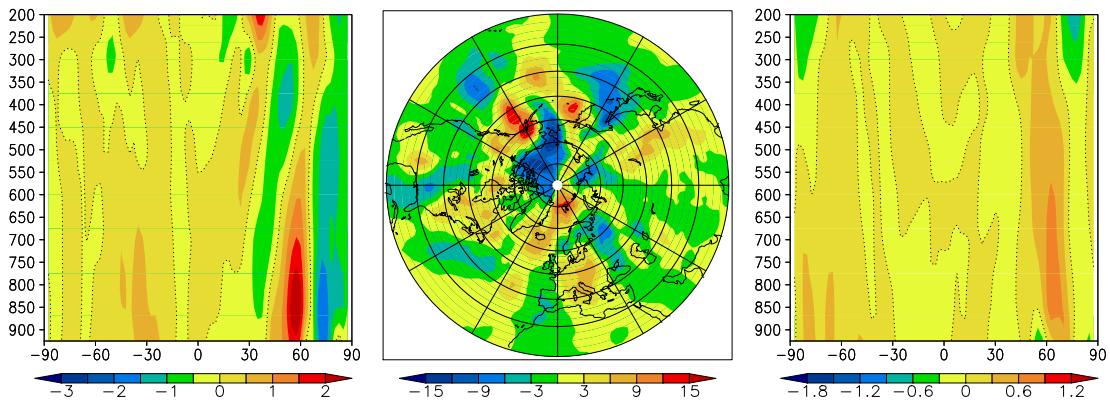


Abbildung 4.40: Differenz niedrige–hohe Eisbedeckung im Sommer des meridionalen Wärmeflusses $\overline{v'T'}$ in Km/s der ECHAM5/OM1-Daten des nachfolgenden Winters (DJF) zonal gemittelt und ungefiltert (links), ungefiltert in 850 hPa Höhe (Mitte) und zonal gemittelter stationärer Anteil (rechts).

Der Horizontalschnitt zeigt Ähnlichkeiten mit der Reanalyse. Die Anomalie nördlich von Kanada ist gut wiedergegeben und auch östlich von Grönland ist ein verstärkter meridionaler Wärmefluss nach Norden zu finden. Dieser ist jedoch zu weit ausgedehnt. Somit scheint ECHAM5/OM1 grundsätzlich in der Lage zu sein die Auswirkungen der unterschiedlichen Eisbedeckung auf den meridionalen Wärmefluss wiederzugeben, jedoch mit Abweichungen und zu geringer Intensität. Der Hauptgrund dafür ist dabei die anders ausgeprägte und zu geringere Eisvariabilität in ECHAM5/OM1.

4.3.3 Horizontale Impulsflüsse

Der horizontale Impulsfluss zeigt ein ähnliches Verhalten wie der meridionale Wärmefluss. Dies ist in Abbildung 4.41 anhand von NCEP-Daten dargestellt. Der wesentliche Unterschied ist, dass die Abschwächung des Flusses bei 60°N durch die niedrige sommerliche Eisbedeckung erst in der oberen Troposphäre deutlich wird. Dies ist aber damit erklärbar, dass in den hier liegenden Jets die größten Beträge auftreten. Parallel dazu wird auch das Maximum bei 30°N verstärkt. Hier kommt es zu einer Verdrängung des horizontalen Impulsflusses nach Süden. Durch die Verknüpfung mit den Jetströmen ist davon auszugehen, dass diese weiter südlich

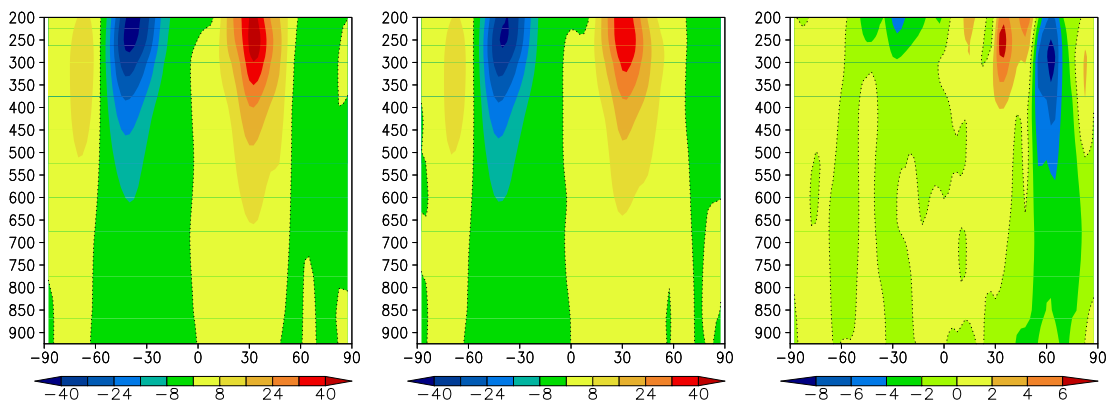


Abbildung 4.41: Zonal gemittelter ungefilterter horizontaler Impulsfluss $\overline{u'v'}$ in m^2/s^2 der NCEP-Daten (DJF) bei niedriger (links), hoher (Mitte) Eisbedeckung im vorhergehenden Sommer und die Differenz niedrig–hoch (rechts).

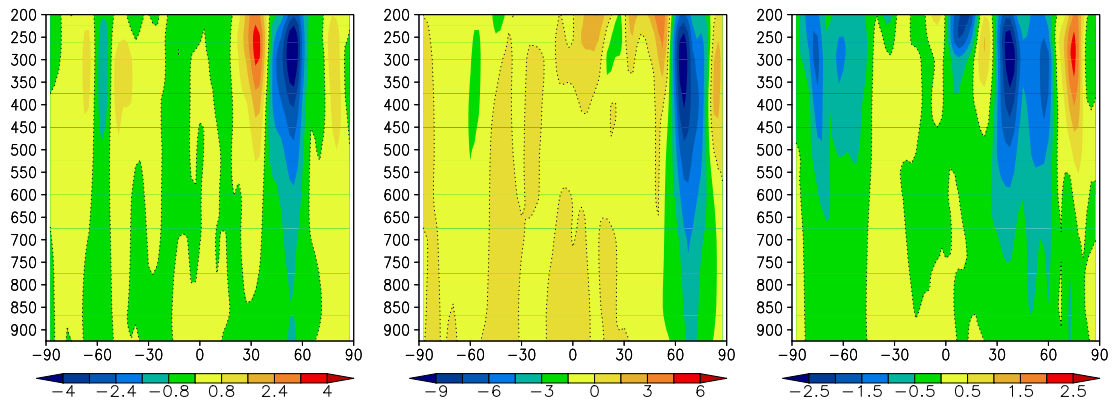


Abbildung 4.42: Differenz niedrige–hohe Eisbedeckung im Sommer des zonal gemittelten horizontalen Impulsflusses $\overline{u'v'}$ in m^2/s^2 der NCEP-Daten des nachfolgenden Winters (DJF) 2–6 Tage (links), 10–90 Tage gefiltert (Mitte) und stationärer Anteil (rechts).

liegen. Ganz in Norden ist jedoch auch eine positive Anomalie zu finden.

Auch hier können wieder die einzelnen gefilterten und der stationäre Anteil des horizontalen Impulsflusses betrachtet werden. In Abbildung 4.42 sind die entsprechenden Differenzen dargestellt. Sowohl auf synoptischer, als auch planetarer Skale zeigen sich negative Anomalien bei 60°N . Die Intensität sinkt also skalunabhängig. Die positive Anomalie direkt am Pol ist am deutlichsten auf planetarer Skale zu finden, was dafür spricht, dass sich der Antrieb aus planetaren Wellen hier verstärkt. Der stationäre Anteil fällt hier durch das Fehlen einer positiven Anomalie bei 30°N auf, ansonsten ist die Ähnlichkeit zu den transienten Komponenten hier mehr gegeben, als zuvor bei den meridionalen Wärmeflüssen, wobei die Muster in den Differenzen leicht nach Süden verlagert sind.

Im horizontalen Schnitt kann für den 2–6 Tage gefilterten horizontalen Impulsfluss untersucht werden, inwiefern die Stormtracks ein passendes Verhalten zu der zuvor beobachteten negativen NAO-Phase im Falle niedriger sommerlicher Eisbedeckung zeigen. Abbildung 4.43 stellt den 2–6 Tage gefilterten horizontalen Impulsfluss auf 500 hPa dar. Zu erkennen ist, dass der atlantische Stormtrack insbesondere im nordwestlichen Teil stark geschwächt ist. Die negative Anomalie zieht sich bis nach Europa. Dies bestätigt somit die Annahme des Vorherrschens einer negativen NAO-Phase im Winter, wenn im Sommer zuvor die arktische Eisbedeckung

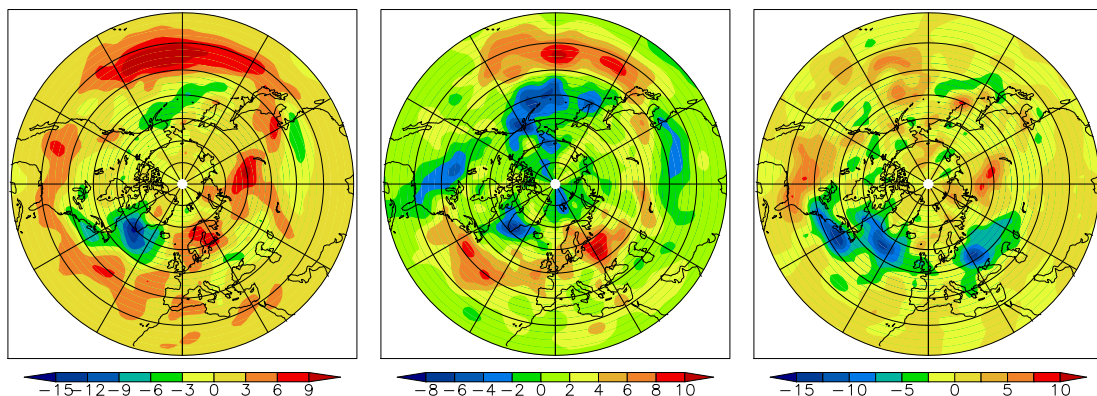


Abbildung 4.43: 2–6 Tage gefilterter horizontaler Impulsfluss $\overline{u'v'}$ in m^2/s^2 in 500 hPa Höhe der NCEP-Daten (DJF) bei niedriger (links), hoher (Mitte) Eisbedeckung im vorhergehenden Sommer und die Differenz niedrig–hoch (rechts).

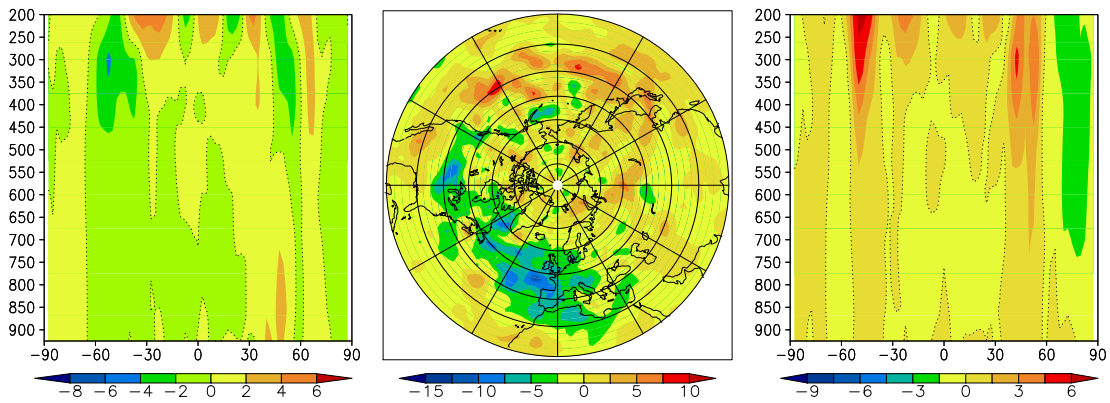


Abbildung 4.44: Differenz niedrige–hohe Eisbedeckung im Sommer des horizontalen Impulsflusses $\overline{u'v'}$ in m^2/s^2 der ECHAM5/OM1-Daten des nachfolgenden Winters (DJF) zonal gemittelt und ungefiltert (links), 2–6 Tage gefiltert in 500 hPa Höhe (Mitte) und zonal gemittelt und 10–90 Tage gefiltert (rechts).

gering war. Im Pazifik erkennt man gleichzeitig eine Stärkung des dortigen Stormtracks. Eine solche Anomalie zeigt eine positive PNA- oder WP-Phase an, welche sich jedoch in den Zonalwindmustern nicht wiederfinden lassen.

In Abbildung 4.44 ist eine Auswahl der Differenzen zwischen sommerlich hoher und niedriger Eisbedeckung dargestellt, die aus ECHAM5/OM1-Daten für den darauf folgenden Winter berechnet wurden. Für den zonal gemittelten horizontalen Impulsfluss lässt sich feststellen, dass das Modell kaum eine Übereinstimmung mit der Reanalyse hat. Erst bei Betrachtung der einzelnen Skalen finden sich Ähnlichkeiten. Auf synoptischer Skala findet man die Verstärkung im pazifischen Raum genauso wie die Abschwächung im atlantischen wieder. Auf planetarer Skala ist zumindest die grundsätzliche Abschwächung des Flusses nördlich von 60°N wiedergegeben, wenn auch die Intensität nicht übereinstimmt.

4.3.4 Eliassen-Palm-Flüsse

Der EP-Fluss-Vektor gibt die Ausbreitungsrichtung atmosphärischer Wellenbewegungen und deren Intensität an. Aus Abbildung 4.45 ist für den zonal gemittelten baroklinen Anteil aus

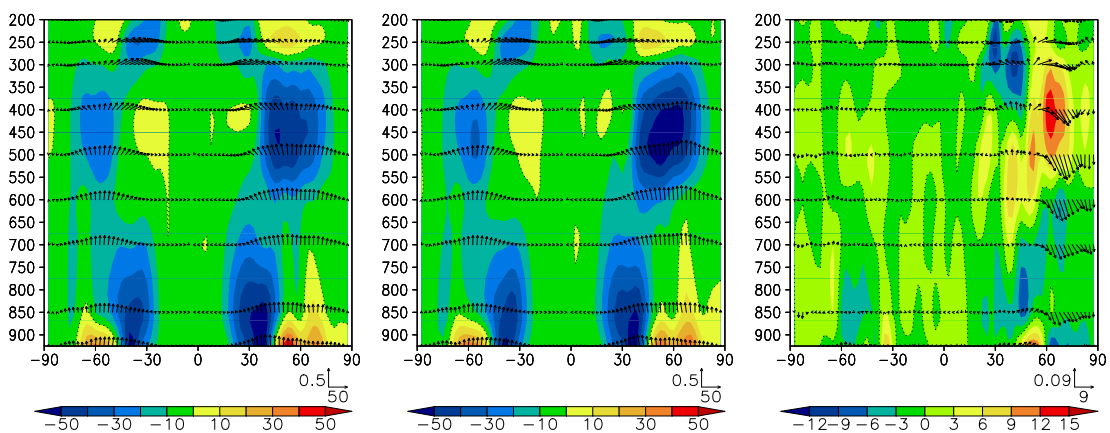


Abbildung 4.45: Ungefilterter zonal gemittelter barokliner EP-Fluss-Vektor $[-\overline{u'v'}, \overline{fv'\Phi'_z}/S]$ in m^2/s^2 der NCEP-Daten (DJF) bei niedriger (links), hoher (Mitte) Eisbedeckung im vorhergehenden Sommer und die Differenz niedrig–hoch (rechts). Als Kontur die entsprechende Divergenz in $10^{-6} \text{m}/\text{s}^2$.

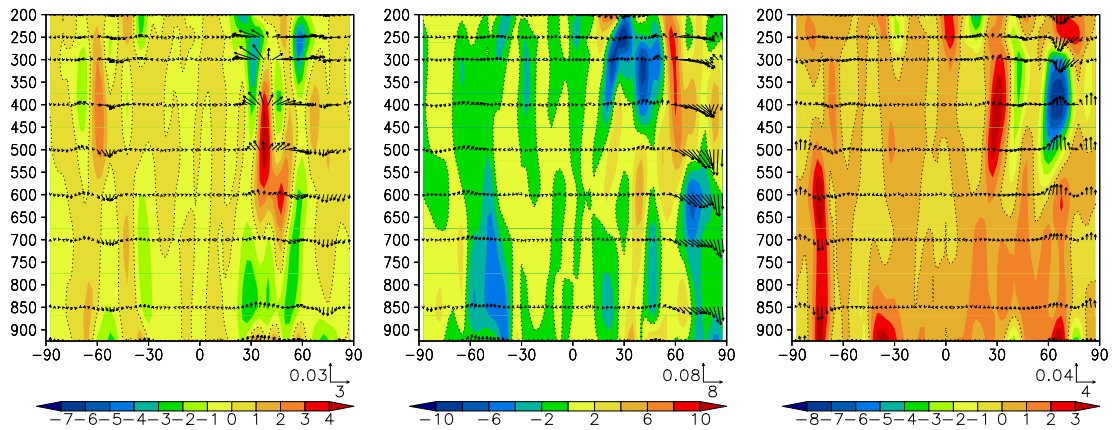


Abbildung 4.46: Differenz niedrige–hohe Eisbedeckung im Sommer des zonal gemittelten baroklinen EP-Fluss-Vektors $[-\overline{u'v'}, f\overline{v'\Phi'_z}/S]$ in m^2/s^2 der NCEP-Daten des nachfolgenden Winters (DJF) 2–6 Tage (links), 10–90 Tage gefiltert (Mitte) und stationärer Anteil (rechts). Als Kontur die entsprechende Divergenz in 10^{-6} m/s^2 .

NCEP-Daten zu entnehmen, dass diese im Falle geringer Eisbedeckung im vorhergehenden Sommer in den hohen Breiten im Winter deutlich weniger stark nach oben gerichtet ist und schwächer wird. Damit im Zusammenhang steht auch die Abschwächung des Konvergenzbereichs bei 70°N , also ein geringerer Einfluss der Wellenbewegung auf die Zonalströmung. Zwischen 30°N und 50°N ist um 400 hPa der barokline EP-Fluss-Vektor betragsmäßig größer. Die Wellenaktivität ist demnach verstärkt und es kommt zu einer verstärkten Konvergenz des baroklinen EP-Flusses in der hohen Troposphäre.

Bei Betrachtung der verschiedenen Skalen und des stationären zonal gemittelten baroklinen EP-Flusses in Abbildung 4.46 fällt auf, dass die verringerte Wellenaktivität in den hohen Breiten durch den planetarskaligen Anteil verursacht wird und die erhöhte Wellenaktivität in den mittleren Breiten durch den synoptischskaligen Anteil. Die Divergenz wird dabei hauptsächlich durch den 10–90 Tage gefilterten baroklinen EP-Fluss bestimmt. Direkt in der Arktis bewirkt die verringerte Eisausdehnung im September demnach eine Schwächung planetarer Wellen im folgenden Winter, wohingegen sich in den mittleren Breiten die synoptische Aktivität erhöht. Dies steht im Gegensatz zur bisher gemachten Beobachtung einer negativen NAO-Phase. Die Verringerung der planetaren Aktivität zu Gunsten der synoptischen entspricht einer positiven Phase. Auch in den hier nicht gezeigten horizontalen Schnitten für den barotropen EP-Fluss bestätigt sich dies. Der stationäre Anteil verhält sich in der unteren und mittleren Troposphäre entgegengesetzt zum planetaren Anteil. Bei 60°N und 400 hPa bildet sich ein deutlicher Konvergenzbereich.

Letztendlich soll nun auch hier verglichen werden, inwiefern ECHAM5/OM1 die gemachten Beobachtungen wiedergibt. In Abbildung 4.47 sind die entsprechenden Differenzen dargestellt. Zunächst ist festzustellen, dass die verringerte vertikale Ausbreitung der Wellen in den hohen Breiten durch das Modell erfasst wird. Die zonal gemittelte Divergenz des baroklinen EP-Flusses zeigt aber dennoch Unterschiede derart, dass im Konvergenzbereich bei 400 hPa und 60°N kein konsequent stärker divergierender Vektor auftritt. In den mittleren Breiten ist außerdem keine verstärkte Wellenaktivität festzustellen, wie dies in der Reanalyse bei niedriger Eisbedeckung der Fall war. Somit stimmt nur der Einfluss in der Nähe der Pole überein. Auch die gefilterten und stationären Anteile zeigen keine eindeutige Übereinstimmung zwi-

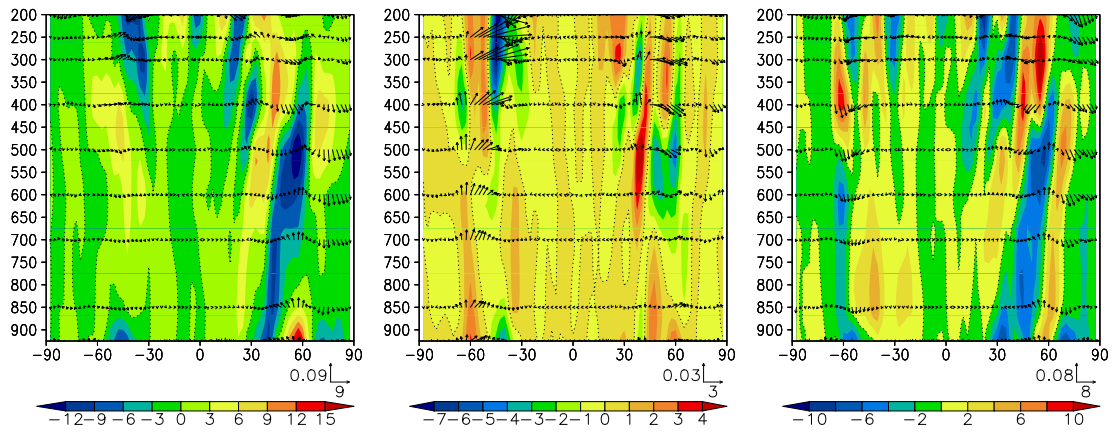


Abbildung 4.47: Differenz niedrige–hohe Eisbedeckung im Sommer des zonal gemittelten baroklinen EP-Fluss-Vektors $[-\overline{u'v'}, \overline{fv'\Phi'_z}/S]$ in m^2/s^2 der ECHAM5/OM1-Daten des nachfolgenden Winters (DJF) ungefiltert (links), 2–6 Tage gefiltert (Mitte) und 10–90 Tage gefiltert (rechts). Als Kontur die entsprechende Divergenz in 10^{-6} m/s^2 .

schen Modell und Reanalyse, wobei die Abweichungen auf synoptischer Skale am größten sind. Die zuvor festgestellte Fernwirkung der Eisbedeckung auf die mittleren Breiten wird vom Modell demnach nicht erfasst, wie mit dem ungefilterten baroklinen EP-Fluss bereits gezeigt. Der 10–90 Tage gefilterte barokline EP-Fluss stimmt hingegen besser überein. Hier finden die größten Änderungen auch in den hohen Breiten statt. Der Vektor der Differenz des winterlichen baroklinen EP-Flusses zwischen niedriger und hoher sommerlicher Eisbedeckung zeigt ähnlich wie in der Reanalyse zwischen 60 und 90°N nach unten. Die Divergenz und die Effekte südlich von 60°N stimmen jedoch nur schlecht überein. Der EP-Fluss diagnostiziert für ECHAM5/OM1 demnach nur geringe Übereinstimmungen in den direkten Auswirkungen in den polaren Breiten für den planetarskaligen Anteil.

4.3.5 Zusammenfassung

Die Auswirkungen einer sommerlich geringen Eisbedeckung lassen sich nach der hier gemachten Untersuchung auch im darauffolgenden Winter finden, obwohl sich das Eis bis dahin wieder neu gebildet hat. So sind die großskaligen Flüsse in den hohen Breiten insgesamt geschwächt. Eine Ursache kann der nachhaltig gesenkte Temperaturgradient sein, verursacht durch die größere offene Meeresfläche und die so stärker erhitze Atmosphäre. Der verringerte meridionale Temperaturgradient hemmt den ausgleichenden meridionalen Wärmefluss, dessen Schwächung gezeigt werden konnte. Die Neigung zu baroklin instabilen Situationen wird durch den geringeren Gradienten verringert, wodurch die Zyklonogenese und letztlich die Flüsse vor allem auf synoptischer Skale abgeschwächt werden. Die Verstärkung der stationären Effekte kann mit einer geringeren Störung durch Instabilität und Wellenbewegungen begründet werden.

Anhand der Situation östlich von Grönland zeigt sich wie wichtig und komplex Kopplungen zu anderen Systemen der Erde sind. Hier ist den Ergebnissen zu entnehmen, dass ein verringerter Eisexport die Meeresströmungen beeinflusst. Der Eisexport wird gesenkt durch den starken Rückgang der Eisausdehnung im Sommer. Die höhere STT und die daraus resultierende Erwärmung der Atmosphäre kann die meridionalen Wärmeflüsse dann sogar wieder verstärken.

Die Verbindungen zu Telekonnektionsmustern sind schwach. Es sind einzig Anomalien zu finden, welche eine Tendenz zu einer negativen NAO-Phase bei geringer sommerlicher Eisbedeckung andeuten. Die Anzeichen sind jedoch nicht eindeutig, wie vor allem der widersprüchliche EP-Fluss zeigt. Trotzdem ist dies insofern interessant, da es bedeuten kann, dass durch den Trend des abtauenden Eises in Zukunft häufiger negative NAO-Phasen auftreten mit den entsprechenden regionalen Auswirkungen vor allem auf Europa. Der Zusammenhang zwischen NAO und Eis ist dabei der gleiche wie bereits oben beschrieben: Der verringerte Temperaturgradient reduziert die barokline Instabilität und verringert somit die Bildung von Zyklonen. Jedoch sind weitere Arbeiten nötig, um diese Ergebnisse zu überprüfen.

Im Vergleich zwischen Reanalyse und Modell zeigen sich vor allem Übereinstimmungen nördlich von 60°N . Für die Winterzirkulation in ECHAM5/OM1 zeigen sich meist geringere Differenzen zwischen niedriger und hoher Septembereisbedeckung. Dies ist durch die insgesamt geringere Variabilität der eisbedeckten Ozeanfläche zu begründen. In den mittleren Breiten sind Ähnlichkeiten weniger ausgeprägt. Vor allem fällt auf, dass Auswirkungen im pazifischen Raum zu finden sind, wie sie in der Reanalyse nicht vorkommen. Der Vergleich von ECHAM5/OM1 und NCEP in Abschnitt 4.2 zeigte größere Abweichungen im meridionalen Wärmefluss für das Modell. Die Untersuchungen von Handorf und Dethloff (2009) zeigen weiterhin eine Dominanz des PNA-Telekonnektionsmusters in ECHAM5/OM1. Bei den Abweichungen im Pazifik scheint es sich demnach um einen modellbedingten Effekt zu handeln. Somit ergibt sich, dass das Modell die direkten Auswirkungen der Eisbedeckung in den hohen Breiten widerspiegeln kann, jedoch in den weiter entfernten mittleren Breiten Übereinstimmungen mit der Reanalyse kaum vorhanden sind. Ein möglicher Grund ist auch, dass der Einfluss der Eisbedeckung in großer Entfernung zu gering ist und andere Faktoren dominieren.

Die Auswirkungen der Eisbedeckung in einem Modell wurden von Sokolova u. a. (2007) anhand des ECHO-G-Modells untersucht. Für den Zonalwind wurde dabei ebenfalls eine Anomalie gefunden, welche einer negativen NAO-Phase im Winter bei geringer Eisbedeckung im Sommer entspricht. Auch treten im pazifischen Raum Anomalien auf, welche den hier in ECHAM5/OM1 gefundenen entsprechen. Aufgrund dessen, dass ECHO-G ECHAM4 als Atmosphärenmodell einsetzt, spricht dies wiederum dafür, dass diese Abweichung von der Reanalyse Ungenauigkeiten in den Modellen geschuldet ist. Bezüglich der ebenfalls von Sokolova u. a. (2007) gezeigten EP-Flüsse gibt es keine Übereinstimmung. Dies kann jedoch dadurch bedingt sein, dass der Lauf mit einfachen konstant gehaltenen Antriebsdaten durchgeführt wurde, welche nur die solare Einstrahlung und die Treibhausgaskonzentration umfassen.

Ein grundsätzliches Problem dieser gesamten Untersuchung darüber hinaus erwähnt werden. Es wurden für jedes Modell drei exemplarische Jahre herausgesucht. Die Eisbedeckung ist dabei zwar jedesmal besonders hoch oder besonders niedrig, aber dennoch regional stark unterschiedlich. Abgesehen davon ist die Gesamtanzahl zu gering, um statistische Sicherheit zu gewinnen. Es bleibt somit insgesamt fraglich, ob die Beobachtungen nicht rein zufällig sind und andere Jahre mit ebenfalls geringer oder hoher Eisbedeckung jeweils ganz andere Erscheinungen zeigen. Insbesondere für die langreichweitigen Auswirkungen in den mittleren Breiten wäre dies durchaus denkbar und eine weitere Erklärung für die hier besonders großen Abweichungen zwischen ECHAM5/OM1 und NCEP. Für verlässliche Aussagen wären mehr

Zeitschritte nötig, was aufgrund der begrenzt verfügbaren Messdaten für die Eisbedeckung und den in den letzten Jahren dominierenden abnehmenden Trend kaum möglich ist. Somit wäre es nur möglich, die weniger extremen Fälle mit einzuschließen, was die Aussagekraft aber ebenfalls schwächt.

4.4 Telekonnektionsmuster in Reanalysedaten

Die Grundlagen zur Berechnung und Bedeutung von Telekonnektionsmustern wurden bereits in Abschnitt 2.3.1 besprochen. Im folgenden soll untersucht werden, wie sich die Zusammenhänge mit Wind, meridionalen Wärme-, horizontalen Impuls- und EP-Flüssen im Winter (DJF) darstellen. Dazu wird der jeweilige Index eines Telekonnektionsmuster mit der jeweiligen Variable an jedem Gitterpunkt zeitlich korreliert. Betrachtet werden die Indizes NAO, PNA und WP aus zwei verschiedenen Berechnungen, wobei immer das 500 hPa Druckfeld der NCEP-Reanalyse als Grundlage dient. Zum einen findet eine am Alfred-Wegener-Institut (AWI) angefertigte Hauptkomponenten-Analyse (Handorf und Dethloff 2009), zum anderen die Daten des Climate Prediction Centers (CPC) der amerikanischen Wetterbehörde Verwendung. Am AWI wurde für jeden Wintermonat einzeln die Hauptkomponenten-Analyse mit anschließender Varimax-Rotation für den gesamten Zeitraum des NCEP-Reanalyse-Datensatzes von 1948 bis 2007 durchgeführt. Am CPC verfährt man anders. Dort wurde die Berechnung der EOFs und Hauptkomponenten nur anhand der Jahre 1950 bis 2000 durchgeführt und die folgenden Jahre auf die feststehenden Funktionen projiziert. Weiterhin wurden hier die monatlichen Werte anhand der Daten des Monats selbst sowie des Vor- und Folgemonats bestimmt.

Als meteorologische Daten für die Berechnung der Flüsse stehen sowohl die NCEP- als auch die ERA40-Reanalyse zur Verfügung. Der Zeitraum umfasst dabei die Winter (DJF) der Jahre 1958 bis 2001. Zunächst gilt es festzustellen, ob die Ergebnisse von der verwendeten Reanalyse oder Indexberechnung abhängig sind. Daraufhin wird die Zirkulation in den Telekonnektionsmustern wie oben beschrieben anhand von Windkomponenten, horizontalen Impuls-, meridionalen Wärme- und EP-Flüssen untersucht. Dabei werden auch die in anderen Abschnitten dieser Arbeit genutzten Zusammenhänge zwischen Zirkulation und Phasen der Telekonnektionsmuster gezeigt.

4.4.1 Verifikation der Datensätze

Dieser Abschnitt soll die Frage klären, ob die beiden unabhängigen Indexberechnungen ähnliche Daten liefern und ob die Telekonnektionsmuster in den Reanalysen ERA40 und NCEP gleichermaßen auftreten. Für eine große Datensicherheit ist entscheidend, dass die Datensätze von CPC und AWI möglichst stark miteinander korreliert sind, sich also gegenseitig stützen. In Tabelle 4.1 sind die Werte angegeben. Es bestätigt sich eine gute Übereinstimmung

| | NAO | PNA | WP |
|--|------|------|------|
| Korrelationskoeffizient AWI- mit CPC-Index | 0,83 | 0,87 | 0,88 |

Tabelle 4.1: Korrelationskoeffizienten der einzelnen Indizes der Telekonnektionsmuster im Vergleich der beiden Berechnungen von AWI und CPC.

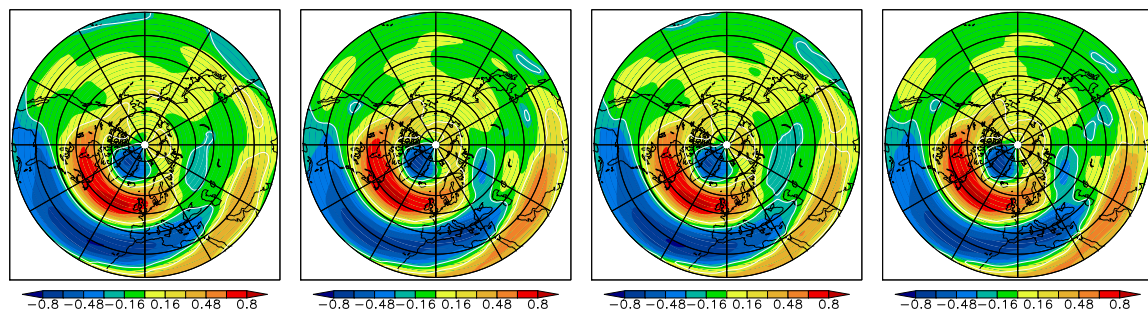


Abbildung 4.48: Korrelationskoeffizient des Zonalwindes in 500 hPa Höhe mit dem NAO-Index (DJF, 1958–2001). Von links nach rechts: NCEP mit CPC, NCEP mit AWI, ERA40 mit CPC, ERA40 mit AWI. 95% Signifikanz der Korrelation weiß umrandet.

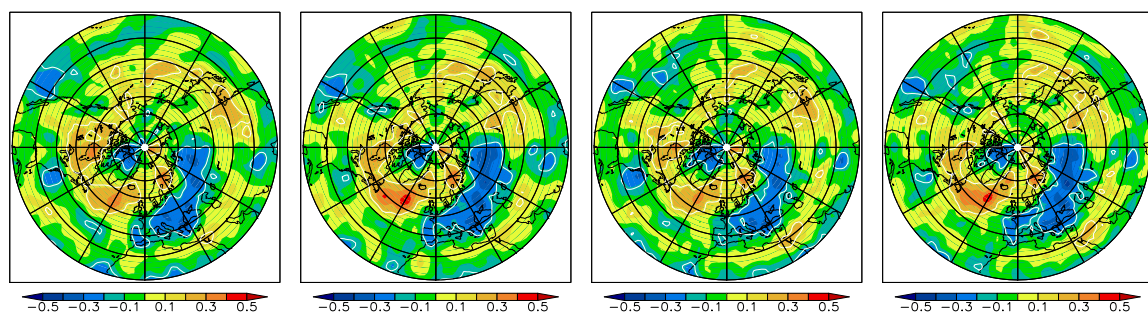


Abbildung 4.49: Korrelationskoeffizient des 2–6 Tage gefilterten meridionalen Wärmeflusses $\overline{v'T'}$ in 500 hPa Höhe mit dem NAO-Index (DJF, 1958–2001). Von links nach rechts: NCEP mit CPC, NCEP mit AWI, ERA40 mit CPC, ERA40 mit AWI. 95% Signifikanz der Korrelation weiß umrandet.

mit Koeffizienten über 0,8. Die Unterschiede sind durch die leicht unterschiedliche Methodik erklärbar, welche oben beschrieben ist.

Es ergeben sich aus NCEP- oder ERA40-Reanalyse und AWI- oder CPC-Index vier unterschiedliche Kombinationsmöglichkeiten. Aufgrund der bereits in Abschnitt 4.1 festgestellten geringen Abweichungen zwischen den beiden Reanalysen und der guten Korrelation der beiden Indexberechnungen, ist eine hohe Ähnlichkeit für die vier Kombinationen zu erwarten. Deshalb soll hier nur eine kurze Gegenüberstellung gezeigt werden.

Bei Betrachtung eines horizontalen Schnitts der Korrelation von NAO und Zonalwind auf 500 hPa Höhe in Abbildung 4.48 findet man nur geringe Abweichungen in den signifikanten Bereichen. Diese liegen dabei auch außerhalb des Nordatlantiks, also außerhalb des Kerngebietes der NAO.

In den großskaligen Flüssen sind deutlichere Unterschiede zwischen den Kombinationsmöglichkeiten zu finden. In Abbildung 4.49 ist ein Schnitt durch das 500 hPa-Niveau des 2–6 Tage gefilterten meridionalen Wärmeflusses dargestellt, in dem die Auswirkungen auf die Stormtracks sichtbar werden. Die Korrelationen scheinen mit dem AWI-Index vor allem im atlantisch-europäischen Raum stärker auszufallen. Abweichungen in den Ausdehnungen der Muster sind dabei aber trotzdem relativ gering und betreffen nur kleinere oder Randbereiche der Signifikanz.

Diese sehr kurze Gegenüberstellung zeigt bereits, dass keine wesentlichen Abweichungen auftreten. Bei hohen Korrelationskoeffizienten, also in den interessanten Bereichen, stimmen die Muster und Signifikanz in den verschiedenen Kombinationen aus Reanalyse und Tele-

konnektionsindex gut überein. Abweichungen findet man nur an den Rändern oder aber in Gebieten, die fernab des eigentlichen Telekonnektionsmusters liegen. Somit kann nicht entschieden werden, ob eine Kombination die Beste ist. In der folgenden Untersuchung der unterschiedlichen Telekonnektionsmuster werden nur noch Korrelationen von AWI-Index mit ERA40-Daten gezeigt.

4.4.2 Korrelation mit den horizontalen Windkomponenten

Im folgenden wird die Korrelation der Telekonnektionsmuster mit dem Zonalwind untersucht. In Abbildung 4.50 wird dieser auf dem 500 hPa-Niveau gezeigt. Für die NAO sind über dem Nordatlantik drei deutliche Anomalien zu erkennen. Eine negative Korrelation über Grönland bedeutet einen verstärkten polaren Ostwind in der Region im Falle einer positiven NAO-Phase. Weiter südlich ist mit einem Maximum bei 35°N eine positive Korrelation und mit einem Minimum bei 60°N eine negative Korrelation vorzufinden. Diese zeigen eine nach Norden verschobene und verstärkte Westwindzone im Falle einer positiven NAO-Phase an. Dementsprechend herrscht in Nordeuropa hier eine verstärkte Zonallage, während bei einer negativen Phase das Windmaximum geschwächt und nach Süden verschoben ist und in Nordeuropa der Einfluss von Luftmassen aus Norden und Osten stärker wird. Die verstärkten Winde sind durch die verstärkten Druckzentren des Islandtiefs und Azorenhochs direkt bedingt, da ein verstärkter Druckgradient auch einen verstärkten Wind mit sich bringt. Eine weitere positive Korrelation ist in den Subtropen von Afrika bis nach Zentralasien auszumachen, wobei dies einen sehr weitreichenden Ausläufer der Auswirkungen der NAO darstellt.

Das WP-Muster zeigt im Zonalwind für den Westpazifik eine grundsätzlich sehr ähnliche Struktur im Vergleich zur NAO. Dies ist aufgrund des ähnlichen Dipols im Druck auch zu erwarten. Die signifikanten Bereiche beginnen dabei in Zentralasien und reichen bis zum mittleren Nordpazifik. Über der Westküste des amerikanischen Kontinents sind dann abweichend umgekehrte schwache Korrelation zu sehen. Wieder zeigt sich für die positive Phase eine verstärkte Westdrift für die nördlichen mittleren Breiten.

Der Wellenzug des PNA-Musters zeigt über dem mittleren Nordpazifik die stärksten Auswirkungen auf den Zonalwind, wobei auch weitere Korrelationen über Nordamerika auftreten. Es treten zwei Dipole auf: Der erste zeigt eine positive Korrelation im subtropischen Nordpa-

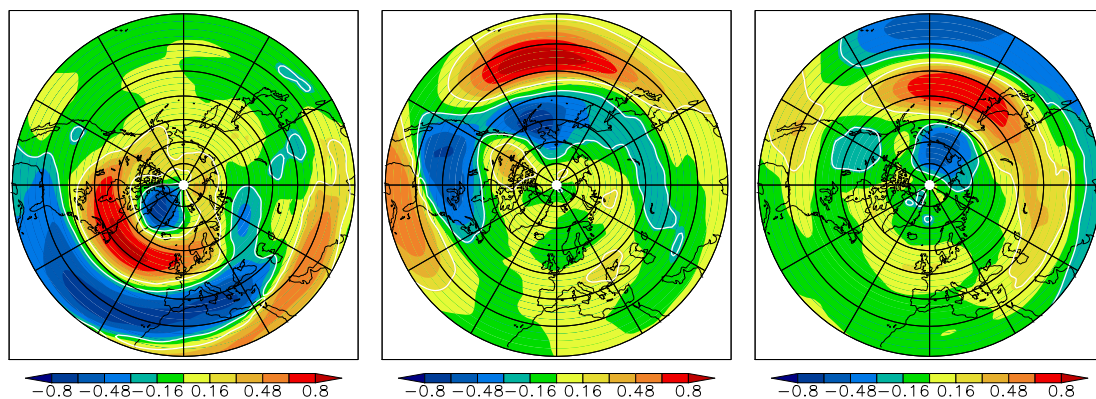


Abbildung 4.50: Korrelationskoeffizient des Zonalwindes in 500 hPa Höhe mit dem NAO- (links), PNA- (Mitte) und WP-Index (rechts). NCEP-Reanalyse und AWI-Telekonnektionsmuster im Zeitraum 1958–2001 (DJF). 95% Signifikanz der Korrelation weiß umrandet.

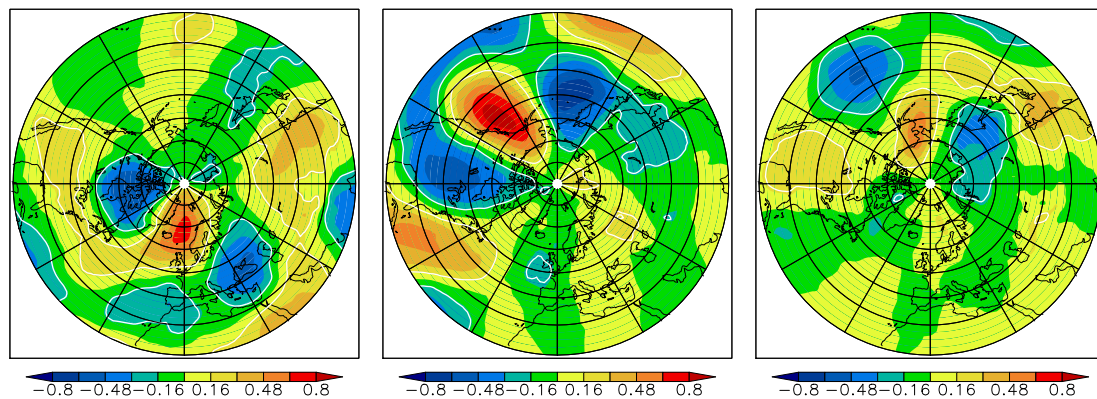


Abbildung 4.51: Korrelationskoeffizient des Meridionalwindes in 500 hPa Höhe mit dem NAO- (links), PNA- (Mitte) und WP-Index (rechts). NCEP-Reanalyse und AWI-Telekonnektionsmuster im Zeitraum 1958–2001 (DJF). 95% Signifikanz der Korrelation weiß umrandet.

zifik und eine negative im subpolaren, während der zweite Dipol gleich ausgerichtet ist, aber etwas südlicher über dem nordamerikanischen Kontinent liegt. Durch die südlichere Lage des zweiten Dipols sind die Auswirkungen auf den Zonalwind während der unterschiedlichen Phasen der PNA regional unterschiedlich. Die Zonallage ist während einer positiven Phase über dem Pazifik und während einer negativen Phase über dem nordamerikanischen Kontinent verstärkt. Dies entspricht der Erwartung aus dem Druckmuster aufgrund der Verstärkung des Rückens über den Rocky Mountains, wie in Abschnitt 2.3.1 beschrieben.

Das 500 hPa-Niveau des Meridionalwindes ist in Abbildung 4.51 gezeigt. NAO- und WP-Muster zeigen wieder ein ähnliches Korrelationsmuster, wobei diese bei den jeweiligen Druckzentren der Telekonnektion liegen. Es ist jeweils eine Art Wellenzug aus drei abwechselnden Korrelationen beginnend mit einer negativen zu finden. Für die NAO beginnen diese im Nordosten Kanadas, gehen über den Nordatlantik bis nach Südost-Europa, für das WP-Muster sind die Korrelationen schwächer und beginnen in Zentralsibirien, gehen dann zum Beringmeer und bis über den Osten des Nordpazifiks. Die Korrelationen liegen so, dass sich für die verstärkten Tiefdruckzentren im Norden einer positiven Phase der entsprechend verstärkte Meridionalwind an der Ostflanke und der entsprechend abgeschwächte Meridionalwind an der Westflanke ergibt. Der Nettoeffekt zeigt sich im Vergleich mit einem langjährigen Mittel, wie es zum Beispiel in Abbildung 4.9 (Seite 30) zu sehen ist. Die Korrelationen liegen so, dass der Meridionalwind in einer positiven Phase des NAO- oder WP-Musters vor allem über Osteuropa bzw. über dem Ostpazifik geschwächt ist und entsprechend in einer negativen verstärkt. Dies hängt direkt mit der zuvor beschriebenen Intensität der Westdrift zusammen.

Die Korrelationen des Meridionalwindes in 500 hPa mit dem PNA-Muster sind deutlich stärker ausgeprägt. Der Wellenzug im Druckmuster erzeugt in einer positiven Phase einen deutlich verstärkten meridionalen Einfluss über Nordamerika und dem östlichen Rand des Pazifiks, während der Wind aus Norden über dem zentralen Pazifik geschwächt wird. Dies resultiert aus der Ausbildung des Rückens über den Rocky Mountains und dem ausbleibenden zonalen Einfluss auf Nordamerika. In einer negativen Phase sind die Verhältnisse umgekehrt. Die Westlage über dem Pazifik ist geschwächt, weshalb hier der Meridionalwind zunimmt. Gleichzeitig ist der Rücken abgeschwächt und über Nordamerika wird der Westwind stärker, was hier den meridionalen Einfluss schwächt.

4.4.3 Korrelation mit den meridionalen Wärmeflüssen

Zunächst sollte erwähnt werden, dass Korrelationskoeffizienten bis zu 0,8 nur für die Windkomponenten auftreten. Beim meridionalen Wärme-, horizontalen Impuls- und EP-Fluss, wie sie im folgenden besprochen werden, treten nur noch Werte bis 0,5 auf, allerdings sind auch diese Korrelationen häufig signifikant. Die Effekte sind demnach schwächer, aber trotzdem nicht zu vernachlässigen.

Für den meridionalen Wärmefluss sind insbesondere unter Filterung deutliche Auswirkungen der Telekonnektionsmuster zu sehen, vor allem aufgrund der Unterschiede auf synoptischer und planetarer Skale. Der 2–6 Tage gefilterte meridionale Wärmefluss in 200 hPa Höhe, wie in Abbildung 4.52 dargestellt, zeigt für die NAO und das WP-Muster wieder ein gut übereinstimmendes Verhalten. In einer positiven Phase kommt es zu einer Verstärkung der Stormtracks, was hier durch eine positive Korrelation gezeigt ist. Betroffen ist im Falle der NAO der atlantische, im Falle des WP-Musters der pazifische Stormtrack. Vor allem im letzteren Fall ist die Korrelation verhältnismäßig stark. Die Ursache sind die gehäuft auftretenden Zyklonen, welche ostwärts ziehen. Für die NAO ist auch ein großer signifikanter Bereich mit einer negativen Korrelation des synoptischskaligen meridionalen Wärmeflusses über Zentralsibirien zu finden. Als mögliche Hypothese kann diese Fernwirkung einen Zusammenhang mit der Eisbedeckung bedeuten, welche hier sehr variabel ist.

Das PNA-Muster hat einen anderen Einfluss auf den 2–6 Tage gefilterten meridionalen Wärmefluss. Hier kommt es nur am östlichen Ende des pazifischen Stormtracks zu Veränderungen. Diese wirken sich so aus, dass in einer positiven Phase eine Verschiebung nach Süden festzustellen ist. Eine Zunahme der Zyklonaktivität ist somit nur in geringem Maße für den offenen Ozean festzustellen. Über dem Kontinent bleiben diese in einer positiven Phase durch die blockierende Wirkung des Rückens aus. Ein Zusammenhang mit dem Jet lässt sich für die Korrelationen wie folgt herstellen: Dieser wird in einer negativen Phase über dem mittleren Pazifik geblockt, weshalb hier der Fluss abnimmt und sich aufspaltet, weshalb der Fluss nordöstlich und südöstlich zunimmt.

Die Auswirkungen planetarer Wellen auf den meridionalen Wärmefluss bei verschiedenen Phasen der Telekonnektionsmuster sind in Abbildung 4.53 für 500 hPa Höhe gezeigt. Für alle

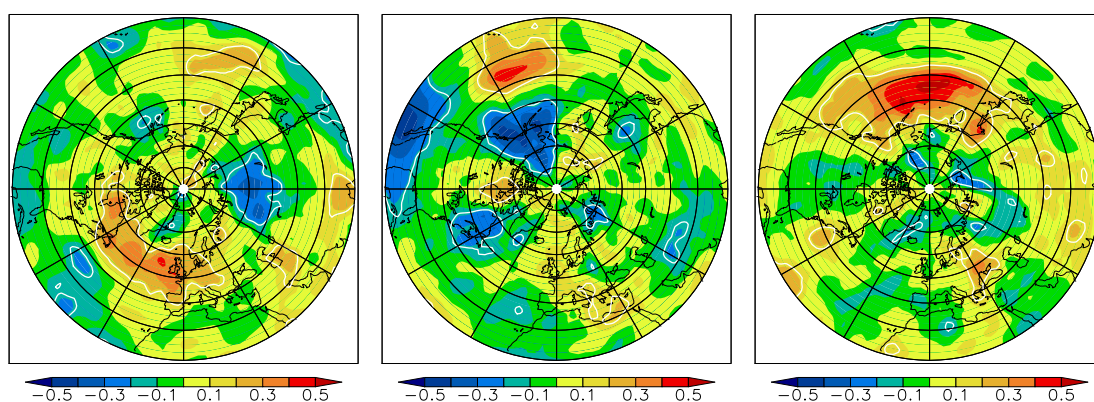


Abbildung 4.52: Korrelationskoeffizient des 2–6 Tage gefilterten meridionalen Wärmeflusses $\overline{v'T'}$ in 200 hPa Höhe mit dem NAO- (links), PNA- (Mitte) und WP-Index (rechts). NCEP-Reanalyse und AWI-Telekonnektionsmuster im Zeitraum 1958–2001 (DJF). 95% Signifikanz der Korrelation weiß umrandet.

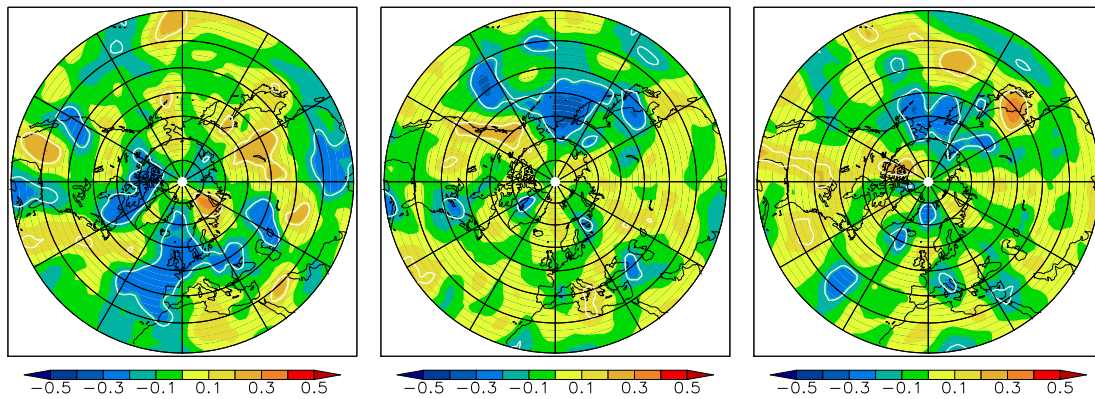


Abbildung 4.53: Korrelationskoeffizient des 10–90 Tage gefilterten meridionalen Wärmeflusses $\overline{v'T'}$ in 500 hPa Höhe mit dem NAO- (links), PNA- (Mitte) und WP-Index (rechts). NCEP-Reanalyse und AWI-Telekonnektionsmuster im Zeitraum 1958–2001 (DJF). 95% Signifikanz der Korrelation weiß umrandet.

drei dominieren hierbei negative Korrelationen, also die Stärkung des 10–90 Tage gefilterten meridionalen Wärmeflusses während der jeweiligen negativen Phase. Dies spricht für eine stärkere Aktivität planetarer Wellen, deren blockierende Wirkung auf den Zonalwind auch die Verstärkung der Meridionallagen erklären kann. Sowohl für das PNA- als auch das WP-Muster liegen die Korrelationen zwischen 50 und 70°N über dem Pazifik. Im Falle der WP sind sie aber etwas weiter westlich zu finden und geringer ausgedehnt. Dafür findet man für diese südlich der negativen Korrelation auch kleine Gebiete mit positiver Korrelation. Die NAO erzeugt Muster mit einer anderen Ausprägung. Hier ist der planetarskalierte meridionale Wärmefluss im östlichen Nordatlantik von Europa bis nach Afrika schwächer, wenn eine positive NAO-Phase vorherrscht. Und auch hier sind sowohl über Asien, als auch Nordamerika weitere größere signifikante Gebiete der Korrelation zu finden. Insgesamt zeigt sich, dass die verstärkten planetaren Flüsse zusammen mit den verstärkten Meridionallagen auftreten. Die Auswirkungen planetarer Wellen dominieren demnach in negativen Phasen der Telekonnektionsmuster.

4.4.4 Korrelation mit den EP-Flüssen

Auch beim EP-Fluss lassen sich wieder starke Unterschiede zwischen den Filterungen feststellen. Bei Betrachtung des 2–6 Tage gefilterten Betrags des barotropen EP-Flusses auf dem 500 hPa-Niveau in Abbildung 4.54 können Aussagen über den Einfluss der synoptischskaligen Wellen getroffen werden. Für NAO und WP sind diese in den mittleren Breiten verstärkt. Verstärkte Stormtracks und Jets führen hier in einer positiven Phase zu einer Verstärkung der Aktivität und vor allem zu einer größeren Ausdehnung nach Osten. Das PNA-Muster erzeugt eine deutlich komplexere Struktur der Korrelationen über dem Pazifik. Wieder scheint sich vor allem das Aufspalten des Jets in einer negativen Phase zu zeigen mit negativen Korrelationen im nördlichen und südlichen Nordpazifik. Die positive Korrelation bei 60°N repräsentiert hingegen den Jet während der positiven Phase. Auffällig ist, dass trotz der Druckzentren des PNA-Musters über Nordamerika die Auswirkungen auf den synoptischskaligen barotropen EP-Fluss hier gering sind und auch östlich davon keine weiteren Korrelationen auftreten.

Der 10–90 Tage gefilterte Anteil des baroklinen EP-Flusses zeigt wieder starke negative Korrelationen. Aus Abbildung 4.55, welche den Fluss auf dem 500 hPa-Niveau zeigt, ist zu

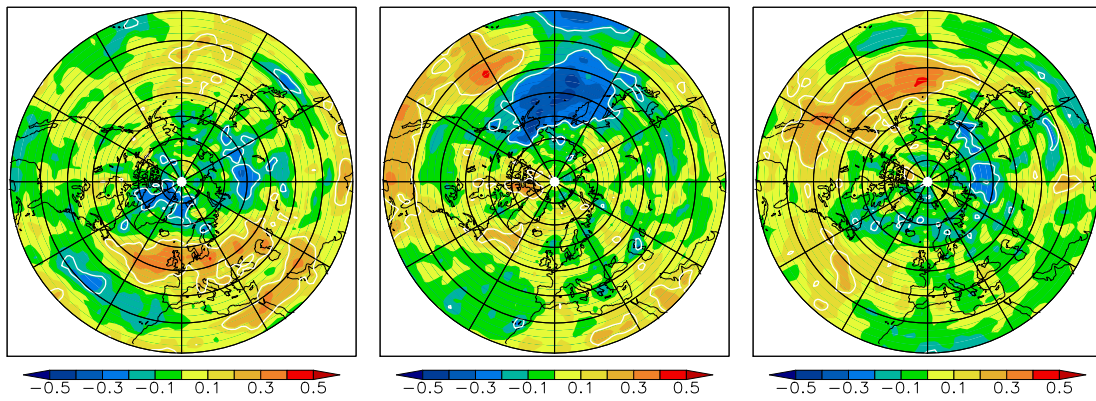


Abbildung 4.54: Korrelationskoeffizient des 2–6 Tage gefilterten Betrags des barotropen EP-Flusses $[1/2(\overline{u'^2} - \overline{v'^2}), -\overline{u'v'}]$ in 500 hPa Höhe mit dem NAO- (links), PNA- (Mitte) und WP-Index (rechts). NCEP-Reanalyse und AWI-Telekonnektionsmuster im Zeitraum 1958–2001 (DJF). 95% Signifikanz der Korrelation weiß umrandet.

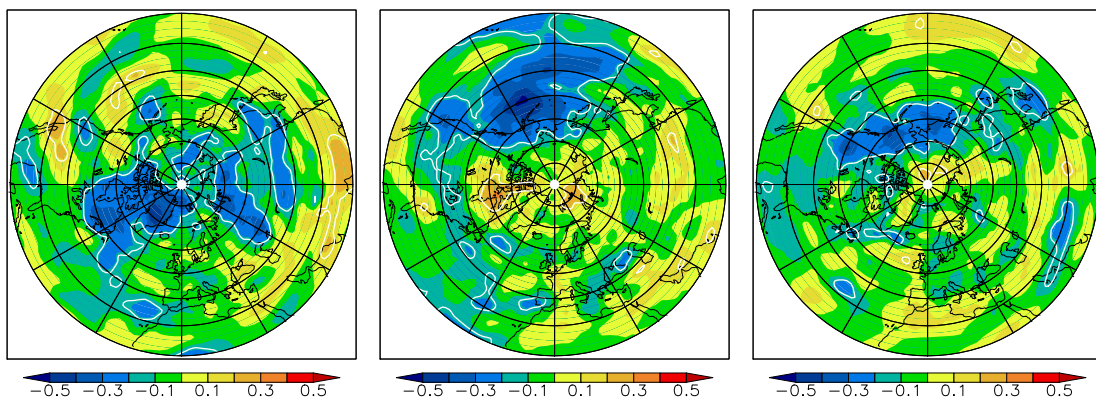


Abbildung 4.55: Korrelationskoeffizient des 10–90 Tage gefilterten Betrags des barotropen EP-Flusses $[1/2(\overline{u'^2} - \overline{v'^2}), -\overline{u'v'}]$ in 500 hPa Höhe mit dem NAO- (links), PNA- (Mitte) und WP-Index (rechts). NCEP-Reanalyse und AWI-Telekonnektionsmuster im Zeitraum 1958–2001 (DJF). 95% Signifikanz der Korrelation weiß umrandet.

entnehmen, dass die Aktivität planetarer Wellen in der negativen Phase aller drei Telekonnektionsmuster deutlich verstärkt ist. Für das NAO- und WP-Muster liegen die Korrelationen dabei deutlich weiter im Norden als beim PNA-Muster. Für das WP-Muster sind die Auswirkungen am geringsten ausgedehnt und liegen in einem Band zwischen 20 und 30°N von der Beringsstraße bis nach Nordamerika, also hauptsächlich am nördlichen Druckzentrum und östlich davon. Im Gegensatz dazu sind für die NAO die stärksten Auswirkungen westlich des Islandtiefs über Nordamerika zu finden. Somit scheint die Strömung über die Rocky Mountains und die daraus resultierende Anregung planetarer Wellen ein entscheidender Faktor zu sein. Auch sind wieder negative Korrelationen über Sibirien zu beobachten. Das PNA-Muster steht in Verbindung mit einer über den gesamten Nordpazifik ausgedehnten verhältnismäßig starken negativen Korrelation mit dem planetarskaligen barotropen EP-Fluss. Hier ist der Einfluss der Wellen während der negativen Phase verstärkt, wie auch zuvor schon festgestellt. Ganz im Norden Nordamerikas ist aber auch ein kleiner Bereich mit positiver Korrelation zu finden, welcher die hier verstärkte Meridionallage während einer positiven Phase in Zusammenhang mit planetaren Wellen setzt.

Zuletzt soll noch das 200 hPa-Niveau der 2–6 Tage gefilterten Divergenz des barotropen

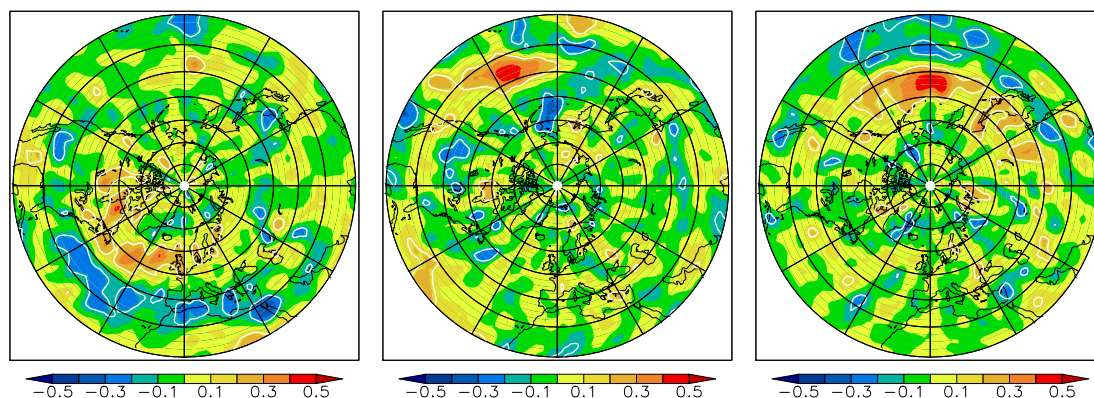


Abbildung 4.56: Korrelationskoeffizient der 2–6 Tage gefilterten Divergenz des barotropen EP-Flusses $[1/2(\overline{u'^2} - \overline{v'^2}), -\overline{u'v'}]$ in 200 hPa Höhe mit dem NAO- (links), PNA- (Mitte) und WP-Index (rechts). NCEP-Reanalyse und AWI-Telekonnektionsmuster im Zeitraum 1958–2001 (DJF). 95% Signifikanz der Korrelation weiß umrandet.

EP-Flusses betrachtet werden, dargestellt in Abbildung 4.56. Gezeigt wird damit der Antrieb des Zonalwindes aus synoptischskaligen Wellen. NAO- und WP-Telekonnektion erzeugen positive Korrelationen im nördlichen Bereich des atlantischen bzw. pazifischen Stormtracks und am südlichen Rand negative. Es zeigt sich also jeweils eine Verschiebung der Aktivität nach Norden im Falle einer positiven Phase. Dies passt auch zur Verlagerung des Zonalwindes in Abbildung 4.50. Der Antrieb kommt demnach direkt aus den synoptischskaligen Wellen. Für das PNA-Muster ist im östlichen Nordpazifik eine positive Korrelation zu finden. Die negativen Korrelationen, die diese umgeben, sind unwesentlich, so dass nur von einer Schwächung des Antriebs aus synoptischskaligen Wellen im Falle einer negativen PNA-Phase im östlichen Pazifik gesprochen werden kann. Dies resultiert aus der blockierenden Wirkung planetarer Wellen.

4.4.5 Zusammenfassung

Die bekannten Charakteristika der Telekonnektionsmuster, wie sie in Abschnitt 2.3.1 beschrieben wurden, werden durch die Korrelation des jeweiligen Telekonnektionsindex mit Wind bzw. meridionalen Wärmefluss oder EP-Fluss wiedergegeben. Auch die strukturellen Unterschiede mit Nord-Süd-Dipol bei NAO und WP auf der einen und Wellenzug bei PNA auf der anderen Seite treten klar hervor. Dabei zeigen NAO- und WP-Muster durchgehend eine sehr gute Übereinstimmung. Die positive Phase ist hier von der negativen Phase des Telekonnektionsindex klar durch eine Intensivierung des Westdrift und die Zunahme der synoptischen Aktivität abgegrenzt. Die Wirkung planetarer Wellen ist daran erkennbar, dass die Aktivität auf dieser Skala in einer negativen Phase stark zunimmt. Diese großskaligen Wellen sind auch mitverantwortlich für die geschwächte Zonalströmung, da sie blockierend auf den Jet wirken. Die hier gemachte Analyse zeigt somit, dass die Ausprägung der planetaren Wellen einen wesentlichen Einfluss auf die Telekonnektionsmuster hat. Dies entspricht theoretischen Überlegungen (Charney und DeVore 1979) mit einem vereinfachten Modell, in welchem die orographische Anregung planetarer Wellen untersucht wird. Hier entstehen zwei stabile Zustände, wobei einer mit geringer Ausprägung der Wellen und einer starken Zonalströmung zu einer positiven Phase der Telekonnektionsmuster passt und der andere mit stärkeren Wellen und mehr Meridionalströmung zu einer negativen Phase.

Für das PNA-Muster unterscheiden sich die Zustände. Wird zunächst nur der pazifische Raum betrachtet, ist festzustellen, dass für die positive Phase wiederum eine Zunahme der Westdrift mit erhöhter synoptischer Aktivität und für die negative Phase eine erhöhte Aktivität planetarer Wellen einhergehend mit verstärkter Meridionalströmung auftritt. Die Lage dieser Phänomene sowie der Druckzentren im Pazifik ist gegenüber denen von NAO und WP weiter südlich. Somit kommen hier planetare Wellen, welche durch die diabatische Wärmequelle in den Tropen angeregt werden, als Ursache in Frage. Jedoch reicht der Wellenzug vom tropischen Pazifik bis nach Nordamerika. Es gibt dadurch Auswirkungen bis in den nordamerikanischen Kontinent, welche einen anderen Charakter haben. Diese sind vor allem im Wind erkennbar, welcher sich genau umgekehrt zu den Verhältnissen über dem offenen Ozean verhält. Meteorologisch ist dies, wie bereits mehrfach erwähnt, durch die Ausbildung eines Rückens über den Rocky Mountains begründet. Somit erhält das PNA-Muster noch eine weitere, topographische Komponente. Die Ausbildung des Rückens ist direkt verbunden mit der verstärkten Westdrift über dem Pazifik, welche auf die senkrecht dazu stehende Gebirgskette trifft.

Bereits Sokolova (2006) hat eine Untersuchung der atmosphärischen Flüsse anhand zweier Phasen der NAO durchgeführt. Verglichen wurden die Jahre 1961–1966 als negative und 1990–1995 als positive Phase. Sowohl der verstärkte und nach Norden verschobene Zonalwind, als auch die verstärkten Stormtracks im atlantischen Sektor bei einer positiven Phase der NAO sind in guter Übereinstimmung mit dieser Arbeit. Abweichend ist festzustellen, dass Sokolova (2006) auch eine starke Reaktion im pazifischen Raum findet. Möglich wäre, dass dort aufgrund der eingeschränkten Zeiträume andere Telekonnektionsmuster einen Einfluss haben.

Weiterhin wurde von Otto (2007) die Arktischen Oszillation (AO) untersucht. Die AO beschreibt den Luftdruckgradienten zwischen den polaren und mittleren Breiten und somit auch die Stärke des Polarwirbels. Die Auswirkungen auf Europa sind dabei ähnlich denen der NAO zu erwarten, betreffen aber ebenso Nordamerika. Besonderer Fokus lag bei Otto (2007) auf den Unterschieden der Modellläufe mit und ohne gekoppelter Ozonchemie. Ausgehend von der Ähnlichkeit der Auswirkungen von AO und NAO auf Europa, ist klar festzustellen, dass nur mit gekoppelter Ozonchemie eine gute Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus Reanalysedaten erreicht wird, welche in der vorliegenden Arbeit verwendet wurden.

4.5 Regimeanalyse

Die Beschreibung der Dynamik des Klimas und der atmosphärischen Zirkulation auf der Grundlage von Regimen und die Berechnung der einzelnen Zirkulationsregime wurde in Abschnitt 2.3.2 bereits vorgestellt. Im folgenden soll die charakteristische Zirkulation der drei signifikanten Zirkulationsregime aus einer Analyse der Wintermonate (DJF) der NCEP- und ERA40-Reanalysedaten für den Zeitraum 1958 bis 2001 dargestellt werden. Abbildung 4.57 zeigt die Druckanomalien der Regime gegenüber dem Mittel des Gesamtzeitraums auf dem 500 hPa-Niveau. Es ist zu erkennen, dass aufgrund der guten Übereinstimmung der beiden Reanalysen, wie sie in Abschnitt 4.1 festgestellt wurde, die Regime der ERA40-Reanalyse nur minimal von denen der NCEP-Reanalyse abweichen.

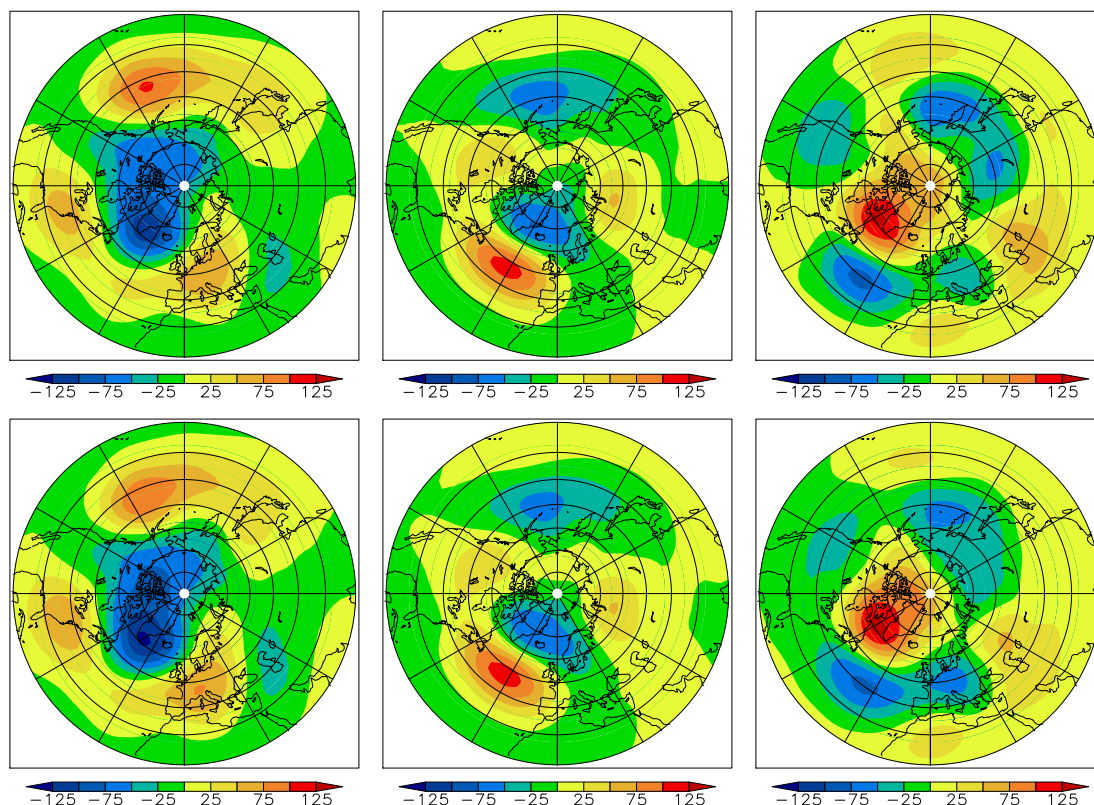


Abbildung 4.57: Anomalie der Druckmuster der Regime 1 bis 3 von links nach rechts gegenüber dem langjährigen Mittel 1958–2001 aus ERA40-Daten oben und NCEP-Daten unten in gpm auf dem 500 hPa-Niveau.

Die zu untersuchenden Variablen werden für den Gesamtzeitraum berechnet, welcher 132 Monate umfasst. Die einzelnen Monate werden dann den Zirkulationsregimen zugeordnet, wobei nicht jeder Monat besetzt ist. Auch sind die Besetzungszahlen für die einzelnen Regime nicht gleich, wie Tabelle 4.2 zu entnehmen ist. Regime 2 ist am stärksten besetzt gefolgt von Regime 1. Für das dritte Regime lassen sich nur verhältnismäßig wenige Monate finden. Besonders fällt dies für die ERA40-Reanalyse auf. Hier sind die ersten beiden Regime stärker und das dritte schwächer im Vergleich zur NCEP-Reanalyse besetzt. Beim nochmaligen Blick auf Abbildung 4.57 ist auch eine leichte Neigung zu stärker ausgeprägten Mustern in der ERA40-Reanalyse zu finden. Zusammen mit der insgesamt besseren Besetzung der Regime ist dies der Grund, weshalb in der detaillierten Untersuchung der Zirkulation auf diese Reanalyse zurückgegriffen wird.

Die Zirkulationsregime haben einen klaren Bezug zu den Telekonnectionsmustern. Das NAO-Muster ist in Regime 2 in seiner positiven und in Regime 3 in seiner negativen Phase zu erkennen. In Regime 2 ist das PNA-Muster in einer schwach positiven Phase sichtbar. Das

| | NCEP | ERA40 |
|----------|------|-------|
| Regime 1 | 11 | 16 |
| Regime 2 | 21 | 22 |
| Regime 3 | 8 | 6 |

Tabelle 4.2: Anzahl der Monate im jeweiligen Regime der Reanalyse.

WP-Muster findet man in Regime 3 in einer positiven Phase. Somit sind für diese Regime auch charakteristische Muster zu erwarten, wie sie in Abschnitt 4.4 beschrieben wurden. Für das erste Regime zeigt sich eine positive AO-Phase. Deren Auswirkungen auf Europa ähneln der einer positiven NAO-Phase.

4.5.1 Horizontale Windkomponenten

Auf dem 500 hPa-Niveau, welches für den Zonalwind in Abbildung 4.58 gezeigt ist, sind sehr deutliche Unterschiede zwischen den Regimen zu finden. Das erste und das dritte zeigen dabei eine ähnliche Ringstruktur mit umgekehrten Vorzeichen. Das Maximum des Westwindes ist demnach nach Norden bzw. Süden verschoben. Somit stellen die beiden Regime Extrema in der Lage und Ausprägung der Westwindzone der Nordhemisphäre dar. Über dem asiatischen und nordamerikanischen Kontinent gibt es in den Subtropen Abweichungen von der Ringstruktur, weil die negative Windanomalie bei Regime 1 nicht geschlossen ist. Weiterhin ist bei Regime 3 der Dipol über dem Nordatlantik stärker ausgeprägt, welcher dem bei einer negativen NAO-Phase entspricht, während bei Regime 1 der Dipol über dem östlichen Nordpazifik stärker ausgeprägt ist, wie für eine positive AO-Phase zu erwarten. Bei Regime 1 entsteht die Ringstruktur demnach direkt aus der AO, während bei Regime 3 NAO und WP zusammenwirken. Das zweite Regime zeigt vor allem einen ausgeprägten Dipol über dem Nordatlantik, welcher der Anomalie einer positiven NAO-Phase entspricht. Über dem Pazifik findet man einen etwas schwächeren Dipol, wobei hier im Süden die positive Anomalie liegt, und im Norden die negative. Aufgrund der sich daraus ergebenden Kompensation im Zonalmittel sind dort nur geringe Abweichungen vom langjährigen Mittel sichtbar. Bezogen auf den Zonalwind sind in Regime 2 der Atlantik und der Pazifik also nicht in Phase.

Der zonal gemittelte Meridionalwind ist in Abbildung 4.59 dargestellt. Das zweite Regime zeigt hier nahezu keine Abweichungen vom Gesamtmittel. Für die Regime 1 und 3 sind hingegen deutliche Anomalien zu finden, welche sehr unterschiedlich ausgeprägt sind. Das erste weicht signifikant zwischen 50 und 70°N ab, wobei in der hohen Troposphäre der Meridionalwind abgeschwächt, in der unteren verstärkt ist. In diesem Bereich liegt die indirekte Strömung der Ferrel-Zelle. Diese ist demnach in Regime 1 verstärkt. Die Veränderungen in der hohen Troposphäre der Tropen sind nicht signifikant, deuten aber eine Schwächung und

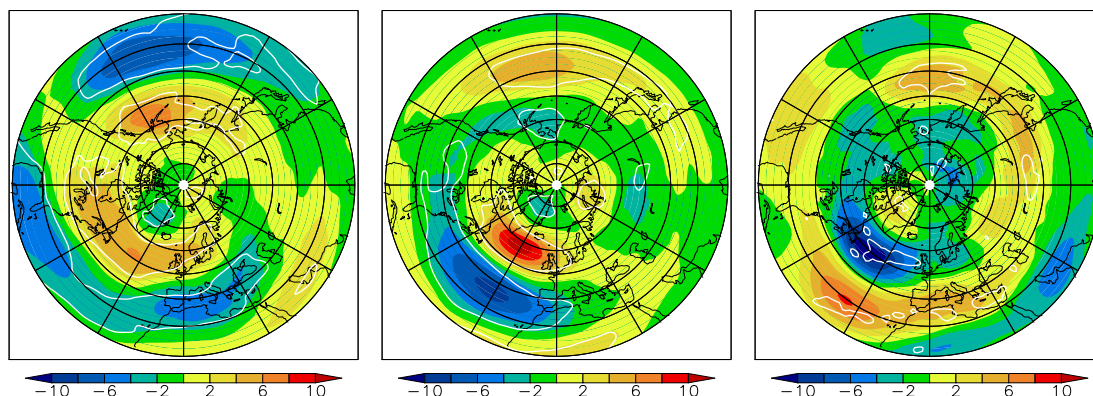


Abbildung 4.58: Zonalwind in 500 hPa Höhe in m/s der ERA40-Daten als Differenz der Regime 1 bis 3 (von links nach rechts) vom Mittel 1958–2001. 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

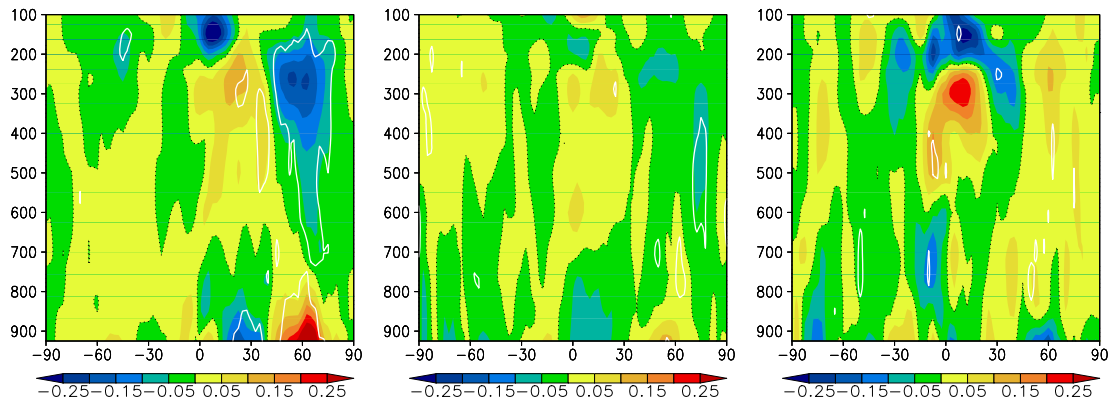


Abbildung 4.59: Zonal gemittelter Meridionalwind in m/s der ERA40-Daten als Differenz der Regime 1 bis 3 (von links nach rechts) vom Mittel 1958–2001. 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

Verlagerung nach Norden und unten der Hadleyzelle an. Auch für das dritte Regime ist eine Verlagerung des Meridionalwindes in den Tropen zu finden. Zwischen 100 und 200 hPa ist er geschwächt, bei 300 hPa hingegen verstärkt. Wird dies auf die Hadleyzelle bezogen, bedeutet es eine geringere Ausdehnung nach oben, also eine schwächere Konvektion.

4.5.2 Meridionale Wärmeflüsse

Auf synoptischer Skala unterscheiden sich die drei Regime deutlich im meridionalen Wärmefluss, wie Abbildung 4.60 anhand des 2–6 Tage gefilterten meridionalen Wärmeflusses auf dem 200 hPa-Niveau zeigt. Das erste Regime ist durch einen verstärkten atlantischen Stormtrack geprägt. Dies entspricht dem Zustand bei einer positiven NAO-Phase, wie sie auch im Zonalwind zu beobachten ist. Hier zeigt sich die Ähnlichkeit der Auswirkungen von AO und NAO im europäischen Raum. Gleichzeitig kommt es über dem Pazifik zu einer leichten nicht signifikanten Schwächung, wobei der Ausläufer nach Nordamerika leicht verstärkt ist.

Für Regime 3 sind die Auswirkungen im Pazifik stärker. Im Westen kommt es zur Verstärkung des meridionalen Wärmeflusses auf synoptischer Skala, im mittleren Bereich ist eine Schwächung zu finden und im Osten wieder eine Verstärkung. Im pazifischen Raum scheint die synoptische Aktivität demnach insgesamt zuzunehmen, wie für die im Druckmuster erkenn-

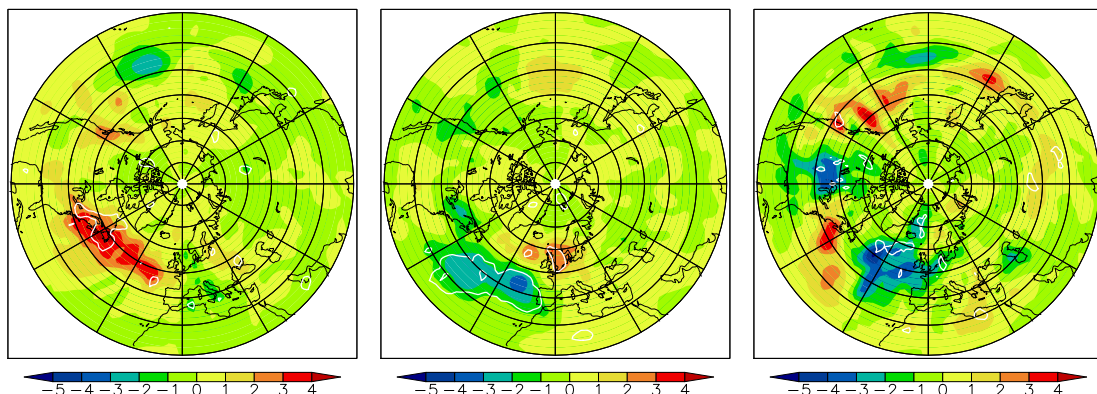


Abbildung 4.60: 2–6 Tage gefilterter meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s in 200 hPa Höhe der ERA40-Daten als Differenz der Regime 1 bis 3 (von links nach rechts) vom Mittel 1958–2001. 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

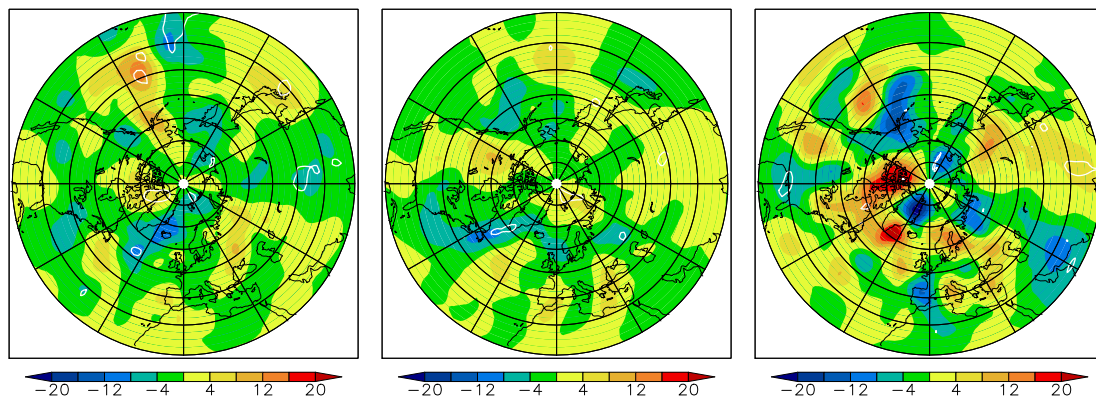


Abbildung 4.61: 10–90 Tage gefilterter meridionaler Wärmefluss $\overline{v'T'}$ in Km/s in 200 hPa Höhe der ERA40-Daten als Differenz der Regime 1 bis 3 (von links nach rechts) vom Mittel 1958–2001. 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

bare positive Phase des WP-Musters zu erwarten ist. Dabei ist auch eine negative Anomalie bei 55°N zu sehen, so dass sich neben der Verstärkung auch eine leichte Verschiebung nach Norden ergibt. Über Nordamerika ist dann eine negative, im Westen des Nordatlantiks eine positive und östlich davon wieder eine negative Anomalie zu finden. Der atlantische Stormtrack ist somit in seiner Ausdehnung verkleinert, was für eine negative NAO-Phase typisch ist.

Das zweite Regime zeigt die im Verhältnis geringsten Änderungen. Die einzigen deutlichen Abweichungen sind im atlantischen Raum zu finden. Hier deutet sich durch die südliche Schwächung und nordöstliche Verstärkung eine Verlagerung des Stormtracks nach Nordosten an. Dies ist aufgrund der herrschenden positiven NAO-Phase auch zu erwarten.

Wird der meridionale Wärmefluss über 10–90 Tage gefiltert, wie in Abbildung 4.61 für das 200 hPa-Niveau gezeigt, lässt sich feststellen, welchen Einfluss planetare Wellen haben. Auffällig sind die verhältnismäßig starken Änderungen im dritten Regime. Für den atlantischen Sektor lässt sich hier eine Verstärkung der Aktivität auf planetarer Skale feststellen, für den pazifischen Raum eine Abschwächung. Dies ist konsistent mit der festgestellten positiven WP- und negativen NAO-Phase. Es treten aber auch abweichende Anomalien auf, welche möglicherweise aus der geringen Anzahl an Monaten in diesem Regime und der deshalb geringen Glättung resultieren.

Regime 1 stellt auch auf planetarer Skale wieder einen Gegensatz zum dritten Regime dar. Die Anomalien sind zwar deutlich schwächer ausgeprägt, dabei aber über dem Atlantik vorwiegend negativ und über dem Pazifik positiv. Somit sind die Differenzen zum langjährigen Mittel auch von umgekehrtem Vorzeichen wie im 2–6 Tage gefilterten meridionalen Wärmefluss. Ein solches Verhalten wurde auch in Abschnitt 4.4 bei den Telekonnektionsmustern häufig festgestellt.

Das zweite Regime sollte aufgrund der positiven Phasen von NAO und PNA vor allem eine Abschwächung des meridionalen Wärmeflusses auf planetarer Skale zeigen. Dies ist jedoch nicht der Fall. Nur bei etwa 60°N sind sowohl im atlantischen als auch im pazifischen Raum die erwarteten Differenzen sichtbar. Dies ist vor allem im hier nicht gezeigten Zonalmittel ersichtlich. Signifikante Anomalien sind, wie auch für die anderen Regime, nur in sehr geringer Ausdehnung vorhanden.

4.5.3 Horizontale Impulsflüsse

Der horizontale Impulsfluss hat eine enge Verbindung zum Maximum des Windes in der oberen Troposphäre, also zu den Jets. Wird der horizontale Impulsfluss über 2–6 Tage gefiltert, treten, wie in Abbildung 4.62 gezeigt, Abweichungen vom langjährigen Mittel hauptsächlich im Bereich zwischen 20 und 50°N auf. Regime 1 zeigt hier wieder ein deutliches Maximum, passend zu den Veränderungen im Zonalwind und im 2–6 Tage gefilterten meridionalen Wärmefluss. Das dritte Regime ist im Gegensatz dazu vor allem durch ein Minimum aber auch einen Dipol, welcher eine Südverschiebung andeutet, geprägt. Wie zuvor verhalten sich diese beiden Regime gegensätzlich. In Regime 1 ist die synoptische Aktivität verstärkt, in Regime 3 ist diese geschwächt. Am geringsten fallen die Anomalien in Regime 2 aus. Hier ist nur ein kleines Maximum bei 50°N vorzufinden. Dies ist damit jedoch ebenfalls in guter Übereinstimmung mit der festgestellten positiven NAO-Phase.

Auf planetarer Skala, wie in Abbildung 4.63 gezeigt, treten die Veränderungen weiter nördlich zwischen 45 und 75°N auf. Abweichend von allen anderen Betrachtungen ist es hier das erste Regime, welches die geringsten Veränderungen gegenüber dem langjährigen Mittel zeigt. Regime 3 zeigt einen Dipol, welcher eine Verschiebung des planetarskaligen horizontalen Impulsflusses nach Süden andeutet. Somit zeigt sich auch hier, dass der Einfluss planetarer

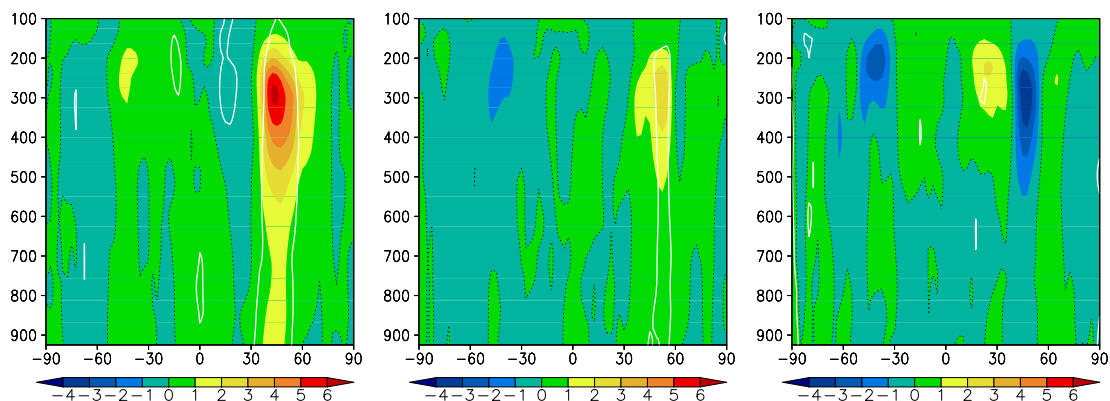


Abbildung 4.62: Zonal gemittelter 2–6 Tage gefilterter horizontaler Impulsfluss $\overline{u'v'}$ in m^2/s^2 der ERA40-Daten als Differenz der Regime 1 bis 3 (von links nach rechts) vom Mittel 1958–2001. 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

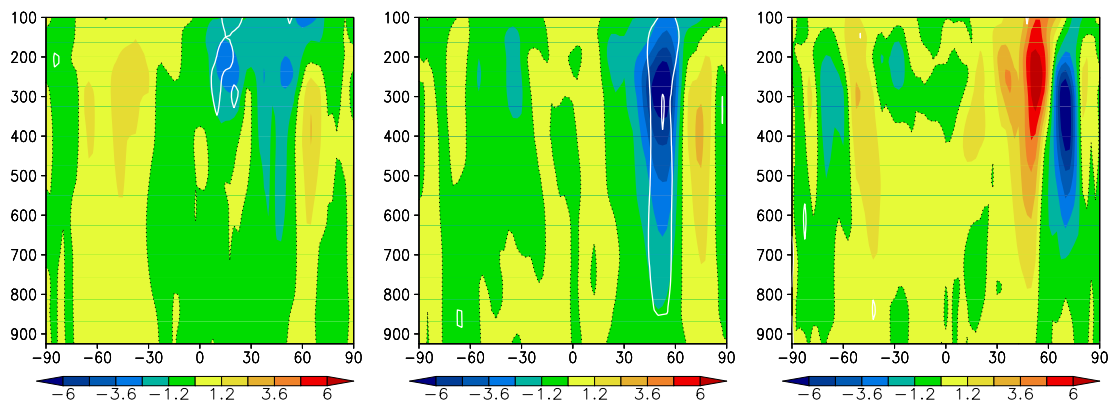


Abbildung 4.63: Zonal gemittelter 10–90 Tage gefilterter horizontaler Impulsfluss $\overline{u'v'}$ in m^2/s^2 der ERA40-Daten als Differenz der Regime 1 bis 3 (von links nach rechts) vom Mittel 1958–2001. 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

Wellen im dritten Regime weiter nach Süden vordringt. In Regime 2 dominiert vor allem die Abschwächung planetarer Aktivität in den mittleren Breiten, wie sie typisch ist für positive Phasen von NAO- und PNA-Muster ist.

4.5.4 Eliassen-Palm-Flüsse

Der EP-Fluss fördert an dieser Stelle kaum neue Erkenntnisse gegenüber den meridionalen Wärme- und horizontalen Impulsflüssen zu Tage, stellt aber nochmals den direkten Bezug zu atmosphärischen Wellen her. Gefiltert über 2–6 Tage betrifft dies die synoptische Skala, also vor allem die Auswirkungen von Zyklon-Antizyklonsystemen in den mittleren Breiten. Die entsprechenden Bilder sind in Abbildung 4.64 zu sehen. Regime 1 zeigt sowohl im atlantischen als auch pazifischen Raum eine Verstärkung des barotropen EP-Fluss-Vektors und dabei eine Verlagerung der Divergenzzone nach Norden. Die Anomalien sind dabei ähnlich wie im 2-6 Tage gefilterten meridionalen Wärmefluss vor allem über dem Atlantik ausgeprägt. Das zweite Regime zeigt ähnliche Differenzen zum langjährigen Mittel, wobei diese jedoch auf den atlantischen Raum beschränkt sind. Somit zeigt sich hier die Ähnlichkeit der Veränderungen über dem Atlantik bezüglich gleicher Phasen des AO- und NAO-Musters. Für das dritte Regime sind die Differenzen sehr stark gestreut, was wahrscheinlich auf die geringe Anzahl betrachteter Monate zurückzuführen ist. Jedoch ist in der Divergenz eine Tendenz zur Verlagerung nach Süden vor allem im atlantischen Raum ausmachbar. Die spricht für die negative NAO-Phase und entspricht wieder dem entgegengesetztem Fall des ersten Regimes.

Die Filterung des EP-Flusses über 10-90 Tage zeigt die Auswirkungen planetarskaliger Prozesse auf die Wellenbewegung in der Atmosphäre. In Abbildung 4.65 sind die entsprechenden Bilder zu finden. Hier treten die größten Differenzen beim dritten Regime auf. In der oberen Troposphäre kommt es zu starken Änderungen sowohl in der Divergenz als auch im Vektor des baroklinen EP-Flusses. Überwiegend ist dabei eine Verringerung des Antriebs der Zonalströmung zu finden, wodurch die Verlagerung des maximalen Zonalwindes nach Süden erklärt wird. Während das zweite Regime wieder durch seine im Zonalmittel besonders geringen Abweichungen auffällt, ist im ersten Regime vor allem die Wellenausbreitung in den hohen Breiten in der mittleren und unteren Troposphäre stark abgeschwächt. In der Diver-

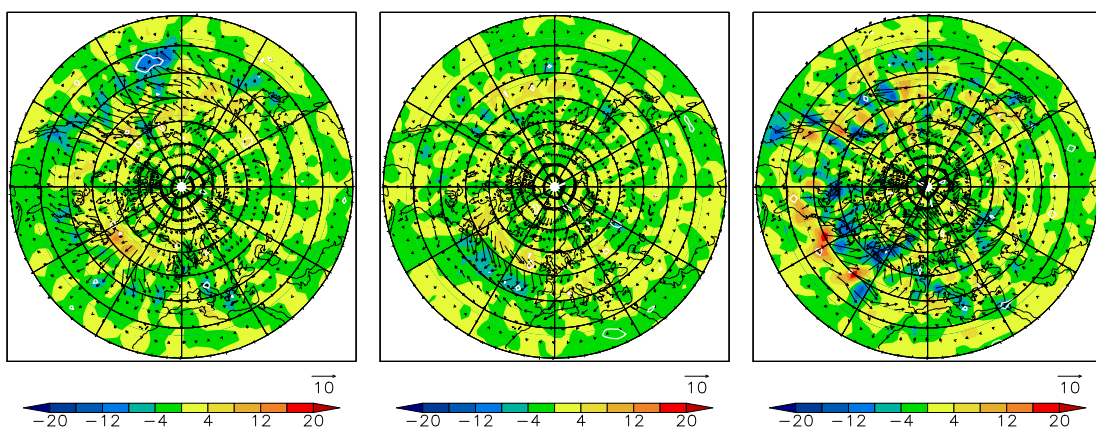


Abbildung 4.64: 2–6 Tage gefilterter barotroper EP-Fluss-Vektor $[1/2(\overline{u'^2} - \overline{v'^2}), -\overline{u'v'}]$ in m^2/s^2 in 500 hPa Höhe der ERA40-Daten als Differenz der Regime 1 bis 3 (von links nach rechts) vom Mittel 1958–2001. Als Kontur die entsprechende Divergenz in 10^{-6} m/s^2 mit 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

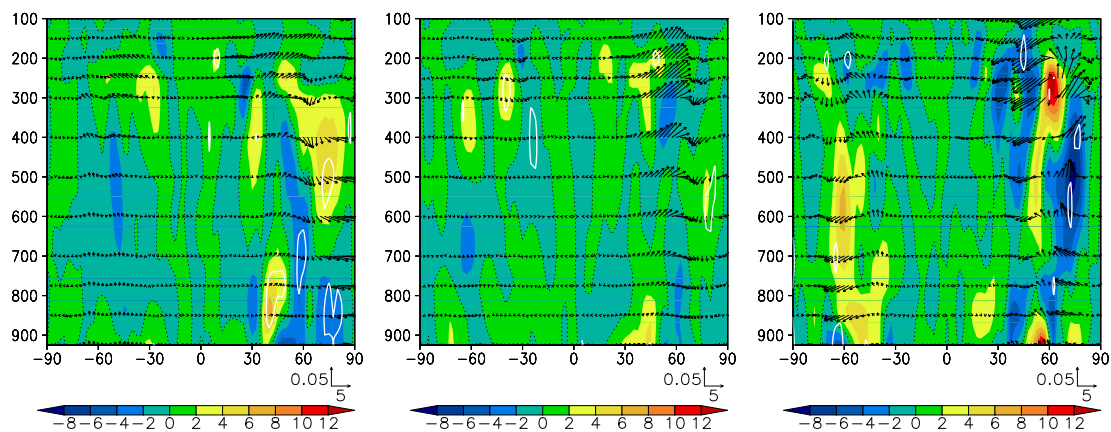


Abbildung 4.65: 10–90 Tage gefilterter zonal gemittelter barokliner EP-Fluss-Vektor $[-\overline{u'v'}, f\overline{v'\Phi'_z}/S]$ in m^2/s^2 der ERA40-Daten als Differenz der Regime 1 bis 3 (von links nach rechts) vom Mittel 1958–2001. Als Kontur die entsprechende Divergenz in $10^{-6} \text{m}/\text{s}^2$ mit 95% Signifikanz der Differenz weiß umrandet.

genz zeigt sich dabei eine positive Anomalie in der mittleren Troposphäre. Die verringerte Ausprägung planetarer Wellen begünstigt somit den Zonalwind, dessen Intensivierung in den hohen Breiten auch beobachtet wurde.

4.5.5 Zusammenfassung

Die Regime 1 und 3 ergeben sich aus der Betrachtung aller Variablen als gegensätzliche Extremfälle. Bereits in den Druckmustern in Abbildung 4.57 ist dies daran erkennbar, dass das erste Regime in den polaren Breiten eine negative Anomalie zeigt und in den mittleren Breiten vor allem zwischen 30 und 50°N positiv abweicht, während dies für das dritte Regime umgekehrt ist. Entsprechend verhält sich das Maximum des Windes, welches im ersten Regime nach Norden verschoben ist und im dritten nach Süden. Typisch sind diese Verhältnisse für bestimmte Phasen der Telekonnektionsmuster. Während in Regime 1 eine positive AO-Phase erkennbar ist, ist es beim dritten Regime eher eine negative NAO- und eine positive WP-Phase. Daraus ergeben sich bei Betrachtung der Stormtracks räumliche Unterschiede. In Regime 1 ist der atlantische deutlich verstärkt, in Regime 3 der pazifische Stormtrack, wobei dieser darüber hinaus nicht so stark ausgeprägt ist. Somit stellen die beiden Regime neben dem verschobenen Zonalwind auch in der Lage der maximalen synoptischen Aktivität einen Gegensatz dar.

Einen dritten grundlegenden Unterschied kann man beim Vergleich der synoptischen und planetaren Skale zwischen den beiden Regimen 1 und 3 ausmachen. Beim ersten sind vor allem die Flüsse auf der synoptischen Skale verstärkt. Planetarskaliert fallen die Differenzen geringer aus und sind obendrein negativ. Anders ist es bei Regime 3. Bei Filterung über 2–6 Tage treten hier hauptsächlich negative Differenzen auf. Im Zonalmittel tritt dabei auch eine Kompensation zwischen atlantischem und pazifischen Raum auf, wodurch die Änderungen hier sehr klein wirken. Die Anomalien auf planetarer Skale sind hingegen größer und tendenziell positiv, insbesondere im Vergleich zum ersten Regime. Somit ist gegenüber dem langjährigen Mittel Regime 1 geprägt durch hohe synoptische Aktivität vor allem im atlantischen Raum und eine nach Norden verschobene Westdrift, wohingegen in Regime 3 die Westdrift nach Süden verschoben ist und Veränderungen bei den planetaren Wellen dominieren. Hier lässt

sich eine große Ähnlichkeit zu dem in Abschnitt 4.4 besprochenen Verhalten unterschiedlicher Phasen der Telekonnektionsmuster feststellen mit stärker zonalen oder meridionalen Lagen. Regime 1 entspräche dann einer positiven, Regime 3 einer negativen Phase. Die Auswirkungen sind bei diesen beiden Regimen jedoch auf der gesamten Nordhalbkugel festzustellen und nicht regional begrenzt wie bei den Telekonnektionsmustern.

Das zweite Regime weicht in der Art der Ergebnisse stark von den beiden anderen Regimen ab. In den meisten Abbildungen fällt es durch nur sehr geringe Abweichung auf, vor allem im Zonalmittel aber auch im horizontalen Schnitt. Einziges hervortretendes Merkmal ist eine positive NAO-Phase und sehr schwach eine positive PNA-Phase. Insgesamt treten aber trotzdem nur sehr geringe Differenzen zum langjährigen Mittel auf. Das Regime hat somit einen viel stärker regionalen Charakter. Angesichts der besonders im Zonalmittel geringen Differenzen, kann zusätzlich von einer Kompensation zwischen atlantischem und pazifischen Raum ausgegangen werden.

Insgesamt korrespondieren die betrachteten Flüsse stark mit den Druckmustern. Die typischen Strukturen, die sich im Druck feststellen lassen, können in Verbindung mit Telekonnektionsmustern gebracht werden. Mit den in Abschnitt 4.4 gemachten Korrelationen der Telekonnektionsmuster mit der Zirkulation sind dadurch bestimmte Anomalien in den Flüssen zu erwarten, welche bestätigt werden.

Kapitel 5

Zusammenfassung und Ausblick

Wesentliche Teile dieser Arbeit gründen auf der Auswertung von Reanalysedaten. Beobachtungsdaten sind zwar näher an der Realität angesiedelt, jedoch ist es schwer möglich, mit diesen die großskalige Zirkulation zu untersuchen. Sie stehen meist nur regional und für begrenzte Zeiträume zur Verfügung. In Abschnitt 4.1 konnte die gute Qualität der Reanalysen gezeigt werden. Zum einen wurde eine gute Übereinstimmung der NCEP- und ERA40-Reanalyse festgestellt. Zum anderen wurden anhand der Reanalysen mit den betrachteten großskaligen Flüssen viele Effekte und Zusammenhänge bestätigt, welche in anderen auch auf Beobachtungsdaten beruhenden Untersuchungen mit anderen Werkzeugen gemacht wurden. Der Umschwung der Pazifischen Dekadenoszillation (PDO), also die warme Phase des Nordpazifiks ab dem Ende der 70er, ist in den Reanalysen enthalten, genauso wie häufiger auftretende positive NAO-Phasen und der Erwärmungstrend der letzten Jahrzehnte. Insgesamt zeigen sich dabei vielfältige Zusammenhänge: So ist die Klimaerwärmung mit Veränderungen in den Zyklonenzugbahnen verknüpft. Dies zeigt sich dabei auch in verlagerten Aktionszentren der NAO, wobei deren positive Phasen im Zeitraum nach 1977 darüber hinaus häufiger auftreten. Weiterhin zeigt sich die Übereinstimmung der beiden Reanalysen auch in den Telekonnektionsmustern, welche in Abschnitt 4.4 untersucht wurden und den in den Regimeanalysen in Abschnitt 4.5. Es konnte bei diesen Untersuchungen gezeigt werden, dass die Zirkulation in den jeweiligen Phasen der Telekonnektionsmuster übereinstimmt und darüber hinaus die gleichen Zirkulationsregime in den Reanalysen auftreten.

Es gibt jedoch einige Einschränkungen für die Nutzbarkeit von Reanalysen. So ist die Südhemisphäre deutlich schlechter erfasst. Dieses Problem liegt in der geringen Verfügbarkeit von Beobachtungsdaten begründet. Die großen Unsicherheiten führen zusammen mit der unterschiedlichen Modellphysik von NCEP- und ERA40-Reanalyse zu unterschiedlichen Ergebnissen und somit relativ großen Abweichungen. In dieser Arbeit wurde die Südhemisphäre zum Teil gezeigt, jedoch nicht näher betrachtet. Bei der Verifikation von Modellen anhand von Reanalysedaten müssen die Unsicherheiten auf der Südhalbkugel jedoch bedacht werden. Schließlich beeinflussen sich die beiden Hemisphären gegenseitig, so dass aus der Unsicherheit im Süden auch eine Unsicherheit für den Norden wird. Abweichungen zwischen den Reanalysen sind weiterhin im Bereich der Grenzschicht zu finden. Hier ist davon auszugehen, dass die bessere Auflösung der ERA40-Daten auch zu besseren Ergebnissen führt. Letztlich ist dies jedoch schwer überprüfbar. Der Anwendungsbereich der Reanalysen liegt deshalb, in Ab-

hängigkeit von zukünftigen Entwicklungen auf diesem Gebiet, bei großen Skalen in der freien Atmosphäre.

Ein Vergleich zwischen der NCEP-Reanalyse und dem Klimamodell ECHAM5/OM1 wurde in Abschnitt 4.2 durchgeführt. Eine sehr gute Übereinstimmung bezüglich der Muster der globalen Zirkulation konnte festgestellt werden. Die größten Abweichungen entsprechen den zuvor beschriebenen Einschränkungen, welche die Reanalysen mit sich bringen: Sowohl Südhemisphäre als auch kleinräumige Strukturen, insbesondere in der unteren Troposphäre, weichen stark zwischen den Modellen ab. Es ist kaum möglich, Aussagen zu treffen, ob ECHAM5/OM1 in diesen Bereichen hinreichend genau ist, da wie beschrieben auch die Reanalysen dort die größten Abweichungen zeigen. Weiterhin fällt auf, dass die Muster der großskaligen Zirkulation zwar sehr gut übereinstimmen, die Beträge jedoch oftmals stark abweichen. Der Ursprung dieser Differenzen ist ohne genauere Untersuchungen schwer zu identifizieren. Einerseits können tatsächlich die Amplituden der Schwankungen der in ECHAM5/OM1 simulierten Variablen zu groß sein, andererseits ist es aber auch möglich, dass durch die Datenassimilation in der Reanalyse eine zu starke Glättung hervorgerufen wird. Der physikalische Hintergrund in den betrachteten Modellen kann jedoch aufgrund der sehr gut übereinstimmenden Muster nicht falsch sein. Dies bestätigt sich auch bei der Betrachtung der Auswirkungen der sommerlichen Eisbedeckung auf die Winterzirkulation in Abschnitt 4.3. Das Modell zeigt hier in der Arktis Effekte, die sich auch in der Reanalyse finden lassen. Dies ist ein Indiz dafür, dass die Modellphysik in ECHAM5/OM1 durchaus sehr realistisch ist. Die Abweichungen sind größtenteils auf die zu geringe Eisvariabilität zurückzuführen.

Dass es Auswirkungen der Eisbedeckung auf die großskalige Zirkulation gibt, konnte in Abschnitt 4.3 gezeigt werden. Die Zirkulation im nachfolgenden Winter ändert sich teils deutlich in Abhängigkeit davon, ob im vorhergehenden Sommer viel oder wenig Meereis in der Arktis vorhanden war. Die meridionalen Wärme-, horizontalen Impuls- und EP-Flüsse im Winter werden insgesamt abgeschwächt, wenn im Sommer die Eisbedeckung besonders niedrig war. Dabei tritt auch schwach eine Tendenz zu negativen NAO-Phasen auf. An dieser Stelle zeigt sich, wie groß die Bedeutung des arktischen Eises ist. Im Winter hat sich das Eis längst neugebildet und trotzdem lassen sich Änderungen der Zirkulation feststellen. Die Untersuchung sollte jedoch nur als erster Anfang gewertet werden, da der geringe Umfang an Zeitschritten zu viele Unsicherheiten offen lässt. Für die Arbeit mit Beobachtungsdaten lässt sich das aber kaum ändern, schon allein, weil wahrscheinlich der Trend abnehmenden Eises die kommenden Jahre bestimmen wird und somit vor allem die Vergleichsjahre mit hoher sommerlicher Eisbedeckung fehlen.

In allen gemachten Untersuchungen treten Muster der großskaligen Zirkulation auf, welche sich oft mit Telekonnektionsmustern in Verbindung bringen lassen. Dies ist auch zu erwarten, da sie bevorzugte Moden der Variabilität darstellen. Gezeigt wurde die großskalige Zirkulation unter den Telekonnektionsmustern NAO, PNA und WP in Abschnitt 4.4 anhand einer Korrelationsanalyse. Die getrennte Untersuchung der Aktivität auf synoptischer und planetarer Skala hat sich hier als besonders nützlich erwiesen. Positive Phasen mit verstärkter Zonalströmung sind durch erhöhte Aktivität auf synoptischer, negative Phasen mit verstärkter Meridionalströmung durch erhöhte Aktivität auf planetarer Skala geprägt. Dies bestätigt einen starken Zusammenhang mit planetaren Wellen. Sind diese stark ausgeprägt, ist eine me-

ridionale Strömung begünstigt. Weiterhin werden synoptischskalige Störungen wie Zyklonen blockiert. Dies zeigt sich vor allem in negativen Phasen von NAO und WP. Beim PNA-Muster tritt dies in einer positiven Phase über dem nordamerikanischen Kontinent, in einer negativen Phase über dem mittleren Nordpazifik zu Tage. Der entgegengesetzte Zustand der Zirkulation, also positive Phasen vor allem des NAO- und WP-Telekonnektionsmusters, ist durch schwache planetare Wellen geprägt. Die Westdrift ist stark ausgebildet und mit ihr auch die Stormtracks und somit Zyklonen.

Große Bedeutung kommt den Telekonnektionsmustern indirekt auch bei der Regimeanalyse zu. Mit der Hilfe von EOFs, die häufig auch die Grundlage für die Analyse von Telekonnektionsmustern bilden, lässt sich ein für die Zirkulation repräsentativer aber gleichzeitig niedrigdimensionaler Phasenraum aufspannen, der einen Großteil der natürlichen Variabilität enthält. Die Regime zeigen die bevorzugten Zirkulationszustände der Atmosphäre. Feststellen lassen sich sehr unterschiedliche Charakteristika, die in Abschnitt 4.5 gezeigt wurden. Die Regime unterscheiden sich vor allem auch hinsichtlich der Skalen, auf denen Abweichungen vom langjährigen Mittel auftreten. Bei den drei untersuchten Zirkulationsregimen treten zwei gegensätzliche Extremzustände auf: Einer ist bestimmt durch eine positive AO-Phase und zeigt eine nach Norden verschobene Westdrift und mehr synoptische Aktivität. Der andere ist durch eine negative NAO- und positive WP-Phase gekennzeichnet, wobei sich eine nach Süden verschobene Westdrift und verstärkte planetare Aktivität zeigt. Diese beiden bevorzugten Zustände der Zirkulation zusammen erinnern stark an ein Telekonnektionsmuster, wie sie zuvor beschrieben wurden. Dabei haben sie jedoch einen deutlich globaleren Charakter. Das dritte untersuchte Regime ist geprägt durch eine positive NAO-Phase und hat somit einen lokalen Charakter. Die Auswirkungen über dem Pazifik sind eher schwach, jedoch dabei so gelagert, dass im Zonalmittel eine Kompensation auftritt, was bei den anderen beiden Regimen nicht der Fall ist.

Insgesamt zeigt sich die Diagnostik der großskaligen Zirkulation in der Atmosphäre mit Hilfe von Wärme-, Impuls- und EP-Flüssen als sehr nützliches Werkzeug. Dadurch, dass nicht nur einfache meteorologische Variablen betrachtet werden, ist ein viel tieferer Einblick in die Physik der Atmosphäre möglich. Es ist möglich, Wechselwirkungen und Rückkopplungen innerhalb der Atmosphäre auf und zwischen verschiedenen Skalen und auch zwischen den Teilsystemen der Erde zu analysieren und zu verstehen. Dieses Verständnis bildet die Grundlage, um Modelle weiterentwickeln zu können. Für die Arbeit auf diesem Gebiet ist die Verfügbarkeit von zuverlässigen Reanalysen von enormer Wichtigkeit. Hier ist durch die ERA-Interim-Daten, der neuen Reanalyse des ECMWF, mit neuen Ergebnissen zu rechnen. Insbesondere auch in arktischen Gebieten soll die Qualität der Daten hier höher liegen. Vor allem werden aber die Probleme der aktuellen Reanalysen, wie sie in Abschnitt 3.1 beschrieben sind, reduziert.

Die großskaligen atmosphärischen Flüsse sind darüber hinaus ein wichtiges Werkzeug, um Modelle zu verifizieren. Im Rahmen dieser Arbeit konnte dabei auch die Bedeutung der arktischen Gebiete gezeigt werden. Das Meereis hat einen starken Einfluss auf die atmosphärische Zirkulation, welche ihrerseits auch auf das Eis wirkt. In den Modellen ist die Eisvariabilität jedoch unzureichend umgesetzt. Dies zu verbessern ist ein wichtiger Ansatzpunkt für Verbesserungen in zukünftigen Klimamodellen. Darüber hinaus benötigen immer genauere Modelle

auch eine genauere Diagnostik, weshalb in Zukunft die Analyse der Wärme-, Impuls- und EP-Flüsse weiter an Bedeutung gewinnt, um genaue Aussagen über atmosphärische Wellen und Störungen, die im Grundstrom eingebettet sind, machen zu können. Weiterhin nützlich für die Verifikation von Modellen ist die Analyse von Telekonnektionsmustern und Regimen. Nur wenn diese korrekt wiedergegeben werden, vor allem auch hinsichtlich der dahinterstehenden planetaren und synoptischen Wellen, kann ein Modell zuverlässige und belastbare Ergebnisse liefern. Darauf aufbauend wird durch die korrekte Wiedergabe von Telekonnektionsmustern und Regimen die Möglichkeit gegeben, Aussagen über deren Variabilität in der Zukunft zu machen. Wie sich die Häufigkeiten bestimmter Phasen verändern und wie sich die Telekonnektionsmuster in ihrer Struktur vor allem angesichts des erwarteten Klimawandels ändern ist eine wichtige noch zu klärende Frage.

Abschließend bleibt festzustellen, dass Wärme-, Impuls- und EP-Flüsse und damit die Überprüfung der Wellendynamik heute noch zu oft in der Diagnostik und in der Verifikation von Modellen vernachlässigt wird. Die Weiterarbeit auf diesem Gebiet hat somit das Potential, viele neue Ergebnisse zu liefern und stark zur Verbesserung von Klimamodellen beizutragen.

Symbolverzeichnis

| | |
|---|---|
| A | Normierungskonstante |
| D | substantielle Ableitung, genaue Definition jeweils angegeben |
| N | Anzahl der Dimensionen eines Phasenraums |
| Q | Quellterm der diabatischen Wärmequelle in J/(kg s) |
| R | spezifische Gaskonstante für Luft mit $R = 287,058 \text{ J}/(\text{kg K})$ |
| S | statische Stabilität in J/kg |
| T | Temperatur in K |
| Ω | Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation mit $\Omega = 2\pi/86400 \text{ s}^{-1}$ |
| Φ | Geopotential in m^2/s^2 |
| Φ_z | Das Produkt RT in J/kg |
| Ψ | beliebige physikalische Größe |
| α | Irrtumswahrscheinlichkeit |
| β | Winkel |
| γ | Divergenzterm des geostrophischen Winds aus der variablen Corioliskraft |
| \hat{t} | Prüfgröße einer Stichprobe für den Vergleich mit der Student-t-Verteilung |
| κ | Isentropenkoeffizient mit $\kappa = 7/5$ für zweiatomige Gase |
| λ | Azimutwinkel bzw. Längengrade |
| λ_j | Eigenwerte einer Matrix |
| \mathbf{C} | Kovarianzmatrix |
| \mathbf{e}_j | Eigenvektoren einer Matrix |
| \mathbf{k} | vertikaler Einheitsvektor |
| \mathbf{v} | Vektor der Geschwindigkeit in m/s |
| \mathbf{x} | Vektor der Raumkoordinate in m |
| \mathcal{A}, \mathcal{B} | Mengen beliebiger statistischer Variablen a und b |
| $\mathcal{F}_x, \mathcal{F}_y, \mathcal{F}_z$ | Komponenten des Reibungsterms in m/s^2 |
| ∇ | Nablaoperator |
| ∇_h | horizontale Komponente des Nablaoperators |
| $\overline{\mathbf{E}_u}$ | EP-Fluss-Vektor für den Antrieb des Zonalwindes in m^2/s^2 |
| $\overline{\mathbf{E}_v}$ | EP-Fluss-Vektor für den Antrieb des Meridionalwindes in m^2/s^2 |
| $\overline{u'v'}$ | horizontaler Impulsfluss in m^2/s^2 |
| $\overline{v'T'}$ | meridionaler Wärmefluss in Km/s |
| ϕ | Polarwinkel bzw. Breitengrade |
| ϕ_p | Polarwinkel im Phasenraum |
| ρ | Dichte in kg/m^3 |
| θ | potentielle Temperatur in K |

| | |
|-----------------------|---|
| θ_p | Azimutwinkel im Phasenraum |
| \tilde{f}_p | reduzierte Anzahl der Freiheitsgrade einer Stichprobe |
| \tilde{n}_p | effektive Anzahl der Elemente in einer Stichprobe |
| a, b | beliebige statistische Variablen der Mengen \mathcal{A} und \mathcal{B} |
| c | Normierungskonstante |
| c_p | spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck mit $c_p = 1010 \text{ J}/(\text{kg K})$ |
| d | Wahrscheinlichkeitsdichte |
| d_i | Epanechnikov-Kernfunktionen für die Wahrscheinlichkeitsdichte |
| f | horizontaler Coriolisparameter in s^{-1} |
| f^* | vertikaler Coriolisparameter in s^{-1} |
| f_p | Anzahl der Freiheitsgrade einer Stichprobe |
| g | Erdbeschleunigung mit $g = 9.81 \text{ m/s}^2$ |
| h_{opt} | optimale Bandbreite für den Epanechnikov-Kern |
| i, j | allgemeine Zählervariablen |
| n | Anzahl der Elemente in einer Menge |
| n_p | Anzahl der Elemente in einer Stichprobe |
| p | Druck in Pa |
| p_0 | mittlerer Luftdruck auf Meeressniveau mit $p_0 = 101325 \text{ Pa}$ |
| p_j | Hauptkomponenten einer Hauptkomponentenanalyse |
| r | Korrelationskoeffizient |
| r_E | Erdradius mit $r_E = 6,3675 \cdot 10^6 \text{ m}$ |
| r_a | Autokorrelationskoeffizient mit Verschiebung um ein Element |
| r_p | Radius im Phasenraum |
| s | Standardabweichung |
| t | Zeit in s |
| $t_{\alpha, f}$ | Vergleichswert der Student-t-Verteilung mit der Irrtumswahrscheinlichkeit α bei f Freiheitsgraden |
| u, v, w | Geschwindigkeitskomponenten in m/s |
| u_R, v_R, w_R ... | Geschwindigkeitskomponenten der Residualzirkulation in m/s |
| u_g, v_g | Geschwindigkeitskomponenten des geostrophischen Windes in m/s |
| x, y, z | karthesische Raumkoordinaten in m |
| AO | Arktische Oszillation |
| AWI | Alfred-Wegener-Institut |
| CPC | Climate Prediction Center |
| DJF | Saison von Dezember bis Februar |
| ECHAM | Globales Atmosphärenmodell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie Ham- burg auf Grundlage eines Wettervorhersagemodells des ECMWF |
| ECHO-G | Gekoppeltes Klimamodell aus ECHAM4 und HOPE-G |
| ECMWF | European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (Europäisches Zen- trum für mittelfristige Wettervorhersage) |
| ENSO | El Niño Südliche Oszillation |
| EOF | Empirische Orthogonalfunktion |

| | | |
|----------|-------|--|
| EP-Fluss | | Eliassen-Palm-Fluss |
| ERA | | ECMWF Reanalyse |
| ERA40 | | Reanalyse des ECMWF für den Zeitraum September 1957 bis August 2002 |
| HOPE-G | | Hamburg Ocean Primitive Equation, Ozeanmodell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie Hamburg, Vorgänger von OM1 |
| IPCC | | Intergovernmental Panel on Climate Change (Zwischenstaatlicher Ausschuss für Klimaänderungen) |
| ITC | | Innertropische Konvergenzzone |
| MPI-OM1 | | Ozeanmodell des Max-Planck-Instituts für Meteorologie Hamburg |
| NAO | | Nordatlantische Oszillation |
| NCAR | | National Center for Atmospheric Research |
| NCEP | | National Centers for Environmental Prediction, hier auch kurz für die NCEP/NCAR-Reanalyse |
| PC | | Hauptkomponente (Principal Component) |
| PDO | | Pazifische Dekadenoszillation |
| PNA | | Pazifisch Nordamerikanisches Telekonnektionsmuster |
| SST | | Sea Surface Temperature (Meeresoberflächentemperatur) |
| THC | | Thermohaline Zirkulation |
| WP | | Westpazifisches Telekonnektionsmuster |

Literaturverzeichnis

- [Blackmon 1976] BLACKMON, M. L.: A Climatological Spectral Study of the 500 mb Geopotential Height of the Northern Hemisphere. In: *J. Atmos. Sci.* 33 (1976), S. 1607–1623
- [Blackmon und Lau 1980] BLACKMON, M. L.; LAU, N.-C.: Regional characteristics of the Northern Hemisphere wintertime circulation: A comparison of the simulation of a GFDL general circulation model with observations. In: *J. Atmos. Sci.* 37 (1980), S. 497–514
- [Bouttier und Courtier 1999] BOUTTIER, F.; COURTIER, P.: Data assimilation concepts and methods. In: *ECMWF Meteorological Training Course Lecture Series* (1999)
- [Bromwich und Fogt 2004] BROMWICH, D. H.; FOGT, R. L.: Strong Trends in the Skill of the ERA-40 and NCEP-NCAR Reanalyses in the High and Midlatitudes of the Southern Hemisphere, 1958-2001. In: *J. Climate* 17 (2004), S. 4603–4619
- [Bromwich u. a. 2007] BROMWICH, D. H.; FOGT, R. L.; HODGES, K. I.; WALSH, J. E.: A tropospheric assessment of the ERA-40, NCEP, and JRA-25 global reanalyses in the polar regions. In: *J. Geophys. Res.* 112 (2007), S. D10111
- [Charney und DeVore 1979] CHARNEY, J.G.; DEVORE, J.G.: Multiple Flow Equilibria in the Atmosphere and Blocking. In: *J. Atmos. Sci.* 36 (1979), S. 1205–1236
- [Crommelin 2004] CROMMELIN, D.: Observed Nondiffusive Dynamics in Large-Scale Atmospheric Flow. In: *J. Atmos. Sci.* 61 (2004), S. 2384–2396
- [Dethloff u. a. 1987] DETHLOFF, K.; SCHMITZ, G.; GRIEGER, N.: Die transienten Eddy-Transporte in der Projektion auf die langen atmosphärischen Wellen auf der Basis des FGGE Winters 1978/79. In: *Zeitschrift für Meteorologie* 37 (1987), S. 69–84
- [Eliassen und Palm 1961] ELIASSEN, A.; PALM, E.: On the transfer of energy in stationary mountain waves. In: *Geofysiske Publikasjoner* 22 (1961), S. 1–23
- [Etling 2002] ETLING, D.: *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*. Springer-Verlag, 2002
- [Graversen u. a. 2007] GRAVERSEN, R. G. ; MAURITSEN, T.; TJERNSTRÖM, M.; KÄLLÈN, E.; SVENSSON, G.: Vertical structure of recent Arctic warming. In: *Nature* 441 (2007), S. 53–56
- [Handorf und Dethloff 2009] HANDORF, D.; DETHLOFF, K.: Atmospheric teleconnections and flow regimes under future climate projections. In: *Eur. Phys. J. Special Topics* 174 (2009), S. 237–255

-
- [Holton 2004] HOLTON, J. R.: *An Introduction to Dynamic Meteorologie*. Elsevier Academic Press, 2004
- [James 1994] JAMES, I. N.: *Introduction to circulating atmospheres*. Cambridge University Press, 1994
- [Jung u. a. 2003] JUNG, T.; HILMER, M.; RUPRECHT, E.; KLEPPEK, S.; GULEV, S. K.; ZOLINA, O.: Characteristics of the Recent Eastward Shift of Interannual NAO Variability. In: *J. Climate* 16 (2003), S. 3371–3382
- [Kalnay u. a. 1996] KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D.: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. In: *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 77 (1996), S. 437–471
- [Kanamitsu u. a. 2002] KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.; HNILO, J. J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L.: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). In: *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 83 (2002), S. 1631–1643
- [Kistler u. a. 2001] KISTLER, R.; KALNAY, E.; COLLINS, W.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; KANAMITSU, M.; KOUSKY, V.; DOOL, H. van d.; JENNE, R.; FIORINO, M.: The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-Rom and documentation. In: *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 82 (2001), S. 247–267
- [Mantua u. a. 1997] MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C.: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. In: *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 78 (1997), S. 1069–1079
- [Marsland u. a. 2003] MARSLAND, S. J.; HAAK, H.; JUNGHANS, J. H.; LATIF, M.; RÖSKE, F.: The Max Planck Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. In: *Ocean Modell.* 5 (2003), S. 91–127
- [Mauritzen und Häkkinen 1997] MAURITZEN, C.; HÄKKINEN, S.: Influence of sea ice on the thermohaline circulation in the Arctic-North Atlantic Ocean. In: *Geophys. Res. Lett.* 24 (1997), S. 3257–3260
- [McCabe u. a. 2001] MCCABE, G. J.; CLARK, M. P.; SERREZE, M. C.: Trends in Northern Hemisphere Surface Cyclone Frequency and Intensity. In: *J. Climate* 14 (2001), S. 2763–2768
- [Mitas und Clement 2005] MITAS, C. M.; CLEMENT, A.: Has the Hadley cell been strengthening in recent decades? In: *Geophys. Res. Lett.* 32 (2005), S. L03809
- [Mokhov und Smirnov 2006] MOKHOV, I. I.; SMIRNOV, D. A.: El Niño-Southern Oscillation drives North Atlantic Oscillation as revealed with nonlinear techniques from climatic indices. In: *Geophys. Res. Lett.* 33 (2006), S. L03708
- [Newman u. a. 2003] NEWMAN, M.; COMPO, G. P.; ALEXANDER, M. A.: ENSO-Forced Variability of the Pacific Decadal Oscillation. In: *J. Climate* 16 (2003), S. 3853–3857

-
- [Nitta und Yamada 1989] NITTA, T.; YAMADA, S.: Recent Warming of Tropical Sea Surface Temperature and Its Relationship to the Northern Hemisphere Circulation. In: *J. Meteorol. Soc. Japan* 67 (1989), S. 375–383
- [Otto 2007] OTTO, F.: *Einfluss einer vereinfachten stratosphärischen Ozonchemie auf die planetare Wellendynamik in einem komplexen Klimamodell*, Universität Potsdam, Diplomarbeit, 2007
- [Rayner u. a. 2003] RAYNER, N. A.; PARKER, D. E.; HORTON, E. B.; FOLLAND, C. K.; ALEXANDER, L. V.; ROWELL, D. P.; KENT, E. C.; KAPLAN, A.: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. In: *J. Geophys. Res.* 108 (2003), S. 4407
- [Richman 1986] RICHMAN, M. B.: Rotation of principal components. In: *J. Climatol.* 6 (1986), S. 293–335
- [Roeckner u. a. 2004] ROECKNER, E.; BROKOPF, R.; ESCH, M.; GIORGETTA, M.; HAGEMANN, S.; KORNBLUEH, L.; MANZINI, E.; SCHLESE, U.; SCHULZWEIDA, U.: *The atmospheric general circulation model ECHAM5: Part II: Sensitivity of Simulated Climate to Horizontal and Vertical Resolution*. Report Nr. 254 des Max-Planck-Instituts für Meteorologie, Hamburg, 2004
- [Roeckner u. a. 2003] ROECKNER, E.; BÄUML, G.; BONAVENTURA, L.; BROKOPF, R.; ESCH, M.; GIORGETTA, M.; HAGEMANN, S.; KIRCHNER, I.; KORNBLUEH, L.; MANZINI, E.; RHODIN, A.; SCHLESE, U.; SCHULZWEIDA, U.; TOMPKINS, A.: *The atmospheric general circulation model ECHAM5: Part I: Model description*. Report Nr. 249 des Max-Planck-Instituts für Meteorologie, Hamburg, 2003
- [Roeckner u. a. 2006] ROECKNER, E.; LAUTENSCHLAGER, M.; SCHNEIDER, H.: *IPCC-AR4 MPI-ECHAM5_T63L31 MPI-OM_GR1.5L40 20C3M run no.1: atmosphere 6 HOUR values MPImet/MaD Germany*. World Data Center for Climate
- [Schmitz u. a. 1987] SCHMITZ, G.; GRIEGER, N.; KRÜGER, W.: Die transienten Eddy-Transporte in der Projektion auf die langen atmosphärischen Wellen auf der Basis des FGGE Winters 1978/79. I: Impuls- und Wärmetransporte. In: *Zeitschrift für Meteorologie* 34 (1987), S. 12–32
- [Schönwiese 2006] SCHÖNWIESE, C.-D.: *Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler*. Borntraeger, 2006
- [Sempff u. a. 2007] SEMPF, M.; DETHLOFF, K.; HANDORF, D.; KURGANSKY, M. V.: Circulation Regimes due to Attractor Merging in Atmospheric Models. In: *J. Atmos. Sci.* 64 (2007), S. 2029–2044
- [Silverman 1986] SILVERMAN, B.W.: *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. Chapman & Hall, 1986
- [Simmons u. a. 1989] SIMMONS, A. J.; BURRIDGE, D. M.; JARRAUD, M.; GIRARD, C.; WERGEN, W.: The ECMWF medium-range prediction model: Development of the numerical

- formulations and the impact of increased resolution. In: *Meteorol. Atmos. Phys.* 40 (1989), S. 28–60
- [Simmons u. a. 2007] SIMMONS, A. J.; UPPALA, S.; DEE, D.; KOBAYASHI, S.: The ERA interim reanalyses. In: *ECMWF Newsletter* (2007), Nr. 110, S. 25–35
- [Sokolova 2006] SOKOLOVA, E.: *A Study of Large-scale Atmospheric Dynamics on the Basis of NCEP Data and AOGCM Simulations*, Universität Potsdam, Dissertation, 2006
- [Sokolova u. a. 2007] SOKOLOVA, E.; DETHLOFF, K.; RINKE, A.; BENKEL, A.: Planetary and synoptic scale adjustment of the Arctic atmosphere to sea ice cover changes. In: *Geophys. Res. Lett.* 34 (2007), S. L17816
- [Trenberth 1986] TRENBERTH, K. E.: An Assessment of the Impact of Transient Eddies on the Zonal Flow during a Blocking Episode Using Localized Eliassen-Palm Flux Diagnostics. In: *J. Atmos. Sci.* 43 (1986), S. 2070–2087
- [Trenberth 1990] TRENBERTH, K. E.: Recent Observed Interdecadal Climate Changes in the Northern Hemisphere. In: *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 71 (1990), S. 988–993
- [Trigo 2006] TRIGO, I. F.: Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: a comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. In: *Clim. Dyn.* 26 (2006), S. 126–143
- [Uppala u. a. 2005] UPPALA, S. M.; KÅLLBERG, P. W.; SIMMONS, A. J.; ANDRAE, U. ; COSTA BECHTOLD, V. da; FIORINO, M.; GIBSON, J.K.; HASELER, J.; HERNANDEZ, A.; KELLY, G. A.; LI, X.; ONOGI, K.; SAARINEN, S.; SOKKA, N.; ALLAN, R. P.; ANDERSSON, E.; ARPE, K.; BALMASEDA, M. A.; BELJAARS, A. C. M.; BERG, L. van d.; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; CAIRES, S.; DETHOF, A.; DRAGOSAVAC, M.; FISHER, M.; FUENTES, M.; HAGEMANN, S.; E., Hólm; HOSKINS, B. J.; ISAKSEN, L.; JANSSEN, P. A. E. M.; MCNALLY, A. P.; MAHFOUF, J-F.; JENNE, R.; MORCRETTE, J-J.; RAYNER, N. A.; SAUNDERS, R. W.; SIMON, P.; STERL, A.; TRENBERTH, K. E.; UNTCH, A.; VASILJEVIC, D.; VITERBO, P.; WOOLLEN, J.: The ERA-40 re-analysis. In: *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 131 (2005), S. 2961–3012
- [Wang 2001] WANG, C.: Atlantic Climate Variability and Its Associated Atmospheric Circulation Cells. In: *J. Climate* 15 (2001), S. 1516–1536
- [Wang u. a. 2006] WANG, X. L.; SWAIL, V. R.; ZWIERS, F. W.: Climatology and Changes of Extratropical Cyclone Activity: Comparison of ERA-40 with NCEP-NCAR Reanalysis for 1958-2001. In: *J. Climate* 19 (2006), S. 3145–3166
- [Yu und Zwiers 2007] YU, B.; ZWIERS, F. W.: The impact of combined ENSO and PDO on the PNA climate: a 1,000-year climate modeling study. In: *Clim. Dyn.* 29 (2007), S. 837–851

Danksagung

An erster Stelle möchte ich mich ganz allgemein bei all den Menschen bedanken, bei denen ich in den letzten Jahren physikalisches Verständnis erlernen konnte. All diese Professoren, Doktoren und Kommilitonen aufzuzählen würde den Umfang jedoch schlichtweg sprengen.

Im Rahmen der Erarbeitung dieser Arbeit und darüber hinaus gilt mein erster Dank meinen Betreuern Prof. Klaus Dethloff und Dr. Dörthe Handorf, die mich mit ihrer Expertise auf dem Gebiet der Erforschung der atmosphärischen Zirkulation unterstützt haben. Erst durch die fruchtbaren Gespräche, konnten die Erkenntnisse und Ergebnisse so weit reifen, wie sie hier niedergeschrieben sind.

Auf technischer Seite danke ich vor allem Sabine Erxleben, welche mir bei der Nutzung der Systeme und Software jederzeit als Ansprechpartner bereitstand und so vor allem den Einstieg sehr erleichtert hat.

Meiner Zimmergenossin Maria Stock danke ich für die gute Atmosphäre und viele interessante Gespräche. Überhaupt bin ich sehr dankbar für die herzliche Aufnahme in die Gruppe Atmosphärische Zirkulation am Alfred-Wegener-Institut Potsdam. Besonderer Erwähnung bedarf es hier der Doktoranden, mit welchen ich nicht nur jederzeit Erkenntnisse austauschen konnte, sondern auch in der Freizeit bei gemeinsamen Unternehmungen die nötige Zerstreuung fand.

Auch abseits der wissenschaftlichen Arbeit ist ein starker Rückhalt von unschätzbarem Wert. Dafür möchte ich meinen Eltern, meinem Bruder und ganz besonders meiner Freundin Roxana danken. Ohne euch wären die leichten Zeiten nicht leicht gewesen und die schweren nicht erträglich. Insbesondere das Verständnis und die Motivation die ich erfahren habe, haben mir sehr geholfen.

Erklärung

Ich versichere, dass ich diese Arbeit selbstständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt sowie die Zitate kenntlich gemacht habe. Die Arbeit wurde an keiner anderen Hochschule eingereicht.

Ralf Jaiser